_

_

Номер 6, 2021

Возраст и источники метаосадочных пород Галамского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U—Pb геохронологических и Lu—Hf изотопных исследований детритовых цирконов <i>В. А. Заика, А. А. Сорокин</i>	3
Строение и геодинамическая эволюция максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) по данным структурного анализа и результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона <i>Б. Г. Голионко, А. В. Рязаниев, Н. А. Каныгина</i>	21
Механизмы деформации пород фундамента Тянь-Шаня в процессе альпийского тектогенеза <i>М. Г. Леонов, Е. С. Пржиялговский</i>	50
Напряженное состояние земной коры и сейсмотектоника Западного Сычуаня, Китай Ю. Л. Ребецкий, Ya. Guo, K. Wang, P. C. Алексеев, А. В. Маринин	75
Соотношение поверхностной и глубинной тектоники в пределах Африканского региона (по геолого-геофизическим данным) <i>Е. Н. Меланхолина</i>	98

_

_

Vol. 55, no. 6, 2021

Age and Sources of the Galam Terrane Metasedimentary Rocks in the Mongol–Okhotsk Fold Belt: Results from U–Pb Ages and Lu–Hf Isotope Data from Detrital Zircons V. A. Zaika, A. A. Sorokin	3
Structure and Geodynamic Evolution of the Maksyutov Metamorphic Complex (South Urals): Structural Analysis and Results of U–Pb Dating of Detrital Zircon <i>B. G. Golionko, A. V. Ryazantsev, N. A. Kanygina</i>	21
The Deformation Mechanisms of the Tien-Shan Basement Rocks in Alpine Tectogenesis M. G. Leonov, E. S. Przhiyalgovskiy	50
Stress State of the Earth Crust and Seismotectonics of West Sichuan, China Yu. L. Rebetsky, Ya. Guo, K. Wang, R. S. Alekseev, A. V. Marinin	75
Relationships between Superficial and Deep Tectonics in the African Region: Based on Geologic-Geophysical Data <i>E. N. Melankholina</i>	98

УДК 550.42

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ГАЛАМСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Lu–Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ¹

© 2021 г. В. А. Заика^{1,} *, А. А. Сорокин¹

¹Институт геологии и природопользования, ДВО РАН, д. 1, Релочный пер., 675000 Благовещенск, Россия *e-mail: zaika_v_a_88@mail.ru Поступила в редакцию 15.03.2021 г. После доработки 24.06.2021 г. Принята к публикации 24.08.2021 г.

Монголо-Охотский пояс является одним из важнейших структурных элементов Восточной Азии. В данной работе представлены результаты U–Pb геохронологических и Lu–Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна. Полученные данные показывают, что эти породы содержат значительное количество архейских и палеопротерозойских цирконов, — большинство зерен, независимо от возраста, имеют отрицательные значения $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ от -30.0 до -10.0 и модельный возраст $t_{\rm Hf(C)} > 2.2$ млрд лет. Полученные данные свидетельствуют о том, что главными источниками обломочного материала для метаосадочных пород Галамского террейна являлись магматические и метаморфические комплексы юго-восточного обрамления Сибирского кратона. Источниками девонских и каменноугольных цирконов с отрицательными и положительными значениями $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ от -7.4 до +6.9 и модельными возрастами $t_{\rm Hf(C)}$ 1.46–0.90 млрд лет, вероятно, были островные дуги. Полученные нами результаты указывают на то, что Галамский террейн является палеозойским аккреционным комплексом окраины Сибирского кратона.

Ключевые слова: детритовые цирконы, U–Pb и Hf изотопно-геохимические исследования, источники сноса обломочных пород, Монголо-Охотский океан, Галамский террейн

DOI: 10.31857/S0016853X21060084

введение

Монголо-Охотский пояс является одним из основных структурных элементов Восточной Азии и, вероятно, представляет собой самый молодой орогенный пояс в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса [74, 85]. Этот пояс протягивается на более чем 3000 км к северо-востоку от центральной Монголии через северную Монголию, северо-восточный Китай, восток России до Охотского моря (рис. 1). В настоящее время предполагается, что Монголо-Охотский пояс представляет собой реликт одноименного океана, закрытие которого происходило с запада на восток при столкновении Амурского супертеррейна и окраины Сибирского кратона [33, 51, 71, 74, 75, 85].

Современный структурный план Монголо-Охотского пояса представляет собой сложный коллаж многочисленных тектонических блоков веретеновидной формы, которые, вероятно, являются фрагментами аккреционных клиньев [33, 51, 59]. Палеозойские надсубдукционные офиолитовые и габбро-гранитные тела, расположенные в Монголо-Охотском поясе, а также палеозойские и мезозойские интрузии в его южном и северном обрамлении, указывают на неоднократное проявление субдукционных процессов в северном и южном направлениях (в современных координатах) в процессе его формирования [2–4, 6–8, 19, 23, 27, 29, 30, 33, 34, 38, 47, 51, 54, 69–71, 74, 82]. Однако многие аспекты эволюции Монголо-Охотского пояса остаются неясными, включая время и механизмы аккреционных и коллизионных процессов.

Одним из ключей к тектонической реконструкции Монголо-Охотского пояса являются системные U–Pb геохронологические и Lu–Hf изотопные исследования детритовых цирконов. Такие данные позволяют определить нижнюю возрастную границу осадконакопления, а также охарактеризовать возраст обломочного материала и его источник. Осадочные отложения Монголо-Охотского пояса, как правило, бедны ископае-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X21060084 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Геологическая схема Галамского террейна (составлена по [20] с изменениями и дополнениями). Показан (звездочка) район исследования.

На врезке: тектоническая схема Монголо-Охотского пояса и основных структур Восточной Азии (составлена по [33], с изменениями и дополнениями).

1 – Сибирский кратон; 2 – Коллаж террейнов юго-восточного обрамления Сибирского кратона; 3 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 4 – Амурский супертеррейн; 5 – Сихоте-Алинский орогенный пояс; 6–7 – отложения: 6 – голоценовые, 7 – плейстоценовые; 8 – раннемеловые граниты; 9 – позднемеловые вулканиты; 10 – позднетриасовые юрские, раннемеловые осадочные породы; 11 – пермские граниты; 12 – основные разломы; 13 – места отбора образцов; 14–20 – осадочные толщи Галамского террейна: 14 – пермские, 15 – раннекаменоугольные, 16 – позднедевонские, 17 – средние, средне-позднедевонские, 18 – ранние и ранне-среднедевонские, 19 – раннесилурийские, 20 – кембрийские; 21 – раннепалеозойские граниты; 22–25 – смежные (граничащие) террейны: 22 – Ланский, 23 – Токурский, 24 – Селемджинский, 25 – Ульбанский; 26 – позднемезозойские образования южного обрамления Сибирского кратона

мой флорой и фауной и, в этой связи, геохронологические данные для детритовых цирконов являются основными источником информации о возрасте этих отложений [33, 51]. U–Pb и Lu–Hf изотопные исследования выполнены для некоторых объектов Адаатсагского, Дошгольского, Хангай-Хентейского и Эрендавского террейнов западной части Монголо-Охот-

ского пояса, а также в сочетании с Sm-Nd исследованиями для объектов Янканского, Тукурингрского, Унья-Бомского и Джагдинского террейнов восточной части Монголо-Охотского пояса [22, 46, 49, 50, 62, 66]. На основании результатов этих исследований показано, что в строении Янканского террейна пространственно совмещены метаосадочные породы, принадлежащие аккреционным комплексам, сформированным над зонами субдукции с разной полярностью [69]. Предполагается, что один аккреционный комплекс сформировался в палеозое перед юго-восточной окраиной Сибирского кратона, а другой – перед северной окраиной Амурского супертеррейна. Схожая интерпретация была предложена для метаосадочных пород западной части Монголо-Охотского пояса [46, 50]. Также на основании U–Pb геохронологических данных был сделан вывод, что метаосадочные породы Тукурингрского и Джагдинского террейнов имеют мезозойский возраст, а не палеозойский, как предполагалось ранее, и они являются фрагментом раннемезозойского аккреционного комплекса перед окраиной Амурского супертеррейна [22, 36, 66].

Таким образом, результаты U–Pb, Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов из слабометаморфизованных осадочных комплексов Монголо-Охотского пояса, наряду с широким присутствием интрузивных пород вдоль северного и южного континентальных обрамлений пояса (в современных координатах) позволяют предположить, что в Монголо-Охотском океане в палеозое и мезозое существовали зоны субдукции противоположной полярности. Для подтверждения этого предположения мы провели U-Pb геохронологические и Lu-Hf-изотопное исследования детритовых цирконов в палеозойских метаосадочных породах Галамского террейна с целью определения возраста, источников терригенного материала, а также тектонической природы этого террейна (см. рис. 1). В связи с тем, что Галамский террейн – один из крупнейших террейнов Монголо-Охотского орогенного пояса, эти данные являются ключевыми для понимания истории формирования всего пояса.

СТРОЕНИЕ ГАЛАМСКОГО ТЕРРЕЙНА

Галамский террейн имеет клиновидную форму (см. рис. 1). На северо-западе он граничит с Джугджуро-Становым супертеррейном южной окраины Сибирского кратона и отделен по зоне Улигданского разлома от Ланского террейна Монголо-Охотского пояса. На юге и юго-востоке Галамский террейн по системам Мариинского и Тугурского разломов граничит с Токурским, Селемджинским и Ульбанским террейнами Монголо-Охотского пояса. В строении Галамского террейна принимают участие слабометаморфизо-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

ванные терригенные отложения, метабазальты и известняки от раннего кембрия до поздней перми. Согласно геологическому картированию, Галамский террейн состоит из нескольких структурных зон или тектонических блоков: Галамского, Тыльского, Тугурского и Селитканского блоков [16] (рис. 2).

К наиболее древним в Галамском террейне отнесены малоутаннакская (2900 м), джаводинская (1800 м), устьтокинская (1400 м), ирская (1250 м), курумская (450 м) и толща мыса Тыльского (390 м), которые представлены в основном кремнистыми породами, метабазальтами, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, известняками (см. рис. 2). По данным В.Ю. Забродина с соавт. [20] известняки содержат разнообразную кембрийскую фауну археоциат (Ladaecvathus sp., Erbocvathidae gen. et sp. indet., Tumuliolynthus sp., Capsulocyathus (?), Fransuasaecyathus sp. indet., Ajacicvathus sp., Nochoroicyathus lenaicus Zhuravl., Tumuliolynthus sp., Archaeolynthus sp.), трилобитов (Alokistocare? sp. nov., Ptychoporiidae gen. et sp. nov., Glyptagnostus ex gr. reticulatus); брахиопод (Obolella aff. chromatica Billings., Lingulella minuscula Sob., Acrothele horida Sob., Dictyonina hexagona Bell., Acrotretidae den. et sp. indet., Angulotreta triangularis Palmer, Opisthotretadepressa Palmer). В кремнях обнаружены кембрийские радиолярии Polventactinia dzhagdiensis Naz. и Entactinia iriensis Naz.

Силурийские толщи бугалийская (2600 м), тылякачанская (2250 м), лагапская (1910 м), джялакская (1200 м) и кунникитская (500 м) литологически близки к кембрийским отложениям (см. рис. 2). Терригенные породы содержат кораллы Palaeofavosites alveolaris (Goldf.), Multisolenia tortuosa Fritz., Multisolenia ninae (Tchern.), Favosites gothlandicus Lam., Miculiella annae Ivnsk., брахиоподы Eospiriferradiatus (Sow.), Clorinda substantiva Kulk., Protatrypa septentrionalis (Nikif.) [20].

Девонские толщи гербиканская (4240 м), иргаламская (3590 м), оннетокская (3100 м), нимийская (2900 м), корельская (2800 м), тайканская (2530 м), молюканская (2360 м), итматинская (2125 м), элькаганская (1620 м), ковахская (1525 м), бороллакская (1500 м), максинская (1200 м), а также свиты акриндинская (до 5000 м) и мыса Внутреннего (2100 м) представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, известковистыми породами, яшмами и базальтами (см. рис. 2).

В осадочных породах присутствуют остатки растений и споро-пыльцевые комплексы Taeniocrada cf. decheniana (Goepp.) Kr. et W., Drepanophycus spinaeformis Goepp., D. cf. gaspianus (Daws.) Stock., Eogaspesiea gracilis Dab., Psilophyton cf. princers Daws., Aphyllopteris sp., Dicranophyton sp., Dawsonites sp., Protolepidodendron cf. scharyanum Kr., P. protolepidodendron scharyanum Kr., Aneurophyton



Рис. 2. Стратиграфическая колонка исследуемых осадочных отложений (составлена по [20] с изменениями и дополнениями).

Использована международная стратиграфическая шкала (по [86]).

Показаны (звездочка) места отбора проб.

P₁₋₂nk - нельканская серия: метапесчаники, метаалевролиты, гравелиты; C1tm - тором-макитская толща: метапесчаники, метаалевролиты; C1mš - малошантарская свита: метапесчаники, метаалевролиты; С₁čт – чумавринская толща: метапесчаники, метаалевролиты, метабазальты; C₁lm – ламская свита: метабазальты, яшмы; C_1 lč – левочумавринская толща: метапесчаники, метаалевролиты; D_3 kv – ковахская толща: метапесчаники, гравелиты; D₃kr – корельская свита: метаалевролиты, метабазальты; D₃lg линдгольмская свита: метапесчаники, метаалевролиты, метабазальты; D₂mk – максинская толща: метапесчаники, метаалевролиты; D₂₋₃nm - нимийская толща: метапесчаники, метаалевролиты, метабазальты; D₂vn – свита мыса Внутреннего: метапесчаники, метаалевролиты, метабазальты; D₂ak – акриндинская свита: метапесчаники, метаалевролиты; D₂it – итматинская толща: метапесчаники, метаалевролиты; D₁₋₂tk - тайканская толща: метапесчаники, метаалевролиты; D₁?el – эльгаканская толща: яшмы, метабазальты, аргиллиты; D₁on – оннетокская толща: метапесчаники, метаалевролиты, яшмы; D₁ig – ир-галамская толща: яшмы, метабазальты, аргиллиты; D₁ml – молюканская толща: метапесчаники, метаалевролиты, аргиллиты; D₁gr – гербиканская толща: метапесчаники, метаалевролиты, аргиллиты; D₁br – толща мыса Бороллок: метапесчаники, метаалевролиты; S₂?kn кунникитская толща: яшмы, аргиллиты, метаалевролиты; S₁₋₂dž – джалякская толща: яшмы, метабазальты, метапесчаники, метаалевролиты; S₁?tl - тылякачанская толща: аргиллиты, яшмы, метабазальты; S₁lg – лагапская толща: метабазальты, метапесчаники; S₁bg – бугалийская толща: метабазальты, метапесчаники; \mathfrak{E}_3 ?ir – ирская толща: яшмы, метабазальты, ар-гиллиты; \mathfrak{E}_{2-3} dž – джаводинская толща: известняки, яшмы, метабазальты; \mathfrak{E}_{1-2} tl – толща мыса Тыльского: известняки; ε_{1-2} kr – курумская толща: яшмы, аргиллиты, метабазальты; Є₁ut – устьтокинская толща: яшмы, аргиллиты, метабазальты; €1mut – малоуттонакская толща: известняки, метапесчаники, метаалевролиты.

germanicum Kr. et W. В известняках обнаружены разнообразные комплексы строматопороидей Stromatopora boiarschinoi J a vor., Simhlexodictyon coninconicum Khrom., табуляты Corolites sp., Pachyfavosites sp., Oculipora sp., Alveolites sp., Alveolitella sp., Crassialveolites aff. crassus (Les.), Placacoenjenites ex gr. orientalis Eichw., мшанок Semicoscinium ravkovskii Nekh., S. granifeerum (Hall), Fenestella vera Ulrich., Atrypa devoniana descrescens F. et F., A. matutinalis Khud., Vagrania kolymensis (Nal.), V. cf. kolymensis (Nal.) var. intermediafera (Khud.), V. (Minatrypa) flabellata (Roem.), Lasutkina sp., криноидей Cupressocrinites cf. minor Yelt., C. gracilis Goldf., Mediocrinus cf. medius (Yelt.), M. persimilis (I. Dubat.), Pentagonacyclicus petrovensis Schisch [20].

Нижнекаменноугольные толщи чумавринская (3500 м), левочумавринская (2750 м), ламская (1600 м), малошантарская (1200 м), тором-макит-

ская (800 м) также, как и девонские образования, представлены терригенно-карбонатными и вулканогенно-кремнистыми (яшмовыми) породами (см. рис. 2). Алевролиты и известняки содержат мшанки Rhombopora sp., Nikiforovella sp., Sulcoretepora aff. astepnata Nekh., Fenestella sp. (aff. F. rudis Ulr.), криноидеи Platycrinites(?) texanum (M. et Jeff.), Pentagonocyclicus priscus Sfuk. В яшмах установлены конодонты Siphonodella cf. obsoleta Hass., Polygnathus ex gr. inornatus Br. et M., Siphonodella sp. aff. S. crenulata (Cooper), S. sp. aff. S. lobata (Br. et M.), S. sp. aff. S. sulcata (Huddle), Scaliognothus cf. anchoralis Br. et. M [20].

Пермская нельканская (3650 м) серия состоит из крупнозернистых терригенных отложений, содержащих двустворчатые моллюски *Neoschizodus* sp., *Chaenomya*(?) sp., *Edmondia*(?) sp., Angarian flora *Paracalamites* cf. vicinalis Radcz., *P.* cf. angustus Such., *Noegaerathiopsis* cf. derzavini Neub., *N. tschirkovae* Zal [20] (см. рис. 2).

Интрузии плагиогранитов распространены вдоль Улигданского разлома, отделяющего Галамский террейн от метаморфических комплексов южной окраины Сибирского кратона (см. рис. 1). На современной геологической карте эти породы отнесены к нижнедевонскому (?) Малоэльгинскому комплексу [20]. По данным Sun D.Y с соавт. [67] плагиограниты имеют кембрийский возраст (511 ± 3 млн лет, U–Pb метод по цирконам).

Верхнемеловые гранитоиды и вулканические породы широко распространены в пределах Галамского террейна (см. рис. 1). Они образовались после закрытия Монголо-Охотского пояса и связаны с тектоническими процессами вдоль тихоокеанской окраины Азии.

Представления о геодинамической природе Галамского террейна существенно различались. Б.А. Натальин [32] полагал, что Галамский террейн является аккреционным комплексом Сибирского кратона, который представляет сложную надвиговую структуру. В строении террейна им были выделены три ассоциации пород:

- базальты и кремнистые породы;
- терригенно-слоистые отложения;
- олистостромы.

Было показано, что данные ассоциации пород слагают отдельные тектонические пластины, но не образуют единую осадочную последовательность [32]. А.И. Ханчук [15, 51] предложил модель, согласно которой Галамский террейн является смещенным фрагментом Охотско-Корякского орогенного пояса, а не компонентом Монголо-Охотского пояса. Данная модель основана на сходстве кембрийской фауны Галамского террейна и Охотско-Корякского пояса.

С целью уточнения геодинамики Галамского террейна нами были проведены U-Pb геохроно-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

логические и Lu-Hf изотопные исследования детритовых цирконов из:

 метаалевролита джялакской толщи (обр. V-138);

 метапесчаника ир-галамской толщи (обр. V-118);

 метапесчаника оннетокской толщи (обр. V-131);

– метаалевролита акриндинской свиты (обр. V-126).

Места отбора образцов и микрофотографиии шлифов приведены (см. рис. 1, рис. 3, табл. 1).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

U-Рь геохронологические исследования

Выделение детритовых цирконов из метаосадочных пород выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН (г. Благовещенск, Россия) с применением тяжелых жидкостей. Далее цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме CL и BSE с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N (Hitachi High Technologies America Inc.), оснащенного детектором Gatan Chroma CL2 (Gatan Inc., USA). До проведения изотопных анализов цирконы были очищены в ультразвуковой ванне с 1% HNO₃ и 1% HCL для удаления любого остаточного общего свинца с поверхности цирконов. U-Рb геохронологические исследования цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского vниверситета (Arizona LaserChron Center, Tucson, Arizona, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 (Photon Machines Inc., USA) и ICP массспектрометра Thermo Element 2 (Thermo Fisher Scientific Inc., Germany). Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина составляла 15 мкм. Калибровка проводилась по стандарту FC (Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет [60]). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались цирконы SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex) [43]. Значения возрастов по отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2 σ) соответственно, что хорошо согласуется со значениями, полученными Г. Герелсом с использованием ID-TIMS метода [48]. Средние значения возрастов по отношениям 206 Pb/ 238 U and 207 Pb/ 206 Pb для стандарта R33 составили 417 \pm 7 и 415 \pm 8 млн лет, соответствующие рекомендованным [43, 56]. Систематические погрешности составляют 0.9% для отношения



Рис. 3. Микрофотографии образцов V-126 (а), V-131 (б), V-118 (в) и V-138 (г). Обозначено: Pl – плагиоклаз, Q – кварц, Ser – серицит.

²⁰⁶Pb/²³⁸U и 0.8% для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb (2σ). Поправки на обычный Pb вводились по ²⁰⁴Pb, скорректированному на ²⁰⁴Hg, в соответствии с модельными величинами. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте Геохронологического Центра Аризонского университета [87]. Конкордантные возрасты рассчитаны в программе Isoplot (vers. 3.6) [55, 68]. Из окончательных расчетов возраста были исключены:

 данные, для которых невозможно было рассчитать конкордантные возрасты;

 – конкордантные возрасты, которые соответствуют уровню достоверности 95%, но для которых величина СКВО > 1;

- отношения ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U с ошибками >3%, т.к. они превышают точность метода LA-ICP-MS.

Для расчета значений пиков на кривых вероятностей возрастов использовалась программа Age-Pick [87].

Lu-Нf изотопные исследования цирконов

Lu–Hf изотопные анализы цирконов были выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, Tucson, Arizona, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution (Nu Instruments, UK) и эксимерного лазера Analyte G2 (Teledyne CETAC, UK). Для настройки и проверки качества анализов использовались стандартные растворы JMC475, Spex Hf и Spex Hf, Yb и Lu, а также стандартные цирконы Mud Tank, 91500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL.

Lu—Hf изотопные анализы проводились в той же точке, где выполнялись U—Pb анализы. Диаметр лазерного пучка составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см², частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Детали аналитической методики изложены на сайте Геохронологического Центра Аризонского университета [87].

Для расчета величин $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ использованы константа распада ¹⁷⁶Lu ($\lambda = 1.867e^{-11}$) по [63]. При расчете значений $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ использованы хондритовые отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf (0.282785) и ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf (0.0336) [45]. Коровые Hf модельные возрасты t_{Hf(C)} рассчитаны, принимая среднее отношение ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf в континентальной коре, равное 0.0093 [42, 73]. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.28325 и ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0384 [44, 64].

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Период (Система)	№ обр.	GPS (x°x'x")	Толща	Состав пород в образцах		
Галамский террейн						
Средний девон (?)	V-126	в.д. 134°29′37.4″ с.ш. 53°14′09.2″	Акриндинская свита	Серые сланцеватые метаалевролиты 0.02–0.10 мм угловатой и полуокатанной формы: 25–30% кварц, 8–10% обломки пород, 30–35% плагиоклаз, 10–15% серицит		
Ранний девон (?)	V-131	в.д. 133°47′16.7″ с.ш. 53°45′02.7″	Оннетокская толща	Серые массивные метапесчаники 0.15—0.20 мм угловатой и полуокатанной формы: 30—35% кварц, 7—9% обломки пород, 38—45% плагиоклаз		
Ранний девон (?)	V-118	в.д. 132°38′30.0″ с.ш. 53°22′05.1″	Ир-Галамская толща	Серые массивные метапесчаники 0.15—0.20 мм угловатой и полуокатанной формы: 20–25% кварц, 8–12% обломки пород, 40–47% плагиоклаз, 2–3% серицит		
Силурийская (?)	V-138	в.д. 133°51′15.5″ с.ш. 54°00′43.9″	Джялакская толща	Массивные серые метапесчаники 0.15—0.20 мм угловатой и полуокатанной формы: 20—25% кварц, 8—10% обломки пород, 35—42% плагиоклаз, 5—7% серицит		

Таблица 1. Определение возраста, места отбора образцов и состав пород в образцах (%)

РЕЗУЛЬТАТЫ

U-Рb геохронологические исследования

Результаты U–Pb геохронологических исследований приведены (рис. 4; Приложение 1: табл. S1). Катодолюминесцентные (CL) изображения отдельных детритовых цирконов из наиболее молодых популяций показаны (рис. 5).

Образец V-138 (метапесчаник силурийской джялакской толщи (см. рис. 3, г; табл. 1)). Из 145 проанализированных детритовых цирконов конкордантный возрастов получен для 120 зерен (см. рис. 4, а; Прилож. 1: табл. S1). Цирконы имеют преимущественно палеопротерозойский (значения пиков на кривой вероятности возрастов 2121, 1982 и 1900 млн лет), реже архейский (значение пика 2514 млн лет) и раннепалеозойский (значение пика 512 млн лет) возрасты. Кроме того, присутствует незначительное количество неопротерозойских цирконов с возрастами 877 ± 5, 827 ± 5, 798 ± 8, 797 ± 4 и 586 ± 4 млн лет. Возрасты наиболее молодых цирконов составляют 511 ± 4, 508 ± 3, 486 ± 3 и 480 ± 4 млн лет, при этом кон-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

кордантный возраст наиболее молодой группы из трех зерен рассчитать не удается.

Образец V-118 (метапесчаник нижнедевонской ир-галамской толщи (см. рис. 3, в; табл. 1)). Было получено 109 конкордантных оценок возраста из 124 проанализированных детритовых цирконов (см. рис. 4, б; Прилож.1: табл. S1). Большинство зерен имеет палеопротерозойский (значения пиков на кривой вероятности возрастов 1976 и 1887 млн лет) и девонский (значение пика 380 млн лет). Кроме того, присутствует некоторое количество архейских цирконов (значения пиков 2735 и 2537 млн лет), а также семь зерен с конкордантными возрастами в интервале 870-502 млн лет. Конкордантный возраст наиболее молодого циркона составляет 368 ± 5 млн лет, конкордантный возраст наиболее молодой группы из трех зерен -371 ± 3 млн лет.

Образец V-131 (метапесчаник нижнедевонской оннетокской толщи (см. рис. 3, б; табл. 1)). Из 120 проанализированных зерен обр. V-131 для 104 получены конкордантные оценки возраста



Рис. 4. Кривые относительной вероятности U–Pb определения возраста детритовых цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна.

(а)–(г) – образцы: (а) – V-138 (метапесчаники джялакской толщи); (б) – V-118 (метапесчаники ир-галамской тощи); (в) – V-131 (метапесчаники оннетокской толщи); (г) – V-126 (метаалевролиты акриндинской свиты).

(см. рис. 4, в; Прилож. 1: табл. S1). Большинство зерен имеет архейский (значения пиков на кривой вероятности возрастов 2618 и 2489 млн лет), палеопротерозойский (значение пика 1907 млн лет) и палеозойский (значения пиков 493, 442 и 387 млн лет) возрасты. Присутствуют несколько неопротерозойских цирконов (значение пика 796 млн лет). Конкордантный возраст наиболее

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД



Рис. 5. Представительные (CL) изображения детритовых цирконов наиболее молодых популяций из метаосадочных толщ Галамского террейна.

молодого циркона составляет 372 ± 5 млн лет, конкордантный возраст наиболее молодой группы из трех зерен — 374 ± 3 млн лет.

Образец V-126 (метаалевролит среднедевонской акриндинской свиты (см. рис. 3, а; табл. 1)). Всего из данного образца было проанализировано 128 зерен детритовых цирконов, из которых получены конкордантные значения для 116 зерен (см. рис. 4, г; Прилож. 1: табл. S1). Подавляющее большинство цирконов имеет палеопротерозойский (значения пиков на кривой вероятности возрастов 1967, 1892 млн лет), неопротерозойский (значения пиков 508, 360, 334 млн лет) возрасты. Конкордантный возраст наиболее молодого циркона составляет 324 ± 5 млн лет, конкордантный возраст наиболее молодой группы из трех зерен — 378 ± 3 млн лет.

Lu-Нf изотопные исследования цирконов

Результаты Lu-Hf изотопных исследований цирконов показаны (рис. 6; см. Прилож. 1: табл. S2).

Lu—Hf изотопные исследования выполнены для: — 22 зерен циркона из метаалевролита (обр. V-138) силурийской джялакской толщи;

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

 19 зерен циркона из метапесчаника (обр. V-118) нижнедевонской ир-галамской толщи;
22 зерен циркона из метапесчаника (обр. V-131) нижнедевонской оннетокской толщи;



Рис. 6. Диаграмма $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ – возраст (млн лет) для цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна. 1-4 – образцы: 1 – джялакская толща (обр. V-138), 2 – ир-галамская толща (обр. V-118), 3 – оннетокская толща (обр. V-131), 4 – акриндинская свита (обр. V-126)

 20 зерен циркона из метаалевролита (обр. V-126) среднедевонской акриндинской свиты.

Согласно полученным результатам, архейские и палеопротерозойские цирконы имеют отрицательные и слабо положительные значения $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$, которые находятся в интервале от -20.3 до +3.4, и двухстадийными Hf-модельными возрастами ($t_{\rm Hf(C)}$) > 2.2 млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2).

Неопротерозойские и кембрийские зерна имеют более высокие значения $\varepsilon_{\text{Hf(t)}}$ от -5.2 до + 11.5 и более молодые значения Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf(C)}} = 1.61 - 1.01 \text{ млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2).$

Значения $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ и Hf-модельных возрастов ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных цирконов сильно различаются. Их можно разделить на две группы. Первая группа характеризуется крайне отрицательными значениями $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ от -33.0 до -12.1 с архейскими и палеопротерозойскими модельными возрастами $t_{\rm Hf(C)}$ 2.82–1.76 млрд лет. Вторая группа характеризуется слабоотрицательными и положительными значениями $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ от -7.4 до +6.9 и более молодыми (мезопротерозой-неопротерозой) модельными возрастами $t_{\rm Hf(C)}$ 1.46–0.90 млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Граничные условия осалконакопления Галамского террейна

Цирконы, составляющие наиболее молодые возрастные популяции в изученных образцах, имеют осцилляторную зональность (см. рис. 5), свидетельствующую об их магматическом происхождении. Кроме того, эти цирконы характеризуются соотношением Th/U в пределах 1.1–0.2, что также характерно для магматических цирконов [61, 76].

Конкордантный возраст наиболее молодого циркона из метаалевролита (обр. V-138) джялакской толщи составляет 480 ± 4 млн лет, а наиболее молодой пик на кривой вероятности возрастов соответствует значению 512 млн лет (см. рис. 4, а). Эти данные указывают на границу возраста отложений этой толщи от среднего кембрия до раннего ордовика. Таким образом, наши результаты согласуются с силурийским возрастом джялакской толщи, определенном на основании ископаемой фауны [20].

В метапесчанике (обр. V-118) ир-галамской толщи конкордантный возраст наиболее молодого циркона составляет 368 ± 5 млн лет, а наиболее молодой пик на кривой вероятности возрастов соответствует значению 380 млн лет (см. рис. 4, б). Эти данные указывают на то, что нижняя граница осадконакопления отложений ир-галамской толщи приходится на поздний девон, что не соответствует возрасту этой толщи, установленному на основании ископаемой флоры [20]. Это может означать:

 – назрела необходимость в пересмотре возраста ир-галамской толщи;

 исследованный нами образец принадлежит другой (более молодой) толще.

В настоящее время обе причины имеют равную степень вероятности.

Конкордантный возраст наиболее молодого циркона из метапесчаника (обр. V-131) оннетокской толщи составляет 372 ± 5 млн лет, а наиболее молодой пик на кривой вероятности возрастов соответствует значению 387 млн лет (см. рис. 4, в). Эти данные указывают на то, что нижняя граница осадконакопления этих отложений – средний девон. Это противоречит представлениям о раннедевонским возрасте оннетокской толщи, основанными на находках ископаемой флоры [20], и может объясняться приведенными нами теми же причинами, что и для ир-галамской толщи.

Наиболее молодой циркон из метаалевролита (обр. V-126) акриндинской свиты имеет конкордантный возраст 324 ± 5 млн лет, наиболее молодой пик на кривой относительной вероятности возрастов соответствует значению 334 млн лет (см. рис. 4, г). Эти данные определяют нижнюю границу возраста отложений этой свиты миссиссиппием. Однако в данной свите обнаружена обильная морская фауна среднего девона [20], в связи с чем, образец V-126, вероятно, принадлежит к более молодой осадочной формации.

Характеристика источников кластического материала

Восточная часть Монголо-Охотского пояса расположена между юго-восточной окраиной Сибирского кратона и Амурским супертеррейном, которые являются потенциальными источниками обломочного материала для осадочных пород в Монголо-Охотском поясе (см. рис. 1). Данные источники характеризуются резко различающимися возрастными и изотопными характеристиками.

Юго-восточное обрамление Сибирского кратона с раннедокембрийским фундаментом является источником как раннедокембрийских цирконов, так и более молодых цирконов с раннедокембрийским Нf-модельными возрастами [1, 5, 9–14, 26, 31]. Напротив, Амурский супертеррейн не имеет раннедокембрийского фундамента, и сложен неопротерозойскими и палеозойскими и раннемезозойскими геологическими комплексами [24, 25, 35, 37, 58, 65, 77, 80, 83, 84]. В этой связи, этот район является источником неопротерозойских, палеозойских и раннемезозойских цирконов с неопротерозойским (реже — мезопротерозойским) Нf-модельным возрастом.

Существует третий возможный источник обломочного материала — островные дуги в Монголо-Охотском океане. Их существование предполагается в большинстве тектонических моделей эволюции этого пояса [33, 51, 71, 74, 75, 85]. Возможно, что палеозойские тела габбро и плагиогранитов являются корнями таких островных дуг, но геохронологические и Hf-изотопые данные для этих пород, как правило, отсутствуют.

Полученные нами U–Pb геохронологические данные показывают, что в метаосадочных породах Галамского террейна (джялакская, ир-галамская, оннетокская толщи и акриндинская свиты) преобладают палеопротерозойские цирконы, при этом в значимом количестве присутствуют архейские цирконы (см. рис. 4; рис. 6; Прилож. 1: табл. S1). Эти цирконы характеризуются значениями $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -20.3 до +3.4 и величинами модельных возрастов $t_{\text{Hf}(C)} > 2.2$ млрд лет. Единственными источниками таких цирконов в рассматриваемом регионе могут быть палеопротерозойские и архейские магматические и метаморфические комплексы юго-восточного обрамления Сибирского кратона [1, 5, 9–13, 16–18, 26, 28, 31].

Неопротерозойские и кембрийские цирконы в метаосадочных породах Галамского террейна встречаются довольно редко. Эти цирконы имеют более слабо отрицательные и положительные значения $\varepsilon_{\text{Hf(t)}}$ от -5.2 до +11.5 и достаточно молодые модельные возрасты $t_{\text{Hf(C)}}$ 1.61–1.01 млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2). Судя по Hf-изотопным характеристикам, источником этих цирконов могли быть островные дуги. В частности, кембрийские (511 ± 3 млн лет) плагиограниты Галамского террейна могут быть корневой частью такой дуги. Этот подтверждается положительными значениями $\varepsilon_{\text{Hf(t)}}$ от +8.8 до +14.8 в цирконах из этих пород [67].

Большинство палеозойских цирконов в метаосадочных породах Галамского террейна имеют девонский (образцы V-118, V-126 и V-131) и каменноугольный (образец V-126) возраст (см. рис. 4; Прилож. 1: табл. S1). Эти цирконы имеют широкие вариации параметра $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ и величин Hf-модельных возрастов (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2). Цирконы с отрицательными значениями $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ от -33.0 до -12.1 и архейским/палеопротерозойским значениями модельных возрастов $t_{\rm Hf(C)} =$ = 2.82–1.76 млрд лет могли поступать в бассейн осадконакопления только с южной окраины Сибирского кратона. В качестве таких источников можно предполагать:

- гранитоиды Олекминского комплекса с возрастом 358 ± 6 млн лет [30] и 360 ± 2 млн лет [12];

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

- гранитоиды Баргузинского комплекса с возрастом 330–310 млн лет [38, 40].

 – вулканические породы Амазаро-Гилюйской зоны с возрастом 358 ± 2 млн лет [38, 40].

Источник позднедевонских цирконов неясен, однако ими могут быть интрузии Крестовского и Кручининского комплексов [41].

Другая группа девонских и каменноугольных цирконов характеризуется слабоотрицательными и положительными значениями $\epsilon_{\rm Hf(t)}$ от -7.4 до +6.9 и более молодыми (мезопротерозой-неопротерозой) возрастами $t_{\rm Hf(C)}$ 1.46–0.90 млрд лет (см. рис. 6; Прилож. 1: табл. S2). Изотопный состав Hf в этих цирконах предполагает происхождение пород без значительного участия раннедокембрийской коры в источниках первичных расплавов. Таким образом, этот источник не может находиться в пределах окраины Сибирского кратона. Следовательно, данными источниками могут быть островные дуги Монголо-Охотского океана, либо комплексы Амурского супертеррейна. Имеющиеся палеомагнитные данные указывают на большое расстояние в палеозое между Сибирским кратоном и континентальными массивами объединяемыми в Амурский супертеррейн, что исключает одновременное поступление обломочного материала со стороны Сибирского кратона и Амурского супертеррейна в палеозое [51-53, 57, 72, 78, 79, 81]. Следовательно, островные дуги Монголо-Охотского океана можно рассматривать в качестве основных источников девонских и каменноугольных цирконов со значениями $\epsilon_{\rm Hft}$ от -7.4 до +6.9 и мезопротерозойскими/неопротерозойскими Hf-модельными возрастами. В настоящее время доказательства наличия девонских и каменноугольных островных дуг в восточной части Монголо-Охотского пояса отсутствуют. Однако не исключено, что тоналиты с возрастом 392 ± 18 млн лет являются примером таких дуг [67].

Таким образом, наши данные позволяют предположить, что обломочный материал для метаосадочных пород Галамского террейна поступал преимущественно со стороны юго-восточной (в современных координатах) окраины Сибирского кратона, а также из островных дуг Монголо-Охотского океана.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

На основе структурных исследований Б.А. Натальин и Л.И. Попеко [32] показали, что Галамский террейн является мезозойским аккреционным комплексом Сибирского кратона, что объясняет тесную пространственную ассоциацию пород разного происхождения (кремни, известняки, базальты, песчаники).



Рис. 7. Кривые относительной вероятности U–Pb определения возраста детритовых цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна (а) в сравнении с определениями возраста цирконов из пород Ланского террейна (б) (по полученным данным с использованием данных [21]).

Исходя из полученных нами U–Pb геохронологических и Lu–Hf-изотопно-геохимических данных для детритовых цирконов следует, что основные источники обломочного материала для метаосадочных пород Галамского террейна располагались на юго-восточной окраине Сибирского кратона. Существенно в меньшей степени происходило накопление геологического материала, привнесенного островными дугами Монголо-Охотского палеоокеана. Наши данные дополнительно подтверждают, что Галамский террейн является аккреционным комплексом (или его частью), сформированным во фронтальной части юго-восточной окраины Сибирского кратона.

При определении возраста формирования Галамского аккреционного комплекса принимается во внимание следующие условия [12, 30, 38–40]:

 – Галамский террейн состоит в основном из силурийских, девонских, раннекаменоугольных толщ;

 пермские осадочные комплексы развиты слабо, и возможно относятся к более поздней эволюции Монголо-Охотского океана;

 вдоль южной и юго-восточной окраин Сибирского кратона развиты гранитоиды и вулканические породы (позднедевонского и раннекаменноугольного возраста), которые, вероятно, были связаны с субдукцией под данную окраину.

На основании этих данных мы полагаем, что Галамский аккреционный комплекс является позднепалеозойским. Однако этим мы не исключаем, что вдоль южной окраины Сибирского кратона были и более молодые аккреционные комплексы. В частности, мезозойским аккреционным комплексом является Ланский террейн, который состоит из позднепалеозойских и раннемезозойских образований [21] (см. рис. 1). Графики кривых относительной вероятности возрастов цирконов из метаосадочных пород Ланского и Галамского террейнов, а также изотопный состав Нf этих цирконов сближаются (рис. 7, а, б; рис. 8). Однако в метаосадочных породах Ланского террейна установлены более молодые цирконы, чем в Галамском террейне. Таким образом, результаты анализа изотопного состава цирконов могут свидетельствовать о существовании палеозойских и мезозойских зон субдукции, направленных под южную и юго-восточную окраины Сибирского кратона (в современных координатах).

Мы не можем обойти вниманием то, что модель А.И. Ханчука [15, 51], основанная на предположении о том, что Галамский террейн является смещенным фрагментом Охотско-Корякского орогенного пояса, реконструирует геологические процессы с высокой степенью достоверности, но данная модель, на первый взгляд, находится в



Рис. 8. Диаграмма $\varepsilon_{Hf(t)}$ — возраст (млн лет) для цирконов из метаосадочных пород Галамского террейна (а) в сравнении с определениями возраста цирконов из пород Ланского террейна (б) (по данным [21]).

○1 △2

1-2 - террейны: 1 - Галамский, 2 - Ланский

противоречии с результатами наших исследований. Однако мы считаем важным подчеркнуть, что объектами исследований А.И. Ханчука являлись кембрийские комплексы, тогда как объектами данного исследования — силурийские, девонские и каменноугольные (?) метаосадочные комплексы. В этой связи можно предположить, что кембрийские и более молодые комплексы имеют разную тектоническую природу и представляют собой различные тектонические пластины, совмещенные в современной структуре Галамского террейна.

выводы

Полученные данные и результаты проведенных исследований привели нас к следующим выводам:

1. В изученных ир-галамской, оннетокской и акриндинской толщах возраст границы осадконакопления на основе U—Pb датирования обломочных цирконов оказался моложе возраста, установленного на основе ископаемой фауны.

2. Детритовые цирконы в метаосадочных породах Галамского террейна содержат большое количество архейских и палеопротерозойских цирконов. Кроме того, большинство цирконов, независимо от возраста, имеют преимущественно отрицательные значения $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ от -30.0 до -10.0 и величины Hf-модельных возрастов $t_{\rm Hf(C)} > 2.2$ млрд лет. Эти данные позволяют предположить, что основные источники обломочного материала для метаосадочных пород Галамского террейна располагались на юго-восточной окраине Сибирского кратона.

3. Поступление девонских и каменноугольных обломочных цирконов со слабо отрицательными

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

и положительными значениями $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ от -7.4 до +6.9 и более молодыми значениями модельных возрастов $t_{\rm Hf(C)} = 1.46 - 0.90$ млрд лет происходило за счет разрушения островных дуг в Монголо-Охотском океане.

4. Галамский террейн является палеозойским аккреционным комплексом (или его частью) юго-восточной окраины Сибирского кратона.

Благодарности. Авторы благодарят Е.Н. Воропаеву (ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия), О.Г. Медведеву (ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия) за подготовку монофракций цирконов. Авторы выражают благодарность коллегам Геохронологического Центра Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, Tucson, Arizona, USA) за проведение аналитических исследований. Мы искренне признательны предпринимателю и пилоту А.Н. Лучникову (ИП Лучников А.Н., г. Благовещенск, Россия) за предоставление вертолета и осуществление полетов с авиадесантированием в труднодоступный регион исследования, от которых технически полностью зависело проведение данного исследования.

Авторы благодарны рецензентам акад. В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия) и проф., д. г-м. н. А.К. Худолею (СПбГУ – Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за подготовку оригинала статьи.

Финансирование. Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект 18-17-00002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бучко И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З. Палеопротерозойские габбро-анартозиты Селенгино-Станового супертеррейна Южного обрамления Сибирского кратона // ДАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 502–505.
- 2. Бучко И.В., Изох А.Э., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Котов А.Б., Яковлева С.З. Петрология позднеюрского ультрамафит-мафитового Веселкинского массива, юго-восточное обрамление Сибирского кратона // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 283– 294.
- 3. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Изох А.Э., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Позднеюрский возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитовых массивов Селенгино-Станового супертеррейна // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1321–1334.
- 4. Бучко И.В., Сорокин А.А., Изох А.Э., Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плотника Ю.В. Петрология раннемезозойского ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное об-

рамление Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 754–769.

- 5. Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и тектоническая позиция Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (Селенгино-Становой супертеррейн южного обрамления Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 3–13.
- Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Изох А.Э., Яковлева С.З. Триасовый этап мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1489–1500.
- Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Плоткина Ю.В. Высокотитанистые габброиды западной части Джугджуро-Станового супертеррейна: возраст и тектоническая позиция // Геохимия. 2010. Т.48. №6. С.657–660.
- Бучко И.В., Сорокин А.А., Котов А.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Пономарчук В.А., Ларин А.М. Возраст и тектоническое положение Лукиндинского дунит-троктолит-габбро-анортозитового массива (восточная часть Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 889–899.
- 9. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 355–359.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Яковлева С.З., Анисимова И.В. О возрасте усть-гилюйской толщи Станового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2012. Т. 444. № 4. С. 402–406.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Wang K.L., Сипд S.L. Палеопротерозойский возраст протолитов метаосадочных пород Сутамской толщи Алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса (Становой структурный шов) // ДАН. 2015. Т. 463. № 4. С. 438–442.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Wang K.L., Сальникова Е.Б. Возраст, источники и области сноса протолитов метаосадочных пород джелтулакской серии (Джелтулакский структурный шов) // ДАН. 2016. Т. 468. № 4. С. 425–428.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б., Wang K.L., Jahn В.М., Cung S.L. Мезозойский возраст гилюйского метаморфического комплекса зоны сочленения Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 542–546.

- 14. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.-L. Возраст и тектоническое положение метаморфического Станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3–16.
- Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М., Сергеев С.А. Возраст станового комплекса восточной сибири по данным ионного микрозонда (SHRIMP II) // ДАН. 2007. Т. 412. № 3. С. 365–368.
- 17. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Саморукова Л.М. Возраст мигматитов станового комплекса восточной сибири по результатам датирования цирконов U-Pb методом (SHRIMP II) // ДАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 80-84.
- Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., De-Waele B., Пресняков С.Л. Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация западного Забайкалья – фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 30–49.
- Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г., Кременитская Н.А., Махинин А.В., Опалихина Е.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1: 1 000000 – Серия Дальневосточная. Лист N-53 (Шантарские острова). / Под ред. Г.В. Роганова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. (http://webmapget.vsegei.ru/index.html (Дата запроса 23.06.2021).
- Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники осадочных пород Ланского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 36. № 3. С. 3–15. https://doi.org/10.1134/S1819714020030070
- 22. Заика В.А., Сорокин А.А., Сю Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники метаосадочных пород западной части Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 38–58.
- 23. Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты верхнеундинского гранитоидного батолита (восточное Забайкалье) // Геохимия. 2003. Т. 41. № 4. С. 408–424.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Белякова Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.

- Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сковитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48–60.
- 26. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Сковитина Т.М., Загорная Н.Ю., Wang K.-L., Chung S.-L., Jahn B.-М. Палеопротерозойский возраст Зейской серии Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // ДАН. 2016. Т. 471. № 5. С. 571-574.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Коршунов А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса // ДАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 363–368.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирвания // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–260.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Гранитоиды Тукурингрского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // ДАН. 2014. Т. 457. № 6. С. 692–696.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Гранитоиды Олекминского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и тектоническое положение // ДАН. 2015. Т. 464. № 2. С. 194–198.
- 31. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Овчиникова Г.В., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Васильева И.М., Сергеева Н.А., Мельников Н.Н., Wang К.-L., Chun S.-L. Гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 463–485.
- Натальин Б.А., Попеко Л.И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1991 № 2. С. 81–89.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2001. № 16. С. 797-830.
- 34. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Сорокин А.П., Сорокин А.А., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Токско-Флгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // ДАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 652–657.

- 35. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Jahn В.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Wang K.L., Chung S.L., Lee Н.Ү., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Рb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519-523.
- 36. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 1000000. – Серия дальневосточная. – Лист N-52 (Зея). / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. (http://webmapget.vsegei.ru/index.html (Дата запросв 23.06.2021).
- 37. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимия, источники и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. Т. 55. № 2. С. 127–148.
- 38. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–170.
- 39. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.
- 40. *Цыганков А.А.* Позднепалеозойские гранитоиды западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.
- Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В., Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1:1000000 – Серия Алдано-Трансбайкальская. – Лист М-50. (Борзя). / Под ред. В.В. Старшенко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. (http://webmapget.vsegei.ru/ index.html (Дата запроса 23.06.2021).
- Amelin Y., Davis W.J. Geochemical test for branching decay of ¹⁷⁶Lu // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69. P. 465–473. https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.04.028
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. Vol. 205. P. 15–140. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo 2004.01.003
- 44. Blichert-Toft J., Albarède F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. No. 1–2. P. 243–258. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X
- 45. *Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett J.* The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the

17

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 273. P. 48–57. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010

- 46. Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A. The Mongol–Okhotsk Belt in Mongolia – An appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // Tectonophysics. 2011. Vol. 510. P. 132–150. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.024
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic–Mesozoic subductionrelated magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150-million-year history of the Mongolia–Okhotsk ocean // J. Asian Earth Sci. 2013. Vol. 62. P. 79–97. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.07.023
- Gehrels G.E., Valencia V, Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. P. 1–13. https://doi.org/10.1029/2007GC001805
- 49. Hara H., Kurihara T., Tsukada K., Kon Y., Uchino T., Suzuki T., Takeuchi M., Nakane Y., Nuramkhaan M., Chuluun Minjin. Provenance and origins of a Late Paleozoic accretionary complex within the Khangai– Khentei belt in the Central Asian orogenic belt, Central Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2013. Vol. 75. P. 141– 157.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.07.019

- 50. Kelty T.K., Yin A., Dash B., Gehrels George E., Ribeiro Angela E. Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay–Hentey Basin, North-Central Mongolia: Implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean in Central Asia // Tectonophysics. 2008. Vol. 451. P. 290–311. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.052
- Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and evolution of the Mongol-Okhotsk orogenic belt. The Central Asian orogenic belt geology. – In: Evolution, Tectonics, and Models. / Ed. by Kröner A. Borntraeger, (Sci. Publ., Stuttgart, Germany 2015). P. 211–234.
- 52. Kravchinsky V.A., Cogné J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int. 2002a. Vol. 148. P. 34–57. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2002.01557.x
- Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V. Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments from the southernmargin of Mongol-Okhotsk ocean, Far Eastern Russia // J. Geophys. Res. Atmospheres. 2002b. Vol. 107. P. 1–22. https://doi.org/10.1029/2001JB000672
- 54. Liu H., Li Y., He H., Huangfu P., Liu Y. Two-phase southward subduction of the Mongol-Okhotsk oceanic plate constrained by Permian-Jurassic granitoids in the Erguna and Xing'an massifs (NE China) // Lithos. 2018. Vol. 304–307. P. 347–361. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.016
- Ludwig K.R. User's Manual for a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, (Berkeley Geochron. Center Spec. Publ., UK, 2008). P. 1–75. https://drive.goo-

gle.com/file/d/15UcAyMSrm5EWRbia2_nYMmo-Ha7fvSJc_/view (Accessed December 24, 2020).

- 56. Mattinson J.M. Analysis of the relative decay constants of ²³⁵U and ²³⁸U by multi-step CA-TIMS measurements of closedsystem natural zircon samples // Chem. Geol. 2010. Vol. 275. P. 186–198. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.05.007
- Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Y., Wingate M.T. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Research. 2010. Vol. 18. P. 400–419. https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.12.008
- Miao L., Zhang F., Zhu M., Liu D. Zircon SHRIMP U-Pb dating of metamorphic complexes in the conjunction of the Greater and Lesser Xing'an ranges, NE China: Timing of formation and metamorphism and tectonic implications // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 114. P. 634–648. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.09.035
- Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // Island Arc. 1993. Vol. 2. P. 15–34.
- 60. Paces J.B. and Miller J.D. Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 1993. Vol. 98. P. 13997–14013. https://doi.org/10.1029/93JB01159
- 61. *Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // Chem. Geol. 2002. Vol. 184. P. 123–138.

https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2

- Ruppen D., Knaf A., Bussien D., Winkler W., Chimedtseren A., Albrecht von Quadt. Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and seamount collision // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 1517–1534. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.022
- Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock // Science. 2001. Vol. 293. P. 683–687. https://doi.org/10.1126/science.1061372
- 64. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 219. P. 311– 324.

https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00012-3

- 65. Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Yu.V. Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: Evidence from U–Th–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd, and ⁴⁰Ar/³⁹Ar data // Lithos. 2019. Vol. 332–333. P. 340–354. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.001
- 66. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W., Yang H. Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

along the Dzhagdy Transect // Gondwana Res. 2020. Vol. 81. P. 58–78.

https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.009

67. Sorokin A.A., Zaika V.A. Timing of formation and geodynamic setting of Paleozoic granitoids in the eastern Mongol-Okhotsk Belt: Constraints from geochemical, U-Pb and Hf isotope data // Lithos. 2021. Vol. 388-389. P. 106086.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106086

- 68. Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology // Geosci. Frontiers. 2016. Vol. 7. P. 581-589. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006
- 69. Sun D.Y., Gou J., Wang T.H., Ren Y.S., Liu Y.J., Guo H.Y., Liu X.M., Hu Z.C. Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic crust // Int. Geol. Rev. 2013. Vol. 55. P. 1801-1816. https://doi.org/10.1080/00206814.2013.804664
- 70. Tang J., Xu W.L., Wang F., Zhao S., Wang W. Mesozoic southward subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic plate: evidence from geochronology and geochemistry of Early Mesozoic intrusive rocks in the Erguna massif, NE China // Gondwana Research. 2016. Vol. 31. P. 218-240. https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.010
- 71. Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: Constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean, suture and orogeny // J. Geol. Soc. London. 2005. Vol. 162. Is. 1. P. 125–134.

https://doi.org/10.1144/0016-764903-146

- 72. Van der Voo R., van Hinsbergen D.J., Domeier M., Spakman W., Torsvik T.H. Latest Jurassic-earliest Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: A paleomagnetic and seismological-tomographic analysis. - In: Late Jurassic Margin of Laurasia - A Record of Faulting, Accommodating, Plate Rotation. / Ed. by T.H. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.I. Khanchuk, J.H. MacDonald (Jr.). - GSA Spec. Pap. 2015. Vol. 513. P. 589-606.
- 73. Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. P. 3717-3723. https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00201-3
- 74. Wang T., Tong Y., Zhang L., Li S., Huang H., Jianjun Zhang J., Guo L., Yang Q., Hong D., Donskaya T., Gladkochub D., Tserendash N. Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // J. Asian Earth Sci. 2017. Vol. 145. P. 368-392.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.029

75. Wang W., Tang J., Xu W.L., Wang F. Geochronology and geochemistry of Early Jurassic volcanic rocks in the Erguna Massif, northeast China: Petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk suture belt // Lithos. 2015. Vol. 218-219. P. 73-86.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.012

76. Williams I.S. Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma complex, Southeastern Australia // Australian J. Earth Sci. 2001. Vol. 48. P. 557-580. https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00883.x

- 77. Wu G., Chen Y.C., Chen Y.J., Zeng Q.T. Zircon U-Pb ages of the metamorphic supracrustal rocks of the Xinghuadukou Group and granitic complexes in the Argun massif of the northern Great Hinggan Range, NE China, and their tectonic implications // J. Asian Earth Sci. 2012. Vol. 49. P. 214-233 https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.11.023
- 78. Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Absolute reconstruction of the closing of the Mongol-Okhotsk Ocean in the Mesozoic elucidates the genesis of the slab geometry underneath Eurasia // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2017. Vol. 122. Is. 7. P. 4831–4851. https://doi.org/10.1002/2017JB014261
- 79. Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // Earth Sci. Rev. 2017. Vol. 171. P. 492-519. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.016
- 80. Xu M.J., Xu W.L., Wang F., Gao F.H. Age, association and provenance of the "Neoproterozoic" Fengshuigouhe Group in the northwestern Lesser Xing'an Range, NE China: Constraints from zircon U-Pb geochronology // J. Earth Sci. 2012. Vol. 23. P. 786-801. https://doi.org/10.1007/s12583-012-0291-0
- 81. Zhao P., Chen Y., Xu B., Faure M., Shi G., Choulet F. Did the Paleo-Asian Ocean between North China Block and Mongolia Block exist during the late Paleozoic? First paleomagnetic evidence from central-eastern Inner Mongolia, China // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2013. Vol. 118. Iss. 5. P. 1873–1894. https://doi.org/10.1002/jgrb.50198
- 82. Zhao P., Xu B., Jahn B. The Mongol-Okhotsk Ocean subduction-related Permian peraluminous granites in northeastern Mongolia: Constraints from zircon U-Pb ages, whole-rock elemental and Sr-Nd-Hf isotopic compositions // J. Asian Earth Sci. 2017. Vol. 144. P. 225–242. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.03.022
- 83. Zhou J.B. and Wilde S.A. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2013. Vol. 23. P. 1356-1377. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.012
- 84. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q. Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: Evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // Tectonophysics. 2011. Vol. 499. P. 105-117. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.12.009
- 85. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: A plate tectonic synthesis // AGU Bull. Ser.: Geodynam. 1990. Vol. 21. P. 1-242.
- 86. International Chronostratigraphic Chart (2018), https:// stratigraphy.org/chart (Accessed December 20, 2020).
- 87. https://www.sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/ (Accessed August 21, 2021).

ГЕОТЕКТОНИКА 2021 № 6

ЗАИКА, СОРОКИН

Age and Sources of the Galam Terrane Metasedimentary Rocks in the Mongol–Okhotsk Fold Belt: Results from U–Pb Ages and Lu–Hf Isotope Data from Detrital Zircons

V. A. Zaika^{*a*, *}, A. A. Sorokin^{*a*}

^aInstitute of Geology and Nature Management, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, 675000 Blagoveshchensk, Russia *e-mail: zaika v a 88@mail.ru

The Mongol–Okhotsk Belt is one of the major structural elements of East Asia. In research we present U–Pb age and Hf isotope data for detrital zircons from metasedimentary rocks of the Galam Terrane. Our new data indicate that these samples contain a significant amount of Archean and Paleoproterozoic zircons. The data obtained confirm that these rocks contain a significant amount of Archean and Paleoproterozoic zircons – most grains, regardless of age, have negative $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ values from –30.0 to –10.0 and model age $t_{\rm Hf(C)} > 2.2$ Ga. The main sources of clastic material for the metasedimentary rocks of the Galam Terrane were igneous and metamorphic complexes of the southeastern margin of the Siberian Craton. Some of the Devonian and Carboniferous zircons have slightly negative and positive $\varepsilon_{\rm Hf(t)}$ values of –7.4 to +6.9 and younger $t_{\rm Hf(C)}$ ages of 1.46–0.90 Ga. These zircons were derived from eroded island arcs in the Mongol–Okhotsk Paleo-Ocean. Our results suggest that the Galam Terrane is the Paleozoic accretionary complex of the Siberian Craton.

Keywords: Detrital zircon, U-Pb and Hf isotopic data, Provenance, Mongol-Okhotsk Ocean, Galam Terrane

УДК 551.243

СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАКСЮТОВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА И РЕЗУЛЬТАТАМ U-Рb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА¹

© 2021 г. Б. Г. Голионко^{1,} *, А. В. Рязанцев¹, Н. А. Каныгина¹

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

*e-mail: golbor62@gmail.com Поступила в редакцию 29.07.2021 г. После доработки 04.10.2021 г. Принята к публикации 02.11.2021 г.

Проведены детальные структурные исследования образований максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса Южного Урала, получены U-Pb-изотопные (LA-ICP-MS) оценки возраста зерен обломочного циркона из кварцитов юмагузинской и карамалинской серий (тектоно-стратиграфических единиц), слагающих комплекс. Полученные данные показывают, что обе серии являются близковозрастными, но разнофациальными образованиями, слагавшими проксимальную (юмагузинская серия) и дистальную (карамалинская серия) области палеозойской окраины палеоконтинента Балтика. Чередование этих серий в максютовском комплексе объясняется их тектоническим совмещением при формировании чешуйчато-надвиговой структуры данного комплекса. Образования максютовского комплекса испытали погружение в зону субдукции Магнитогорской островной дуги и складчатые деформации при последующей эксгумации из зоны субдукции. В структурной эволюции комплекса установлены четыре этапа деформации. Первый этап связан с формированием складок юго-западной вергентности и колчановидных складок F₁ и отвечает эксгумации образований максютовского метаморфического комплекса из зоны субдукции Магнитогорской островной дуги в юго-западном (в современных координатах) направлении в середине фаменского века позднего девона. Второй этап выражен в формировании складок юго-восточной вергентности F₂, наиболее распространенных в максютовском комплексе, и связан с косой левосторонней коллизией Магнитогорской дуги с окраиной Балтики в конце девона. На третьем этапе деформации формировались складки западной вергентности F₃, обусловленные движениями в зоне Главного Уральского разлома, в ходе позднепалеозойской континентальной коллизии. Постколлизионные сдвиговые движения четвертого этапа деформации, маркированные складками с крутопадающими шарнирами F₄ завершили главную стадию структурной эволюции региона.

Ключевые слова: Южный Урал, максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс, обломочный циркон, U–Pb возраст LA-ICP-MS, структурная эволюция, этап деформации, складка, вергентность, шарнир, линейность

DOI: 10.31857/S0016853X21060035

введение

Структурному анализу складчатых деформаций принадлежит важная роль в формировании современных представлений о строении и геодинамической эволюции внутриконтинентальных орогенов. Особенно плодотворно применение этих методов при изучении метаморфических комплексов, являющихся существенной составляющей структуры большинства складчато-надвиговых поясов. Максютовский эклогит-глаукофансланцевый метаморфический комплекс Южного Урала — эталонный типовой пример подобных комплексов, развитых в складчатых поясах мира, один из ключевых для познания геодинамической эволюции Уральской складчатой области. Комплекс достаточно полно исследован в петролого-геохимическом и изотопно-геохронологическом отношении, однако его структурные характеристики до сих пор нуждаются в уточнении [19, 33, 36]. Изучение детритовых цирконов из кварцитовых толщ максютовского комплекса позволило установить их палеозойский возраст и сделать вывод о том, что деформационная история максютовского комплекса связана, в основ-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X21060035 для авторизованных пользователей.



ном, с палеозойским этапом [11]. Работы исследователей по изучению структурных особенностей комплекса проводились в южной части, реже — в центральной части зоны распространения комплекса и менее всего изучалась структурная эволюция северной часть зоны [8, 9, 13, 24, 35].

Цель нашей работы — разработка новой модели структурной и геодинамической эволюции максютовского комплекса на основе исследований, проведенных по всей области его распространения, определение возраста зерен обломочного циркона, уточнение строения максютовского комплекса с использованием полученных результатов анализа структурных данных.

Рис. 1. Основные структурные элементы Южного Урала (по днным [10], с изменениями и дополнениями). Обозначено (римские цифры в кружках): I – Предуральский краевой прогиб; II – Центрально-Уральская мегазона: Башкирский антиклинорий (IIa), зона (антифома) Уралтау (Пб); ПІ – Зилаирский синклинорий. Кракинский аллохтон (IIIa). Сакмарский аллохтон (IIIб); IV – Магнитогорская мегазона. *1* – нижнекаменноугольно–пермские флиш, молассы и карбонатные отложения; *2* – каменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения; 3нижнекаменноугольные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи; 4 - граувакки фаменского яруса верхнего девона: 5 – девонские вулканогенные надсубдукционные толщи; 6 – батиальные терригенные и терригенно-кремнистые комплексы среднего ордовика-нижнего девона; 7 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи нижнего-среднего палеозоя: 8 – вулканогенно-осадочная толша венла: 9 – суванякский метатерригенный комплекс; 10 - максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс; 11 - рифейско-вендские терригенные и ордовикскосреднедевонские терригенно-карбонатные чехлы пассивной континентальной окраины; 12 – мафит-ультрамафитовые комплексы и серпентинитовый меланж; 13 – позднедевонские-раннекаменноугольные интрузии габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного комплекса; 14 – тектонические границы: а – Главный Уральский разлом (ГУР), δ – прочие

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс слагает узкий (1.5—16 км) тектонический блок на юго-востоке западного склона Южного Урала, где образует восточную часть центрального и южного секторов зоны (антиформы) Уралтау, протягиваясь от долины р. Казмаш на севере до бассейна верховьев р. Губерля и ее притоков на юге на расстояние около 250 км. На западе комплекс отделен Янтышевско-Юлукским разломом от относительно слабометаморфизованных метаосадочных образований суванякского комплекса [27].

Восточной границей области распространения максютовского комплекса является меланж зоны Главного Уральского разлома (рис. 1). Максютовский комплекс, сложенный разнообразными метаосадочными и метамагматическими породами, характеризуется полистадийной эволюцией складчатости и метаморфизма [4, 14, 18].

Д.Г. Ожиганов [26] впервые выделил максютовский комплекс из структур зоны Уралтау и разделил его на две свиты:

 яманскую, сложенную гранат-глаукофановыми сланцами, кварцитами и зелеными ортосланцами;

 ишимбетовскую, представленную переслаиванием графитовых и безграфитовых парасланцев с прослоями зеленых ортосланцев [26].

Впоследствии была принята четырехчленная схема стратиграфического расчленения комплек-

са [17]. Согласно этой схеме, в составе комплекса выделяются залегающие последовательно (снизу вверх) четыре свиты рифейского возраста:

- галеевская (существенно кварцитовая);

 – кайраклинская, представленная переслаиванием графитовых и безграфитовых парасланцев, мраморов, кварцитов и ортосланцев основного состава;

 юмагузинская, разрез которой представлен переслаиванием гранат-глаукофановых сланцев, фенгитовых кварцитов и метааркозов;

 – карамалинская, представленная чередованием графитовых и безграфитовых парасланцев, кварцитов, мраморов и основных метавулканитов.

Тела эклогитов были встречены в образованиях всех свит, за исключением галеевской [22].

Несмотря на то, что данная схема признана до настоящего времени и используется исследователями при проведении государственной геологической съемки, однако имеет явные признаки несоответствия полученным в последнее время данным.

П.М. Вализер и В.И. Ленных [3] предложили тектоно-метаморфическую концепцию, в соответствии с которой выделены две тектонически совмещенные структурно-формационные единицы:

 нижняя метатерригенная (субконтинентальная);

 верхняя метавулканогенная (субофиолитовая).

К нижней единице отнесены галеевская, юмагузинская и часть кайраклинской свиты, а в состав верхней — часть кайраклинской и карамалинская свита. Нетрудно заметить, что в обоих подразделениях присутствуют сходные по составу породы. Докембрийский возраст комплекса в этой работе не подвергался сомнению.

Впоследствии появились данные о находках палеозойской фауны среди образований максютовского комплекса, однако, высказывались сомнения, являются ли линзы мраморизованных известняков, содержащие палеозойские конодонты, его составной частью или они представляли собой тектонические чешуи, совмещенные с породами комплекса в процессе позднепалеозойской коллизии [14, 30, 37]. Галеевская и юмагузинская свиты, объединенные в юмагузинскую серию, были отнесены к нижней тектоно-стратиграфической единице, при этом кайраклинская и карамалинская свиты, объединенные в карамалинскую серию, были отнесены к верхней тектоно-стратиграфической единице [14].

Не возражая против двучленного строения комплекса, мы считаем, что галеевские кварциты

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

следует относить к карамалинской серии, т.к. в стратотипическом районе в 1.5 км к северу от дер. Верхнее Галеево (Зилаирский район, Республика Башкортостан, Россия) они залегают внутри разреза тонкоплитчатых углеродистых кварцитов, которые относятся к карамалинской серии, а не лежат в основании данной серии. Таким образом, мы полагаем, что в состав юмагузинской серии входят только кварциты юмагузинской серии Нами установлено, что карамалинская серия может залегать как структурно выше, так и ниже юмагузинской серии.

Проведенное геохронологическое изучение обломочных цирконов из кварцитов обеих серий позволило установить палеозойский (предположительно ордовикский) возраст кварцитов юма-гузинской и карамалинской серий [11]. Тем не менее на наличие в составе комплекса пород с доордовикским возрастом протолита, указывает Sm–Nd оценка возраста эклогитов максютовского комплекса 650 \pm 15 млн лет и цирконы с позднедокембрийскими и раннекембрийскими возрастами из эклогитов и гранат-глаукофановых сланцев [6, 7, 13, 18, 19, 36].

Возраст пикового эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма, связанного с погружением утоненного края пассивной континентальной окраины в зону субдукции под Магнитогорской островной дугой, оценивается значениями 388 ± 4 млн лет, 384 ± 3 , 392 ± 2 , 393-406 млн лет, 411-389 млн лет [6, 7, 23, 34, 36]. Возраст остывания и эксгумации и максютовского комплеса оцениваются разными методами интервалом 375-315 млн лет [33, 34, 36]. Появление обломочного глаукофана в песчаниках зилаирской серии фиксирует выведение комплекса в область денудации в середине фаменского века позднего девона [2, 27, 39].

Изучение структурных особенностей максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса началось во второй половине 1970-х гг. В ранних работах были установлены основные структуры комплекса, среди которых выявлена ведущая роль складок юго-восточной вергентности, а также намечены схемы структурной эволюции [13, 22, 24]. Последующий этап структурных исследований максютовского метаморфического комплекса связан с исследованиями по программе Европроба, в которых предполагалась ведущая роль складок северо-западной вергентности, их образование объяснялось поддвигом в зону субдукции Магнитогорской островной дуги, при этом формирование складок юго-восточной вергентности, доминирующих в структуре максютовского метаморфического комплекса, связывалось с ретрошарьированием [35]. Приводимая R. Hetzel [35] схема структурной эволюции предполагает, что Главный Уральский разлом (ГУР) представляет собой сброс, однако В.Н. Пучковым [27] было доказано, ГУР является надвигом.

Наши исследования показали, что складки юговосточной вергентности предшествуют складкам северо-западной вергентности, связанным с коллизионными процессами в позднем палеозое [9, 10].

U–РЬ ДАТИРОВАНИЕ ЗЕРЕН ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА

Для максютовского метаморфического комплекса нами было проведено U–Pb (LA-ICP-MS) датирование зерен обломочного циркона из кварцитов юмагузинской серии и галеевских кварцитов, относящихся к карамалинской серии. По результатам исследований был установлен их палеозойский, предположительно ордовикский возраст [11]. Для более полного обоснования возраста кварцитовых толщ нами были дополнительно отобраны три пробы в южной части зоны Уралтау (рис. 2).

Проба G-19-27 (Д) из метагравелитов, залегаюших в вилимом основании разреза толши графитовых кварцитов карамалинской серии, отобрана на правом берегу правого притока р. Губерля – ручья Аптулла в точке с коородинатами 51°33′50.9″ с.ш., 57°57′26.2″ в.д. [1] (см. рис. 2). Проба G-19-28 (В) из малослюдистых кварцитов, слагающих прослой в толще графитовых и малослюдистых кварцитов карамалинской серии, отобрана в левом борту долины р. Дергамыш в точке с координатами 51°57′48.2″ с.ш., 57°54′27.4″ в.д.. Все эти породы ранее относились к галеевской свите [1]. В кварцитах этих проб значительную часть составляют обломки аркозового состава. Метагравелит пробы G-19-27 сложен округлыми обломками микроклина, реже сростками микроклина с кварцем, сцементированными мелкозернистым кварцевым агрегатом. В пробе кварцитов G-19-28, до 10% зерен представлены обломками гранитоидов – сростками кварца с микроклином и микроклина с плагиоклазом, обломки чистого

микроклина встречаются реже. Проба 1996 (Г) из фенгитовых кварцитов, юмагузинской серии, слагающих тектоническую пластину в сложнодислоцированном пакете чешуй фенгитовых, малослюдистых и графитовых кварцитов, отобрана в районе левого притока р. Ташла в точке с координатами 51°49'34.3" с.ш., 57°53'52.5" в.д. (см. рис. 2). Порода сложена крупночешуйчатым желто-зеленым фенгитом, зернами калиевого полевого шпата и кварца.

Выделенные из кварцитов обеих серий зерна обломочного циркона были вмонтированы в эпоксидную шашку и изучены в проходящем свете. U–Pb-изотопное датирование зерен циркона проведено в ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитики В.С. Шешуков, А.С. Дубенский) на установке лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Inc., Portland, Multnomah County, Oregon, USA), совмещенной с магнито-секторным ICP-MS массспектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc., Waltham, Middlesex County, Massachusetts, USA). Методические приемы и константы, использованные для обработки первичных аналитических данных, приведены в работах [25, 28].

В пробе метагравеллитов G-19-27 изучено 100 зерен циркона и получено 77 конкордантных оценок (Приложение 1: Табл. S1). Преобладают цирконы с возрастами в интервале 517—589 млн лет (61 зерно) с выраженным на кривой плотности вероятности (КПВ) максимумом 543 млн лет (рис. 3). Отдельные зерна имеют палео-, мезопротерозойские возрасты, которые не образуют выраженных максимумов.

В пробе кварцитов G-19-28 изучено 101 зерно циркона, для которых получено 66 конкордатных оценок возраста. Преобладает популяция цирконов в интервале 522—587 млн лет (42 зерна). На КПВ отмечены отчетливый максимум 552 млн лет и небольшой — 587 млн лет. Отдельные зерна имеют палео-, мезопротерозойские и неоархейский возрасты, не образуя выраженных максимумов.

Рис. 2. Структурная схема центральной и южной части зоны (антиформы) Уралтау и ее обрамления.

А – проба G-17-39 (дер. Максютово); Б – проба G-17-14 (дер. Верхнее Галеево); В – проба G-19-28 (р. Дергамыш); Γ – проба 1996 (р. Ташла); Д – проба G-19-27 (руч. Аптулла). Обозначено (римские цифры): І – Зилаирский синклинорий, ІІ – зона (антиформа) Уралтау, ІІІ – Магнитогорская мегазона. 1 – палеозойские отложения (нерасчлененные); 2 – вулканогенно-осадочная толща венда; 3 – суванякский зеленосланцевый метатерригенный комплекс; максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс (4–7): 4–5 – серия: 4 – карамалинская серия, 5 – юмагузиская серия; 6 – мафит-ультрамафитовые комплексы и серпентинитовый меланж: a – в зоне ГУР, δ – в максютовском комплексе, e – в зоне Янтышевско-Юлукского разома; 7 – эклогитсодержащие зоны; тектонические границы (8–9): 8 – структурноформационных зон и комплексов: a – Главный Уральский разлом (ГУР), δ – прочие; 9 – в максютовском комплексе: a – граница областей преимущественного распространения структур западной и юго-восточной вергентности, δ – границы юмагузинской и карамалинской серии; 10 – соскладчатые надвиги; 11 – преимущественные падения сланцеватости в максютовском комплексе: a – нормальные залегания, δ – опркинутые; 12 – район проведения работ: a – участки детальных структурных наблюдений, δ – линии структурных профилей (1 – Казмаш, 2 – Гумерово, 3 – Яманташ, 4 – Дергамыш, 5 – Караяново, 6 – Аксарлак, 7 – Ташла, 8 – Губерля); 13 – места отбора проб



В пробе фенгитовых кварцитов 1996 изучено 98 зерен циркона, для которых получено 53 конкордатные оценки возраста. Полученные возрасты образуют два интервала. Первый составляет от 502 до 573 млн лет (32 циркона) с выраженными на КПВ максимумами 524, 538 и 557 млн лет, второй — от 630 до 686 млн лет (17 зерен) с максимумами 648 и 668 млн лет. Единичное зерно имеет возраст 2472 млн лет.

Новые данные подтверждают сделанный ранее вывод [11] о палеозойском возрасте кварцитов обеих серий. Диапазоны возрастов проб G-17-27, G-17-28 и 1996 хорошо коррелируются между со-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021



бой и имеют сходство с возрастами обломочных цирконов из фенгитовых юмагузинских кварцитов пробы G-17-39, которая была изучена ранее. Проба G-17-39 (А) отобрана в точке с координатами (52°15′46.3″ с.ш., Е 57°46′07.7″ в.д.) на левом берегу р. Крепостной Зилаир у дер. Максютово из фенгитовых юмагузинских кварцитов (см. рис. 2). В этой пробе изучено 93 зерна циркона, для которых получено 65 конкордантных датировок (69.9%). Конкордантные оценки возраста попадают в интервалы 497–640 и 957–1027 млн лет. На КПВ отмечены отчетливые максимумы с возрастом 514, 548, 605 млн лет и слабый – 1016 млн лет.

От этой группы отличается изученная ранее проба G-17-14 (Б), которая была взята из малослюдистых кварцитов карамалинской серии галеевского типа в точке с координатами 52°09'13.3" с.ш., 57°51′46.8″ в.д. на правом берегур. Сакмара, выше дер. Верхнегалеево (см. рис. 2). Зерна циркона в этой пробе, в отличие от зерен из первой группы, в основном, хорошо окатаны. Из пробы изучено 103 зерна циркона, для которых получено 98 конкордатных датировок (95%). Они попадают в интервалы 529-594, 956-2144 и 2709-2781 млн лет. На кривой плотности вероятности (КПВ), отмечены отчетливые максимумы со значениями 544, 551 и 1491 млн лет. Менее проявлены максимумы со значениями 600, 657, 1025, 1175, 1224, 1342, 1550, 1782, 1909, 1962, 2004, 2080 и 2781 млн лет (см. рис. 3).

Распределение возрастов зерен обломочного циркона кварцитов карамалинской серии из пробы G-17-14 с одной стороны и проб G-19-27 и G-19-28 с другой, различно, несмотря на сходство типов разрезов, что указывает на отличия в источниках сноса. Возможно, в структуре максютовского комплекса присутствуют пластовые отторженцы, перемещенные в процессе формирования комплекса из соседних палеозон, и кварциты, как мы считаем, — галеевского типа — в точке G-17-14 представляют один из них.

В то же время, как уже было отмечено выше, распределение зерен обломочного циркона кварцитов юмагузинской серии из проб G-17-39 и 1996 с одной стороны и из проб G-19-27 и G-19-28, отобранных из кварцитов карамалинской серии с

Рис. 3. Гистограммы и графики плотности вероятности распределения возрастов зерен обломочного циркона из кварцитов максютовского метаморфического комплекса (с детализацией для кембрийско-неопротерозойского интервала).

⁽а) — проба G-19-27 (аркозовые метагравелиты карамалинской серии); (б) — проба G-19-28 (аркозовые кварциты карамалинской сери); (в)—(г) — кварциты юмагузинской серии: (в) — проба 1996, (г) — проба G-17-39; (д) — проба G-17-14 — карамалинская серия, кварциты галеевского типа.

другой, близко, несмотря на различие типов разрезов. Это можно объяснить различными фациями палеозойской окраины палеоконтинента Балтика, к которым относятся породы максютовского комплекса, при этом юмагузинская серия представляет собой ее проксимальную, а карамалинская – дистальную часть. Чередование юмагузинской и карамалинской серии в строении комплекса, а особенно появление образований одной серии в поле развития другой, по-видимому, объясняется их тектоническим совмещением. Таким образом, максютовский комплекс является мегатектонитом чешуйчато-надвигового строения. представляющего собой чередование тектонических пластин, сложенных образованиями, занимавшими различное положение в структуре континентальной окраины.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Изучение структурной эволюции максютовского метаморфического комплекса проводилось методом мезоструктурного анализа, т.е. изучения плоскостных и линейных элементов складок, развитых в пределах обнажения и установления взаимоотношений разновозрастных складчатых структур. Построение структурных диаграмм производилось с использованием программы "Stereo 32" [40].

Область распространения максютовского метаморфического комплекса можно условно разделить на три сегмента, несколько различающиеся по своему строению – северный центральный и южный (см. рис. 2). Северный сегмент протягивается от долины р. Казмаш на севере до широты дер. Юлдыбаево на юге и характеризуется преобладанием структур западной вергентности [9]. Центральный сегмент протягивается от широты дер. Юлдыбаево до широты дер. Янтышево вдоль долины среднего течения р. Сакмара. Здесь преобладают структуры юго-восточной вергентности [10]. К югу от широты д. Янтышево до южного замыкания антиформы Уралтау расположен наиболее широкий южный сегмент, в котором структуры западной, северозападной и юго-восточной вергентности развиты примерно одинаково [10].

Основным изучаемым плоскостным элементом на всех участках является сланцеватость, совпадающая с метаморфической полосчатостью, линейные элементы представлены шарнирами мелких складок и характерной для комплекса линейностью, на большей его части (за исключением южного замыкания антиформы Уралтау) ориентированной по линии юго-запад—северо-восток. Судя по деформированным метагравелитам, это — линейность удлинения, являющаяся важ-



Рис. 4. Линейность удлинения в метагравелитах карамалинской серии (руч. Аптулла).

ным кинематическим параметром, показывающим направление перемещения метаморфических комплексов (рис. 4).

Северный сегмент

В северном сегменте области максютовский комплекс слабо обнажен и наименее исследован. Породы юмагузинской и карамалинской тектоностратиграфических единиц формируют здесь серию чешуй северо-западной вергентности (см. рис. 2). Тектонический контакт с суванякским комплексом, как правило, не вскрыт, однако судя по данным геологического картирования на юге этого сегмента, он падает в западных румбах и продолжает, таким образом, зону Янтышевско-Юлукского разлома. В центре и на севере сегмента контакт переориентирован, залегает вертикально, или падает на восток.

Наиболее представительными для данного сегмента являются два относительно хорошо обнаженных участка, которые были выбраны для проведения детальных структурных наблюдений — долина реки Казмаш и район д. Гумерово.

Участок Казмаш. Расположен на правом борту долины одноименной реки на крайнем севере области распространения комплекса (см. рис. 2). Большая площадь участка сложена породами, отнесенными при среднемасштабном геологическом картировании, к кварцитовой толще ишимбетовской свиты максютовского комплекса уверенно коррелируемой с юмагузинской серией [21]. Основным структурным элементом участка являются линейные складки северо-восточного простирания, как юго-восточной, так и северо-западной вергентности, соотношения между которыми не удалось установить вследствие слабой обнаженности.



Рис. 5. Складчатые формы максютовского комплекса на правом борту долины р. Казмаш. (а) – колчановидные складки F₁; (б) – ранняя изоклинальная сксладка F₁, смятая в более позднюю складку F₂ юговосточной вергентности; (в) – складка F₃ северо-западной вергентности. Обозначено: дешифрированное положение сланцеватости (линии желтым); следы осевых поверхностей (штрих-линия белым); срыв внутри образований максютовского комплекса (линия красным).

Наиболее ранними в пределах участка являются колчановидные складки F₁, размером от 0.25 до 10 м, фронтальные части которых представлены замкнутыми структурами, а фланги – лежачими складками, осевые плоскости которых полого (∠10°-15°) погружаются на северо-запад и юговосток (рис. 5, а; рис. 6). Это свидетельствует о влиянии более поздних деформаций, шарниры этих мелких складок, и параллельная им линейность, погружаются в северо- восточном направлении под углом $10^{\circ}-15^{\circ}$. К этой же генерации F₁ относятся ранние изоклинальные складки, смятые в более поздние складчатые структуры юговосточной вергентности F₂, являющиеся одними из основных на этом участке (см. рис 5, в). Осевые плоскости последних круто (∠60°-80°) погружаются в северо-западном направлении; падения на их юго-восточных крыльях достигают 60°-85°, северо-западные крылья более пологие — 45°-60°. Горизонтальный размах крыльев складок – 0.5– 100 м. Шарниры этих складок полого (∠5°-10°) погружаются как в юго-западном, так и северовосточном направлениях (см. рис. 6). К сводовым частям складок F₂ иногда приурочены колчановидные складки F₁.

В долине р. Казмаш крылья складок F_2 деформированы с образованием складок с осевыми плоскостями, полого ($\angle 20^\circ - 35^\circ$) погружающимися в юго-восточном направлении. Для этих складок типичны как открытые, так и сжатые формы (см. рис. 6). К этой же генерации, по-видимому, относятся складки северо-западной вергентности и полого ($\angle 15^\circ - 35^\circ$) падающие на восток зоны рассланцевания и катаклаза (см. рис. 5, в).

Следующей, самой молодой генерации на участке Казмаш отвечают S- и Z-образные асимметричные складки F_4 с крутопадающими ($\angle 70^\circ - 80^\circ$) шарнирами, погружающимися в северо-восточном направлении, типичные для зон пластичных сдвигов.

Участок Гумерово. Расположен на левом берегу ручья — правого притока р. Сакмара (см. рис. 2). Здесь с запада на восток последовательно в стенках заброшенного карьера и коренных выходах вскрываются фенгитовые кварциты юмагузинской серии, на которые с юго-востока по пологому ($\angle 10^\circ - 15^\circ$) разлому надвинуты графитовые кварциты карамалинской серии. Тектонический контакт фенгитовых и графитовых кварцитов



Рис. 6. Характеристики складчатых форм и этапы деформации максютовского комплекса (по данным [8], с изменениями и дополнениями).

представлен зоной катаклаза и милонитизации мощностью 30—60 см, выполненной как тектонизированными кварцитами обоих типов, так и апосерпентинитовыми тальк-хлоритовыми сланцами (рис. 8, а). Восточнее расположены выходы зеленых сланцев, представляющих собой метавулканиты, предположительно палеозойского возраста, а еще восточнее на левом берегу р. Сакмары – серпентиниты зоны Главного Уральского разлома [9] (см. рис. 7). Все породы падают на юго-восток под углами 20°–35°, общая вергентность структуры участка является северо-западной.

На участке Гумерово наиболее ранними являются сжатые изоклинальные складки F₁ (см.

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021



Рис 7. Схематический структурный профиль через участок Гумерово и структурные диаграммы складок (по [9] с изменениями и дополнениями).

I – F₂ в породах максютовского комплекса (41 замер); II – F₃ в породах максютовского комплекса и зеленых сланцах ГУР (47 замеров) (равноугольная проекция, верхняя полусфера).

1 – фенгитовые кварциты юмагузинской серии; 2 – графитовые кварциты карамалинской серии; 3 – зеленые сланцы зоны ГУР; 4 – гипербазиты зоны ГУР; 5 – апосерпентинитовые тальк-хлоритовые сланцы, брекчии и катаклазиты, милониты по породам максютовского комплекса; 6-7 – плоскостные и линейные элементы складок на структурных диаграммах: 6 – полюса к слацеватости (a – нормальные, δ – опрокинутые залегания), 7 – линейные элементы складок (a – шарниры, δ – линейность); 8 – необнаженные участки: a – скрытые под рыхлыми кайнозойские отложениями, δ – участки, перекрытые кайнозойскими отложениями (вне профиля); 9 – тектонические контакты: a – достоверные, $\delta-e$ – предполагаемые (δ –контакт максютовского комплекса и метавулканитов зоны ГУР, e – контакт гипербазитов зоны ГУР)

рис. 8, б). Крылья этих структур почти параллельны и совпадают с общим падением пород. Размах крыльев складок не превышает 20–30 см. Эти складки смяты в Z-образные складчатые структуры F_2 , погружающиеся на юго-восток (т.е. верхнее крыло смещается относительно нижнего по падению структуры) [9]. Как правило, это более открытые складки с размахом крыльев 1–2 м (см. рис. 8, б). Шарниры складок полого ($\angle 12^\circ$ –20°) погружаются на северо-восток и восток-северо-восток (см. рис. 7, I). Линейность, параллельная шарнирам, ориентирована в том же направлении.

На этом участке складки F_2 нарушаются надвигом, разделяющим фенгитовые и графитовые кварциты. В блоках в зоне милонитизации и в висячем борту разрывного нарушения, в области его динамического влияния развиты сжатые асимметричные S-образные складки F_3 , опрокинутые на северо-запад. Размах крыльев этих структур не превышает 1-го метра. В этих породах данные складки накладываются на складки F_2 , что приводит к формированию зоны сложной интерференционной складчатости (см. рис. 8, в). Такие же складки развиты в зеленых сланцах, представляющих собой метавулканиты зоны Главного Уральского разлома, которые деформируются редко встречающимися мелкими (размах крыльев 0.3–0.5 м) сдвиговыми складками F_4 с шарнирами круто (до 80°) падающими на северо-восток [9].

Центральный сегмент

Центральный сегмент характеризуется преобладанием структур юго-восточной вергентности. На западе породы максютовского комплекса отделяются от метатерригенных образований суванякского комплекса Янтышевско-Юлукским разломом, падающим на запад.

Опорными участками для проведения детальных структурных исследований были выбраны районы Яманташ, Дергамыш и окрестности детского лагеря Аскарлак. Для исследования строения эклогитсодержащих зон исследования проводились на участке Караяново.

Участок Яманташ. Расположен на севере центрального сегмента в 5 км ниже д. Юлдыбаево в долине р. Сакмара между порогом Ложный Яманташ на север-северо-западе, горой Яманташ в центре и вплоть до устья ручьев Маскырт и Карамала на юго-востоке (см. рис. 2). Структура участка представляет собой чередование чешуй, сложенных породами юмагузинской и карамалинской серий, разделенные соскладчатыми надвигами, сопровождаемые зонами милонитизации и катаклаза (рис. 9). При этом фенгитовые кварциты юмагузинской серии, содержащие линзы (чешуи (?)) хлоритизированных эпидот-альбит-кварцевых и гранат-глаукофан-эпидот-альбит-кварцевых сланцев, образуют антиформы, опрокинутые на юговосток. Графитовые (реже – малослюдистые) кварциты и зеленые сланцы карамалинской серии слагают пологие антиформы, не обладающие выраженной вергентностью (см. рис. 9).

Наиболее ранней в центральном сегменте являются складки генерации F₁, представленные в районе порога Ложный Яманташ деформированными изоклинальными и колчановидными структурами, развитыми в породах юмагузинской серии в опрокинутом крыле более поздней складчатой структуры юго-восточной вергентности. Складки сжатые, изоклинальные, размах крыльев не превышает 1.5-3 м, размеры структуры по площади – 3 × 15 м. Падение на крыльях северовосточное. Ориентировка шарниров меняется от субгоризональной (∠2°-5°) северо-западной во фронтальный лобовой части структур до пологих (∠10°-25°) северо-восточных на флангах структуры, представленных как изоклинальными, так и асимметричными складками северо-западной и юго-восточной вергентности. Линейность в колчановидных складках перпендикулярна шарнирам фронтальной части структуры и параллельна шарнирам складок, развитых на ее флангах (см. рис. 9, II). В районе гор. Яманташ в породах юмагузинской серии среди складок этой генерации отмечены деформированные изоклинальные и колчановидные складчатые структуры. Последние являют собой сжатые складчатые структуры с параллельными крыльями, погружающимися на северо-запад под углом 30° (рис. 10, а). Хорошо заметно искривление шарнира во фронтальной части складки (см. рис. 10, б). Шарниры мелких складок, развитых на северо-западном и юго-во-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021



Рис. 8. Разрывные и складчатые дислокации в районе участка Гумерово.

(а) — надвиг графитовых кварцитов карамалинской серии на фенгитовые кварциты юмагузинской серии; (б) — изоклинальные складки F_1 , смятые в асимметричные складки юго-восточной вергентности F_2 в фенгитовых кварцитах юмагузинской серии; (в) — интерференция складок F_2 и F_3 в графитовых кварцитах карамалинской серии.

Обозначено: дешифрированное положение сланцеватости (линии желтым); следы осевых поверхностей (штрих-линии темно-розовым); тектонический контакт юмагузинской и карамалинской серий (линия красным).



Рис. 9. Схематический структурный профиль участка Яманташ и структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных элементов.

I – в складках F₂, опрокинутых на юго-восток, порог Ложный Яманташ (63 замера); II – в колчановидных складках F₁, порог Ложный Яманташ (38 замеров); III – складках F₂, опрокинутых на юго-восток, г. Яманташ (54 замера); IV – в колчановидных складках F₁, г. Яманташ (21 замер); V – в лежачих складках F₁, устье ручьев Маскырт и Карамала (68 замеров) (равноугольная проекция, верхняя полусфера).

1 — юмагузинская серия: фенгитовые кварциты, редко хлоритизироанные гранат-глаукофан-эпидот-альбит-кварцевые сланцы; 2 — карамалинская серия: графитовые кварциты, редко малосюдистые кварциты; 3 — ориентировки полюсов к сланцеватости—полосчатости на стуктурных диаграммах: a — нормальные, δ — опрокинутые залегания; 4 — ориентиров-ки линейных элементов: a — шарниры, δ — линейность; 5 — надвиги: a — главные, δ — второстепенные

сточном флангах колчановидной структуры, погружаются на северо-восток под углом 15°–35°, реже — на юго-запад при углах падения 25°–30°. Линейность параллельна этим шарнирам (см. рис. 9, IV). Колчановидная складка приурочена к присводовой части северо-западного крыла основной складчатой структуры, опрокинутой на юго-восток (см. рис. 9).

На левом борту долины руч. Маскырт, недалеко от устья, складчатые структуры F_1 представлены слабонаклонными изоклинальными складками юго-западной вергентности с осевыми плоскостями, падающими на северо-восток под углом $10^\circ-13^\circ$ (рис. 11, а). Шарниры складок погружаются на северо-запад под углом до 5° (см. рис. 9, V). Немного южнее, на левом берегу руч. Карамала, в основании надпойменной террасы р. Сакмара, вскрыты асимметричные складки юго-восточной вергентности, разорванные малоамплитудными пологими надвигами со сместителями, падающими на северо-запад под углом $10^{\circ}-20^{\circ}$ (см. рис. 11, б). Шарниры этих складок полого ($2^{\circ}-18^{\circ}$) погружаются в северо-восточном и юго-западном направлении, линейность параллельна шарнирам (см. рис. 9, V).

Здесь складки юго-восточной и юго-западной вергентности сформировались одномоментно и представляют собой части более крупной колчановидной структуры, где изоклинальные слабонаклонные складки юго-западной вергентости формируют фронтальную часть структуры, при этом асимметричные складки юго-восточной вергентности образуют ее юго-восточный фланг.

В породах юмагузинской серии на участке Яманташ складки F_1 деформируются складками F_2 юго-восточной вергентности. Для складок этой генерации характерен размах крыльев от 1 до 30 м, падения пологих крыльев меняется от западных до северо-западных при преобладании



Рис. 10. Колчановидные складки F₁, асимметричные складки F₂ и сдвиговые складки F₄ в кварцитах юмагузинской серии.

(а)–(б) – северо-западный склон г. Яманташ: (а) – колчановидная складка, (б) – фрагмент структуры; (в) – складка юго-восточной вергентности F₂, правый берег р. Сакмара над порогом Ложный Яманташ; (г) – правосторонняя Z складка, вершина г. Яманташ.

последних, углы варьируют от 15° до 55°, крутопадающие крылья погружаются в восточных румбах на юго-восток, редко — на восток ($∠50^{\circ}$ -75°), характерны также крутые (∠50°-80°) опрокинутые северо-западные залегания (см. рис. 10, в). Несомненно, разброс в ориентировках структур связан с более поздними деформациями. Шарниры складок полого (∠2°-35°) погружаются в северовосточном и юго-западном направлении, линейность параллельна шарнирам (см. рис. 9, I,V). Отмечается близость ориентировки линейности складок F₁ и F₂. Структура, сформированная на второй стадии складкообразования, определяется чередованием пологих антиформ северо-восточного простирания и каскадов линейных складок, опрокинутых в юго-восточном направлении. Границами этих структур являются надвиги, представленные соскладчатыми зонами милонитизации. Пологие антиформы могут рассматриваться как длинные пологие крылья крупных асимметричных складок юго-восточной вергентности, а зоны интенсивной линейной складчатости – как их короткие опрокинутые смыкающие крылья.

Наиболее поздними являются типичные сдвиговые право- и левосторонние (S и Z) складки с шарнирами круто ($\angle 70^\circ - 85^\circ$) падающими на юго-запад и северо-восток (см. рис. 10, г). По аналогии с более северными участками эти складки следует относить к генерации F₄. Складки, сопоставимые с структурами F₃, в районе обнаружены не были, что вероятно связано с условиями обнаженности.

Участок Дергамыш. Данный участок расположен в верхнем течении р. Дергамыш ниже дер. Ивановка, где в строении максютовского комплекса наблюдается смена структур юго-восточной вергентности структурами западной вергентности, примыкающими к зоне Главного Уральского разлома (см. рис. 2). Здесь породы комплекса формируют антиформную Дергамышскую структуру с крутопадающим западным и более пологим восточным крылом (рис. 12). На западном крыле антиформы наиболее высокое структурное положение занимают образования карамалинской серии, представленные сменяющими друг друга вниз по структуре тектонически-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021



Рис. 11. Складки в районе устья ручьев Маскырт и Карамала.

(а) – изокинальная складка юго-западной вергентности; (б) – складки юго-восточной вергентности.

ми чешуями графитовых кварцитов с будинами глаукофанизированных эклогитов, погружающимися на северо-запад под углом 70°-80° и светлосерых малослюдистых массивных кварцитов с редкими маломощными полосками графитового вещества, чередующихся с графитовыми кварцитами. Эти образования надвинуты на образования юмагузинской серии, которые на контакте представлены фенгитовыми слюдитами, вниз сменяющимися зеленовато-серыми мелкозернистыми фенгитовыми кварцитами. На восточном крыле Дергамышской антиформы северо-западные падения в толще фенгитовых кварцитов меняются на северо-восточные в надвинутых на них малослюдистых кварцитах (см. рис. 12). Далее к востоку наблюдается чередование чешуй малослюдистых и графитовых кварцитов, разделенных зонами милонитизации, сменяющихся толщей графитовых кварцитов с будинами эклогитов, погружающейся в восточных румбах (80-110, $\angle 30^{\circ} - 50^{\circ}$). Примерно в 0.5 км к востоку от последних выходов эклогитов расположены комплексы Главного Уральского разлома, представленные серпентинтами, которые надвинуты в восточном-юго-восточном направлении (90–110, ∠45°) на кремнистые алевролиты. Складчатые мезоструктуры, развитые на обоих крыльях антиформы, резко различны [10].

Наиболее ранними являются развитые на западном крыле антиформы, сжатые асимметричные складки F₁, опрокинутые в юго-западном направлении (рис. 13, б). Размах крыльев этих структур не превышает 1.5 м. Шарниры складок этой генерации полого (∠10°-25°) погружаются в северо-западном направлении. линейность, как правило, параллельна шарнирам (см. рис. 12, II). К этой же генерации, по всей видимости, относится и вытянутая в северо-восточном направлении колчановидная складка, развитая вблизи границы малослюдистых и фенгитовых кварцитов (рис. 13, а). Линейность в этой складке, а также шарниры мелких (5-20 см в горизонтальном размахе) складок, осложняющих колчановидную структуру, полого погружаются в северо-восточном (CB 38-46, ∠2°-6°) и юго-западном (ЮЗ 200-220, ∠2°-8°) направлении. Складки F₁ осложняют крылья складок юго-восточной вергентности F₂, являющиеся основными структурами, наблюдаемыми на этом участке (рис. 13, в). Среди складок F₂ присутствуют крупные изоклинальные и осложняющие их открытые асимметричные складки. Размах крыльев складок варьирует от 0.1 до 10 м, шарниры их погружаются в северо-восточном и юго-западном направлении под углами от 2° до 40° (см. рис 12, I), линейность, как правило, параллельна шарнирам. Падения осевых плоскостей основных складок совпадают с пологим северо-западным падением их крыльев.

На восточном крыле Дергамышской антиформы структурная обстановка иная. Здесь не отмечаются сложные многопорядковые складки, несущие следы нескольких этапов деформации. На контакте пород юмагузинской и карамалинской серий в малослюдистых кварцитах развиты единичные открытые, вплоть до флексуроподобных, асимметричные складки юго-западной вергентности F_3 с горизонтальным размахом 1-1.5 м, быстро выпрямляющиеся по простиранию, таким образом, что на расстоянии 4-5 м складка полностью исчезает (см.рис. 12, III, см. рис. 13, г). В кварцитах, а также в неметаморфизованных милонитах, наблюдаются аналогичные складки юго-западной вергентности, но с размахом крыльев, не превышающим 10-25 см. Как и все складки F₃, развитые на восточном крыле антиформы, эти структуры малочисленны и приурочены лишь к зонам тектонических нарушений, т.е. являются приразломными, в отличие от близких к ним по вергентности складок F₁.

35



Рис. 12. Схематический геологический профиль через Дергамышскую антиформу (по данным [10], с изменениями и дополнениями) и структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках. I – в складках F_2 юго-восточной вергентности (50 замеров); II – в складках F_1 юго-западной вергентности (37 замеров); III – в складках F_3 юго-западной вергентности (35 замеров) (равноугольная проекция верхняя полусфера). *1* – палеозойские комплексы зоны ГУР; 2–4 – карамалинская серия: 2 – графитовые кварциты, 3 – массивные малослюдистые кварциты; 4 – графитовые кварциты с будинами эклогитов; 5 – юмагузинская серия, фенгитовые кварциты; 6 – гипербазиты зоны ГУР; 7 – ориентировки полюсов к сланцеватости – полосчатости на структурных диаграммах залегания пород: *а* – нормальные, *б* – опрокинутые; 8 – ориентировки линейных элементов: *а* – шарниры, *б* – линейность; 9 – тектонические нарушения: *а* – надвиги, *б* – зоны рассланцевания; *10* – структурные линии

Участок Аскарлак. Расположен в южной части центрального сегмента на правом берегу р. Сакмара напротив одноименного детского лагеря (см. рис. 2). Здесь в обрывах правого берега реки на протяжении около 500 м обнажается толща графитовых кварцитов и сланцев карамалинской серии с редкими маломощными чешуями фенгитовых кварцитов юмагузинской серии. На югозападе участка на эту толщу с юго-запада на северо-восток по деформированному тектоническому контакту северо-западного простирания надвинута толща светло-серых и желтоватых массивных кварцитов, также принадлежащих карамалинской серии.

Толща графитовых кварцитов смята в систему складок юго-восточной, восточной и северо-восточной вергентности, причем структуры восточной вергентности преобладают. Наиболее ранними из них являются мелкие (10–35 см) колчановидные и изоклинальные складки F_1 с горизонтальным размахом 10–20 см (рис. 14, а, б). Эти структуры деформируются складками F_2 юго-восточной и северо-восточной вергентности, представляющие собой асимметричные складчатые структуры от открытых до практически изоклинальных, опрокинутые в восточных румбах. Вариации в вергентности складок F2, очевидно, связаны с более поздними деформациями. Размах крыльев складок этой генерации меняется от 0.5 до 10 м, шарниры погружаются в юго-восточном, северо-западном и северо-восточном направлении (рис. 15, а). Одной из особенностей данного участка является интенсивное развитие в складках второй генерации кливажа осевой плоскости, в целом не слишком характерного для максютовского комплекса. Паление плоскостей кливажа осевой плоскости от западного до юго-западного (250-270, ∠50°-70°), на крыльях изоклинальных складок падение кливажа параллельно им, в замках кливаж сечет метаморфическую полосчатость, разбивая складку на серию пластин, надвинутых друг на друга в северо-восточном направлении.

Наиболее поздними являются левосдвиговые S складки с шарнирами круто (∠60°-90°) погружающимися в север-северо-восточном, северовосточном и юг-юго-западном направлении (см.

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021



Рис. 13. Складчатые структуры максютовского комплекса в долине р. Дергамыш. (а) – колчановидная складка F₁ в фенгит-кварцевых сланцах юмагузинской серии, западное крыло антиформы; (б) – складки F₁ юго-западной вергентности в кварцитах юмагузинской серии, западное крыло антиформы; (в) – складки F₂ юго-восточной вергентности в кварцитах карамалинской серии, западное крыло антиформы; (г) – складки F₃ в малослюдистых кварцитах карамалинской серии, восточное крыло антиформы.

рис. 14, в, рис. 15, б). По аналогии с ранее изученными участками мы относим их к генерации F₄.

Участок Караяново. Расположен в 1.5 км ниже развалин одноименной деревни на левом берегу р. Сакмара, где наблюдается смена пород карамалинской серии образованиями эклогитсодержащей зоны (см. рис. 2, рис. 16).

На участке среднего течения р. Сакмара зона зажата между, расположенными к северо-западу и к юго-востоку от нее, образованиями карамалинской серии. Видимая мощность составляет около 5 км, состав и петролого-геохимические особенности слагающих зону пород и ее строение в районе д. Караяново, описан многими авторами [12]. В нашем исследовании мы рассматриваем только структурные особенности эклогитсодержащей зоны и расположенные к северо-западу образования карамалинской серии.

В области, прилегающей к контакту с эклогитсодержащей зоной, образования карамалинской серии представлены графитовыми кварцитами, метагабброидами, часто наблюдаются линзы и чешуи мраморов. По контакту пород отмечаются зоны срыва с приуроченными к ним телами рассланцованных серпентинитов. Породы смяты в складки юго-восточной вергентности (рис. 17, а). Размах структур от 0.3 до 1.5–2 м, их шарниры полого падают на юго-восток (см. рис. 16, I).

Контакт эклогитсодержащей зоны не обнажен, но, несомненно, имеет тектонический, судя по всему надвиговый характер, поскольку за этой границей происходит резкий скачок метаморфизма. Также резко меняется характер структуры, отличительной чертой которой является высокая степень тектонического разлинзования. Широким развитием в зоне пользуются будинообразные тектонические линзы различной величины, сложенные эклогитами, реже встречены более изометричные блоки, сложенные энстатитовыми и форстерит-энстатитовыми породами (см. рис. 17, в). Вмещающими породами являются графитовые кварциты и сланцы, а также фенгитовые и глаукофансодержащие кварциты. Вмещающие породы также подвержены тектоническому разлинзованию. На контактах экло-




Рис. 14. Складки, развитые в графитовых кварцитах карамалинской серии на участке Аскарлак. (а) – колчановидная складка F₁, деформированная складчатыми структурами F₂ юго-восточной вергентности; (б) – изоклинальная складка F₁, смятая в складку F₂ северо-восточной вергентности; (в) – сдвиговая складка F₄.

гитов и метаультрамафитов развиты зоны милонитизации, сложенные перетертым материалом как самих будин, так и вмещающих пород. Милониты также метаморфизованы, в их составе отмечается гранат. Для зоны характерны крутые (∠50°-65°) северо-западные падения, юго-восточные залегания наблюдаются значительно реже. Складки с крутопадающими крыльями слабо наклонены на юго-восток. Шарниры погружаются на северо-восток (∠4°-50°) и юго-запад (∠10°-15°) (см. рис. 16, II), таким образом, здесь развиты лишь складчатые структуры юго-восточной вергентности, которые, по аналогии с предыдущими участками, сопоставляются с генерацией складок F2. На восточном окончании участка структура приобретает отчетливый наклон на юго-восток (см. рис. 16). В линзах массивных графитовых кварцитов отмечаются складки, опрокинутые в юго-восточном направлении (см. рис. 17, б).

Структура эклогитсодержащей зоны отличается от структуры вмещающих комплексов карамалинской серии. Состав пород в целом сходен и там и там есть графитовые кварциты, метабазиты и метаультрабазиты. Однако различия между

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

ними не только в степени метаморфизма, как и предлагалось в работе [16]. Так, наряду с графитовыми кварцитами карамалинской серии, в эклогитсодержащей зоне встречены фенгитовые кварциты – неотъемлемая принадлежность юмагузинской серии. Кроме того, здесь пространственно совмещены метаморфические породы ассоциации высоких давлений и низких температур, представленные гранат-омфацитовыми эклогитами и ассоциациями сверхвысокого давления, с энстатит-форстеритовыми породами и жадеитсодержащими эклогитами [5-7]. Тектонические линзы, сложенные обеими ассоциациями, находятся на расстоянии не более 10-15 м друг от друга, что исключает возможность их совместного нахождения на момент образования. Все это позволяет предположить, что караяновская эклогитсодержащая зона представляет собой метаморфизованный структурированный меланж.

Южный сегмент

Южный сегмент протягивается от широты, на которой расположены деревня Янтышево вплоть до южного замыкания антиформы Уралтау, где



Рис. 15. Структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках на участке Аскарлак.

(а) — в складках F_2 (64 замера); (б) — в сдвиговых складках F_4 (25 замеров). *1* — ориентировки полюсов к сланцеватости — полосчатости на стуктурных диаграммах: *a* — нормальные залегания, *б* — опрокинутые; *2* — ориентировки линейных элементов: *a* — шарниры, *б* — линейность

обычная для комплекса юго-восточная вергентность меняется на северо-восточную (см. рис. 2). Структурные особенности комплекса изучены на детальных участках Ташла и Губерля. С востока структуры комплекса срезаются меланжем зоны Главного Уральского разлома, с юга образования комплекса контактируют с вендскими вулканогенно-осадочными породами каялинской свиты, а с запада сменяются породами суванякского комплекса по зоне Янтышевско-Юлукского разлома.

Участок Ташла. Находится в долине левого притока р. Ташла в 5 км к северо-востоку от села Федосеевка (см. рис. 2). В строении участка участвуют сложнодеформированный пакет пластин фенгитовых, графитовых и малослюдистых кварцитов и кварцито-сланцев, расположенных во фронте надвинутой в западном направлении пластины антигоритовых серпентинитов. На протяжении около 300 м здесь можно наблюдать взаимоотношения несколько генераций складчатых структур.

Наиболее ранними являются колчановидные складки F_1 размером от 0.3 до 2 м. Полностью сохранившиеся складки не встречены, как правило, наблюдаются замкнутые складчатые структуры, часто встречаются фрагменты складок (рис. 18, а, б). Ориентировки шарниров меняются от юго-восточных-северо-западных во фронтальных частях структур до северо-восточных на флангах. Линейность полого ($\angle 10^\circ - 30^\circ$) падает на северовосток (рис. 19, а).

Структуры F₁ подвержены всем последующим деформациям, однако в ряде случаев наблюдается их изначальная юго-западная вергентность. К этой же генерации, по-видимому, относятся сжатые изоклинальные складки (см. рис. 18, б). Все эти структуры смяты в складки юго-восточной вергентности F₂ (см. рис. 18, а). Среди складок юго-восточной вергентности развиты как открытые формы, представленные деформированными структурами F₁, так и изоклинальные складки, опрокинутые на юго-восток (см. рис. 18, в). Шарниры складок полого (15°-35°) падают на северовосток. Линейность, как правило, параллельна шарнирам, за исключением редких крутых северо-западных падений. Отметим близость ориентировки линейности в складках генераций F₁ и F₂ (см. рис 19, б).

Складки юго-восточной вергентности деформируются складчатыми структурами северо-западной вергентности F_3 (см. рис. 19, в). Крупные складки этой генерации — открытые с горизонтальным размахом до 3—5 м, мелкие складки более сжатые. Как правило, в складчатых структурах F_3 юго-восточное крыло редуцировано. Шарниры складок F_3 полого погружаются в северном и северо-восточном направлении (см. рис. 19, в).

Участок Губерля. Находится в верхнем течении р. Губерля в районе д. Карагай-Покровка. Основной структурой района является Губерлинская брахиантиформа, занимающая его центральную часть. С востока антиформа ограничена меланжем зоны Главного Уральского разлома, а запад-



Рис. 16. Эклогитсодержащая зона в 1.5 км ниже бывшей дер. Караяново и структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках.

I – в графитовых кварцитах карамалинской серии (44 замера); II – в породах эклогитсодержащей зоны (40 замеров) (равноугольная проекция верхняя полусфера).

1 – контакты: а – предполагаемый тектонический контакт эклогитсодержащей зоны и карамалинской серии, б – дешифрированные границы тектонических чешуй и блоков, в – структурные линии, отражающие ориентировку сланцеватости в метатерригенных породах; 2 – условное обозначение складок в графитовых кварцитах карамалинской серии; 3 – ориентировки полюсов к сланцеватости–полосчатости на стуктурных диаграммах: а – нормальные, б – опрокинутые залегания; 4 – ориентировки линейных элементов: а – шарниры, б – линейность

ной границей структуры является маркируемый пластовым телом метагаброидов, круто погружающийся в восточном направлении взброс, отделяющий структуру от области распространения складок западной и северо-западной вергентности. На западной оконечности участка вергентность складок меняется с северо-западной на северо-восточную (рис. 20).

Губерлинская антиформа обладает асимметричным строением и общей северо-западной вер-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021



Рис. 17. Структуры эклогитсодержащей зоны и карамалинской серии. (а) – складка юго-восточной вергентности в графитовых кварцитах карамалинской серии; (б) – складка в массивных графитовых кварцитах, слагающих тектоническую линзу в эклогитсодержащем комплексе; (в) – будинообразные линзы эклогитов среди графитовых кварцитов.

гентностью [10]. Ее восточное крыло характеризуется падениями на восток и юго-восток под углами $20^{\circ}-30^{\circ}$, а западное – на северо-запад под углами 45°-60°. В строении антиформы принимают участие несколько тектонических чешуй, сложенных различными породными ассоциациями, разделенные зонами милонитизации и катаклаза. На восточном крыле структуры в зонах надвигов западной вергентности присутствуют метаморфизованные серпентиниты, представленные антофиллит-тальковыми сланцами. В районе бывшей дер. Ишаново (Хайбуллинский район республики Башкортостан, Россия), зоны надвигов маркируются телами серпентинитового меланжа с блоками метагаббро и измененных эклогитов. Основными типами пород, слагающими восточное крыло антиформы, являются графитовые кварциты и альбит-хлоритовые сланцы карамалинской и фенгитовые кварциты юмагузинской серии. Ядро структуры образовано фенгитовыми кварцитами юмагузинской серии. Западное крыло Губерлинской антиформы сложено хлоритактинолит-эпидот-альбит-кварцевыми сланцами, относящимися к юмагузинской серии, и графитовыми кварцитами карамалинской серии.

Графитовые кварциты карамалинской серии, занимающие наиболее высокую структурную позицию на восточном крыле антиформы, надвинуты по взбросу на фенгитовые кварциты юмагузинской серии. Кварциты юмагузинской серии являются верхним структурным элементом зоны складчатости северо-западной вергентности, расположенной к западу от антиформы, где эти кварциты залегают на пластине, сложенной хлоритактинолит-эпидот-альбит-кварцевыми сланцами, аналогичными развитым на восточном крыле антиформы. На западе района прослежены выходы фенгитовых кварцитов, смятых в складки северовосточной вергентности. Зона складчатости северо-западной вергентности занимает по отношению к этим образованиям более высокую структурную позицию и, по-видимому, надвинута на них (см. рис. 20).

Наиболее ранними в пределах это участка являются колчановидные складки F_1 , развитые в фенгитовых кварцитах в зоне складчатости северо-западной вергентности (рис. 21, б). Эти складки представляют собой небольшие (2–2.5 м) структуры, приуроченные к лежачим крыльям



Рис. 18. Складчатые деформации участка Ташла. (а) – колчановидная складка F₁, смятая в складчатую структуру юго-восточной вергентности F₂; (б) – изоклинальные складки F₁ в складчатой структуре юго-восточной вергентности F₂; (в) – изоклинальные складки F₂, опрокинутые на юго-восток, деформируются в складчатую структуру F₃ северо-западной вергентности.

складок северо-западной вергентности. На их флангах развиты мелкие складки северо-западной и юго-восточной вергентности с шарнирами, полого погружающимися в юго-западном и северо-восточном направлении и линейностью, полого падающей на северо-восток. К генерации F_1 также относятся сильно сжатые мелкие асимметричные складки юго-западной вергентности, с шарнирами полого ($\angle 10^\circ - 15^\circ$) погружающимися в C3 направлении (см. рис. 21, б).

К следующей генерации F_2 были отнесены асимметричные зигзагообразные складки, горизонтальный размах которых меняется от 5 см до первых десятков метров. Складки этой генерации развиты на обоих крыльях Губерлинской антиформы и на крайнем западе участка, где формируют структуры северо-восточной вергентности. На западном крыле Губерлинской антиформы присутствуют складки, опрокинутые на восток и юго-восток (рис. 22, а). На восточном крыле антиформы развиты складки, погружающиеся в юго-восточном направлении (см. рис. 22, б). Шарниры складок второй генерации в большинстве случаев погружаются в северо-восточном и юго-западном направлениях под углом 5°-40°

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

(см. рис. 20, I, III, IV). Ориентировка линейности, как правило, совпадает с ориентировкой шарниров. Одинаковый рисунок этих складчатых структур на разных крыльях антиформы позволяет считать их более ранними по отношению к основной структуре.

К последующей генерации F₃ относятся асимметричные складки северо-западной вергентности, локально развитые на границе чешуй, слагающих антиформу, а также образующих зону складчатости к западу от нее. На границе чешуй – это мелкие складки с горизонтальным размахом 10-30 см, а в зоне развития складок к западу от антиформы размах крыльев складок варьирует от 0.5 до 7 м (см. рис. 22, в). Среди складок этой генерации распространены как открытые, так и сжатые формы. Ориентировки шарниров складок третьей генерации показывают некоторый разброс. Наряду с преобладающими пологими (5°-35°) падениями в юго-западном и северо-восточном направлении отмечаются падения в северо-западном направлении (см. рис. 20, II). Разброс в ориентировках складок определяется, по-видимому, более поздними деформациями. К генерации F₃ также относится Губерлинская антифор-



ма. Вергентность складок этого этапа совпадает с вергентностью надвигов в зоне Главного Уральского разлома.

Наиболее поздними являются асимметричные S складки F_4 с падениями на крыльях $60^\circ - 80^\circ$ с горизонтальным размахом 2-5 м (см. рис. 22, б). Шарниры этих структур круто ($\angle 70^\circ - 80^\circ$) погружаются в северо-восточном направлении. Судя по рисунку, это типичные левосдвиговые складчатые структуры. Возможно, с проявлением поздних сдвиговых деформаций связаны вариации в ориентировках структурных элементов более ранних складок.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты геохронологических и структурных исследований дают новую информацию о возрасте и строении максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса, что позволяет более обосновано реконструировать его структурную и геодинамическую эволюции.

Максютовский метаморфический комплекс представляет собой чешуйчато-надвиговый комплекс, образованный пакетами тектонических пластин, сложенных метаосадочными и метамагматическими комплексами, формирование которых, вероятно, происходило на пассивной палеозойской окраине палеоконтинента Балтика. Породы, слагающие юмагузинскую серию, накапливались в пределах проксимальной части этой окраины, вероятно в верхней части континентального склона. Карамалинская серия представляет собой комплекс пород характерных для более дистальной части континентальной окраины, вероятно, континентального склона и его подножия. Об этом свидетельствует наличие в составе серии графитовых кварцитов и сланцев, накопление которых могло происходить в восстановительных условиях. В строении континентальной окраины участвовали и позднедокембрийские комплексы, на что указывает наличие в составе максютовского метаморфического комплекса метамагматических пород с позднедокембрийскими возрастами протолита.

Рис. 19. Структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках на участке Ташла.

⁽а) — в складках F_1 (62 замера); (б) — в складках юго-восточной вергентности F_2 (55 замеров); (в) — в складках северо-западной вергентности F_3 (35 замеров) (равноугольная проекция, верхняя полусфера). *1* — ориентировки полюсов к сланцеватости–полосчатости на структурных диаграммах: *а* — нормальные, *б* — опрокинутые залегания; *2* — ориентировки линейных элементов: *а* — шарниры, *б* — линейность



Рис. 20. Схематический геологический профиль через Губерлинскую антиформу и структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках (по данным [10], с изменениями и дополнениями). I – в складках F₂ северо-восточной вергентности (48 замеров); II – в складках F₃ северо-западной вергентности (55 замеров); III – в складках F₂, погружающихся на юговосток (44 замера) (равноугольная проекция верхняя полусфера). *I* – палеозойские комплексы зоны ГУР; 2-4 – карамалинская серия: 2 – хлорит-альбит-кварцевые сланцы, 3 – графитовые кварциты, 4 – альбит-хлоритовые сланцы; 5-7 – юмагузинская серия: 5 – фенгитовые кварциты, 6 – хлорит-актинолит-эпидот-авьбит-кварцевые сланцы; 7 – графитовые кварциты: a – зоны Уралтау, 6 – зоны ГУР; *10* – ориентировки полюсов к сланцеватости на структурных диаграммах: a – нормальные, 6 – плавные, 6 – второстепенные; 13 – структурные линии; 14 – скважины

Деформации пород максютовского комплекса происходили при погружении утоненного края пассивной окраины в зону субдукции Магнитогорской островной дуги и его последующей эксгумации [27].

Тектоническое расчленение максютовского комплекса, формирование метаморфической полосчатости и параллельной ей сланцеватости, вероятно, началось при погружении в зону субдукции. Сохранность складчатых структур, образованных при субдукции, представляется крайне маловероятной при последующей эксгумации. Все структуры, наблюдаемые нами, скорее всего, относятся к этапу эксгумации, а субдукционные процессы отражены лишь в минеральных ассоциациях, сформированных в соответствующих *P*–*T* условиях, сохранившихся в метастабильном состоянии.

Проведенные геолого-структурные исследования показали, что на всей площади распространения максютовского метаморфического ком-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

плекса наблюдается единая последовательность генераций складок, маркирующих одни и те же этапы деформации. Отсутствие следов некоторых этапов деформации на том или ином участке может быть связано с недостаточной обнаженностью.

Этапы деформации

Этап D1. Первый этап деформации D1связан с эксгумацией максютовского комплекса из зоны субдукции Магнитогорской островной дуги. Наличие обломочного глаукофана в граувакках зилаирской серии позволяет датировать этот процесс серединой фаменского века позднего девона [27].

Представляется, что возможным механизмом эксгумации максютовского комплекса является эдукция, т.е. выдвижение ранее субдуцированного материала из зоны субдукции [37]. В конце позднего девона, в результате погружения, обладающего повышенной плавучестью края конти-



Рис. 21. Ранние складки в структуре участка Губерля. (а) — колчановидная складка F_1 в фенгитовых кварцитах юмагузинской серии, зона складчатости северо-западной вергентности; (б) — складка F_1 юго-западной вергентности в графитовых кварцитах карамалинской серии, восточное крыло Губерлинской антиформы.

нента Балтика, происходит заклинивание зоны субдукции, отрыв слэба и эдукция максютовского комплекса в западных (в современных координатах) румбах. В образованное в слэбе тектоническое окно происходит подъем мантийного диапира, в связи с чем в позднем девоне—раннем карбоне на Южном Урале широко проявлен рифтогенный магматизм с формированием вулканитов шошонитовой серии, базальт-риолитовых толщ, комагматичных габбро-гранитных интрузий и базитовых даек [29].

Эксгумация пород максютовского комплекса маркируется образованием колчановидных складок и асимметричных складок юго-западной вергентности F_1 (рис. 23, а). Вероятно, что в ходе извлечения пород комплекса из зоны субдукции сначала формировались складки юго-западной вергентности. По мере нарастания степени деформации шарниры этих складок изгибались и они превращались в колчановидные складчатые

структуры. Складки юго-западной вергентности сохранились лишь во фронтальных частях колчановидных структур. Юго-западная вергентность асимметричных складок и северо-восточно– юго-западная ориентировка линейности удлинения подразумевает, что образование структур F_1 происходило в условиях тектонических движений, направленных с северо-востока на юго-запад. Соответственно, эксгумация пород комплекса происходила в юго-западном (в современных координатах) направлении. На этом же этапе были образованы и складки юго-восточной и северо-западной вергентности, слагающие фланги колчановидных складчатых структур (см. рис. 5; рис. 19, а; рис. 21, а).

Таким образом, уже на этапе деформации D1 были сформированы основные типы складок, характерные для максютовского комплекса. Во время процесса эксгумации в юго-западном направлении формировались складки юго-западной вергентности, которые по мере увеличения степени деформации преобразовывались в колчановидные складки. Складки юго-восточной и северо-западной вергентности, с характерной для них юго-западной – северо-восточной линейностью, параллельной шарнирам, ориентировка которой близка к ориентировке линейности в колчановидных структурах, формируют крылья данных структур.

Этап D2. Рассматривалась возможность образования колчановидных структур при субдукции и эксгумации высокобарических комплексов и была разработана геологическая модель одноактного формирования складок различной вергентности для актюзского комплекса Северного Тянь-Шаня [32]. Несмотря на обоснованность данной модели, результаты проведенных нами структурных исследований предполагают более сложную схему структурной эволюции для максютовского комплекса. Наблюдения, проведенные на участках Аскарлак и Ташла, показали, что складчатые структуры F_1 были смяты в структуры юго-восточной вергентности F₂, связанные с этапом деформаций D2. На этом этапе ранее сформированные колчановидные структуры испытали смещение в юго-восточном направлении с образованием складок и соскладчатых надвигов юговосточной вергентности. Возможной причиной этого смещения является косая коллизия Магнитогорской островной дуги в конце девона [27]. Согласно этой модели, островная дуга смещалась к северу по отношению к краю палеоконтинента Балтика, т.е. смещение имело левосторонний характер (см. рис. 23, б). При этом оси складок разворачивались против часовой стрелки относительно направления смещения, образуя структуры юго-восточной вергентности, соосные складкам,



Рис 22. Складки 2-4 генераций, участок Губерля.

(а) – складки F₂, опрокинутые на юго-восток, западное крыло Губерлинской антиформы, верховья р. Губерля около дер. Карагай-Покровка; (б) – складки F₂, погружающиеся на юго-восток, восточное крыло Губерлинской антиформы; (в) – складка северо-западной вергентности F₃ в фенгитовых кварцитах юмагузинской серии, зона складчатости западной вергентности к западу от антиформы; (г) – складки с крутопадающими шарнирами F₄, верховья р. Губерля.

сформированным во фланговых частях, более ранних колчановидных структур. Повторно деформированые складки, в которых ориентировки осей ранних и поздних складок близки, наблюдались нами в долине р. Казмаш, и в районах Аскарлак и Ташла. Складки F2 наиболее широко распространены в максютовском комплексе и во многом определяют его структуру. По зонам соскладчатых надвигов, активных на этом этапе, были эксгумированы эклогитсодержащие меланжи, вероятно, сформированные еще на предыдущем этапе деформации D1. Данные по изофациальнности эклогитов и вмещающих их метатерригенных пород относятся только к эклогитсодержашим зонам, тогда как вне их пределов, породы максютовского комплекса зачастую лишены минеральных ассоциаций эклогитовой фации [16]. Это может указывать на то, что литопластины максютовского комплекса были субдуцированы на различные глубины с разными *P*-*T* параметрами.

Этап D3. Складки F₁ и F₂ расположены косо к простиранию зоны Главного Уральского разлома и срезаются ее структурами, что указывает на более древний возраст этих складок. Складки за-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

падной вергентности F₃ формировались на этапе деформации D3. Вергентности складок F₃ и надвигов, связанных с ними, близки и совпадают с вергентностью структур и надвигов зоны Главного Уральского разлома. Зоны надвигов, ассоциирующих со складками F₃, часто выполнены продуктами низкотемпературного метаморфизма гипербазитов. Все это позволяет связать тектонические движения в западном направлении, при которых были сформированы складки западной вергентности F₃, с движениями в зоне Главного Уральского разлома на стадии позднепалеозойской континентальной коллизии. При этом ранее образованные складки F2 юго-восточной вергентности деформировались и преобразовывались в структуры северо-западной вергентности, как на участке Гумерово, или оказывались на разных крыльях сформировавшихся более крупных складок F₃, как это установлено в Губерлинской антиформе (см. рис. 23, в). На этом этапе происходило срезание складок F₂ падающими на восток надвигами с приуроченными к ним приразломными складками F₃, что



Рис. 23. Графическая модель структурной эволюции максютовского метаморфического комплекса во время 1–3 этапа деформации.

(а) – этап деформации D1 – эксгумация максютовского комплекса из зоны субдукции Магнитогорской островной дуги, образование колчановидных складок F₁; (б) – этап деформации D2 – косая коллизия Магнитогорской островнорй дуги с окраиной палеоконтинента Балтика, формирование складок юго-восточной вергентности F₂; (в) – этап деформации D3 – позднепалеозойская континентальная коллизия, образование складок западной вергентности F₃ и антиформы Уралау.

Обозначены (штрих-линии) следы осевых плоскостей.

I – образования (штрык имаксютовского комплекса; *2* – островодужные комплексы Магнитогорской дуги; *3* – комплексы континентальной окраины; *4* – палеоконтинент Балтика; *5* – комплексы ГУР; *6* – зоны динамометаморфизма; *7* – надвиги; *8* – направление смещения комплексов при деформациях

наблюдалось в пределах Дергамышской структуры (см. рис. 23, в).

Этап D4. Сдвиговые движения этапа деформации D4 и маркирующие его складки с крутопадающими шарнирами F₄ на Урале связывают с постколлизионным этапом развития орогена [31, 15]. Однако в условиях левосторонней косой коллизии Магнитогорской дуги левосдвиговые складки должны были формироваться и на этапе столкновения дуга-континент. В максютовском метаморфическом комплексе сдвиговые складки часто деформируют складки F₃, связанные с межконтинентальной коллизией. Там. где такие соотношения отсутствуют, возможность разделения сдвиговых складок, связанных со столкновением дуга-континент и постколлизионными процессами, может быть дальнейшей задачей для исследователей, хотя и трудно выполнимой. Тем не менее, наши исследования полтверждают. что сдвиговые деформации этапа D4 являются завершающими в структурной эволюции максютовского метаморфического комплекса.

выводы

1. Максютовский метаморфический комплекс представляет собой сложную чешуйчато-надвиговую структуру, образованную пакетами тектонических пластин, сложенных разнофациальными комплексами палеозойской окраины палеоконтинента Балтика, испытавшими погружение в зону субдукции Магнитогорской островной дуги и складчатые деформации при эксгумации из последней.

2. Первый этап деформации D1 выразился в образовании асимметричных складок юго-западной вергентности и колчановидных складок F₁, ориентированных в направлении с юго-запада на северо-восток, сформировавшихся при эксгумации пород максютовского комплекса, происходившей в юго-западном (в современных координатах) направлении в середине фаменского века позднего девона.

3. Второй этап деформации D2 связан с формированием складок F_2 юго-восточной вергентности и соскладчатых надвигов, доминирующих в структуре максютовского комплекса, образовавшихся в результате косой левостронней коллизии Магнитогорской островной дуги и палеоконтинента Балтика в конце девона.

4. Третий этап деформации D3 отмечен образованием складок и надвигов западной вергентности F₃, тесно связанных с движениями в зоне Главного Уральского разлома при позднепалеозойской континенальной коллизии.

5. Этап постколлизионных сдвиговых D4 движений и образование связанных с ними складок с крутопадающими шарнирами F₄, завершил главную фазу структурной эволюции региона.

Благодарности. Авторы статьи благодарят В.С. Шешукова и А.С. Дубенского – сотрудников лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) за проведение U–Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен обломочного циркона.

Авторы признательны рецензенту проф. В.Н. Пучкову (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия) и анонимному рецензенту за комментарии, которые позволили улучшить статью.

Финансирование. Статья подготовлена в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и при поддержке РФФИ – грант № 20-05-00308.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алексеев А.А. Магматические комплексы зоны хребта Уралтау. М.: Наука, 1976. 167 с.
- 2. *Аржавитина М.Ю*. Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория по минеральным компонентам // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 679–682.
- 3. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 202 с.
- Вализер П.М., Ленных В.И, Котляров В.А. О двух генерациях глаукофана в породах максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (Южный Урал) // Изв. Челябинского научн. центра УРО РАН, 1998. Вып. 2. № 2. С. 111–120.
- 5. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН 2011. Т. 441. № 4. С. 510–513.
- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеитгроссуляровый эклогит максютовского когмплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013. № 4. С. 50–61.
- 7. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. UHPM эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН 2015. Т. 461. № 3. С. 316–321.
- Голионко Б.Г. Строение и структурная эволюция северной части максютовского метаморфического комплекса (хр. Уралтау, Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2002. Т. 77. Вып. 4. С. 26–29.
- 9. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Деформации и последовательность формирования структур северной части области развития максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Изв. ВУЗов сер. Геология и Разведка. 2018. № 1. С. 17–26.
- Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Складчатые структуры юго-восточной и западной вергентности максютовского метаморфического комплекса Южного Урала // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле. 2020. Т. 65. Вып. 3. С. 506–527 https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.306
- 11. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., академик РАН Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Кузнецов Н.Б., Шешу-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

ков В.С., Дубенский А.С., Гареев Б.И. Палеозойский возраст метатерригеных толщ максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U–Рb датирования зерен обломочного циркона // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 11–17.

https://doi.org/10.31857/S2686739720080071

- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. / Под ред. В.С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
- Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб.: ИГГД РАН, 1995. 272 с.
- 14. Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 31 с.
- 15. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Лито-сфера. 2009. № 4. С. 83–92.
- Карстен Л.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные о геологическом строении и метаморфизме максютовского комплекса (Южный Урал). – (Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1994. Ежегодник–93), С. 20–25.
- Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. Стратиграфия метаморфических толщ района среднего течения р. Сакмары / Уч. Зап. СГУ. 1961. Вып. 67а. С. 167–174.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Бушарина С.В. Цирконология гранат-гаукофановых сланцев максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2015. Т. 461. С. 696–700. https://doi.org/10.7868/S0869565215120191
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Медведева Е.В., Бушарина С.В. Цирконология рутиловых эклогитов максютовского комплекса (Южный Украл) // ДАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 342–346.
- 20. Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В., Каныгина Н.А. Первые результаты U-Рь датирования детритовых цирконов из ордовикских терригенных толщ Соль-Илецкого блока Восточно-Европейской платформы // ДАН. 20176. Т. 473. № 4. С. 435-458.

https://doi.org/10.7868/S0869565217040156

- Ленных И.В., Мумихин Е.А., Шимуратов В.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. – Серия Южоуральская. – Лист N-40-XXIX. – Объяснительная записка. / Под ред. В.М. Сергиевского. М.: Мингео, 1962. 112 с.
- 22. Ленных В.И. Эклогиг-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по ⁴⁰Ar/³⁹Ar данным) // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 109–125.
- 24. Миллер Ю.В. Максютовский комплекс Южного Урала. – В кн.: Структурная эволюция метаморфи-

ческих комплексов. / Под ред. А.Н. Казакова. Л.: Наука, 1977. С. 104–114.

- 25. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 2. С. 18-33.
- Ожиганов Д.Г. Геологическое строение метаморфического пояса хр. Уралтау и Южного Урала // Уч. Зап. БашПГИ. 1955. Вып. 4. С. 3–54.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис. 2010. 280 с.
- 28. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом "TerraneChrone" // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335
- 29. Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала // Литосфера. 2019. Т. 19. № 2. С. 191–208.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция. – В кн.: Очерки по региональной тектонике. – Т. 1. Южный Урал. / Под ред. С.В. Руженцева, К.Е. Дегтярева. М.: Наука, 2005. С. 9–35.
- Тевелев А.В. Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы. – Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: МГУ. 2003. 24 с.
- 32. Худолей А.К., Алексеев Д.В., Москаленко А.Н., Кушнарёва А.В., 2019. Структурные ансамбли и кинематическая характеристика эклогитоносного гранито-гнейсового комплекса в зоне раннеордовикской континентальной субдукции: Актюз, Северный Тянь-Шань, Кыргызстан. – В сб.: Проблемы тектоники континентов и океанов, – Матлы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 328–330.
- Beane R.J., Connelly J.N. ⁴⁰Ar/³⁹Ar, U–Pb, and Sm– Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov complex southern Ural mountains // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. P. 811–822.
- 34. Beane, R., Leech, M., The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later. – In: Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W.G. Ernst / Ed. by M. Cloos, W.D. Carlson, M.C. Gilbert, J.G. Liou, S.S. Sorensen. – (GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 419). P. 153–169.
- Hetzel R. Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksytov Complex, Southern Urals, Russia // Geol. Rundshau. 1999. Vol. 85. P. 577–588.
- Leech M.L., Willingshofer E. Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the south Urals // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 226. P. 85–99.

- Lennykh V.I., ValiserP.M. High-pressure metamorphic rocks of the Maksutov complex. –In: 4th International Field Sumposium Guide. / Ed. by V.A. Koroteev, (Novosibirsk: Inst. Geol. Mineral. SB RAS, 1999). P. 64.
- Petersen K.D., Buck W.R. Eduction, extension, and exhumation of ultrahigh-pressure rocks in metamorphic core complexes due to subduction initiation // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. Vol. 16. P. 2564–2581. https://doi.org/10.1002/2015GC005847
- Willner A.P., Ermolaeva T., Gorozhanina Y.N., Puchkov V.N., Arzhavitina M., Pazukhin V.N. Surface signals of an Arc-Continent Collision: The Detritus of the Upper Devonian Zilair Formation in the Southern Urals, Russia. – In.: Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. / Ed. by D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov, (AGU, Washington, DC, USA. 2002. Vol. 132. Geophys. Monogr.). P. 183–209.
- Program "Stereo 32". http://www.ruhr-uni-bochum.de (Accessed April 25, 2016).

Structure and Geodynamic Evolution of the Maksyutov Metamorphic Complex (South Urals): Structural Analysis and Results of U–Pb Dating of Detrital Zircon

B. G. Golionko^{a,} *, A. V. Ryazantsev^a, N. A. Kanygina^a

^aGeological Institute RAS, Pyzhevskiy per., 7, 119017 Moscow, Russia *e-mail: golbor62@gmail.com

Detailed structural analysis of the formations of the Maksyutov eclogite-glaucophanshist complex in the Southern Urals, carried out. U-Pb isotopic (LA-ICP-MS) estimates of the age of detrital zircon grains from quartzites of the Yumaguzin and Karamalinskaya series (tectono-stratigraphic units) composing the complex, were obtained. The data obtained show that both series are close in age, but different facies formations that compose the proximal (Yumaguzin Series) and distal (Karamalinskaya Series) regions of the Paleozoic margin of the Baltic paleocontinent. The alternation of these series in the Maksyutov complex is explained by their tectonic superposition during the formation of the scaty-thrust structure of this complex. Formations of the Maksvutov complex experienced submersion into the subduction zone of the Magnitogorsk island arc and folded deformations during subsequent exhumation from the subduction zone. In the structural evolution of the complex, four stages of deformation have been established. The first stage is associated with the formation of folds of the southwestern vergence and sheath folds F1 and corresponds to the exhumation of the formations of the Maksyutov metamorphic complex from the subduction zone of the Magnitogorsk island arc in the southwestern (in modern coordinates) direction in the middle of the Famennian-Late Devonian. The second stage is expressed in the formation of F_2 folds of the southeastern vergence, which are most common in the Maksyutov complex, and is associated with an oblique left-sided collision of the Magnitogorsk arc with the Baltic margin in the Late Devonian. At the third stage of deformation, F₃ folds of western vergence were formed, caused by movements in the zone of the Main Ural Fault, during the Late Paleozoic continental collision. Postcollisional shear movements of the fourth stage of deformation, marked by F_4 folds with steeply dipping hinges, completed the main stage of the structural evolution of the region.

Keywords: South Urals, Maksyutov eclogite–glaucophan–schist complex, detrital zircon, U–Pb age (LA-ICP-MS), structural evolution, deformation stage, fold, vergence, hinge, lineation

УДК 551.243(575)

МЕХАНИЗМЫ ДЕФОРМАЦИИ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ТЯНЬ-ШАНЯ В ПРОЦЕССЕ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

© 2021 г. М. Г. Леонов^{1,} *, Е. С. Пржиялговский¹

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия *e-mail: mgleonov@yandex.ru Поступила в редакцию 18.06.2020 г. После доработки 12.07.2021 г. Принята к публикации 14.09.2021 г.

В статье приведено описание основных механизмов деформации породных масс палеозойского фундамента Тянь-Шаня, комплементарных пликативному изгибанию его поверхности в процессе альпийского тектогенеза. На примере конкретных геологических структур охарактеризованы механизмы объемной деформации различного типа: меланжирование, пластическая деформация, катакластическое течение, динамическая рекристаллизация и др. Показано, что на территории Тянь-Шаня деформация домезозойского и более молодых поверхностей выравнивания и перекрывающего плитно-орогенного осадочного чехла связана, в первую очередь, с 3D подвижностью (реидным течением) горных масс палеозойского фундамента. Высказаны предположения относительно физики процесса, основанные на разработках механики блочно-гранулированных сред и механики разрушения.

Ключевые слова: горная порода, деструкция, меланж, объемная деформация, динамическая рекристаллизация, структура, тектоническое течение, тектоника разрыхления, Тянь-Шань **DOI:** 10.31857/S0016853X21060047

ВВЕДЕНИЕ

Одной из ярких черт альпийской морфоструктуры Тянь-Шаня являются пликативные изгибы поверхности домезозойского консолидированного фундамента – мегасинклинали, фиксируемые межгорными впадинами, и мегантиклинали, которым соответствуют горные поднятия. Мегаструктуры осложнены пликативными изгибами более высокого порядка. Согласно представлениям механики и структурной геологии, изгибная деформация поверхности любого тела обеспечивается объемной (3D) трансформацией инфраструктуры этого тела – изменением формы или перемещением относительно друг друга слагающих тело фрагментов, т.е. их деформацией. Изучению 3D подвижности (текучести) горных пород фундамента на плитном и орогенном этапах его существования уделяется незаслуженно мало внимания, что ограничивает возможность адекватного истолкования региональных и общих закономерностей формирования альпийской структуры региона. В статье приведены данные, позволяющие уточнить особенности деформации пород фундамента на плитноорогенной стадии и идентифицировать механизмы ее реализации.

Главные положения, заложенные в основу обсуждаемой в нашем исследовании темы [21, 23]:

• Платформы, плиты, подвижные пояса имеют двухъярусное строение: нижний ярус – кристаллический (складчато-метаморфический) фундамент, верхний ярус – осадочный чехол.

• Породы чехла залегают на фундаменте с угловым несогласием; степень и стиль деформирования пород фундамента и чехла различны.

• 3D течение проявляется, если в данном объеме пород изначально невозможны (в неслоистых магматических, метаморфических и др. породах) или исчерпаны иные способы релаксации напряженного состояния (в породах, претерпевших складчатость, дальнейшее усложнение которой невозможно) [1, 4, 8, 21, 33, 45, 48, 52, 59].

• Одним из типов деформации пород фундамента является реидная деформация — течение пород в твердом состоянии [13, 21, 26, 33, 54]. Понятие "реидное течение" в механике эквивалентно понятию "тектоническое течение" в геологии, устанавливающему факт течения, но не определяющему его механизм.

• Поверхность фундамента фиксируется дочехольной поверхностью выравнивания, которая до



Рис. 1. Районы исследования в структуре Тянь-Шаня.

Показано положение районов исследования (серые прямоугольники).

Обозначено: 1 — Центрально-Таджикский сегмент Гиссаро-Алайского региона, 2 — район поднятия Байбичетоо. Главные структурные линии и границы провинций (аббревиатуры в кружках): ЮГ — Южно-Гиссарский разлом, ЮФ — Южно-Ферганский разлом, ЧИ — Чуйско-Иныльчекский разлом, ЛН — линия Николаева, АТ — Атбашинский разлом, СТ — Северо-Таримский разлом, ТФ — Таласо-Ферганский разлом.

деформации занимала субгоризонтальное или близкое к нему положение. При последующем тектогенезе эта поверхность зачастую подвергается изгибам без нарушения сплошности [1, 4, 12, 13, 21, 33, 45, 48, 52, 59], что неизбежно должно сопровождаться сингенетичной и комплементарной изгибу 3D деформацией пород фундамента.

• Изменение формы тела и изгиб ограничивающей его поверхности без разрыва сплошности невозможны без внутреннего перераспределения вещества на разных масштабных уровнях (от макродо нано) и в различных формах (от крупноблокового до молекулярно-ионного). Известно несколько таких механизмов: пластическая деформация, меланжирование, хрупкая макро- и микросколовая деформация, брекчирование и катаклаз, динамическая рекристаллизация. Эти механизмы могут приводить к дезинтеграции и разрыхлению горных пород и приданию им свойств блочно-гранулированных субстанций ("тектоника разрыхления", по [48]).

• Блочно-гранулированные среды обладают повышенной текучестью и свойством дилатансии, которые предопределяют 3D подвижность и пликативное изменение формы (деформацию) массивов горных пород [17, 18, 32, 37, 53, 55, 56, 60].

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ ТЯНЬ-ШАНЯ

Рассмотрим проявления структурно-вещественной переработки пород складчато-метаморфического палеозойского фундамента Тянь-Шаня и характер деформации его поверхности в процессе альпийского тектогенеза [20, 21, 23, 50] (рис. 1).

В регионе четко обособлены два структурных этажа – фундамент и чехол, которые разделены поверхностью углового (до 90°) несогласия. Фундамент представлен складчато-метаморфическими палеозойскими комплексами. Чехол сложен терригенно-глинистыми и карбонатными отложениями мезозоя и кайнозоя. Консолидация фундамента приходится на каледонское (Северный Тянь-Шань) и герцинское (Срединный и Южный Тянь-Шань) время. В начале мезозоя произошла пенепленизация территории, и был выработан относительно плоский или слабовсхолмленный рельеф. С юры или мела-палеогена (в разных сегментах – по-разному) на домезозойской эрозионной поверхности фундамента начинается отложение осадочного чехла. Плоскость эрозионного среза в мезозое и кайнозое испытывает пликативные изгибы, размах и крутизна которых резко возрастают в конце плиоцена на позднеорогенной стадии.

При анализе морфоструктуры Тянь-Шаня используют доорогенную поверхность выравнивания, которая соответствует контакту фундамента и чехла, независимо от возраста слагающих их пород, — т.е. плоскость доорогенной поверхности выравнивания гетерохронна [11, 16, 21, 24, 25, 27, 28, 38, 43]. Но, поскольку домезозойская и более молодые (допозднемеловая, донеогеновая и др.) поверхности выравнивания практически конформны (различия в залегании не более 10°–15°), при анализе удобно оперировать именно этой совокупной (условно — домезозойской) поверхностью, которая одновременно является поверхностью фундамента.

Альпийские структуры Тянь-Шаня, несмотря на разновозрастность палеозойского основания, достаточно сходны (рис. 2). Архитектурный облик региона представляет собой совокупность морфоструктур первого порядка: обширных сопряженных антиклинальных и синклинальных изгибов – мегаскладок основания (по Э. Аргану) или складок большого радиуса кривизны (по Г. Штилле) [16, 28, 43]. Антиклиналям соответствуют горные хребты, синклиналям – межгорные и внутргорные впадины. Пликативные деформации поверхности фундамента (домезозойской поверхности выравнивания) характерны для всего Тянь-Шаня. Размах складчатых изгибов варьирует от сотен метров и первых километров ло мегаструктур масштаба горных поднятий и их систем [21, 23-25, 27, 28, 43]. Достаточно полно они охарактеризованы в Гиссаро-Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня, и поскольку приведенные в статье примеры объемной деформации расположены главным образом в пределах именно этого сегмента, рассмотрим его несколько подробнее [2, 5, 21, 24, 25, 38, 46].

Деформация поверхности фундамента в пределах впадин и поднятий (горных массивов) различна. Поверхность фундамента (домезозойская поверхность выравнивания), образующая днище впадин, по данным натурных наблюдений и геофизических исследований, обычно дислоцирована слабо, залегает относительно спокойно и нарушена лишь пологими перегибами с углами наклона 15°-20°. В прибортовых частях впадин дислоцированность домезозойской поверхности выравнивания возрастает, появляются складчатые структуры с крутыми (до 90°) или запрокинутыми внутренними (обращенными к поднятию) крыльями, которые зачастую срезаны надвигами с амплитудой от нескольких сотен метров до километра и более. Осевые плоскости складок и сместители надвигов на северном борту Гиссаро-Алая имеют южные падения, на южном борту – северные, то есть общая структура дивергентна.

В пределах поднятий домезозойская поверхность выравнивания осложнена структурами более высокого порядка. На фоне общего валообразного (антиклинального) поднятия выделяются перегибы, в первом приближении имеющие синклинальную и антиклинальную форму (см. рис. 2, рис. 3). Отрицательным структурам в современном рельефе (долинам) соответствуют впадины, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Выделены впадины моновергентные, конвергентные и дивергентные [38]. Моновергентные впадины характерны для крыльев поднятий и зон их сочленения с впадинами, конвергентные впадины характерны для флангов и внутренних частей горного сооружения. Дивергентные впадины приурочены к центральным частям горного сооружения. Форма впадин и их структурная симметрия/асимметрия отражает центробежное движение горных масс от оси горного сооружения в сторону депрессий. Конвергентные впадины на отдельных участках задавлены встречными надвигами с образованием структур тектонического сшивания [32]. Надвиги, осложняющие борта впадин, по отношению к складчатым формам являются более поздними, что подтверждается затуханием разрывов по простиранию и по падению, трансформацией их в зоны хрупко-пластического течения, малой амплитудой, историческим анализом развития отрицательных структур [5].

Положительным антиклинальным морфоструктурам отвечают скульптурированные эрозией современные поднятия горных хребтов. Останцы домезозойской поверхности выравнивания отражают ее значительную пликативную деформацию. Отмечены перегибы, в том числе небольшого радиуса кривизны, с углами наклона до 90°, а также запрокинутое положение поверхности. Учитывая высоты (>5000 м) и дивергентную структуру горного сооружения, можно полагать, что происходит "растекание" горных масс от центра складчатого сооружения в сторону обрамляющих впадин, что подтверждается анализом напряженного состояния [31].

Согласно определению необратимой деформации, изменение формы тела без нарушения сплошности невозможно без придания веществу, слагающему тело, объемной подвижности, и формирование пликативных структур поверхности фундамента должно сопровождаться 3D структурно-вещественными преобразованиями слагающих его пород. Ниже рассмотрена инфраструктура пород фундамента, комплементарная пликативным изгибам его поверхности и отражающая проявление различных механизмов структурообразования.



Рис. 2. Пликативная деформация домезозойской поверхности выравнивания (поверхности фундамента) Тянь-Шаня. (а) – Центрально-Таджикский сектор – профиль по линии меридиана 68°30′. (б) – Киргизский сектор (по данным [43], с изменениями). (в) – Фанские горы (принципиальная схема).

1 — палеозойский фундамент; 2 — мезозойские и кайнозойские отложения чехла; 3 – разломы; 4–5 – поверхность фундамента (домезозойская поверхность выравнивания): 4 – картируемая, 5 – реконструированная; 6 – вершинная поверхность

МЕЛАНЖИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Термин "меланж" (от фр. mélange – смесь) ввел И. Гринли в 1919 г. Опуская разночтения в понимании термина, меланжи можно определить как породные комплексы хаотического (без признаков слоистости и стратификации) строения, состоящие из тектонизированной (рассланцованной, раздробленной, милонитизированной) основной массы (матрикса) и заключенных в нее отторженцев (обломков, блоков, отщепов пластов) пород различного состава и генезиса. Выделяются серпентинитовый (офиолитовый), осадоч-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021



Рис. 3. Синклинальный изгиб домезозойской поверхности выравнивания (поверхности фундамента). Ядро синклинали сложено отложениями мезозойско-кайнозойского чехла, изогнутыми конформно с поверхностью фундамента.

1 – зеленые сланцы; *2* – известняки и доломиты; *3* – конгломераты и песчаники; *4* – оплывины зеленых сланцев; *5* – кора выветривания; *6* – послойный срыв по первично стратиграфическому контакту; *7* – граница фундамента и чехла (домезозойская поверхность выравнивания); *8* – условные границы напластования; *9* – разломы; *10* – граница оплывин

ный, гипсовый, сланцевый меланжи. Их образование связано с тектонической дезинтеграцией, перемещением в пространстве и перемешиванием породных масс.

В пределах Гиссаро-Алая известны офиолитовые, сланцевые и осадочные меланжи. Их формирование обычно связывается с палеозойским тектогенезом. Однако некоторые меланжи сформированы в результате более молодых, вплоть до новейших, тектонических событий. Палеозойское основание Тянь-Шаня в ряде структур представлено слоистыми и смятыми в напряженные складки песчано-глинистыми или кремнисто-карбонатными отложениями. В доплитную стадию слоистые толщи претерпели смятие с образованием сжатых изоклинальных складок с субвертикальными осевыми плоскостями, и возможность усложнения складчатой структуры была практически исчерпана. В таких случаях релаксация напряженного состояния, вызванного более молодой тектоникой, обеспечивается иными механизмами, и один из них – формирование осадочных меланжей, известных в пределах Зеравшанской, Каракульской и Нуратау-Курганакской зон.

Зеравшанская зона

В разрезе Зеравшанской зоны выделяется два структурных этажа, разделенных поверхностью размыва и углового (до 90°) несогласия (рис. 4). Тектонические движения альпийского этапа изменили форму залегания пород чехла и фундамента. Верхний этаж представлен отложениями мезозоя и кайнозоя [10], смятыми в сопряженные крупные антиклинальную и синклинальную складки. Нижний этаж сформирован палеозойскими песчано-сланцевыми породами, смятыми в крутые, часто изоклинальные складки с субвертикальными осевыми плоскостями и острыми замками. Пласты имеют крутые падения, при этом изгибы поверхности фундамента (домезозойского пенеплена) конформны напластованию чехольных отложений. Внутренняя структура палеозойских толщ существенно переработана тектонически. Песчаные пласты будинированы, растащены, развальцованы. Отщепы и обрывки пластов перемешаны с бесструктурный глинистой массой, в которой полностью затушеваны первоначальные осадочные текстуры и структуры. Слоистость и стратификация сохраняется лишь спорадически, и породы представляют собой сложно построенную тектоническую смесь хаотического



Рис. 4. Меланжированные песчано-сланцевые породы палеозоя в зоне изгиба домезозойской поверхности выравнивания (поверхности фундамента) (северный борт Зеравшанского хребта, междуречье Риват–Вашан–Мадм) (по данным [21], с изменениями и дополнениями).

облика — меланж из осадочных пород (или осадочный меланж).

Меланжированные породы приурочены к зонам интенсивных пликативных деформаций домезозойской поверхности выравнивания (поверхности фундамента), в частности, будучи вдавлены в замки антиклинальных складок, образованных породами чехла. Перераспределение вещества сопровождается его дезинтеграцией и потерей внутренней связности, что обеспечивает подвижность пород фундамента и изгибание его поверхности без разрыва сплошности. На участках пологого залегания поверхности фундамента меланжирование обычно не происходит, что подчеркивает синхронность пликативной деформации этой поверхности и деформации слагающих фундамент пород.

Одной из форм преобразования осадочных комплексов, связанных с меланжированием, является формирование псевдоконгломератов, которые представляют собой хаотически расположенные фрагменты песчаников, заключенных в рассланцованный глинисто-алевритовый матрикс (рис. 5). Эти образования приурочены к толщам терригенных пород, смятых в сжатые изоклинальные складки с субпараллельными крыльями и субгоризонтальной или субвертикальной ориентировкой осевых плоскостей. Фрагменты компетентных пород имеют близкую к кониче-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

ской форму, на срезе — форму ласточкина хвоста. Показан механизм формирования псевдоконгломератов и стадии процесса (см. рис. 4).

Каракуль-Зиддинская зона

Каракуль-Зиддинская зона расположена между надвинутыми на нее комплексами Зеравшано-Гиссарской (на севере) и Гиссарской и Османталинской (на юге) структурно-формационными зонами Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1, рис. 6). Надвиги то расходятся на некоторое расстояние, то сливаются, образуя систему фестончатых впадин, в том числе Каракульскую депрессию. Структурный стиль района определяется двухъярусным строением (палеозойский фундамент и мезозойско-кайнозойский чехол), серией тектонических надвигов и покровов, наклоненных во встречном направлении, сложноскладчатой структурой флишевых отложений центральной части зоны. Центральную часть Каракульского сегмента слагает верхнепалеозойский флиш с включениями конгломератов, брекчий и тектоно-гравитационных микститов. Пласты флиша образуют антиформу с падением слоев на крыльях в противоположных направлениях. Однако по наличию фрагментов перевернутой градационной слоистости и по аналогии с Зиддинской впадиной, можно предположить наличие веерообразной синклинали с запрокинутыми навстре-



Рис. 5. Схема формирования "пудинговых псевдоконгломератов" в слоистых песчано-глинистых отложениях. (а)–(г) – последовательные стадии развития процесса: (а) – формирование складчатой структуры, возникновение секущего кливажа скола; (б) – уплощение складчатой структуры; (в) – формирование кливажа сланцеватости, рассланцевание крыльев и индивидуализация замков складок; (г) – исчезновение первичной складчатой структуры, тектоническое растаскивание компетентных фрагментов; (д) – замок складки, оторванный от рассланцованных крыльев (зарисовка обнажения).

1 – пласты компетентных пород; 2 – замковые части изоклинальных складок; 3 – веерообразный кливаж скалывания в замках складок; 4 – послойный кливаж сланцеватости; 5 – сланцеватость; 6 – направление укорочения (сжатия); 7 – направление удлинения (растяжения); 8 – направление сдвигового течения

чу друг другу крыльями [21]. Во флишевой толще заключены протяженные и мощные пластины (олистоплаки, конседиментационные покровы) известняков (нижний–средний карбон (?)). Флиш смят в мелкие складки, образующие веерообразную, раскрывающуюся к низу, структуру. Складки разорваны, пласты песчаников раздроблены, развальцованы, будинированы. Глинистые разности зачастую образуют бесструктурную массу, в которой "плавают" отщепы компетентных пород. Флиш в этих зонах превращен в осадочный меланж (см. рис. 6, фото).

Сложнодислоцированные и меланжированные флишевые отложения с угловым (до 90°) несогласием перекрыты отложениями мела—голоцена, которые слагают асимметричную синклиналь с круто залегающим и срезанным разломом южным крылом. Синклиналь с севера и с юга осложнена флексурообразными перегибами второго порядка, осложненными взбросо-надвигами. На северном крыле синклинали расположена крутая флексура, вдоль которой толщи мезозойско-кайнозойских пород меняют залегание от почти вертикального до пологого (не более 10°). Внутрислоевые тектонические деформации мезозойских и кайнозойских толщ отсутствуют, но в карбонатах и гипсах происходит изменение мощностей по латерали, указывающее на тектоническое перетекание вещества, что характерно и для других впадин [10].

Плоскость домезозойского несогласия фундамент/чехол, которая в данном случае соответствует домеловой поверхности выравнивания, пликативно изогнута. Ее наклон в местах резких флексурообразных перегибов достигает 70°-80°. При этом наиболее интенсивная деформация флишевых толщ и их меланжирование приурочены к области наибольшей напряженности изгибов поверхности палеозойского фундамента.

Рис. 6. Меланжированные породы каменноугольного флиша в зонах интенсивных пликативных деформаций домезозойской поверхности выравнивания (фрагменты Каракульской зоны), (по данным [21], с изменениями и добавлениями). (а) – общий вид; (б)–(в) – геологические профили.

^{1-4 –} палеозойский фундамент: 1 – граниты Гиссарского батолита, 2 – известняки и доломиты, 3 – кремнисто-терригенные породы, 4 – меланжированный флиш; 5 – отложения мезозойско-кайнозойского чехла; 6 – тектоническая брекчия в зоне разлома; 7 – домезозойская поверхность выравнивания (поверхность фундамента); 8 – разломы; 9 – реконструкция поверхности выравнивания; 10 – элементы залегания



Как можно видеть, интенсивность и стиль деформаций верхнего и нижнего структурных этажей различны. Породы нижнего этажа интенсивно дислоцированы, смяты в складки, меланжированы. Породы верхнего образуют синклинальную складку с плоским днищем, но с крутыми флексурообразными перегибами. Структура отложений чехла конформна разделяющей структурные этажи поверхности выравнивания. Изгибание поверхности фундамента без разрыва сплошности стало возможным благодаря тому, что в местах наибольшего изгиба породы флиша были меланжированы, потеряли внутреннюю связность и обрели возможность объемного хрупко-пластического течения. Аналогичная картина наблюдается также в пределах Нуратау-Курганкской зоны деформаций.

Таким образом, образование меланжей является значимым структурным механизмом, обеспечивающим 3D подвижность пород фундамента и изгиб его поверхности. Механизм проявлен локально в породах, ранее испытавших интенсивное смятие. В Гиссаро-Алае меланижирование фиксируется в основном в отложениях каменноугольного флиша и в терригенных породах ордовика—силура, и везде оно приурочено к зонам пликативной деформации дочехольной поверхности выравнивания.

ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ НА МИНЕРАЛЬНО-ПОРОДНОМ УРОВНЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Пластическая деформация (пластическое течение в твердом состоянии) горных пород – это необратимая деформация без потери породами внутренней связности в выбранном масштабе изучения и отображения, т.е. течение материала в твердом состоянии. Главными кинематичесикими факторами деформации течения на всех масштабных уровнях являются вращение + сдвиг [9]. На разных масштабно-структурных уровнях ее проявления и механизмы различны. На уровне породы течение связано со смещением обособленных доменов: зерен и их фрагментов, галек в конгломератах и обломков в брекчиях, фрагментов пластов и блоков, структурно обособленных фрагментов. На межзерновом (межкристаллическом) уровне происходит относительное проскальзывание частиц и проявляется сверхпластичское течение [41]. На внутризерновом уровне перенос вещества связан со смещением дислокаций и соответствует пластическому течению s.s. На уровне атомов, молекул и вакансий происходит диффузионный массоперенос вещества. Геологическим выражением на микроуровне являются: изменение формы зерен, образование двойников, грануляция, вращение зерен и агрегатов, полосы изгиба, пояса Людерса, полигонизация кристаллической структуры, микросланцеватость и пр.

Пластическая деформация на минеральнопородном уровне связана с синтектоническими вещественными преобразованиями. Сочетание структурных и вещественных преобразований приводит к возникновению сланцеватости – одного из основных типов тектонической структуры пород Ягнобского комплекса (R?–S₁), который представлен осадочно-вулканогенными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях [3, 14, 15, 20–22, 29, 39, 40, 44, 49].

Породы Ягнобского комплекса слагают самые нижние из вскрытых эрозией горизонтов Ганза-Чимтаргинской синформы, которая морфологически отвечает одноименному горному массиву (см. рис. 1, рис. 2, а; рис. 7). Синформа сложена пакетом палеозойских отложений, первично отвечающих разрезу подводных вулканических гор [20, 21]. Она имеет блюдшеобразную форму с пологим слабо-волнистым днищем и вздернутыми краями и с субпараллельным напластованием отложений. По направлению к краевым частям и, соответственно, в более глубоких горизонтах строение синформы более сложное и представлено серией тектонических чешуй, клиньев и покровных пластин, сложенных фрагментами одного и того же (!) разреза. Осевые плоскости структур на северном борту синформы имеют северную вергентность, на южном борту – южную. Висячие крылья складок зачастую срезаны взбросо-надвигами. Практически во всех породах, слагающих синформу, проявилось интенсивное субпластовое пластическое течение, а также иные формы деформации, которые будут рассмотрены в соответствующих разделах. Для синформы характерен парагенез структур латерального растекания в центральной части и структур нагнетания по ее бортам.

Оформление структурно-вещественного облика региона связано с герцинским тектогенезом, за которым последовал период (триас—ранний олигоцен) относительной тектонической стабилизации. Позднее, в олигоцене наступил этап альпийского орогенеза, одним из проявлений которого является деформация доюрской и более молодых поверхностей выравнивания, маркирующих поверхность палеозойского фундамента. В центральной части Ганза-Чимтаргинского массива поверхность выравнивания образует простую синклиналь, на крыльях синформы поверхность выравнивания изогнута в серию напряженных пликативных изгибов — флексур и складок (см.



Рис. 7. Положение зеленых сланцев Ягнобского комплекса в синформе Ганза-Чимтаргинского массива. *1* – неметаморфизованные породы палеозоя; *2* – метаморфические разности палеозойских пород (зеленые сланцы Ягнобского комплекса); *3* – рифовые и сопутствующие им отложения верхнего силура–нижнего девона, образующие ядро синформы; *4* – условные складчатые структуры; *5* – разломы; *6* – зоны повышенного рассланцевания и милонитизации; *7* – направление удлинения (растяжения); *8* – направление укорочения (сжатия)

рис. 2, в; рис. 3, рис. 7). Синклинальные изгибы маркируют впадины, выполненные отложениями мезозоя и кайнозоя (см. рис. 3). Таким образом, морфология поверхности фундамента свидетельствует о его пликативной деформации.

В геологическом теле, поверхность которого подверглась пластичному изгибу (в данном случае — в фундаменте), должна произойти деформация, комплементарная изгибу этой поверхности, т.е. трансформация исходной структурновещественной матрицы, ведущая к появлению новых структурных и минеральных форм. Структурно-вещественные преобразования определяются [14, 20]:

 - хрупкой деформацией (деструктивный процесс);

 кристаллизацией и перекристаллизацией минеральных фаз (конструктивный процесс);

 пластической деформацией на мезо- и микроуровнях (деструктивно-конструктивный процесс).

Суммарный эффект проявляется как пластическое течение, одним из выражений которого является сланцеватость. Сланцеватость и связанная с ней структурно-вещественная переработка пород проявлены неравномерно по объему и различны по интенсивности. С определенной долей условности, выделены три степени структурновещественного преобразования пород [14, 20, 21, 49]:

- зона глубокого катагенеза;

- зона начального и глубокого метагенеза;

– зона зеленосланцевого метаморфизма.

Обозначенные степени вещественно-структурной переработки весьма условны, но они – реальное отражение интенсивности вторичного структурно-метаморфического перерождения горных пород (рис. 8).

Сланцеватость отражает сдвиговое (в механическом смысле) движение, а зоны рассланцевания представляют собой, по существу, области диффузного сдвига, где каждому элементу сланцеватости соответствует дифференциальное смещение вещества. В результате — тектоническое расслоение разреза и формирование горизонтально-плоскостной или вертикальноплоскостной структуры с шарьяжно-надвиговой (в первом случае) или сдвиговой (во втором случае) кинематикой.

Степени структурных, текстурных и вещественных преобразований коррелируют между собой, что свидетельствует о парагенетической связи этих процессов [47] (рис. 9). Структурнометаморфическая переработка — характерная реакция горных пород фундамента Тянь-Шаня на альпийскую деформацию в зонах горизонтальноплоскостного (Ягнобская зона, Сугутский блок) и вертикально-плоскостного (Нуратау-Курганакская зона, осевая зона хр. Султан-Увайс) сдвигового течения [14, 15, 22, 26, 30, 36, 39, 40].

Среди пликативных структур Ягнобского комплекса наиболее распространены изоклинальные складки с пологими или субгоризонтальными осевыми плоскостями размером от первых сантиметров до многих сотен метров (рис. 10). Складчатость имеет фрактальный характер: мелкие складки, осложняя крупные структуры, повторяют их характерные особенности. Отмечаются два типа сланцеватости:

 – сланцеватость, наследующая плоскости первичной делимости пород (слоистости, стратификации, зон изменения гранулометрического состава);

ЛЕОНОВ, ПРЖИЯЛГОВСКИЙ



Выделения молочно-белого кварца Выделения карбоната

Рис. 8. Схема интенсивности структурно-вещественной переработки пород и эмпирическая корреляция степени переработки и амплитуды течения (по данным [21]).

Степени 1, 2, 3 – по возрастанию интенсивности переработки и амплитуды течения. L1, L2, L3 – амплитуды относительного смещения слоев и пачек с различной степенью структурно-вещественной переработки пород. На фото – выделения метаморфогенного карбоната в вулканогенных породах 3-ей степени структурно-вещественных

преобразований.



Е – Относительная величина деформации

М - Содержание метаморфических минеральных фаз

Рис. 9. Корреляция величины деформации и степени вещественного преобразования в каменноугольных конгломератах Курганакской зоны (по данным [22, 32]).







Рис. 10. Примеры сланцевой и складчатой структур в породах Ганза-Чимтаргинского массива. (а)–(б) – колония кораллов (по [19]): (а) – после деформации, (б) – до деформации; (в) – разномасштабные лежачие складки течения (осевые плоскости складок субгоризонтальны); (г) – рассланцованные и гофрированные метавулканиты (зеленые сланцы); (д) – складки течения и рекристаллизация в кварцитах Ягнобского комплекса.

– сланцеватость, секущая плоскости первичной делимости, изогнутые в складки. Судя по сходной ориентации осевых плоскостей складок, плоскостей рассланцевания и плоскостей первичного напластования, формирование складчатой структуры и сланцеватости происходило в едином поле напряжений с осью максимального сжатия, ориентированной субперпендикулярно к положению плоскости первичной слоистости.

Сланцеватость второго типа возникает на стадии образования сжатых изоклинальных складок с субпараллельными крыльями и осевыми плоскостями, когда возможность усложнения складчатой структуры практически исчерпана. При развитии деформации происходит растягивание, утонение и разрыв крыльев складок, возрастание числа плоскостей сланцеватости, утонение литонов, охват все больших объемов, превращение породы в сланец. Сланцевая текстура, в свою очередь, осложнена микроскладками, гофрами, кинк-зонами. Ориентировка сланцеватости, положение осевых плоскостей изоклинальных складок, направление линейности, определяемое гофрировкой и ориентировкой осей кинк-зон, достаточно четко следуют изгибам поверхности фундамента и пластов чехольного комплекса. Таким образом, пликативные изгибы поверхности обеспечиваются пластичной деформацией породных масс.

Оценить отдельный вклад герцинской и альпийской тектоники в формирование инфра-



1 мм

Рис. 11. Деформации и выделения рутила в зеленых сланцах в зоне сместителя надвига пород палеозоя на отложения мела–палеогена, Раватская впадина) (по данным [14]).

На микрофотографии: николи параллельные. (а)–(б) – Реликтовый плагиоклаз (РП) с гелицитовой структурой из игольчатого актинолита (А), фиксирующего первичную метаморфическую сланцеватость (S1), испытавший вращение и вторичное рассленцевание (S2); (в) – зоны милонитизации, включающие агрегаты мелкоигольчатого руитла (Р).

структуры пород Ягнобского комплекса сложно, но неоспоримы два положения:

• структурно-вещественный облик Ягнобского комплекса в основном был сформирован в палеозое и связан с герцинским этапом;

• породы палеозоя (в данном случае — ягнобские сланцы) принимают участие в формировании пликативных структур альпийского этапа.

Из второго положения следует, что породы фундамента в альпийское время претерпели перераспределение в пространстве, испытав пластическое течение и комплекс структурных и вещественных преобразований, что подтверждено, в частности, обнаружением рутила и глаукофана в милонитах, приуроченных к плоскостями надвигов зеленых сланцев на отложения мела-палеогена [14] (рис. 11).

Таким образом, совокупность структурно-вещественных признаков свидетельствует об интенсивной пластической деформации пород Ягнобского комплекса, а набор микро-, мезо- и макроструктур свидетельствует о реальном перемещении в пространстве пород без разрыва сплошности, т.е. об их 3D пластическом течении. Именно этот тип деформации пород комплементарен изгибам поверхности палеозойского фундамента в системе Фан-Ягнобских впадин.

МЕХАНИЧЕСКАЯ ДЕЗИНТЕГРАЦИЯ (МАКРО- И МИКРОСКОЛОВАЯ ДЕФОРМАЦИЯ)

3D механическая дезинтеграция — распространенный тип тектонической переработки пород и релаксации их напряженного состояния, особенно свойственный неслоистым кристаллическим породам, таким как мраморизованные известняки и магматические породы.

Поднятие Байбичетоо (Срединный Тянь-Шань)

Поднятие является элементом морфоструктурной триады Нарынская впадина—хребет Байбичетоо—Атбашинская впадина и представляет собой валообразную антиклинальную складку. Ядро складки сложено мраморизованными известняками карбона (фундамент), крылья — отложениями палеоген-неогенового осадочного чехла. Поднятие обрисовано допалеогеновой поверхностью выравнивания и чехольными отложениями, практически не нарушенными разломами и залегающими конформно, что свидетельствует об одновременной их пликативной деформации (рис. 12).

Инфраструктура карбонатного фундамента чрезвычайно сложна. Породы разбиты множеством ветвящихся и пересекающихся разломов, образующих в поперечном сечении структуру раскрытого веера. Углы наклона разрывов 30°-50°. Структурно-кинематические индикаторы указывают на взбросо-надвиговое движение горных масс к северу на северном борту поднятия и к югу на южном. Разломы по восстанию зачастую затухают, и между породами фундамента и чехольными отложениями сохраняются первичные стратиграфические соотношения. Центральная часть карбонатного массива пронизана сетью переплетающихся взбросов, сдвигов, пологих разрывов (рис. 13). Величина смещений по разломам невелика, и они обычно не выходят за пределы массива, лишь изредка незначительно смещая поверхность



Рис. 12. Хребет Байбичетоо. Борт хр. Байбичетоо: (а) – северный, (б) – южный.

выравнивания. Мраморизованные известняки раздроблены, брекчированы, разлинзованы, будинированы и катаклазированы. Отмечены округлые и линзовидные блоки пород с сохранившейся первичной слоистостью, но ориентировка напластования в них различна, что свидетельствует об их дифференциальном вращении. Фиксируются оборванные фрагменты колчановидных складок, которые являются свидетельством неоднородной сдвиговой деформации.

Таким образом, в пределах поднятия наблюдается парагенез структур поперечного изгиба (крупные складки поверхности фундамента и кайнозойского чехла) и резко дисгармоничной по отношению к структуре чехла и поверхности фундамента разломно-глыбово-блоковой тектоники палеозойского основания. Подобная структура развита только в известняках. В обрамляющих слоистых отложениях (пермь) объемная дезинте-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

грация пород отсутствует — изгиб, по-видимому, компенсирован за счет межслоевого проскальзывания. Структурный ансамбль "изгиб + комплементарная изгибу структура хрупкого разрушения" был сформирован в конце кайнозоя.

Граниты фундамента

3D механическая дезинтеграция свойственна крупно- и средензернистым разностям двуполевошпатовых и калиевых гранитов фундамента Северного Тянь-Шаня и Гиссарского батолита в Гиссаро-Алае [23, 28]. Граниты формируют ядра куполов-антиклиналей и протрузивные тела (рис. 14, рис. 15), которые либо осложняют строение более крупных массивов, либо образуют самостоятельные массивы, иногда приуроченные к линейным зонам концентрированной деформации (рис. 16). Крылья массивов-антиклина-



Рис. 13. Структура нижнекаменноугольных известняков фундамента в антиклинали Байбичетоо (ущелье Карабулун). Массивные мраморизованные известняки (светло-серые).

1 – разломы и поверхности тектонической делимости; 2 – фрагменты слоистости

лей сложены слоистыми отложениями мезозоякайнозоя. Эти структуры имеют форму овалов и линз протяженностью 1-7 км при соотношениях осей 1:1.5-1:10, наклон которых становится круче лишь при приближении к гранитному ядру. В поперечном разрезе купола, как правило, асимметричны. Наклоны пологих крыльев составляют $10^{\circ}-15^{\circ}$, крутых $25^{\circ}-45^{\circ}$, редко до 60° , но наблюдаются и крутые наклоны поверхности фундамента вплоть до запрокинутого залегания [23, 28].

Выступы гранитов обрамлены, местами перекрыты отложениями мезозойско-кайнозойского чехла. На пологих крыльях поднятий отложения чехла обычно залегают на гранитах стратиграфически, с корой выветривания в основании, и как правило не деформированы. Контакты в крутых бортах представлены флексурными изгибами в сочетании с тектоническими срывами, разломами ограниченной амплитуды и зонами повышенной тектонизации. Наблюдаются малоамплитудные козырьковые надвиги гранитов на отложения чехла и разломы со взбросо-сдвиговой кинематикой.

Граниты испытали деформацию на постмагматической стадии их существования и интенсивно дезинтегрированы на мега-, макро-, мезои микроуровнях. Наиболее наглядно деформации проявлены на мезоуровне (размерность структур – сантиметры/метры). Основными деформационными элементами инфраструктуры гранитов являются малоамплитудные разломы, трещины, брекчии, катаклазиты. Нарушения организованы в решетчатую систему, в ячейках которой в виде плитчатых, ромбоэдровидных, линзовидных или сфероидальных фрагментов сохраняются менее измененные разности пород (см. рис. 15, рис. 17, рис. 18). Интерфейсное пространство заполнено микробрекчиями, микрокатаклазитами, зонками рассланцевания, агрегатами низкотемпературных гипергенных минералов. Деформация пород в интерфейсных зонах существенно интенсивнее, чем в разделяемых ими фрагментах, поскольку они имеют более низкие эффективные прочностные характеристики, нежели материал самих блоков, что приводит к локализации в этих областях необратимых деформаций [35].

Деформация рассредоточена по множеству структурных элементов и не нарушает принципиально внутреннее единство массивов и сплошность ограничивающей их поверхности (см. рис. 16). Массивы в целом деформируются как единое структурное образование (квазиконсолидированное тело), и в то же время массивам свойственно относительно независимое деформирование его составных частей (блоков) и их дифференциальное перемещение — в этой ипостаси скальные породы с блоковой структурой рассматриваются как неконсолидированные, что согласуется с данными



Рис. 14. Протрузивное тело ордовикских гранитов, прорывающие юрские и палеоген-неогеновые отложения чехла. На заднем плане – диапироподобное ядро антиклинали, сложенное юрскими песчано-глинистыми отложениями чехла Иссык-Кульской впадины (урочище Кызыл-Булак).

о сосуществовании двух состояний блочной среды: консолидированном и неконсолидированном [17]. При этом зачастую на контакте гранит/осадочный чехол, даже в случае его интенсивной пликативной деформации, отсутствуют послойные срывы, и сохраняются первичные стратиграфические взаимоотношения [23, 28].

Дезинтеграция и 3D подвижность гранитов, комплементарные деформации домезозойского пенеплена и пластов осадочного чехла, связаны с альпийским тектогенезом. Вывод основан на следующих наблюдениях. Массивы дезинтегрированных гранитов выдвинуты в верхние горизонты коры, образуя геоморфологические аномалии. Фрагменты кровли фундамента отвечают участкам доюрской, допалеогеновой, дораннемиоценовой и допозднеплиоценовой поверхностей выравнивания. Каждая более молодая поверхность срезает более древнюю под углом 5°-10°, и отложения каждого более молодого цикла осадконакопления ложатся непосредственно на фундамент, что свидетельствует о пульсирующем режиме подъема гранитов и деформации пенеплена в течение мезозоя и кайнозоя [23]. Пульсация подтверждена данными трекового анализа [6] и другими материалами [42]. В юре и раннем мелу фиксируется 2-3-х километровая денудация горных

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

массивов. В позднем мелу—эоцене наступает период покоя. Значительный рост и увеличение числа поднятий начался около 11—7 млн лет назад, и максимума достигло в последние 3 млн лет, когда сформировался современный рельеф. Размах вертикальных смещений достиг 8—9 км, и граниты были подняты на высоту до 5000 м. В процессе поднятия происходит неоднократная перестройка структуры гранитов и преобразование монолитных гранитов в катаклазит, который является одной из структурно-вещественных составляющих современной "коровой брекчии" Тянь-Шаня [43].

Напряженность и стиль структурной перестройки гранитов в различных массивах различны. Выстраивается условный ряд структурирования пород от простой крупноблоковой инфраструктуры без существенных изменений первичного состава и облика до полной переработки и превращения пород в мезо- и микрокатаклазит. Деформация гранитов может быть отнесена к квазихрупкой (хрупкому разрушению, сопровождаемому "наведенной" пластической деформацией [34]). Проявление хрупко-пластичных деформаций характеризуется нестационарным режимом напряженного состояния в пределах гранитных массивов [23].



Рис. 15. Протрузия ордовикских гранитов в кайнозойских отложениях (Южный борт Кочкорской впадины, р. Биже). *1* – дезинтегрированные граниты (тело протрузии); *2* – катаклазит из смеси гранитного материала и вмещающих осадочных отложений; *3* – поверхности напластования; *4* – разрывы; *5* – основные поверхности делимости (трещины) в гранитах; *6* –границы протрузии; *7* – внешняя граница зоны катаклазитов

Интенсивность механической дезинтеграции гранитов зачастую коррелятивно связана с напряженностью пликативной деформации их поверхности. Граниты массивов Пришиб и Кызыл-Чоку (Иссык-Кульская впадина), имеющие небольшие абсолютные превышения над общим уровнем залегания фундамента, не осложняющие существенно пологого залегания чехольного комплекса и, по-видимому, испытавшие незначительное объемное перераспределение горных масс, обладают относительно простой инфраструктурой. Крупные массивы с абсолютными отметками 2.5-4 тыс. м, испытавшие подъем на 8-9 тыс. (например, Чонкурчак-1 и Сусамырский), обладают весьма напряженной инфраструктурой и подверглись существенной тектонической переработке. Граниты протрузивных тел и краевые зоны крупных массивов полностью дезинтегрированы вплоть до степени микрокатаклазита [23].

Таким образом, механическая дезинтеграция и стимулированное ей катакластическое течение

дезинтегрированных породных масс фундамента [21, 23], комплементарные пликативным изгибам дочехольной поверхности выравнивания и деформациям чехольного комплекса, является, как и ранее описанные меланжирование и пластическая деформация мезо- и микроуровня, еще одним механизмом, обеспечивающим 3D подвижность палеозойского фундамента в процессе альпийского, в том числе новейшего тектогненеза Тянь-Шаня. В данном случае подвижность горных масс осуществляется за счет их катакластического течения.

ДИНАМИЧЕСКАЯ РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ

В нашем исследовании мы привели примеры деформации поверхности палеозойского фундамента и синкинематичной этим изгибам структурной перестройки горных масс, обеспечивающей их объемную подвижность. В то же время



Рис. 16. Гранитные купола и изгибная деформация допалеогеновой поверхности выравнивания. (а) – Купол Кызыл-Чоку (южный борт Иссык-Кульской впадины); (б) – изгибная деформация пенепленизированной поверхности фундамента (прогиб Чункурчак, северный склон Киргизского хребта). *I* – ордовикско-силурийские граниты; *2* – трещиноватость в гранитах; *3* – вулканогенные отложения девона; *4* – палеоген-неогеновые отложения коктурпакской и киргизской свит; *5* – поверхность кровли гранитного массива (пенеплена) на разрезах: *а* – установленная, *б* – предполагаемая; *6* – разломы

внешняя форма некоторых геологических тел изменена в сравнении с исходной, однако признаки объемной структурной трансформации пород, комплементарной изменению формы тел (по крайней мере, на макроуровне) отсутствуют. Такое явление можно наблюдать в неслоистых или грубослоистых зернисто-кристаллических породах, в частности в мраморизованных известняках Ганза-Чимтаргинской синформы, общее строение которой было обрисовано ранее (см. рис. 1, рис. 6).

Разрез палеозоя, слагающий синформу, представлен серией (>3 км) параллельно пластующихся пород без явно выраженных перерывов и несогласий, что свидетельствует о непрерывном осадконакоплении по крайней мере с середины ордовика до середины карбона (рис. 19). В осевой части синформы выше полифациальных образований ордовика—ландоверийского и венлокского подотделов нижнего силура (Ягнобский комплекс), метаморфизованных в фации зеленых сланцев, залегает толща карбонатных пород верхнего силура—нижнего девона мощностью 2–2.5 км.

силура харакетризуются тонкой слоистостью, иногда с линзовидно-полосчатой текстурой. На лудловских отложениях без видимого несогласия залегают светло-серые и розовато-белые, грубо-слоистые, сахаровидные мраморизованные известняки чимтаргинской свиты нижнего девона (1000-1300 м), в которой фаунистические остатки практически полностью перекристаллизованы. Надстраивается разрез толщей карбонатно-кремнистого состава (средний девон-верхний палеозой (?)), которая залегает на различных горизонтах верхнего силура и нижнего девона. Контакты зеленосланцевого, тонкослоистого карбонатного и мраморизованного карбонатного комплексов выражены в виде вязко-пластических тектонических срывов, которые на бортах синформы трансформируется в надвиги и небольшие тектонические покровы. Тем не менее, на ряде участков фиксируются первичные стратиграфические соотношения между этими членами разреза, что свидетельствует об их принадлежности к первично единой последовательности напластования.

Отложения лудловского подотдела верхнего

67

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021





Рис. 17. Деформация верхнеордовикских гранитов Сусамырского массива (Северный Тянь-Шань). (а) – Слайс-структуры (структуры нарезки); (б) – микрофотографии катаклазитов по гранитам с цементацией обломков карбонатным и гематитовым веществом (по данным [37]); (в) – общий вид массива, видна куполообразная форма поверхности и характер дезинтеграции массива – относительно монолитные блоки находятся в общей массе дезинтегрированных пород.

1–2 – верхнеордовикские граниты: 1 – относительно монолитные, 2 – интенсивно дезинтегрированные; 3 – разломы; 4 – слайс-структуры и зоны трещиноватости; 5 – коллювиальные осыпи

Таким образом, осевая часть синформы сформирована двумя, находящимися в одинаковых динамических условиях, толщами карбонатных пород с различным строением. В нижней, верхнесилурийской тонкослоистой толше развиты структуры тектонического течения, подвороты слоев, будинаж, дифференциальное межслоевое проскальзывание, сланцеватость, сегрегация вещества с выделением глинисто-железистых примазок на поверхностях напластования и пр. (см. рис. 19). Породы смяты в разномасштабные складки с субгоризонтальными или слабо наклонными осевыми плоскостями. Крылья складок часто разорваны и смещены. Включения (коралловые постройки, раковины брахиопод и др.) бывают деформированы – утонены в вертикальной плоскости и удлинены в горизонтальной плоскости [19] (см. рис 9, а). Во многих случаяхсохраняются седиментационные структуры и текстуры: градационная слоистость, свойственнаякарбонатнымтурбидитам, гранулометрические неоднородности и пр. На микроуровне отмечается деформация кристаллов кальцита: двойникование и изгибы двойниковых полос, микротрещиноватость, перераспределение вещества с образованием двориков давления. В верхней, нижнедевонской толще, представленной массивными мраморизованными известняками, внутрислойные седиментационные и деформационные структуры отсутствуют или выражены очень нечетко. Зерна кальцита имеют сходный габитус и размер, признаки деформации и посторонние примеси в них отсутствуют.

Различия во внутренней структуре и степени вторичных преобразований обусловлены, вероятно, различной реакцией пород на напряженное состояние, возникшее при изгибной деформации и формировании общей синклинальной структуры. В породах тонкослоистых, пластичных и с



Рис. 18. Тектоническая делимость гранитов макро- и мезомасштаба. (а)–(в) – Граниты (O–S) (северный борт Киргизского хребта); (г) – граниты массива Пришиб (северный борт Иссык-Кульской впадины); (д) – граниты Сусамырского массива.

большим числом межслоевых поверхностей раздела релаксация напряженного состояния осуществляется за счет хрупких и пластических деформаций: формирования будинаж-структур, складочек течения и подворотов, межслоевого проскальзывания, меж- и внутрзернового скольжения. Массивные разности пород, находясь в аналогичных динамических условиях, в силу большей жесткости, монолитности и отсутствия элементов внутренней делимости, не имеют возможности реагировать на напряженное состояние подобным образом. Геологические условия и механические свойства не позволяют им изменить свою внутреннюю структуру за счет возникновения новых тектонических форм, и релаксация напряженного состояния происходит за счет перестройки самой кристаллической структуры породы.

Механизмами такой перестройки, принципиально отличными от структурных механизмов, является рекристаллизация двух типов — статическая (перекристаллизация) и динамическая [51, 58]. При оценке деформации массивов горных пород в естественных условиях этому явлению обычно не придают самостоятельного значения, однако данные металловедения, керамической промышленности, механохимии позволяют считать рекристаллизацию реальным механизмом обеспечения подвижности вещества при деформации геологических тел [36, 51, 57, 58].

При деформации физического тела в нем возникают внутренние силы, которые стремятся восстановить первоначальное состояние равновесия. Мерой этих сил являются внутренние напряжения, из чего следует, что смысл любой деформации — в релаксации (частичной или полной) напряженного состояния деформируемого тела [7]. В геологии это релаксация напряжений и приведение условного объема горных пород, подверженных действию тектонических сил, в состояние равновесия.

Статическая рекристаллизация это процесс изменения форм и размеров существующих кристаллических фаз за счет перемещения (переот-



Рис. 19. Строение центральной части Ганза-Чимтаргинской синформы.

(а) – Общий вид; (б) – последовательность напластования в центре синформы; (в) – мезоструктуры пород различных комплексов.

Обозначено (цифры в кружках): 1 – кристаллическая структура мраморизованных известняков девона; 2 – пластически деформированные "потекшие" известняки верхнего лудлова; 3 – линзовидно-чешуйчато-складчатая структура слоистых известняков верхнего лудлова; 4 – сланцевато-складчатая и будинажная структура ягнобских сланцев. I - кремни и песчано-сланцевые отложения D_2-C_1 (?); 2 – мраморизованные известняки D1; 3 – тонко- и среднеслоситые известняки и доломиты S_2 ; 4 – ягнобские сданцы – интенсивно рассланцованные и метаморфизованные в фации зеленых сланцев вулканогенно-кремнисто-терригенные породы $O-S_{ln-w}$; 5 – стратиграфическая граница; 6 – тектоническая граница (разлом); 7 – зоны пластического срыва с участками сохранившегося стратиграфического контакта

ложения) вещества в пределах зерна, кристалла. Ее проявление связано с энергетической неэквивалентностью различных участков граничных поверхностей минеральных индивидов. Энергия эта очень незначительна и не приводит к существенным структурным следствиям. Динамическая рекристаллизация (рекристаллизация обработки) связана с возникновением новых межзерновых границ внутри минеральных зерен, в результате чего на месте исходного монокристалла возникает агрегат нескольких новообразованных зерен того же минерала, отличающихся друг от друга и от материнского зерна пространственной ориентировкой кристаллических решеток. Движущей силой процесса является стремление кристалла к равновесному состоянию, т.е. к релаксации той части внутренней энергии, которая сконцентрирована в дефектах деформированной кристаллической решетки. Происходит формирование

новых минеральных фаз, форма и взаимное расположение которых обеспечивает равновесное напряженное состояние внутри деформированного объема. Температура не является решающим фактором рекристаллизации – она ускоряет или замедляет процесс, влияя на его характер и формы его проявления [36, 56–59]. Рекристаллизация многих веществ (каменной соли, сильвина, свинца, цинка, олова, кальцита, кварца) происходит при достаточно низких температурах.

Динамическая рекристаллизация (рекристаллизация обработки) является реакцией кристаллических решеток на внутренние напряжения. Она приводит к зарождению и росту новых минеральных зерен, дополнительной грануляции и деформации породы в целом. Форма и взаимное расположение новых минеральных зерен обеспечивает равновесное напряженное состояние внутри деформированного объема, а дифферен-

циальная подвижность породы в реологическом смысле отвечает вязкому течению [56]. Процесс сопровождается образованием межзерновых границ внутри монокристаллических минеральных зерен, в результате чего на месте исходного монокристаллического зерна возникает агрегат нескольких новообразованных зерен того же минерала, отличающихся друг от друга и от материнского зерна пространственными ориентировками своих кристаллических решеток. Перемещение вещества происходит в ионной форме и ограничено размерами зерен и межзерновых пространств. Внешняя граница новообразованных агрегатов не отвечает форме исходных зерен, что приводит к пластической деформация породы в целом. Таким образом, массивы горных пород в результате рекристаллизации обретают способность к реидной деформации (деформации течения в твердом состоянии). Особенности преобразования описанных выше девонских карбонатов не противоречат заключению о действии механизма рекристаллизации обработки как реакции на общую деформацию Ганза-Чимтаргинской синформы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как можно видеть, породы палеозойского складчато-метаморфического фундамента и мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Тянь-Шаня деформированы совместно, что зафиксировано в конформности пликативных изгибов поверхности фундамента (домезозойской поверхностей выравнивания) и пластов чехольного комплекса. Это свидетельствует о синфазности и практической одновременности структурообразования в породах чехла и в породах фундамента, т.е. об определенном вкладе альпийской тектоники в процесс деформирования пород фундамента. Хотя оценить вклад альпийских движений в формирование инфраструктуры пород не всегда возможно, этот вклад несомненен, так как породы палеозоя принимают участие в формировании пликативных структур альпийского этапа и претерпели перераспределение в пространстве за счет инфраструктурных и вещественных преобразований.

Пликативная (пластическая) деформация поверхности тела фундамента, т.е. трансформация внешней формы, как было показано, невозможны без соответствующей, комплементарной изгибу перестройки его инфраструктуры. Между фундаментом и чехлом наблюдается резкая структурная дисгармония. Внутренние деформации в чехольных комплексах, за исключением приразломных зон, крайне незначительны: отложения чехла образуют открытые пликативные формы, нарушенные редкими разломами. Инфраструкту-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

ра пород фундамента как правило напряженная и представлена складками, разрывами, зонами рассланцевания и пр.

Стиль и механизмы деформации складчато-метаморфического фундамента, обеспечивающие объемную подвижность на альпийском этапе и комплементарность изгибных деформаций его поверхности и пластов чехла, многообразны. В большинстве случаев действует определенная комбинация процессов, что было показано при изложении фактического материала, но превалирует какойнибудь один, который и определяет стиль тектонической переработки и особенности инфраструктуры горных пород. Действие того или иного механизма связано, прежде всего, с реологией пород и с их способностью к объемному тектоническому течению (реидной деформации):

 в пределах Каракульской, Зеравшанской и Курганакской зон, центральные части которых выполнены флишевыми отложениями, потеря связности обусловлена процессом меланжирования;

 в районе Фан-Ягнобский впадин она связана с проявлением пластической деформации;

 в области распространения гранитоидов и мраморизованных известняков Южного и Северного Тянь-Шаня главным механизмом является объемное механическое дробление;

 в карбонатных массивах Фанских гор проявлена динамическая рекристаллизация.

Потеря связности приводит к проявлению 3D реидной деформации, что делает возможным изгибание поверхности фундамента (поверхности домезозойского пенеплена) без разрыва его сплошности. Эти наблюдения согласуются с данными механики блочных и гранулированных сред и мезомеханики, которые показывают, что переход горных пород в дискретное состояние приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшает сопротивление сдвигу и вызывает дилатансию, что, в свою очередь, вызывает 3D подвижность горных масс и их реидное течение [17, 18, 32, 34, 37].

выводы

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Палеозойский складчато-метаморфический фундамент Тянь-Шанского орогена в процессе альпийского тектогенеза проявляет себя как квазипластичная субстанция, на что указывает пликативная деформация его поверхности (поверхности домезозойского пенеплена) и комплементарные этим изгибам внутренние структурновещественные преобразования пород. 2. Внутренняя структура фундамента Тянь-Шаня сформирована за счет различных механизмов, обеспечивающих реидное течение горных масс, среди которых — хрупкое разрушение и катаклаз, пластическая деформация минеральных зерен и пород, меланжирование, динамическая рекристаллизация. В каждом конкретном случае превалирует какой-либо из перечисленных механизмов, но в то же время и другие механизмы играют определенную роль в процессе перестройки горных пород.

3. Степень структурно-вещественных преобразований и напряженность инфраструкуры в породах фундамента выше, чем в отложениях чехольного комплекса. В чехле (за исключением дискретных зон концентрированной деформации, сопряженных с межпластовыми срывами) преобладают широкие открытые складки, осложненные малоамплитудными разломами и отдельными зонами внутрипластовых деформаций течения. Породам фундамента свойственна объемная деформация, приводящая к возникновению дискретной блоково-гранулярной инфраструктуры, обеспечивающей породным субстанциям свойство текучести.

4. Свойство горных масс фундамента — приспосабливаться к изменению внешней формы и меняющегося напряженного состояния путем объемных структурно-вещественных преобразований и хрупко-пластического течения, — в значительной степени обеспечивает формирование современного морфотектонического плана Тянь-Шанского новейшего орогена.

Благодарности. Авторы благодарны А.Ю. Соловьеву (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за выполнение замеров и анализ величин деформации. Авторы благодарны С.Ю. Колодяжному (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за проведенные инструментальные исследования.

Финансирование. Работа выполнена по теме госзадания Геологического института РАН (№ 0135-2019-0047) и Российского научного фонда (Проект № 16-17-10059).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Ажеирей Г.Д. Структурная геология. М.: МГУ, 1966. 348 с.
- Бабаев А.М. Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. / Под ред. М.М. Кухтикова. Душанбе: Дониш, 1975. С. 152 с.
- Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с
- Бероуш Р.А. Фундамент. В кн.: Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 265–269.

- 5. Босов В.Д. Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 168 с.
- 6. Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988. 228 с
- 8. Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 439 с.
- Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.
- Давидзон Р.М., Крайденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.
- Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В. и др. Предорогенная поверхность выравнивания и условия ее сохранности в Тянь-Шане // Вестн. МГУ. 1973. № 6. С. 75–79.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М.: ИЛ, 1954. 665 с.
- 13. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- 14. Кожухарова Е., Леонов М.Г. Пластическая деформация и метаморфизм горных пород Южного Тянь-Шаня // Geologica Balcanica. 1988. Т. 18. № 4. С. 37–46. (на русском).
- Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные преобразования горных пород в западной Нуратау-Курганакской части шовной зоны // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 1. С. 66–69.
- 16. Костенко Н.П. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов. – В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 183–198.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. / Под ред. В.В. Адушкина. М.: Академкнига, 2003. 424 с.
- 18. Лавриков С.В., Ревуженко А.Ф. Моделирование процессов деформирования самонапряженных образцов горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2017. № 1. С. 15–24.
- Лелешус В.Л. Будинаж в силурийских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной области // Геотектоника. 1966. № 6. С. 100–104.
- Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 325 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 433).
- 21. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 462 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29–48.
- 23. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Граниты. Постмагматическая тектоника и углево-
дородный потенциал. / Под ред. К.Е. Дегтярева. М.: ГЕОС, 2018. 332 с.

- 24. Лукина Н.В. О структурах поверхности фундамента юго-западного Гиссара // Геотектоника. 1971. № 4. С. 102–113.
- 25. Лукина Н.В. О деформированности поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая // Геотектоника. 1973. № 2. С. 68–71.
- 26. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Макаров В.И. Структура горных областей Альпийско-Центральноазиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа. – В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 91–96.
- Миколайчук А.В. Губренко М.В., Богомолов Л.М. Складчатые деформации предгорного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.
- Минаев В.Е. Метабазиты в зеленых сланцах Каратегина // Докл. ТаджССР. 1978. Т. XXI. № 9. С. 40–43.
- Морозов Ю.А. Структура и кинематическая эволюция области сочленения Урала и Южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс) // Геотектоника. № 6. 2001. С. 32–55.
- 31. *Николаев П.Н.* Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 296 с.
- 32. *Николаева Е.А.* Основы механики разрушения. Пермь: ПГТУ, 2010. 103 с.
- Паталаха Е.И. Механизм смятия в складку мощного покрова нерассланцованных фельзит-порфиров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109–124.
- 34. *Партон В.* Механика разрушения: от теории к практике. М.: ЛКИ, 2020. 240 с.
- 35. Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Ггригорьев А.С. О возможности оценки близости сдвиговых напряжений на активных границах раздела в блочных средах к критическому значению. – В сб.: Триггерные эффекты в геосистемах. – Мат-лы всерос. семинар-совещания. / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2010. С. 230–238.
- Пуарье Ж.П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации керамики, металлов и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988. 287 с.
- Ревуженко А.Ф. Механика сыпучей среды. / Под ред. Е.И. Шемякина. Новосибирск: ОФСЕТ, 2003. 274 с.
- Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
- 39. Соловьев А.Ю. Геологическое строение и тектонофации зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 102–111.
- 40. Соловьев А.Ю. Деформации и метаморфизм в структурах зеленосланцевого комплекса Восточного Алая (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1990. № 4. С. 45–51.
- Строганов Г.Б., Кайбышев О.А., Фаткуллин О.Х., Мартынов В.Н. Сверхпластичность и износостойкость в машиностроении. М.: Альтекс, 2002. 322 с.

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

- 42. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
- 43. Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М. Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: ГЕО, 2009. 130 с.
- 44. Федоров Г.В. Вещественный состав и глаукофанзеленосланцевый метаморфизм западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны. – Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Душанбе: ИГ АН ТаджССР, 1982. 24 с.
- 45. Фуз Р. Вертикальные тектоничесие движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор. В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.
- Чедия О.К., Брусничкина Н.А. Новейшая тектоника Зеравшанской впадины и ее обрамления // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1965. Вып. 1. № 6. С. 52–60.
- 47. *Чередниченко А.И.* Тектоно-физические условия минеральных преобразований. Киев: Наукова Думка, 1964. 184 с.
- 48. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- 49. Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань. Л.: ЛГУ, 1983. 214 с.
- Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
- 51. Япаскурт В.О. Структурогенез статического метаморфизма. М.: Изд-во МГУ, 2004. 152 с.
- Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T. The Development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic Relationships in west Finist'ere (France) // Geologische Rundschau. 1967. Vol. 56. No. 2. P. 567–596.
- 53. *Cambell C.S.* Rapid granular flow // Annu. Rev. Fluid Mech. 1990. No 22. P. 57–92.
- 54. *Carey S.W.* The Rheid concept in geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austral. 1954. Vol. 1. P. 67–117.
- Drake T.G. Structural features in granular flow // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. No. B6. P. 8681–8696.
- Mehta A. Granular matter: an interdisciplinary approach. / Ed. by A. Mehta, (N.Y., Springer, 1994). 306 p.
- Passchier C., Trouw R. Microtectonics, (Berlin, Heidelberg, N.Y., Springer, 1996). 289 p.
- Tullis J., Stunitz H., Teyssier C. et al. Deformation microstructures in quartz-feldspathic rocks. In: Stress, Structure and Strain: A volume in honor of Win D. Means. / Ed. By M. Jessell, J. Urai // J. Virtual Explor. 2000. Vol. 2. P. 16–15.
- Wise D.U. Microjointing in basement, Middle Rocky Montana and Wyoming // GSA. Bull. 1964. Vol. 75. P. 287–306.
- Yaeger H.M., Nagel S.R. La physique de l'etat granulaire // La Recherche. 1992. Vol. 23. No. 249. P. 1380– 1387. (In French).

The Deformation Mechanisms of the Tien-Shan Basement Rocks in Alpine Tectogenesis

M. G. Leonov^{a, *}, E. S. Przhiyalgovskiy^a

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskiy per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia *e-mail: mgleonov@yandex.ru

The article describes the main mechanisms of deformation of rock masses of the Paleozoic basement of the Tien Shan, complementary to the plicative bending of its surface in the process of alpine tectogenesis. On the example of specific geological structures, mechanisms of volumetric deformation of various types are characterized: melange, plastic deformation, cataclastic flow, dynamic recrystallization, etc. It has been determined that on the territory of the Tien Shan, the deformation of the pre-Mesozoic and younger surfaces of the leveling and the overlying plate-orogenic sedimentary cover is associated primarily with the 3D mobility (reid current) of the mountain masses of the Paleozoic basement. Assumptions are made regarding the physics of the process, based on the developments in the mechanics of block-granular media and fracture mechanics.

Keywords: rocks, destruction, melange, volumetric deformation, dynamic recrystallization, structure, tectonic flow, loosening tectonics, Tien Shan

УДК 551.21.3

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО СЫЧУАНЯ, КИТАЙ¹

© 2021 г. Ю. Л. Ребецкий^{1,} *, Ya. Guo², K. Wang², P. С. Алексеев¹, А. В. Маринин¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10, Б. Грузинская, 123242 Москва, Россия ²Institute of Geology, China Earthquake Administration (CEA), Yard No.1, Hua Yan Li, Chaoyang District, 100029 Beijing, China *e-mail: reb@ifz.ru Поступила в редакцию 29.03.2021 г. После доработки 11.06.2021 г. После повторной доработки 11.10.2021 г.

Принята к публикации 02.11.2021 г.

В работе представлены результаты применения технологии тектонофизического районирования опасных разломов, развиваемой в Институте физики Земли на основе данных о природных напряжениях. Источником этих данных служат каталоги фокальных механизмов землетрясений, а инверсия из них напряжений получена метолом катакластического анализа разрывных смешений. Лля исследуемого региона, в который входят крупнейшие провинции Китая – Сычуань и Юньнань, реконструкция напряжений выполнялась на основе регионального каталога механизмов очагов землетрясений с $M_{\omega} = 2.0 - 6.0$ для периода времени 1999-2012 гг. Возможность прогноза состояния разломов опирается на данные о нормированных значениях шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. В работе представлены два варианта районирования разлома, являющихся результатом применения критериев Друккера-Прагера и Кулона-Мора, характеризующих соответственно упругопластическое и хрупкое поведение коры. Показано, что второй подход позволяет дать более качественную и детальную информацию о состоянии вдоль активных разломов региона Западный Сычуань. Анализ состояния системы разломов Лунмэньшаня перед Веньчуаньским землетрясением, произошедшем в 12.05.2008 году, показал, что опасным следует рассматривать распределение кулоновых напряжений вдоль разлома, имеющих не менее 70% протяженности с высоким уровнем кулоновых напряжений (>60% от критических). По результатам выполненного тектонофизического районирования выявлены более 20 участков активных разломов исследуемого региона протяженностью от 60 до 140 км, которые нами рассматриваются как возможные очаги сильных землетрясений магнитудой ≥7.0.

Ключевые слова: разрывы, кора, напряжения, землетрясения, фокальные механизмы, опасные разломы, кулоновы напряжения

DOI: 10.31857/S0016853X21060072

введение

Традиционные подходы к оценке сейсмической опасности опираются на методы сейсмологии и сейсмотектоники. Указанные методы включают в себя поиск зон, для которых за длительный период времени наблюдается несколько сильных землетрясений (сотни и тысячи лет) или повышенная сейсмическая активность. Если в таких зонах наступает момент, когда период возникновения сильных землетрясений затягивается или в сейсмически активном районе возникает участок затишья, то данные зоны могут быть выделены как зоны, потенциально опасные для формирования сильного землетрясения. Широко известен успешный прогноз, который был сделан для землетрясения (M = 7.3), произошедшего в окрестностях г. Хайченг (провинция Ляонин, Китай) 4 февраля 1975 г. [11]. Но вслед за ним последовало катастрофическое Таншаньское землетрясение (M = 8.2), произошедшее в г. Таншане (Хэбэй, Китай) 28 июля 1976 г., и не проявившееся в целом ряде предвестников (форшоки и пр.), за которыми осуществлялся инструментальный мониторинг [11].

Выполняются постоянные наблюдения за регионом Канто (Япония) вблизи г. Токио и г. Иокогама, где 1 сентября 1923 г. произошло разрушительное землетрясение (*M* = 8.3). В этом ре-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X21060072 для авторизованных пользователей.

гионе, вплоть до землетрясения (M = 7.3) в г. Кобе (Япония), произошедшего 17 января 1995 года, – очаг землетрясения был расположен под островом Авадзи на глубине 15–20 км и был связан с тектоническим разломом, проходящим в проливе Акаси в Японском море, – были сосредоточены основные сейсмотектонические исследования и создана одна из наиболее плотных сетей сейсмических и GPS станций с расстоянием между станциями 50–100 км. Однако и эта сеть не позволила дать прогноз сильного землетрясения (M = 8.3) Токачи-Оки, произошедшего 26 сентября 2003 г. к юго-востоку от побережья о. Хоккайдо – очаг землетрясения был расположен на глубине ~27 км.

Прогноз Великого Японского землетрясения (M = 9.0), произошедшего 11 марта 2011 г. – эпицентр землетрясения располагался восточнее о. Хонсю в 130 км к востоку от г. Сендай и в 373 км к северо-востоку от г. Токио, гипоцентр максимально мощного толчка находился на глубине 32 км в Тихом океане, – который выдавался достаточно регулярно, но затем в соответствии с алгоритмом этого подхода удалялся [26, 48]. Также для этого землетрясения в работах А.А. Любушина [5, 6] был дан успешный прогноз, но затем этот же подход стал выдавать постоянную тревогу для Нанкайской зоны субдукции, расположенной к югу от о. Хонсю [31].

Начиная с 1980-го г., в США проводился эксперимент по развитию методов прогноза на оснащенном различным сейсмологическим, геофизическим и геодезическим оборудованием (сейсмометры, крипметры, тензометры и другие инструменты) Паркфилдском полигоне (шт. Калифорния, США), где с интервалом 20-25 лет происходили землетрясения с магнитудами, близкими к M = 6 [11]. Это был международный полигон, на котором исследователи разных стран изучали процесс подготовки землетрясения. Предполагалось, что выполняемые наблюдения позволят выявить особенности деформационного режима и сопутствующих ему физических полей в различные периоды формирования очаговой области. Землетрясение (M = 6.0) произошло 28 сентября 2004 г. в районе Паркфилда, когда его менее всего ожидали, и оно не сопровождалось предваряющим крипом и форшоками так, как это было при предыдущих землетрясениях в этом районе [27, 29]. Анализ данных геофизических полей, полученных перед его возникновением, также не позволил выявить значимых аномалий, которые возможно было трактовать как предвестник землетрясения. В то же время за период ожидания этого землетрясения в Калифорнии произошла серия сильных землетрясений с магнитудами большими, чем землетрясение в районе Паркфилда: Лома Приета 18.10.1989 (*M* = 6.9), Капе Мендосино 24.04.1992 (M = 7.2), Ландерс 28.06.1992 (*M* = 7.1), Нордридж 17.01.1994 (*M* = 6.7),

Гектор Майн 16.10.1999 (M = 7.1), Сан Симеон 22.12.2003 (M = 6.5).

Землетрясения были неожиданными и они показали, что исследования по предупреждению сейсмической опасности не имеют значимого продвижения.

В настоящей статье для юго-восточных провинций Сычуань и Юньнань (КНР) представлено развитие тектонофизических методов выделения опасных участков разломов, где имеется повышенная вероятность возникновения сильных землетрясений. Тектонофизический подход опирается, прежде всего, на данные по природным напряжениям земной коры, которые могут быть получены в результате инверсии (реконструкции) из сейсмологических данных - механизмов очагов землетрясений. Следующим источником тектонофизического районирования разломов являются геологические и геофизические данные по простираниям и углам погружения участков региональных разломов общей протяженностью не менее 50-100 км (длины превышают мощность коры) — данная длина разлома характерна для землетрясений магнитудой M = от 7.5 до 8.0.

Тектонофизический подход опирается на расчет нормальных и касательных напряжений для участков разломов, сохраняющих свое простирание и погружение на длинах 5–10 км. Для этого в наших исследованиях использовались данные по природным напряжениям в ближайших к данному разлому точках реконструкции напряжений. Далее, на основе анализа кулоновых напряжений мы выделили участки разломов, находящиеся в докритическом и разных уровнях закритического состояния [9]. Сопоставление этих данных с данными по сейсмическому режиму разломов позволили разработать систему тектонофизического районирования опасных разломов. Цель проводимых нами исследований напряженного состояния провинций Сычуань и Юньнань (КНР) состоит в выделении участков разломов, для которых возможно формирование сильных землетрясений магнитудой ≥7.5.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

В географическом положении обе провинции Сычуань и Юньнань составляют обширную область Западного Сычуаня.

Провинция Сычуань расположена на стыке платформенной области, которая в восточной части провинции представлена Сычуанской синеклизой в пределах Южно-Китайской (Янцзы) платформы, и подвижной складчатой областью Лунмэньшань на западе провинции. На юге провинции расположена Эмейшаньская провинция с позднепермским внутриплитным магматизмом (ELIP). Провинция Юньнань также расположена



Рис. 1. Карта положения региона исследования и основных тектонических структур региона. Показаны (линия белым) провинции Сычуань и Юньнань (КНР).

на стыке крупных тектонических элементов, разделенных крупным разломом Красной реки и серией расположенных на его южном продолжении разрывов, сутурных зон и орогенов (разлом Дьенбьенфу, разлом Айлаошань). В юго-западной части это Индосининийский/Синобирманский микроконтинент. В северо-восточной части провинции расположена Эмейшаньская провинция с позднепермским внутриплитным магматизмом (ELIP) внутри Южно-Китайской (Янцзы) платформы. Система разломов Сяньшуйхэ северо-западного простирания, разлом Лунмэньшань северо-восточного простирания и Сяоцзянский разлом субмеридионального простирания образуют в рассматриваемых провинциях узел разрывной тектоники и сгущения очагов землетрясений [30].

Южно-Китайская платформа (или платформа Янцзы) расположена к югу от орогена Циньлин, к востоку от орогена Лунмэньшань—Юньнань, к северу от Вьетлаосской складчатой системы и к северо-западу от Катазиатского орогена (рис. 1). Орогены Циньлин и Лунмэньшань надвинуты (и даже шарьированы) на платформу в индосинийскую эпоху. Северо-восточная часть платформы ограничена разломом Танлу. Разлом Танлу (Тан-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

чен—Луцзян), который, являясь субмеридиональным левым сдвигом, смещает восточное продолжение орогена Циньлиня на 500 км (к северу).

Фундамент платформы — докембрийский (архей и протерозой), преимущественно сложен породами раннепротерозойского возраста (около 2 млрд лет). Наиболее древние архейские породы с возрастом 2.9—2.8 млрд лет, а наиболее молодые протерозойские с возрастом 1 млрд лет и 800 млн лет (комплекс интрузивных гранитоидов).

В результате Индосинийского (поздний триас—ранняя юра) орогенеза западный и северный борта Сычуанского бассейна стали более крутыми, а также были перекрыты надвигами со стороны обрамляющих бассейн структур орогенов Лонгменьшаня и Циньлиня. В самом бассейне возникли вытянутые в север—северо-восточном направлении складки палеозойско—триасового чехла. Яншаньские (в середине мела) деформации усилили этот структурный рельеф. В Сычуанской синеклизе в течение юры, мела и кайнозоя накопилось более 6 км аллювиально-озерных отложений. Вместе с палеозойско-триасовыми отложениями около 6 км по мощности это определило положение фундамента на глубине порядка 12 км.

Хубэй-Гуйчжоуская синеклиза сменяет Сычуанскую синеклизу на востоке, отделяясь от последней седловиной, и выполнена она только палеозойско-триасовыми отложениями. Строение синеклиз осложнено развитием (преимущественно параллельно бортам) валов, сундучных и гребневидных антиклиналей.

Синобирманский микроконтинент и Индосининийский микроконтинент разделены Юньнань—Малайской киммерийской складчатой системой. Северная часть Синобирманского микроконтинента простирается на севере в провинцию Юньнань, а на юге достигает о. Суматра. Индосининийский микроконтинент расположен к югу от Южно-Китайской платформы.

К северо-западу от Синобирманского микроконтинента и севернее Гималаев в океане Тетис существовали два блока с докембрийской континентальной корой — Северо-Тибетский (Цзянтан, или Тангла) и Южно-Тибетский (Гандин, или Лхаса). Сейчас они разделены позднекиммерийской зоной Бангонг—Нуцзян и с середины мела образуют единый Тибетский массив, который в плиоцене испытал поднятие и образовал Цинхай-Тибетское высокое плоскогорье.

Считается, что коллизия между Индийским и Евразийским континентами вызывает тектоническое течение от восточного Сицзянг к юговостоку с формированием вдоль разломов северо-западного простирания с правосдвиговой компонентой, субмеридиональными разломами с левосдвиговой компонентой, разломами и линейными структурными зонами север-восточного простирания высокосейсмичные зоны [15, 16, 23, 24, 46].

Таким образом, исследуемая территория расположена в переходной зоне между двумя типами земной коры западной и восточной части Китая. Структурное строение обуславливает выделение трех основных тектонических блоков – ромбического блока Газа (Garze), центрального, также ромбического блока Сычуань и треугольного блока Аба. В результате коллизии и субдукции Индийской и Филипиноморской плит в сторону Евразийской плиты и региональных тектонических движений блоки земной коры находятся в условиях сильного горизонтального сжатия, а весь регион является высокосейсмичным, и такие разломы, как Сяньшуйхэ, Мицзянг, Маувен-Тянцзян, Аннигхе и Цземухе вдоль границ блоков реактивированы и на них происходят сильные и частые землетрясения.

В настоящей работе при интерпретации результатов тектонофизической инверсии напряжений использовалась база данных региональных разломов, которая была предоставлена Геологическим институтом Китайской Администрации по землетрясениям (г. Пекин, Китай – Institute of Geology, China Earthquake Administration (CEA), Beijing, China) [46].

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В провинциях Юньнань и Сычуань зарегистрировано более 1480 землетрясений $M \ge 3.0$ за 2012—2019 гг. Здесь произошло 8 событий M > 7.0, включая исторические данные [24, 35, 36, 42, 43] (рис. 2). Землетрясения связаны с активизированными в кайнозойское и особенно в четвертичное время разломами. Изучение современного поля тектонических напряжений и фокальных механизмов землетрясений указывает главным образом на север—северо-западное направление регионального сжатия.

Тектонофизическая инверсия природных коровых напряжений двух юго-восточных провинций Китая выполнялась по данным каталога механизмов очагов землетрясений. Первым источником таких данных являлись землетрясения из базы данных Global CMT [49]. Для изучаемых провинций Сычуань и Юньнань по данным этого источника был создан каталог фокальных механизмов землетрясений, насчитывающий 161 землетрясение $M_w = 4.7-7.9$, произошедших за период от 1976 г. по начало 2018 г. [3] (рис. 3).

Кроме такого каталога фокальных механизмов на основе опубликованных данных [3] был создан еще один каталог землетрясений, состоящий из 329 событий магнитудами M = 4.0-8.7, произошедших в период от 1933 по 1994 гг. (рис. 4).

Еще больше данных по фокальным механизмам землетрясений для исследуемых территорий было получено на основе цифровых записей региональных сейсмических центров КНР провинций Юньнань и Сычуань. Данные по этим землетрясениям были собраны и организованы в каталог (далее – Региональный каталог) сейсмологами Института геологии Администрации по землетрясениям Китая (г. Пекин, Китай) в рамках проекта Российский фонд фундаментальных исследований-Государственный фонд естественных наук Китая (РФФИ-ГФЕН). В Региональный каталог включены данные по 1617 землетрясениям с глубинами до 50 км (средняя глубина 9.5 км) в диапазоне магнитуд $M_w = 2.5 - 6.0$, произошедших за период от 08.07.1999 г. по 15.01.2012 г. Показаны эпицентры землетрясений и механизмы очагов землетрясений (рис. 5). В период времени, отвечающему региональному каталогу, произошло катастрофическое по последствиям Сычуаньское (или Веньчуаньское) землетрясение 12.05.2008 г. ($M_w = 8.0$ по данным Китайской Администрации по землетрясениям и $M_w = 7.9$. Согласно данным Геологической службы США) в



Рис. 2. Эпицентры сильнейших землетрясений региона по данным инструментальных наблюдений и историческим записям (по данным [23, 33, 34, 40, 41]).

Показаны (линии черным) основные сейсмогенерирующие разломы.

китайской провинции Сычуань, эпицентр землетрясения находился в 75 км от г. Чэнду, гипоцентр — на глубине 19 км. Афтершоки этого землетрясения из Регионального каталога были удалены.

Сравнение фокальных механизмов наиболее сильных землетрясения (M > 4) регионального каталога с двумя другими каталогами показало хорошее его соответствие [3, 49] (см. рис. 3, рис. 4). Поскольку Региональный каталог имеет существенно большую плотность покрытия региона, то мы использовали этот каталог для выполнения инверсии коровых напряжений.

ИНВЕРСИЯ КОРОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Расчет кулоновых напряжений

При расчете напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов Регионального каталога землетрясений использовалась послед-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

няя модификация программы STRESSseism [51], созданная на основе алгоритма метода катакластического анализа разрывных смещений [38]. Катакластический метод начал создаваться в 1990-х годах и первоначально являлся прямым продолжением алгоритмов методов, разработанных в Институте физики Земли РАН (г. Москва, Россия) и Университете Пьера и Марии Кьюри (г. Париж, Франция) [1, 2, 13, 14, 37] (Приложение 1). В методе катакластического анализа разрывных смещений так же, как в этих методах, существовали критерии формирования однородной выборки механизмов очагов землетрясений (определяющие неравенства метода). На первом этапе расчета метод позволял определять только ориентацию осей главных напряжений и форму эллипсоида напряжений. Важной особенностью катакластического метода и отличием от других методов является взаимосвязанный расчет параметров тензора напряжений и приращений тензора сейсмотектонических деформаций.



Рис. 3. Каталог фокальных механизмов землетрясений (по данным [47]). (а) – Распределение эпицентров очагов землетрясений; (б) – кинематические типы фокальных механизмов.



Рис. 4. Каталог фокальных механизмов землетрясений (по данным [3]). (а) – Распределение эпицентров очагов землетрясений; (б) – кинематические типы фокальных механизмов.



Рис. 5. Каталог фокальных механизмов землетрясений по данным региональных сейсмических центров КНР за период 1999–2012 гг. (1617 событий, $M_w = 2.0-6.0$) (Региональный каталог механизмов очагов землетрясений Западного Сычуаня [3]).

(а) – Распределение эпицентров очагов землетрясений; (б) – кинематические типы фокальных механизмов.

Определение других параметров тензора напряжений происходит на следующих этапах Катакластического метода:

второй этап — расчет относительных величин шаровой и девиаторных компонент тензора напряжений;

третий этап — расчет прочности сцепления коры в масштабе усреднения напряжений (первые десятки километров), величин максимальных касательных напряжений и эффективного давления;

четвертый этап — расчет величин тектонического давления в твердом скелете пород и флюидного давления в трещинно-поровом пространстве.

В данной работе использовались результаты только первого и второго этапов метода (третий и четвертый этапы не были включены в наше исследование), как достаточные для районирования разломов по относительному уровню кулоновых напряжений.

На втором этапе метода были определены эффективные нормальные σ_{ii}^* и касательные напряжения σ_{ij} ($i \neq j$), нормированные на прочность сцепления массивов τ_i :

$$\left\langle \frac{\sigma_{ij}^*}{\tau_f} \right\rangle = -\left\langle \frac{p^*}{\tau_f} \right\rangle + \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle \times$$

$$\times \left[(1 - \mu_{\sigma}/3)l_{1i}l_{1j} + 2\mu_{\sigma}l_{2i}l_{2j}/3 - (1 + \mu_{\sigma}/3)l_{3i}l_{3j}],$$

$$(1)$$

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

где l_{ki} – направляющие косинусы главных напряжений (σ_k , k = 1, 2, 3) в топоцентрической системе координат (i = Север, Зенит, Восток) или системе координат, связанной с разрывом (i = полюс – n, простирание – s, погружение – p), а p^* и τ – соответственно эффективное изотропное давление ($p^* = p - p_{fl}, p_{fl}$ – давление флюида в порах и трещинах) и максимальное касательное напряжение

$$\pi = (\sigma_1 - \sigma_3)/2, \quad p = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3,$$

$$\mu_{\sigma} = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\tau} - 1, \quad \sigma_1 \ge \sigma_2 \ge \sigma_3.$$
 (2)

Здесь и далее напряжения растяжения имеют положительные значения.

Полученные на втором этапе катакластического метода данные дают возможность рассчитать кулоновы напряжения (τ_C) на плоскости разрыва, нормированные также на τ_f :

$$0 \leq \left\langle \frac{\tau_{C}}{\tau_{f}} \right\rangle \leq 1 \, \operatorname{при} \left\langle \frac{\tau_{C}}{\tau_{f}} \right\rangle = \left\langle \frac{\tau_{n}}{\tau_{f}} \right\rangle + k_{f} \left\langle \frac{\sigma_{nn}^{*}}{\tau_{f}} \right\rangle, \qquad (3)$$
$$\tau_{n} = \sqrt{\tau_{s}^{2} + \tau_{p}^{2}},$$

где τ_n и $\sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} - p_{fl}$ – касательные и эффективные нормальные напряжения на произвольно ориентированной плоскости с нормалью **n**, а k_f – коэффициент трения на плоскости разрыва.

Считается, что прочность сцепления природных массивов в масштабе усреднения сотен и более метров меньше прочности малых образцов, используемых в лабораторном эксперименте, и ее требуется определить *in-situ*. В нашем случае масштаб усреднения напряжений – первые десятки километров (весь сейсмогенный слой коры) и поэтому для каждого региона прочность сцепления можно считать величиной постоянной. В этой связи рассчитанные значения $\langle \tau_C / \tau_f \rangle$ можно сопоставлять в разных участках разрыва, т.е. можно выполнить районирование разлома по уровню кулоновых напряжений.

Региональные особенности инверсии напряжений

Большой проблемой для выполнения качественной инверсии напряжений исследуемого региона является существенная неоднородность плотности распределения землетрясений, связанная с наличием 6 локальных зон очень высокого уровня сейсмического режима, участков средней плотности эпицентров очагов землетрясений, а также участков низкой плотности (см. рис. 5). Второй проблемой инверсии является повышенная вариабельность механизмов очагов землетрясений в пределах локальных участков, и особенно в областях повышенной плотности эпицентров землетрясений.

Стандартные подходы к инверсии напряжений опираются на алгоритмы усреднения по равным площадям [12, 19, 47]. В приложении таких подходов к сейсмоактивным регионам с существенно неоднородным сейсмическим режимом это приводит либо к неоправданно большому масштабу усреднения в участках высокой плотности эпицентров землетрясений, либо к невозможности получить данные о напряжениях в случае малых окон усреднения. В основу нашего исследования заложено получение как можно более детального поля напряжений исследуемого региона, позволяющего выполнить районирование активных разломов провинций по степени их опасности. Поскольку здесь существует большое число достаточно близко расположенных разломов относительно небольшой протяженности первые сотни километров, то желательная детальность реконструируемых напряжений должна быть ~30-50 км.

В методе катакластического анализа разрывных смещений существует возможность создания алгоритма формирования однородных выборок с разным масштабом усреднения, зависящего от плотности распределения эпицентров землетрясений и однородности кинематики механизмов их очагов. С одной стороны, этот алгоритм опирается на процедуры формирования начальной выборки землетрясений в условиях последовательно увеличивающегося окна усреднения. С другой стороны, в нем используется процедура формирования однородной выборки землетрясений, определяющая взаимную непротиворечивость фокальных механизмов. Эта непротиворечивость достигается требованием уменьшения упругой энергии после каждого землетрясения на искомом тензоре напряжений (главные неравенства катакластического метода).

Для реконструкции напряжений исследуемого региона задавался минимальный радиус усреднения (5 км), являющийся одновременно и шагом увеличения этого радиуса, число итераций, в ходе которых этот радиус мог кратно возрастать, а также минимальное число событий в однородной выборке фокальных механизмов. Если в данном узле расчета после первой итерации с радиусом сбора землетрясений в 5 км однородная выборка с минимально необходимым числом событий не была создана, то происходило увеличение радиуса на 5 км и попытка создания однородной выборки повторялась. Размер радиуса усреднения напряжений рассчитывался в каждом случае по расстоянию от узла расчета максимально удаленного эпицентра землетрясения из однородной выборки (рис. 6). В результате применения такого алгоритма удалось выполнить инверсию напряжений в 600 узлах расчета при шаге между узлами 0.2 град., а по глубине они отвечали среднекоровым глубинам ~25 км.

Алгоритм метода катакластического анализа разрывных смещений позволяет для узлов расчета, располагающихся в зонах высокой плотности эпицентров землетрясений и имеющих в начальной выборке большое число событий (10 и более), выполнить несколько инверсий напряжений для разных временных интервалов однородной выборки. Таким образом, в результате инверсии в каждом из узлов имеются данные по одному, двум и более разновременным расчетам напряжений. Полученные в этом случае различия в напряженном состоянии в одном и том же узле в разные интервалы времени отражают среднепериодные вариации тензора напряжений. В катакластическом методе короткопериодные вариации напряженного состояния связывают с каждым землетрясением и изменением напряжений в его окрестности, им обусловленным.

В наших расчетах представлены средние за весь период наблюдений значения компонент тензора напряжений, которые получены для каждого узла на основе суммирования с учетом веса (периода времени) среднепериодных тензоров напряжений (см. рис. 6, диаграмма). Такой тензор напряжений отвечает длиннопериодным вариациям или длиннопериодному усреднению напряжений. Результаты реконструкции напряжений в виде набора среднепериодных тензоров



Рис. 6. Параметры, определяющие масштаб усреднения напряжений в узлах их расчета. (а) – Число итераций расчета (*I*), определяющее радиус области сбора данных о землетрясениях при создании начальной выборки; (б) – латеральный радиус (*R*) усреднения напряжений, км; (в) – число напряженных состояний (*L*), отвечающее среднепериодному усреднению напряжений в разные интервалы времени. Показаны (на врезке) диаграммы представительности приведенных данных.

напряжений в каждом узле расчета дают возможность выполнить мониторинг напряженного состояния. Одним из вариантов такого мониторинга является сравнение регионального поля напряжений, относящегося к наиболее ранним значениям среднепериодных тензоров напряжений в узлах расчета, с наиболее поздним полем напряжений.

Наиболее представительны данные по напряжениям с радиусом усреднения до 15 км ~11%, до 25 км ~45%, до 35 км ~60%, более 50 км отвечает ~2% (см. рис. 6, диаграммы). Из диаграммы представительности числа определений напряжений в одном узле около 1/3 узлов имеет по одному определению. Более 10 определений в одном узле имеют ~10% всех узлов.

Оцененный по результатам инверсии масштаб усреднения напряжений для нас существенен, т.к. он определяет возможности прогноза опасных состояний разломов с точки зрения генерации землетрясений определенной магнитуды. Средний латеральный радиус усреднения напряжений составляет 20–40 км при глубинном радиусе усреднения в 25 км (см. рис. 6, диаграмма). Отсюда следует, что для исследуемого региона тектонофизическое районирование опасных разломов может позволить дать прогноз землетрясений в интервале магнитуд M > 7.0-7.5, размер очага которых превышает 30–60 км.

Ориентация главных напряжений и нормированные величины напряжений

Представлены результаты первых двух этапов реконструкции катакластического метода (рис. 7). Здесь напряжения отвечают средним напряжениям за весь 13-ти летний период, для которого имелись данные о механизмах очагов землетрясений в региональном каталоге.

Большая часть исследуемого региона характеризуется геодинамическим типом напряженного состояния в виде горизонтального сдвига, но здесь также имеются локальные зоны линейных размеров 50-150 км с режимом горизонтального сжатия, а также небольшие участки горизонтального сжатия, а также небольшие участки горизонтального растяжения. Коэффициент Лоде–Надаи изменяется во всем диапазоне своих значений (от -1 до +1). При этом состоянию вблизи чистого сдвига (от -0.2 до +0.2) отвечает 70% определений.

Как следует из картины распределения максимальных касательных напряжений, средний уровень их значений в 3–4 раза превосходит прочность сцепления горных пород и занимает площадь около 30% от всей площади, где получены результаты инверсии.

Площадь территории, где наблюдается пониженный уровень напряжений, не превышающий прочность сцепления вдвое, составляет только 10%, а площадь высокого уровня этих напряжений в шесть и более раз превышающей прочность сцепления, занимает ≤10%. Оценка величины прочности сцепления массивов горных пород

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021



Рис. 7. Результаты расчетов 1-го и 2-го этапов катакластического метода для длиннопериодных напряжений. (а) – Геодинамический тип напряженного состояния; (б) – коэффициент Лоде–Надаи; (в) – максимальное касательное напряжение, нормированное на прочность сцепления (τ/τ_f) ; (г) – эффективное давление, нормированное на прочность сцепления (τ/τ_f) ; (г) – эффективное давление, нормированное на

континентальных орогенов в масштабе коры (десятки километров) в их естественном состоянии, выполненная для Алтае Саян, показывает, что его значения могут достигать 6 МПа [7].

Таким образом, среднему уровню максимальных касательных напряжений соответствует диапазон значений в 20–25 МПа, а низким и высоким соответственно менее 10 МПа и более 35 МПа.

Средний уровень эффективного всестороннего давления в 6—7 раз превышает прочность сцепления, и области с таким диапазоном значений занимают площадь ~15% от всей, где получены



Рис. 8. Результаты 1-го и 2-го этапов катакластического метода длиннопериодной вариации напряжений, отвечающих усреднению за весь период каталога механизмов очагов землетрясений. Напряжения горизонтального сжатия: (а) — наименьшего, (б) — наибольшего. Показаны (толщина линий и оттенки синего и красного цвета) нормированные значения напряжений. На врезках внизу: диапазоны нормированных напряжений σ_h/τ_f (а) и σ_H/τ_f (б) соответственно.

данные о напряжениях. К низкому и высокому уровням эффективного давления можно отнести зоны, где диапазон его изменений в 3 раза меньше или в 10 раз больше прочности сцепления. Этим зонам отвечают площади соответственно около 4 и 14%.

После второго этапа метода катакластического анализа разрывных смещений можно рассчитать направления действия и нормированные значения напряжений максимального (σ_H) и минимального (σ_h) горизонтального сжатия (рис. 8). Для определения ориентации осей наибольшего горизонтального сжатия использованы формулы тензорного анализа:

$$\left\langle \frac{\sigma_i}{\tau_f} \right\rangle = -\left\langle \frac{p^*}{\tau_f} \right\rangle + \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle \times$$

$$\times \left[(1 - \mu_{\sigma}/3) l_{1i}^2 + 2/3 \mu_{\sigma} l_{2i}^2 + (1 + \mu_{\sigma}/3) l_{3i}^2 \right], \quad i = h, H,$$
(4)

где l_{ki} — направляющие косинусы главных напряжений (σ_k , k = 1, 2, 3) с горизонтальными направлениями, доставляющими из выражения (4) значения напряжений наибольшего и наименьшего сжатия. Заметим, что использование для направлений осей наибольшего горизонтального сжатия азимутов простирания осей главного сжатия σ_3 в случае значений коэффициента Лоде—Надаи близкий +1 и —1 может приводить к большим

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

ошибкам. В базе данных проекта World Stress Мар [50] практически везде для σ_H используются азимуты σ_3 , хотя в технической документации к проекту декларирована необходимость использования формул тензорного анализа [21, 22, 47].

Как следует из результатов расчетов, в земной коре исследуемого региона поля ориентации осей наибольшего и наименьшего горизонтального сжатия и их величины имеют сложное — блоковое строение, что соответствует сложной разломной тектонике (см. рис. 8). Характерным здесь является как постепенное изменение ориентации осей, так и их резкое изменение, привязанное к разломам.

Напряжения и сейсмическая опасность

Согласно концепции хрупкого разрушения там, где всестороннее давление повышенное, хрупкое разрушение менее эффективно, т.к. требует затраты большой части упругой энергии на преодоления сил трения на разломе. Результаты реконструкции природных напряжений [10] показали, что очаги всех современных землетрясений магнитудой M > 8.5, произошедших в активных континентальных окраинах, приходились на участки разломов пониженного уровня эффективного давления, которые граничили с участками повышенного давления. Для континентальных орогенов было замечено, что землетрясения

(б) (a) 32° 32° 30° 30° 28° 28° 26° 26° < 2.0 < 3.0 24° 2.0 - 3.024 3.0 - 6.03.0-4.0 60 - 707.0-12.0 4.0 - 6.012.0 - 17.0 6.0-8.0 > 17.0 > 8.0100° 102° 104° 106° 100° 102° 104° 106°

Рис. 9. Результаты 2-го этапа метода катакластического анализа разрывных смещений, отвечающие последней по времени инверсии среднепериодных вариации напряжений в каждом из узлов расчета. (а) — Максимальное касательное напряжение, нормированное на прочность сцепления; (б) — эффективное давление, нормированное на прочность сцепления.

магнитудами M = 4.5-6.0 также располагаются в участках земной коры пониженного эффективного давления [10]. Во всех этих случаях масштаб усреднения напряжений был \geq 50 км. Таким образом, мы могли определить только среднее напряженное состояние для всего очага.

В некоторых случаях удалось установить, что эпицентры таких землетрясений располагались в непротяженных зонах перехода (большой градиент напряжений) от высокого уровня напряжений к низкому, т.к. зонам повышенного уровня напряжений соответствует и высокий уровень упругой энергии [10]. Отсюда сочетание зон высокого и низкого уровня напряжений при достаточной протяженности последних представляется наиболее опасным.

До настоящего времени у нас не было опыта сопоставления произошедших региональных землетрясений с магнитудами 7—8 с напряженным состоянием, полученным с хорошей детальностью. Для исследуемого региона таким землетрясение доов г. M = 7.9. Линейный размер очага этого землетрясения был ~ 140 км, что многократно превышает масштаб усреднения напряжений.

К юго-западу и северо-востоку от эпицентра Веньчуаньского землетрясения вдоль системы разломов Лунменьшань существуют обширные области пониженного эффективного давления (см. рис. 7, г). Эпицентр находился в локальной зоне высокого уровня напряжений. Для прогноза сейсмической опасности из данных о напряженном состоянии земной коры необходимо, чтобы оно было как можно более актуальным и наименее осредненным не только в пространстве, но и во времени. Метод катакластического анализа разрывных смещений позволяет в рамках своего алгоритма выполнять мониторинг напряженного состояния. В этой связи, представлены данные о нормированных величинах максимальных касательных напряжений и эффективному давлению, но относящиеся к последнему по времени периоду расчета напряжений в каждом из узлов (см. рис. 7, в, г, рис. 9). Такое напряженное состояние можно считать состоянием сегодняшнего дня (см. рис. 7 и рис. 9).

При схожести общей картины распределения указанных характеристик в их распределении существуют различия. Такие различия наблюдаются, в частности, в районе системы разлома Лунмэньшань и вблизи эпицентра Веньчуаньского землетрясения. Проведенный анализ показывает, что для почти 50% узлов расчета имеет место увеличение значений максимального касательного напряжения сегодняшнего дня относительно расчета за весь период наблюдения. Для почти 15% узлов это напряжение уменьшается. При этом в среднем максимальное касательное напря-



Рис. 10. Кулоновы напряжения, рассчитанные из критерия Друккера–Прагера по выражению (5) и нормированные на прочность сцепления в каждом из узлов расчета: для первой (а) и последней (б) по времени инверсиям – среднепериодные вариации напряжений и по результатам усреднения среднепериодных вариаций напряжений по всему периоду времени (в) – длиннопериодная вариация напряжений.

жение увеличилось на $0.83\tau_{f}$. Также в среднем возрастает и эффективное давление, но оно возрастает всего на $0.5\tau_{f}$, при этом для трети узлов давление увеличивается, у трети узлов давление уменьшается и еще у трети узлов изменений давления не происходит.

Районирование земной коры по критерию Друккера-Прагера

Полученные данные о нормированных значениях максимальных касательных напряжений, эффективного давления и коэффициента Лоде– Надаи позволяют выполнить районирование коры в рамках континуального подхода, так, как это делают в теории пластичности. Для этого, опираясь на критерий Друккера–Прагера, рассчитаем кулоновы напряжения по следующей формуле:

$$\tau_{DP} = \sqrt{-I_2(\mathbf{D}_{\sigma})} - k_c p^*$$

при $I_2(\mathbf{D}_{\sigma}) = -\tau^2 (1 + \mu_{\sigma}^2/3),$ (5)

где $I_2(\mathbf{D}_{\sigma})$ — второй инвариант девиатора напряжений, k_c — коэффициент внутреннего трения (в расчетах $k_c = 0.6$). Критерий Друккера—Прагера для чистого сдвига ($\mu_{\sigma} = 0$) совпадает с критерием Кулона—Мора, записанного в инвариантах τ и p^* .

Используя результаты инверсии напряжений, полученной алгоритмом МКА для их среднепериодных вариаций, можно понять тенденцию изменений во времени напряженного со-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

стояния. Для этого сравним два напряженных состояния. В первом варианте в узлах точек расчета показаны кулоновы напряжения по формуле (5), отвечающие самому раннему по времени определению тензора напряжений, а во втором варианте кулоновы напряжения отвечают самому последнему по времени определению тензора напряжений (рис. 10, а, б). По данным регионального каталога, до Веньчуаньского землетрясения 12.05.2008 произошло 90% землетрясений, поэтому оба поля напряжений за редким исключением соответствуют инверсии, выполненной по данным по землетрясениям до события 12.05.2008, но второе поле напряжений по времени ближе к моменту возникновения Веньчуаньского землетрясения [3].

Показано распределение кулоновых напряжений, полученных по формуле (5) для диннопериодной вариации напряжений (см. рис. 10, в). Видно, что существенно большее число точек расчета находится далеко от критического состояния в сравнении тем, что получено для поля кулоновых напряжений в среднепериодной вариации (см. рис. 10, а, б). Это связано с тем, что при колебаниях напряженного состояния сильнее варьируется ориентация осей главных напряжений, чем эффективное давление. Это приводит к тому, что интенсивность усредненных девиаторных напряжений снижается. Таким образом, в формуле (5) трение начинает превалировать над сдвиговыми напряжениями.

Согласно данным по длиннопериодным напряжениям, большая часть системы разломов Лунмэньшань находится в стабильном состоянии $(\tau_{DP} < 0)$ (см. рис. 10, в). Однако именно в той части разломов, где находился эпицентр Веньчуаньского землетрясения, имеется большое число определений с высоким, близким к критическому уровню кулоновых напряжений. В этом поле напряжений другие региональные разломы не имеют протяженных (\geq 50 км) участков с состоянием, близким к критическому.

В среднепериодных вариациях напряжений система разломов Лунмэньшань выглядит как самая сейсмически опасная, в которой практически на всем ее протяжении встречаются участки, близкие к критическому состоянию. Их число и приближенность к разлому, активизировавшемуся при Веньчуаньском землетрясении, явно увеличивается (2 узла против 6 узлов с $\tau_{DP}/\tau_f > 0.8$). В среднепериодных вариациях напряжений для всего исследуемого региона около 30-35% территории имеет отрицательные значения кулоновых напряжений или положительный, но низкий их уровень. Это означает, что влияние всестороннего сжатия превалирует над девиаторными напряжениями. Только около 10% территории находится в критическом состоянии ($\tau_{DP}/\tau_f > 0.8$).

В качестве критерия опасности разлома будем использовать наличие для него участка большой протяженности, вдоль которого кулоновы напряжения находятся вблизи критического состояния ($\tau_{DP} > 0.5\tau_f$). Тогда опасными можно считать участки разломов в бассейнах рек Лункан, Дари и Сяцзян, имеющих протяженность повышенных кулоновых напряжений ≥ 100 км.

Показаны данные разломы и ряд достаточно протяженных участков (≥50 км) других разломов с высоким уровнем кулоновых напряжений (см. рис. 10, а, б – пунктирные эллипсы).

Районирование разломов по критерию прочности Кулона-Мора

В приведенном прогнозе опасных участков разломов параметры разломов не отражаются на результате. Можно только сопоставить местоположение разломов и участки повышенных значений кулоновых напряжений по формуле (5). При этом опасность разлома зависит не только от уровня напряжений, но и от взаимной ориентации плоскости разлома и осей главных напряжений или напряжений горизонтального сжатия (см. рис. 8).

Участки разломов могут быть сейсмо-опасными, если их азимуты простирания и углы погружения в поле реконструированных напряжений отвечают созданию вдоль разломов кулоновых напряжений $\langle \tau_C / \tau_f \rangle$ (3) высокого уровня. Углы погружения разломов, которые были представлены в используемой нами базе данных, даются одинаковыми для каждого из разломов вдоль простирания и по глубине [34]. Для исследуемой территории большая часть разломов имеет субвертикальное погружение, а диапазон изменения погружения ∟ 60°−90°. На самом деле углы погружения для каждого из разломов могут меняться не только по простиранию, но и с изменением глубины. В частности, для системы разломов Лунмэньшань углы погружения близки к вертикальным у поверхности, а на глубине 20−30 км выполаживаются до ∟ 60° [41].

Для учета влияния на оценки сейсмической опасности разломов углов их простирания и погружения следует использовать кулоновы напряжения, рассчитанные на плоскости разлома согласно выражению (3). При этих расчетах принималось $k_f = 0.6$. Дискретность представления данных о простирании разломов составляла 3-7 км [34]. В соответствии с этой дискретностью разломов выполнялись расчеты. Для каждой точки разлома подыскивался ближайший узел сетки расчета с данными о напряжениях. В этом расчете учитывались латеральные изменения положения участка разлома, связанные с увеличением глубины (для углов погружения менее ∟ 90°). Если расстояния между указанными точками было ≥50 км, то расчет кулоновых напряжений в данной точке разлома не производился.

Приведенные карты районирования разломов по уровню кулоновых напряжений для среднепериодной компоненты отвечают первым и последним по времени результатам расчета в каждом узле сетки, т.е. начальной и конечной стадиям мониторинга напряжений (рис. 12, I, II). В обоих расчетах число землетрясений, произошедших до Веньчуаньского землетрясения (форшоковая стадия), превалировало над числом землетрясений после него (афтершоковая стадия). В этих двух расчетах соотношение механизмов очагов землетрясений до и после Веньчуаньского землетрясения позволяют условно считать их соответствующими ранней и поздней форшоковым стадиям землетрясения.

Кулоновы напряжения для каждого разлома рассчитывались для разных направлений погружения (север—юг, восток—запад) и углов погружения, которые менялись через 10° от -60° до -90° (рис. 12, І—ІІ, а—г) и от $+90^{\circ}$ до $+60^{\circ}$ (см. рис. 12, І—ІІ, г—ж). Карты с данными по кулоновым напряжениям для вертикальных углов погружения разломов сделаны в большем масштабе в связи с тем, что практически все крупные разломы исследуемого региона при подходе к поверхности становятся почти вертикальными (см. рис. 12, І (г), ІІ (г)). Данные карты можно рассматривать,



Рис. 11. Направления погружения (а) и кинематический тип (б) разломов исследуемого региона. Показаны (кружочки розовым) эпицентры сильных землетрясений магнитудами *М* ≥ 7.0. Утолщенные линии разломов, имеющие данные о направлении погружения (а), и цветные линии (б), характеризующие кинематические типы разломов, по [46].

как актуальные практически для всех разломов исследуемого региона.

Стандартно отрицательные значения кулоновых напряжений на разломах рассматриваются как безопасные (силы трения и прочности сцепления превышают уровень касательных напряжений). Здесь сильные землетрясения магнитудой $M \ge 6.5$ не могут начинаться, но могут продолжаться в виле мелленных или тихих землетрясений. Поскольку результаты реконструкции имеют определенную точность (по ориентациям осей это $10^{\circ}-15^{\circ}$), то к таким участкам относились разломы с уровнем нормированных кулоновых напряжений в диапазоне меньшем -0.3 (см. рис. 12, темно-синий цвет). Соответственно к начальному уровню опасности относились разломы с малым отрицательным -0.3-0.0 (см. рис. 12, светло-голубой цвет) и малым положительным 0.0-0.3 (см. рис. 12, желтый цвет) значением нормированных кулоновых напряжений. Такие участки разломов определяют возможность криповых движений, медленных или тихих землетрясений.

Средние значения кулоновых напряжений $0.3-0.6\tau_f$ (см. рис. 12, розовый цвет) показывают возможность сильных землетрясений при достаточной протяженности таких участков, но развитие очага здесь может быть менее интенсивным (низкие скорости) и выглядеть как медленное землетрясение. Высокий и критически высокий уровни кулоновых напряжений $0.3-0.8\tau_f$ и 0.8-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

1.0τ_f (см. рис. 12, красный и темно-красный цвета) рассматриваются, как особо опасные, наличие которых может привести к распространению очага землетрясения за пределы таких участков – инициация сильного землетрясения.

Закономерность распределения кулоновых напряжений для разлома Лунмэньшань на участке очага Веньчуаньского землетрясений 2008 г. Изучение возможных вариантов опасного распределения кулоновых напряжений осуществлено на примере результатов инверсии напряжений на примере разлома Лунмэньшань и Веньчуаньского землетрясения 12.05.2008 г. ($M_w = 6.8$). Такая возможность обусловлена тем, что кулоновы напряжения (см. рис. 12) отвечали результатам расчетов среднепериодной компоненты тензора напряжений, действовавшего в форшоковый период.

Система разломов Лунмэньшань погружается на северо-запад под углом $\lfloor 60^{\circ}$ [34]. По геофизическим данным угол погружения разломов этой системы меняется от $\lfloor 80^{\circ}-90^{\circ}$ у поверхности до $\lfloor 40^{\circ}$ на глубине 20 км [17]. Из сейсмологических данных о фокальном механизме Веньчуаньского землетрясения следует, что угол погружения плоскости очага на северо-запад составлял $\lfloor 35^{\circ}$. Таким образом, принятые в наших расчетах углы погружения $\lfloor 60^{\circ}-90^{\circ}$ на северо-запад отвечают самой верхней части этих разломов (глубина 0– 10 км) (см. рис. 12, I, а–г).

В ранний форшоковый период на разломе Лунмэньшань вблизи эпицентра очага Веньчуаньского землетрясения не существует зон высокого уровня кулоновых напряжений ($\tau_C > 0.6\tau_t$), угол погружения ∟ 90° (см. рис. 12, I, г). К северовостоку от эпицентральной области находится протяженный участок (150 км) с высоким уровнем кулоновых напряжений. Угол погружения разлома L 90° можно считать соответствующим приповерхностной глубине. Углы погружения от 80° до 60° отвечают постепенно увеличивающейся глубине разлома. Поскольку гипоцентр очага этого землетрясения располагался на глубине около 24 км (погружение очага под углом 35°), то углы от 80° до 60° соответствуют глубинам 5–15 км (см. рис. 12). Для этих углов на очаг Веньчуаньского землетрясения приходится большое число определений с высоким уровнем кулоновых напряжений, так что их непрерывный ряд захватывает участки от 90 до 150 км. Для зоны очага Веньчуаньского землетрясения для всех углов падения имеются небольшие участки (≤50 км) опасного состояния. При этом во всех случаях северо-восточная часть разломов Лунмэньшань выглядит более опасной, но не является непрерывной по уровню опасных напряжений.

В поздний форшоковый период система разломов Лунмэньшань выглядит существенно более опасной (см. рис. 12, II). Вблизи эпицентра очага Веньчуаньского землетрясения находится участок протяженностью около 20 км, которому отвечает критически высокий уровень кулоновых напряжений ($\tau_C > 0.6\tau_f$) (см. рис. 12, II, г). Для других углов погружения этих разломов на север опасные участки в эпицентральной области становятся существенно более крупными, а к северо-востоку формируются более протяженные опасные участки (110–210 км), чем в ранний форшоковый период. Но даже в этот период вся область будущего землетрясения не выглядит, как единая область опасно-высокого уровня кулоновых напряжений (>60% от критических значений).

Такое необычное состояние разлома (сочетание протяженных участков низкого и высокого уровня положительных значений кулоновых напряжений) в результате инверсий природных напряжений соответствует сейсмической реализации Веньчуаньского землетрясения 2008 г. Вдоль очага землетрясения существовали протяженные участки в начальной фазе его развития, где землетрясение развивалось достаточно слабо, хотя и приводило к выходу разлома на поверхность с образованием 1—2 м эскарпа [4]. Эта ситуация изменилась во второй — северо-восточной половине разлома. Здесь были наибольшие разрушения и выделившаяся сейсмическая энергия была существенно выше [45].

Таким образом, анализ распределения кулоновых напряжений в очаге Веньчуаньского землетрясения показал, что опасными для формирования сильного землетрясения могут быть не только участки разлома, имеющие непрерывное распределение высокого уровня значения кулоновых напряжений. Сейсмически опасными могут быть разломы, где происходит чередование участков высокого и низкого уровня кулоновых напряжений. Имеет значение протяженность участков – участки с низким уровнем кулоновых напряжений и даже с отрицательными их значениями (барьеры) должны быть существенно меньше по протяженности, чем участки высокого уровня этих напряжений. Продолжение развития очага землетрясения при переходе через такие участки-барьеры будем считать возможным, если на их продолжении имеются зоны высокого уровня кулоновых напряжений $\tau_C > 0.6 \tau_r$.

Формальный алгоритм выделения опасных участков разломов состоял в выявлении зон, обязательно имевших некоторое число точек (>5 – 15–25 км) на разломе со значениями кулоновых напряжений $\tau_C > 0.6\tau_f$ – ядро опасного участка. Полная длина опасного участка определяет совместно с точками, примыкающими к этому ядру, со значениями кулоновых напряжений ($0.6\tau_f > \tau_C > 0.3\tau_f$). Внутри этого опасного участка могут находиться точки с невысоким уровнем кулоновых напряжений ($0.3\tau_f > \tau_C > 0$), но их непрерывный ряд не должен быть более 5 точек (15-25 км). Точки с отрицательными значениями кулоновых напряжений меньше – $0.3\tau_f$ могут присутствовать во внутренней части опасного участка (непрерыв-

(а)–(ж) – углы погружения:

Рис. 12. Районирование разломов по уровню нормированных кулоновых напряжений (τ_C/τ_f) для разных направлений погружения и разных углов погружения.

⁽a) $- \bot 80^{\circ}$ на север; (б) $- \bot 70^{\circ}$ на север; (в) $- \bot 60^{\circ}$ на север; (г) $- \bot 90^{\circ}$ – вертикальные разломы (показаны карты точек (левый верхний угол) с данными по временным интервалам, используемых в расчете землетрясений); (д) $- \bot 80^{\circ}$ на юг; (е) $- \bot 70^{\circ}$ на юг; (ж) $- \bot 60^{\circ}$ на юг.

I-II – стадии форшокового режима: I – ранняя, II – поздняя.

Показано: уровень кулоновых напряжений, соответствующий разной степени опасности участков разломов (утолщенные цветные линии); разломы, которые находятся в безопасном состоянии (темно-синие линии средней толщины); участки разломов, для которых поблизости (<50 км) отсутствовали данные о напряжениях (тонкие черные линии), длина опасных участков дана в км (надписи вдоль разломов); надписи для разломов (направление показано в рамке), погружения которых было указано в базе данных разломов [32].





Рис. 12. Окончание

ный ряд не более 1–3 между точками высокого уровня кулоновых напряжений ($\tau_C > 0.6\tau_f$), но не могут находиться на его периферии.

Опасные участки разломов провинций Сычуань и Юньнань для возникновения сильных землетрясений. Выделены участки разломов опасного уровня кулоновых напряжений, где их протяженность составляет 60 км и более (см. рис. 12). Этот линейный масштаб в два раза превосходит масштаб усреднения напряжений и поэтому наиболее достоверно отражает возможности интерпретации результатов тектонофизического районирования опасных разломов.

Критический уровень кулоновых напряжений показывает только достижение для данного участка разлома некоторого предельного состояния, которое не может существовать бесконечно долго (см. рис. 12). Механизм трансформации этого состояния, уменьшающего уровень положительных значений кулоновых напряжений. в рамках используемого набора данных выясняется. Исследования последних 20-25 лет показали, что существует много вариантов вывода разлома из критического состояния, и это не обязательно стандартное мощное землетрясение, захватывающее весь участок высокого уровня кулоновых напряжений, множество слабых землетрясений (сейсмический крип) или асейсмический крип (скорости скольжения V ~ см/год) [38]. Могут быть реализованы механизмы диссипации энергии в виде эпизодов [18, 25, 28, 33, 39, 44]:

— медленного скольжения ($V \sim 0.1 \text{ м/c}$);

 низкочастотных землетрясений (V ~ 0.001– 0.1 м/с);

— очень низкочастотных землетрясений (V < < 0.0001 м/c);

— тихое, медленное землетрясение (V < 0.01 - 0.1 м/год);

— эпизодического крипа, в том числе постсейсмический ($V \le 0.1 - 1$ м/год).

Реализующееся в этих механизмах медленное скольжение на разломах захватывает разные периоды времени и за счет большой площади способно снизить уровень упругой энергии в массиве адекватно сильному землетрясению.

Интерпретация данных по кулоновым напряжениям выполнялась из предположения формирования землетрясения, приводящего к сбросу энергии, соответствующей магнитуде $M \ge 7.5$ (см. рис. 12).

Для всех разломов с данными о напряжениях варьировались (7 вариантов) углы погружения в оба возможных направления от вертикали, при этом для части разломов имелись данные по направлению погружения [34]. Для таких разломов

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

указанная протяженность опасных разломов специально выделена (см. рис. 12).

Мы рассматриваем 20 опасных участков разломов согласно данным (см. рис. 12, I, г). Из них 6 участков разломов имеют наивысшую достоверность, т.к. они отмечены как вертикальные [46]. К этим шести участкам можно добавить 6—7 опасных участка разломов с падением на север, расположенные в северной части провинции Сычуань и в юго-западной части провинции Юньнань (см. рис. 12, I (а—в)). Часть из этих опасных участков разломов соответствует областям опасных участков земной коры (см. рис. 10). Дополнительно выделено еще несколько опасных участков разломов протяженностью от 60 до 220 км (см. рис. 10, рис. 12, I).

Результаты районирования отвечают ранней стадии форшокового периода Веньчуаньского землетрясения (см. рис. 12, I). Аналогичное районирование выполнено для более поздней стадии форшокового периода (см. рис. 12, II). Большому числу узлов сетки расчетов восточной части провинции Сычуань отвечают временные интервалы землетрясений, включенных в расчет, либо непосредственно предшествовавшие Веньчуаньскому землетрясению (2006–2007 гг.), либо произошедшие после него (см. рис. 12, I, II: врезки). В провинции Юньнань основным базисом расчета оставались события, произошедшие в 1999–2003 гг. (см. рис.12, I, г).

Сопоставление результатов районирования показывает, что в провинции Юньнань самыми опасными являются системы разломов Пудухе– Сяоянг, Красной реки, Хецзянг-Ерян и Ницзятп– Лунчянцзянг–Лунгчанцзянг (см. рис. 12, I, II, г) Протяженность наиболее опасных участков этих разломов достигает 100–140 км. Эти разломы или субвертикальные, или погружаются на север (см. рис. 12, I, II, а–г).

В провинции Сычуань кроме северо-восточных участков разломов Лунмэньшань к опасным относятся системы разломов Миницзянг, Сиушухе, Литанг-Деву–Ляшонг–Мула, Хурунгшанг, протяженность опасных участков которых достигает 80–120 км.

Характерным является то, что для поздней стадии форшокового режима (см. рис. 12, II) протяженность почти всех опасных участков этих разломов изменилась в сторону уменьшения в сравнении с ранней стадией (см. рис. 12, I). Мы полагаем, это связано со сбросом напряжений, вызванным Веньчуаньским землетрясением. Выделенные участки остаются опасными, т.к. их протяженность позволяет их рассматривать как потенциально возможные очаги землетрясений магнитудой M > 7.5.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для провинций Сычуань и Юньнань (Китайская Народная Республика) в рамках алгоритма метода катакластического анализа разрывных смещений выполнена инверсия напряженного состояния по выборке данных регионального каталога фокальных механизмов, предоставленного сейсмологами Института геологии Администрации по землетрясениям Китая (Пекин). Поскольку катакластический метод на втором этапе позволяет рассчитывать не только ориентацию главных осей и форму эллипсоида напряжений, но и оценивать соотношение шаровой и девиаторной частей тензора напряжений, то нами были рассчитаны относительные значения кулоновых напряжений земной коры исслелуемого региона на основе критериев Друккера-Прагера (упругопластический закон) и Кулона-Мора (закон хрупкого разрушения). Нормировка этих напряжений производилась на прочность сцепления массива. По результатам расчетов построены карты ориентации осей главных напряжений. нормированных величин максимальных касательных напряжений и эффективного давления, а также кулоновых напряжений.

Полученные данные по закономерности распределения кулоновых напряжений в земной коре и в разломах провинций Юньнань и Сычуань позволили развить тектонофизические принципы районирования по сейсмической опасности [9].

Для области Веньчуаньского землетрясения 2008 г., произошедшего в системе разломов Лунмэньшань, было показано, что опасным состоянием разломов является не только наличие протяженной области разлома с уровнем кулоновых напряжений, приближенным к критическим значениям. Протяженный участок разлома, в пределах которого может наблюдаться прерывистость зон критического состояния, мы рассматриваем как сейсмически опасный. При этом зоны разлома с высоким уровнем кулоновых напряжений (>60% от критических) составляют не менее 70% от общей протяженности такого участка.

Применяемая в рамках катакластического метода технология инверсии напряжений сделала возможным рассчитать компоненты тензора напряжений в мониторинговом режиме, что позволило оценить тенденцию изменений напряжений земной коры во времени.

Данные по кулоновым напряжениям на разломах рассчитывались с учетом вариации углов погружения разломов с глубиной. Анализ результатов расчетов показал, что для области разлома Лунмэньшань, соответствующего месту реализации Веньчуаньского землетрясения 2008 г., имеются участки высокого уровня кулоновых напряжений. Мы выявили более 20 участков разломов с высоким уровнем значений, где, в соответствии с протяженностью разломов 60-140 км, ожидаемая магнитуда землетрясения может быть более $M \ge 7.0$.

В настоящее время известны исследования по районированию сейсмически опасных разломов земной коры по данным о кулоновых напряжениях. Но при этом такие исследования достаточно редки. Это связано с тем, что для их расчета необходимо иметь данные не только по ориентации главных напряжений, но и получить значения их абсолютной или относительной величины. Поэтому для расчета кулоновых напряжений используются региональные данные по напряжениям с большой площади усреднения, полученные либо *in-situ* методами горного дела, либо методы численных расчетов при директивном задании регионального напряженного состояния [20, 32].

выводы

1. В работе показана возможность выполнения исследований сейсмической опасности разломов на основе количественного критерия кулоновых напряжений, для расчета которых были использованы данные по природным напряжениям локального масштаба, полученные тектонофизическим методом анализа механизмов очагов землетрясений. Предложен алгоритм варьирования погружения плоскости разломов в рамках допустимых значений углов в тех случаях, когда подобный тип данных отсутствует.

2. Результаты районирования активных разломов по кулоновым напряжениям позволили выявить закономерность их распределения в очаге сильного Веньчуаньского землетрясения 2008 г. Нами показано, что не вся область очага этого землетрясения находилась вблизи предельного уровня кулоновых напряжений. Для разлома Лунмэньшань, на котором происходило развитие Веньчуаньского землетрясения. имело место чередование участков высокого и низкого уровня кулоновых напряжений. Внутри будущего очага даже существовали малые по протяженности участки с отрицательным значением кулоновых напряжений, которые следует рассматривать как барьеры. При этом эпицентр землетрясения располагался в области высокого уровня кулоновых напряжений, а общая протяженность таких участков была немногим более 60% от протяженности всего очага. Установленная закономерность показала возможность существования большой неоднородности напряжений в области очагов даже очень сильных землетрясений.

3. Выявленная неоднородность распределения кулоновых напряжений для катастрофического Веньчуаньского землетрясения была принята нами в качестве модели при оценке протяженности опасных участков разломов, которые могут реализовать землетрясения (M > 7.5) с протяженностью очага ≥ 60 км. Было выделено более 20 участков разломов, удовлетворяющих признакам опасности формирования землетрясения.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сейсмологам Геологического Института Пекина (Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing, China) за предоставление возможности использовать в настоящей работе базу данных региональных разломов [46] при интерпретации результатов тектонофизической инверсии напряжений.

Авторы благодарят рецензента д. г.-м. н. А.Ф. Еманова (АСФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Новосибирск, Россия) и анонимного рецензента за комментарии, которые позволили улучшить статью.

Финансирование. Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 19-55-53025 GFEN, госзадания ИФЗ РАН, Национальным фондом естественных наук Китая (гранты № 41911530111 и № 41572181) и Национальной ключевой программой исследований и разработок Китая (грант № 2018YFC1503301).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Гущенко О.И*. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР. Сер. Геофиз. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. – В кн.: Поля напряжений в литосфере. / Ред. А.С. Григорьев, Д.Н. Осокина. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
- Каталог механизмов очагов землетрясений Китая. Пекин. М.-Пекин: Академкнига-Издательство Ду (*China Earthquake source catalogue*. – Beijing: Du Publ., China. 1990). Р. 400. (на китайском).
- 4. Лю Цзяо, Рогожин Е.А. Макросейсмические проявления Веньчуаньского катастрофического землетрясения 2008 г. (*M_s* = 8.0) по результатам изучения поверхностных сейсмодислокаций // Геофизические процессы и биосфера. 2017. № 14. Вып. 4. С. 103–121.
- Любушин А.А. Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 г. Долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсмам // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10. № 1. С. 9–35.
- 6. *Любушин А.А*. Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 23–33.
- 7. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Ал-

тае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 271–291.

- 8. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496–520.
- 9. Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1225–1250.
- Ребецкий Ю.Л. Закономерности разномасштабного разрывообразования в коре и тектонофизические признаки метастабильности разломов // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. Вып. 3. С. 629–652.
- 11. Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 190 с.
- 12. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 190 с.
- Angelier J. On the analysis of measurements collected in fault sites: the utility of a confrontation between dynamic and cinematic methods // Comptes Rendus Acad. Sci. Paris. D. 1975. Vol. 281. P. 1805–1808.
- Angelier J. Inversion field data in fault tectonics to obtain the regional stress – III. A new rapid direct inversion method by analytical means // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 10. P. 363–367.
- Dai F.C., Lee C.F., Deng J.H., Tham L.G. et al. The 1786 earthquake-triggered landslide dam and subsequent dam-break flood on the Dadu River, southwestern China // Geomorphology. 2005. Vol. 65. No. 3–4. C. 205–221.
- Engdahl E.R., Villaseñor A. Global seismicity: 1900–1999 // Int. Earthquake and Engineer. Seismol. Part A. 2002. Chapt. 41. Part A. P. 665–690.
- Feng, S.Y., Zhang P.Z., Liu B.J. et al. Deep crustal deformation of the Longmen Shan, eastern margin of the Tibetan Plateau, from seismic reflection and finite element modeling // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. Vol. 121. P. 767–787.
- Gao H., Schmidt D.A., Weldon R.J. Scaling relationships of source parameters for slow slip events // Bull. Seismol. Soc. Am. 2012. Vol. 102. No. 1. P. 352–360. https://doi.org/10.1785/0120110096
- Gephart J.W., Forsyth D.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. No. B11. P. 9305–9320.
- Healy D., Hicks St.P. De-risking the energy transition by quantifying the uncertainties in fault stability // Solid Erath. Sci. 2021. https://doi.org/10.5194/se-2021-100
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfe D., Müller B. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008 // Tectono-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

physics. 2010. Vol. 482. P. 3–15. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.1007.1023

 Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M.D. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // Tectonophysics. 2018. Vol. 744. P. 484–498.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007

- 23. *Hu Y.X., Liu S.C., Dong W.* Earthquake engineering. London: CRC Press, 1996. 410 p.
- 24. *Huan W., Shi Zh.* Great earthquakes of $M \ge 8$ in the mainland of China and their evolution // Tectonophysics. 1987. Vol. 138. P. 55–68
- Jordan T.H. Far-field detection of slow precursors to fast seismic ruptures // Geophys. Res. Lett. 1991. Vol. 18. No. 11. P. 2019–2022. https://doi.org/10.1029/91GL02414
- Kossobokov V.G., Healy J.H., Dewey J.W. Testing an earthquake prediction algorithm // Pure and Appl. Geophys. 1997. Vol. 149. P. 219–232.
- Langbein J., Borchrdt R., Dreger D., Fletcher J., Hardebeck J.L., Hellweg M., Johnston M.J.S., Murray J.R., Nadeau R.M., Remer J., Treiman J.A. Preliminary report on the 28 September 2004 M 6.0 Parkfield, Calofornia earthquake // Seismol. Res. Lett. 2005. Vol. 76. No. 1. P. 10–26.
- Linde A.T., Gladwin M.T., Johnston M.J.S., Gwyther R.L., Bilham R.G. A slow earthquake sequence on the San Andreas Fault // Nature. 1996. Vol. 383. No. 6595. P. 65–68.

https://doi.org/10.1038/383065a0

- 29. *Lindh A.G.* Success and failure at Parkfield // Seismol. Res. Lett. 2005. Vol. 76. No. 1. P. 3–6.
- Litospheric Dynamics Atlas of China. 1 : 14000000 to 1 : 4000000. / Ed. by Ma Xingyuan, (China Cartograf. Publ. Beijing, China. 1989).
- Lyubushin A.A. How soon would the next mega-earthquake occur in Japan // Nature Geoscience. 2013. Vol. 5. No. 8. P. 1–7.
- Moeck I., Kwiatek G., Zimmermann G. Slip tendency analysis, fault reactivation potential and induced seismicity in a deep geothermal reservoir // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 31. P. 1174–1182.
- Peng Z., Gomberg J. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // Nature Geoscience. 2010. Vol. 3. P. 599– 607.
- 34. *Qidong Deng*. Active tectonics map of China 1 : 4000000. Seismol. Press, Beijing, China. 2007.
- 35. Rao G., Chenb P., Hub Ji., Yua Ya., Qiu Ji. Timing of Holocene paleo-earthquakes along the Langshan Piedmont Fault in the western Hetao Graben, North China: Implications for seismic risk // Tectonophysics. 2016. Vol. 677–678. P. 115–124. https://doi.org/10.1016/ji.teate.2016.02.025

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.035

36. Rao G., Lin Ai., Yan B. Paleoseismic study on active normal faults in the southeastern Weihe Graben, cen-

tral China. // J. Asian Earth Sciences. 2015. Vol. 114. Part 1. P. 212–225.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.04.031

- Rebetsky Yu.L. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol. 5. No. 4. P. 557–573.
- Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements. – In.: Moment Tensor Solutions – A Useful Tool for Seismotectonics. / Ed. by S. D'Amico. Springer, N.Y. USA. 2018. P. 111–162. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_6
- Sekine S., Hirose H., Obara K. Short-term slow slip events correlated with non-volcanic tremor episodes in southwest Japan // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115(B9), B00A27.

https://doi.org/10.1029/2008JB006059

- Steinbrugge K.V., Zacher E.G. Fault creep and property damage // Bull. Seismol. Soc. Am. 1960. Vol. 50. No. 3. P. 389–396.
- 41. *Wang K., Rebetsky Yu.L., Feng X., Ma Sh.* Background stress state before the 2008 Wenchuan earthquake and the dynamics of the Longmen Shan thrust belt // Pure and Appl. Geophys. 2018. Vol. 175. P. 2503–2512. https://doi.org/10.1007/s00024-018-1800-6
- Wang J. Historical earthquake investigation and research in China // Ann. Geophys. 2004. Vol. 47. No. 2/3. P. 831–838. https://doi.org/10.4401/ag-3337
- Wang T., Wu S.R., Shi J.S., Xin P., Wu L.Z. Assessment of the effects of historical strong earthquakes on largescale landslide groupings in the Wei River midstream // Engineer. Geol. 2018. Vol. 235. P. 11–19.
- Wei M., McGuire J.J., Richardson E. A slow slip event in the south central Alaska subduction zone and related seismicity anomaly // Geophys. Res. Lett. 2012. Vol. 39. No. 15. L15309. https://doi.org/10.1029/2012GL0
- 45. Yin A., Freymueller J. T., Keller G.R., Ni S.D., Song X.D. The Great Wenchuan Earthquake ($M_w = 7.9$) on 12 May 2008, China // Tectonophysics. 2010. Spec. Is. Vol. 491. No. 1–4. P. 1–276.
- Zhou H., Allen C.R., Kanamori H. Rupture complexity of the 1970 Tonghai and 1973 Luhuo earthquakes, China, from P-wave inversion, and relationship to surface faulting // Bull. Seismol. Soc. Am. 1983. Vol. 73. No. 6A. P. 1585–1597.
- 47. *Zobak M.L.* First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // J. Geopys. Res. 1992. Vol. 97. No. B8. P. 11703–11728.
- 48. Prediction ITPE&MG, http://www.mitp.ru/ru/predictions.html (Accessed June 11, 2021).
- 49. Global CMT, http://globalcmt.org (Accessed June 26, 2021).
- 50. World Stress Map, http://www.world-stress-map.org (Accessed July 11, 2021).
- 51. STRESSseism http://shark.ifz.ru (Accessed July 11, 2021).

96

Stress State of the Earth Crust and Seismotectonics of West Sichuan, China

Yu. L. Rebetsky^{a, *}, Ya. Guo^b, K. Wang^b, R. S. Alekseev^a, A. V. Marinin^a

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, bld. 10, Bol. Gruzinskaya, 123242 Moscow, Russia

^bInstitute of Geology, China Earthquake Administration, (CEA),

Yard No. 1, Hua Yan Li, Chaoyang District, 100029 Beijing, China

*e-mail: reb@ifz.ru

The paper presents the results of the application of the technology of tectonophysical zoning of dangerous faults, developed at the Institute of Earth Physics on the basis of data on natural stresses. The source of this data is catalogues of focal mechanisms of earthquakes, and inversion of stresses from them is obtained by the method of cataclastic analysis of discontinuous displacements. For the study region, which includes the largest provinces of China – Sichuan and Yunnan – the stress reconstruction was performed on the basis of the regional catalog of mechanisms of earthquake foci with $M_w = 2.0-6.0$ for the time period 1999–2012. The ability to predict the state of faults is based on data on the normalized values of the ball and deviator components of the stress tensor. The paper presents two variants of fault zoning, which are the result of applying the Drukker–Prager and Coulomb–Mohr criteria, which characterize the elastic-plastic and brittle behavior of the state along the active faults of the Western Sichuan region. Analysis of the state of the Longmenshan fault system before the 2008 Wenchuan earthquake showed that the distribution of coulomb stresses along the fault with at least 70% of the length and a high level of Coulomb stresses (>60% of the critical ones) should be considered dangerous.) According to the results of the performed tectonophysical zoning, more than 20 sites of active faults of the studied region with a length of 60 to 140 km were identified, which we consider as possible foci of strong earthquakes with magnitudes greater than 7.0.

Keywords: fractures, crust, stresses, earthquakes, focal mechanisms, dangerous faults, Coulomb stresses

УДК 551.242.2

СООТНОШЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОЙ И ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКИ В ПРЕДЕЛАХ АФРИКАНСКОГО РЕГИОНА (ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

© 2021 г. Е. Н. Меланхолина*

Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

*e-mail: e.melanh@gmail.com Поступила в редакцию 12.11.2020 г. После доработки 18.09.2021 г. Принята к публикации 01.10.2021 г.

Обсуждается пространственная связь элементов нижнемантийного слоя D" как с Большими Магматическими Провинциями (LIPs) фанерозойского возраста, так и с молодыми горячими точками и кимберлитами в пределах Африканского региона. Подобная связъ показана также для прогибов Кейп-Кару и Парана, унаследованно развивашихся вдоль краевых частей региона начиная с раннего палеозоя. Для всех этих поверхностных структур и продуцировавших их плюмов подчеркнуто специфическое расположение, указывающее на связь их образования с участками, где контактируют ядро Земли, Большие Низко-Скоростные Провинции (LLSVPs) и стагнирующие слэбы. Рассматриваются соотношения процессов плюм-тектоники и тектоники плит в развитии планеты. В ходе этих процессов выявляется постоянное взаимодействие Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. Тихоокеанский сегмент на протяжении фанерозоя характеризовался развитием океанообразования и последующей субдукцией под континенты Индо-Атлантического сегмента. Постоянство спрединга в Тихом океане определялось существованием его связи с Тихоокеанской LLSVP. В пределах слоя D" на участках контакта тихоокеанских субдуцирующих плит и Африканской LLSVP периодически происходила генерация плюмов, приводившая в дальнейшем к распаду суперконтинентов. Это обусловило специфику фанерозойского развития Индо-Атлантического сегмента, с чередованием конвергенции и континентального раскола. Несмотря на значительное сходство Африканской и Тихоокеанской LLSVPs, их роль в образовании крупнейших элементов поверхностной структуры оказывается неодинаковой. Возможно, именно это послужило одной из главных причин принципиальных различий двух сегментов и привело к созданию тектонической асимметрии Земли.

Ключевые слова: сейсмическая томография, граница ядро-мантия, слой D", Большие Низко-Скоростные Провинции (LLSVPs), субдуцированные пластины, плюмы, стагнирующие слэбы, Большие Магматические Провинции (LIPs), горячие точки, Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты

DOI: 10.31857/S0016853X21060059

введение

В настоящее время наметились реальные пути для рассмотрения связи поверхностных и глубинных процессов в развитии Земли. Особенно важными являются успехи в изучении глубокой мантии. В частности, результаты исследований по сейсмической томографии уже позволяют судить в общих чертах о характере образований, слагающих слой D" в самых низах нижней мантии. В большинстве представленных глобальных сейсмотомографических моделей, несмотря на различия использованных данных и компьютерных методов, видны важные общие черты. Авторами рассматривается крупномасштабная гетерогенность нижней мантии с обособлением под Африкой и Пацификой Больших Низко-Скоростных Провинций, с поднимающимися от них плюмами, с подходящими к краям провинций высокоскоростными субдуцированными пластинами, что было показано в целом ряде работ, начиная с 1990-х годов [14, 18, 23, 32, 35, 38]. Было обнаружено соответствие между этими нижнемантийными элементами и расположением ряда тектонических структур на поверхности. Наиболее четко это выражено в Африканском регионе [3–5, 32, 34, 35].

Данная статья представляет обзор и обсуждение тектонических соотношений, с использованием опубликованных геолого-геофизических материалов по Африканскому региону. Многие



Рис. 1. Схема строения нижнемантийного слоя D" (с использованием данных [11, 32]).

Обозначено: А $\hat{\Phi}$ P – Африканская LLSVP, ТИХ – Тихоокеанская LLSVP.

1-2 – Большие Низко-Скоростные Провинции (LLSVPs): 1 – области с $V_{\rm s} \le -1.0\%$, 2 – ограничения LLSVPs (-1% медленный контур); 3 - -0.8% медленный контур на севере Атлантики; 4 – скопления стагнирующих слэбов с $V_{\rm s}$ до +2%, иногда больше 2%; 5 – области нормальной нижней мантии

вопросы, связанные как с исследованием физики минералов, так и с учетом вариаций вязкости мантийного материала. возможности длительной стабильности низкоскоростных скоплений или адвекции высокоскоростных пластин по поверхности земного ядра, требуют дальнейшей разработки и в статье не обсуждаются [33]. Целью статьи является рассмотрение пространственных связей поверхностных и глубинных структур в пределах региона. При этом кажется необходимым привлечение для рассмотрения дополнительных данных по поверхностной тектонике, которым и уделено в статье главное внимание. Особенно существенным является сравнение структур Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов и выяснение их соотношений с нижнемантийными элементами, что представляется необходимым при рассмотрении причин, определяющих асимметрию Земли.

ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ СЛОЯ D"

На основании сейсмотомографических данных, слой D" характеризуется значительными латеральными вариациями температуры и состава, что усложняется также и вследствие наличия фазовых изменений. У границы ядро-мантия около 20% площади слоя D" занимают Большие Низко-Скоростные Провинции (Large Low Shear-Wave

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

Velocity Provinces – LLSVPs, или суперплюмы), выделяемые преимущественно по отличию скоростей поперечных волн от их средних значений на данном глубинном уровне. Эти провинции под Африкой (TUZO) и под Тихим океаном (JASON) имеют близкие размеры – порядка многих тысяч километров в ширину при высоте до 1400–1800 км [13]. Их центры массы располагаются антиподально в приэкваториальной области Земли (рис. 1).

Обе низкоскоростные провинции характеризуются неправильными очертаниями в плане и чрезвычайно неровной кровлей. В их внутренних частях скорости поперечных волн отклоняются от средних значений вплоть до -2.9%, что может указывать на разогретое состояние материала [14, 32]. Ограничения провинций маркируются — 1%-ным медленным контуром, где непосредственно над границей ядро-мантия на большом протяжении наблюдаются наиболее крупные латеральные градиенты скоростей поперечных волн, как это представлено на томографической модели SMEAN [11]. Так. вокруг Африки для 50% длины медленного контура величина краевого скоростного градиента достигает 1.6%/град. [32], причем различия между альтернативными характеристиками во многих сейсмотомографических моделях как правило малы. Образование круто наклоненных краев LLSVPs лучше всего объяснимо контролем состава и реологии. Предполагается, что материал LLSVPs химически индивидуализирован и не смешивается с веществом окружающей мантии. Большинство исследователей рассматривает эти провинции как горячие, но плотные скопления [33].

Помимо низкоскоростных элементов первого порядка, представляет интерес обнаружение непосредственно выше границы ядро-мантия, обычно вблизи краев LLSVPs, сравнительно небольших (несколько сотен километров в поперечнике) ультранизкоскоростных тел, где проявлено понижение скоростей поперечных волн вплоть до 30% [20, 24]. Высказывалось предположение о частичном плавлении здесь мантийного материала [30]. Однако сведения об ультранизкоскоростных телах пока достаточно неопределенны.

Вблизи ограничений Африканской LLSVP фиксируется наличие высокоскоростных субдуцированных пластин и их фрагментов, образующих скопления стагнирующих слэбов [21, 28, 36] (см. рис. 1). Скорости поперечных волн в этих пластинах превышают средние значения на 2%, а иногда и значительно больше [32]. Особенно протяженная высокоскоростная зона располагается вдоль южного края LLSVP. Высокоскоростные образования слагают значительную часть слоя D".

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ПРЕДЕЛАХ АФРИКАНСКОГО РЕГИОНА

Вулканические пассивные окраины Африки явились ареной магматических проявлений гигантского масштаба. В мезозойское время здесь было последовательно образовано несколько Больших Магматических Провинций (LIPs): Центрально-Атлантическая, Кару, Парана-Этендека. На их продолжении к востоку и к северу в мел-палеогеновое время были заложены провинции Мадагаскар и Северо-Атлантическая. В пределах всех LIPs получен ряд свидетельств, подтвердивших определяющую роль мантийных плюмов в образовании магм, предполагавшуюся во многих работах, начиная с [26]. Это:

 синхронный глубинный разогрев, вызвавший начало магматизма во всей провинции;

 высокое гипсометрическое положение участков извержений;

местами радиальное расположение ранних даек;

 – огромный объем вулканических и интрузивных комплексов и признаки значительного фракционирования расплавов в ходе развития магматических резервуаров;

 повсеместное образование высокотемпературных плато-базальтов; присутствие в южных районах ферропикритов, отвечающих первичным плюмовым выплавкам;

 – сейсмотомографические характеристики провинций и расположение значительных положительных аномалий геоида, соответствующих наличию на глубине низкоплотностных гравитирующих масс [3, 5].

Мощная вспышка магматизма указывает на масштабность влияния плюмов на развитие магматического процесса, хотя характер их влияния пока не получил однозначного объяснения. Анализ особенностей магматизма и причин геохимического обогашения расплавов показал для Северо-Атлантической провинци вероятность непосредственного плавления Исландского плюма, включавшего и захваченный литосферный материал [3]. Для магматизма провинций Центрально-Атлантической и Парана-Этендека реконструируется преимущественное формирование расплавов в субконтинентальной литосфере при ее кондуктивном разогревании над плюмами и плавлении древних обогащенных комплексов. При образовании разновозрастных магматических провинций в Северной, Центральной и Южной Атлантике и в обрамлении Южного океана мантийные источники оказываются во многом сходными по геохимическим характеристикам, но различными по степени их проявления [3-5].

Использование палеомагнитных данных и проведенные реконструкции позволили воссоздать более концентрированное первоначальное расположение LIPs по сравнению с современным [14, 32, 34]. Было установлено, что 23 из 25 реконструированных авторами LIPs, как мезо-кайнозойских, так и палеозойских, проектируются радиально вниз на участки низкоскоростных районов в зоне D", образуя кольцо по их краям, как это четко видно на периферии Африканской LLSVP (рис. 2). При этом отмеченные мезозойские провинции располагаются над южной и центральной частями Африканской LLSVP. палеозойские - почти исключительно на севере [35]. Подобное пространственное соответствие нижнемантийным элементам выявлено в Африканском регионе также для многих молодых горячих точек, как и для подавляющей части кимберлитов (преимущественно мезозойских) (рис. 3). На периферии Тихоокеанской LLSVP не наблюдается такой закономерной картины.

Нередко у горячих точек — о. Тринидад, о. Св. Елены, о. Реюньон и других — наблюдается след с монотонной возрастной прогрессией, позволяющий определить их связи с LIPs. Такова, например, цепь вулканов Китового хребта, протянувшаяся от провинции Парана-Этендека (133—126 млн лет) до горячей точки Тристан [29]. В ряде случаев от горячих точек, в частности Ис-



Рис. 2. Локализация мезозойских Больших Магматических Провинций (LIPs) в пределах Африканского региона (с использованием данных [33, 34]).

Положение провинций показано в соответствии с палеомагнитными реконструкциями на время их заложения. Обозначено: АФР – Африканская LLSVP; *мезо-кайнозойские LIPs*: СА – Северо-Атлантическая (62 млн лет), ЦА – Центрально-Атлантическая (200 млн лет), ПЭ – Парана-Этендека (133 млн лет), КР – Кару (182 млн лет), М – Мадагаскар (87 млн лет), Д – Декан (65 млн лет); К – траппы Кергелена (114 млн лет), А – траппы Афара (31 млн лет), Р – траппы Раджмахала (118 млн лет); *плюмы*: Ис – Испандский, Тр – Тристан, Де – Декан, Ка – Кару-Мод, Кг – Кергелен. 1-2 – Африканская LLSVP: 1 – область с $V_s \le -1.0\%$, 2 – ограничения LLSVP (-1% медленный контур); 3 – -0.8% медленный контур на севере Атлантики; 4 – области нормальной нижней мантии; 5 – положение LIPs; 6 – положение глубинных плюмов

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021



Рис. 3. Локализация важнейших горячих точек в пределах Африканского региона (с использованием данных [33, 34]). Положение горячих точек показано в соответствии с палеомагнитными реконструкциями. Обозначено: АФР – Африканская LLSVP; *горячие точки*: И – Исландская, Кн – Канарская, З – Зеленого Мыса, Км – Камерунская, Тн – Триндаде, Т – Тристан, Кр – Кергелен, Р – Реюньон, К – Коморес, А – Афар; *плюмы*: Ис – Исландский, Тр – Тристан, Де – Декан, Ка – Кару-Мод, Кг – Кергелен. 1-2 - Африканская LLSVP: $1 - область с V_s \le -1.0\%$, 2 - ограничения LLSVP (-1% медленный контур); <math>3 - -0.8% медленный контур на севере Атлантики; 4 - области нормальной нижней мантии; 5 – положение горячих точек: <math>a - с доказанным глубинным происхождением, $\delta -$ прочих горячих точек; $\delta -$ положение глубинных плюмов

ландской, Тристан, Буве, Реюньон, по сейсмотомографическим данным прослеживаются вниз низкоскоростные тела, отвечающие глубинным плюмам и доходящие до краев LLSVP [6, 12, 16, 19, 20, 28, 38]. Плюмы идентифицируются по уменьшению в них скорости и продольных, и поперечных волн, которое в верхних 400 км мантии составляет 2.5 и 4% соответственно [27]. Имидж плюма может включать широкую "голову" и "хвост" или чаще только сохранившийся "хвост", подходящий к горячей точке. В результате нарушений тела плюмов иногда приобретают извилистую форму или распадаются на отдельные фрагменты [38]. Небольшие горячие точки в регионе тоже обычно проектируются на краевые части Африканской LLSVP и могут служить поверхностным выражением малоглубинных плюмов, отчлененных от LLSVP и поднятых на верхние уровни мантии в конце мелового-начале кайнозойского времени.

Для всех этих тектоно-магматических структур выявляется пространственная связь с узкими зонами у границы ядро-мантия, лежащими на среднем удалении около 5° от -1% медленных контуров, которые маркируют края Африканской LLSVP. При этом их локализация наблюдается только над крутыми ограничениями провинции, в местах контакта со стагнирующими слэбами. Специфическое расположение указанных структур и продуцировавших их плюмов свидетельствует о генерации последних на участках, где контактируют ядро, LLSVP и скопления стагнирующих слэбов – в условиях, нигде более в мантии не существующих [13]. Роль медленных и быстрых частей слоя D" состоит предположительно в подаче двух различных типов материала для создания плюмов: обогащенного материала и благородных газов из LLSVP и деплетированного материала из стагнирующих слэбов, при некотором участии вещества ядра [13, 32]. Земное ядро служит и основным поставщиком тепла при магмогенерации. Но и механизм этого процесса, и вклад в него каждого из источников остаются неясными.

Вопрос о природе LLSVPs - термохимической или только термальной — в настоящее время является дискуссионным [13, 17]. Более обоснованными, вероятно, могут считаться представления об их термохимической природе. Такие представления, основанные на данных по геофизике и по физике минералов, соответствуют идеям о наличии на глубине сложных геохимических резервуаров, очень древних и отличающихся по составу от окружающей мантии. Появляются и модели таких резервуаров, учитывающие ряд результатов экспериментов [8, 37]. В последнее время делались также попытки связать геохимическое обогащение лав, опробованных в ряде горячих точек южной гемисферы Земли, с их происхождением из Африканской LLSVP [31]. Однако, магмы горячих точек Африканского региона характеризуются значительной геохимической гетерогенностью, определяемой как составом источников, так и широко проявленными процессами контаминации.

- Длительно существующая связь тектоно-маг матических структур с низкоскоростными райо нами в глубокой мантии указывает на продолжительное, с начала триаса (~250 млн лет), нахождение LLSVPs в том положении по отношению к оси вращения Земли, как они находятся сейчас. На основе новых палеомагнитных исследований, их стабильное положение было реконструировано и для много более раннего времени, что установлено при рассмотрении 31 LIPs — от раннекембрийских до неогеновых [35]. Длительная поставка с глубины материала для LIPs позволяет считать квазистационарными и объемы питающих LLSVPs (при условии подпитки материалом), которые, таким образом, являются стабильными элементами глубокой мантии.

По моему мнению, древность Африканской LLSVP несомненно подтверждается рассмотрением прогибов Кейп-Кару и Парана, унаследованно развивашихся вдоль ее южной и западной периферии (рис. 4). Их заложение над краевыми частями LLSVP значительно предшествовало образованию здесь провинций Кару и Парана-Этендека и мезозойских вулканических окраин.

Более крупный прогиб Парана на окраине Южной Америки, протяженностью 2000 км, развивался от верхнего ордовика вплоть до позднемелового времени, с прогибанием около 7-8 км [25]. При платформенном характере разреза, в истории прогиба (около 360 млн лет) установлены и значительные перерывы седиментации, и проявления базальтового магматизма, особенно в меловое время. Прогиб Кейп-Кару на юге Африки сравним по своим особенностям с прогибом Парана и может рассматриваться как часть той же предраскольной структуры [5, 15, 23]. Установлено близкое сходство разрезов палеозоя-нижнего мезозоя в пределах этих прогибов, указывающее на их длительные связи [23]. Опускание в прогибе Кейп-Кару фиксируется на протяжении ~320 млн лет, начиная с раннего ордовика до середины юры, отмеченной мощной вспышкой магматической деятельности. Следовательно, по времени и общей длительности развития прогиб сопоставим с прогибом Парана, но отличается проявлением интенсивных деформаций во время герцинской орогении, перерывом седиментации длительностью в 30 млн лет и миграцией осадочного депоцентра к северу, с обособлением прогиба Кару. Оба прогиба – Кейп-Кару и Парана, расположенные над краевыми частями LLSVP, явились местами наиболее обильной магмогенерации при заложении LIPs.

Тектоно-магматические события в пределах всех отмеченных LIPs, связанных с плюмами, послужили подготовкой к последовательному расколу суперконтинента Пангеи-3. Специальное рассмотрение провинций показало, что первоначальное раздробление и магматизм при заложении проксимальных окраин привели лишь к не-



Рис. 4. Локализация тектоно-магматических структур Кейп-Кару и Парана в пределах Африканского региона (с использованием данных [15, 25]).

Обозначено: АФР – Африканская LLSVP; *плюмы*: Ка – Кару-Мод, Тр – Тристан; *прогибы* (показаны в их современном положении): КК – Кейп-Кару (O₁–J₂), П – Парана (O₃–K₂).

1 – Африканская LLSVP и ее ограничение; 2 – фрагменты суперконтинента Пангея-3; 3–6 – океанические структуры: 3 – океаническое ложе, 4 – возраст океанического дна, 5 – спрединговые хребты, 6 – трансформный разлом Агульяс–Фолкленд; 7 – прогибы; 8 – положение глубинных плюмов

значительным преобразованиям древней континентальной коры, тогда как позднее в дистальных зонах произошли важнейшие магматические события и континентальный раскол, следовавший вдоль прогибов Кейп-Кару и Парана [3]. Таким образом, развитие раскола суперконтинента и новообразование границ плит определялось конфигурацией края Африканской LLSVP.

СООТНОШЕНИЯ LLSVPs С ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКИМ И ТИХООКЕАНСКИМ СЕГМЕНТАМИ ЗЕМЛИ

В глобальном масштабе следует отметить пространственное соответствие антиподальных LLSVPs основным сегментам Земли – Индо-Атлантическому и Тихоокеанскому. Сравнение двух LLSVPs показывает их определенное сходство и по сейсмотомографическим характеристикам, и по древности заложения. Для Африканской LLSVP длительность существования предположительно оценивается фанерозоем, возможно, и дольше. Тихоокеанская LLSVP сравнима по своей древности с Африканской LLSVP. Р. Ларсон [22] рассматривал ее, как остаток гигантской среднемеловой мантийной структуры, определявшей развитие и глубинных, и поверхностных процессов в Тихом океане. Учитывая устойчивый характер геодинамических обстановок в пределах Тихоокеанского региона начиная с рифея, нами было высказано предположение о значительно более раннем заложении Тихоокеанской LLSVP [2].

При общем сходстве антиподальных LLSVPs, их роль в создании крупнейших элементов структуры на поверхности Земли оказывается неодинаковой, что определило принципиальные различия Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли [2, 7]. Особенности тектонического стиля и геодинамики двух сегментов выявляются начиная с рубежа 1 млрд лет, когда произошло разделение земной поверхности на два полушария — океаническое (Панталасса, или Прото-Пацифик) и континентальное (Родиния). И объяснение этого, видимо, следует искать в особенностях глубокой мантии.



Рис. 5. Соотношения нижнемантийных элементов со структурами Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли (с использованием данных [2, 32]).

Обозначено: АФР – Африканская LLSVP, ТИХ – Тихоокеанская LLSVP.

1 – ограничения LLSVPs; *2*–*3* – Тихоокеанский сегмент: *2* – ложе Тихого океана, *3* – аккреционные и островодужные системы Тихоокеанского пояса; *4*–*5* – Индо-Атлантический сегмент: *4* – фрагменты суперконтинента Пангея-3, *5* – ложе молодых океанов

Четкому строению Тихоокеанского сегмента с древним океаном в центре и окружающими его аккреционными складчатыми сооружениями и островодужными системами (Тихоокеанским поясом) соответствует общая картина глубинных неоднородностей с расположением в основной части региона Тихоокеанской LLSVP, а по периферии — системы зон субдукции (рис. 5). Ось спрединга в пределах Восточно-Тихоокеанского хребта, по-видимому, связана каналом с областью LLSVP, как это можно предполагать по глубинному профилю в работе [9]. Эта связь может определять специфику Тихоокеанского сегмента.

Для Индо-Атлантического сегмента, наоборот, характерна концентрация древних континентальных масс. Изучение сборки и распада суперконтинентов Гондвана и позднее Пангея-3 позволяет выявить постоянное чередование событий конвергенции и континентального раскола, с новообразованием океанов. В центре сегмента, над Африканской LLSVP, на протяжении не менее 200 млн лет сохранялось устойчивое положение Африканского континента [14]. Вокруг континента были последовательно образованы мантийные плюмы, связанные с краями LLSVP. Именно здесь были локализованы и последующий континентальный раскол, и начало спрединга. Но оси спрединга в Атлантике и Индийском

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

океане не имеют непосредственной связи с Африканской LLSVP.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В приведенном рассмотрении сейсмотомографических данных в статье, вслед за [14, 32, 35], была подчеркнута важность взаимного расположения LLSVPs, быстрых частей слоя D" и ядра Земли для создания плюмов. Можно предполагать, что достижение субдуцирующими литосферными пластинами краев LLSVPs служило в качестве пускового механизма при генерации плюмов. Формирующиеся плавучие плюмы и опускающиеся тяжелые литосферные пластины и их фрагменты могут предположительно рассматриваться как основные элементы в схемах общемантийной конвекции.

Таким образом, новые работы К. Берка, Д. Торсвика с соавт. [14, 32, 33, 35] намечают связи плюм-тектоники и тектоники плит в развитии планеты. Механизм тектоники плит посредством субдукции вносит вклад в геодинамику нижней мантии, где погружающиеся литосферные плиты достигают поверхности земного ядра. Объяснение дальнейшего перемещения плит по поверхности ядра пока остается проблематичным. Но в ряде случаев фиксируется приближение их фрагментов к краю Африканской LLSVP, где происходит последующая инициация плюмов [35, 36]. С этого времени начинается действие плюмтектонического механизма. Образование глубинных плюмов и подъем к поверхности вызывают не только масштабную магмогенерацию, но и континентальный раскол, с новообразованием границ плит, срединно-океанических хребтов и началом нового цикла тектоники плит. Исходя из оценок скоростей погружения плит и последующего поднятия плюмов, временной разрыв между субдукцией и становлением LIP предположительно считается близким или бо́льшим 120 млн лет [34].

Пространственная связь с нижнемантийными элементами устанавливается в Африканском регионе как для Больших Магматических Провинций фанерозойского возраста, так и для молодых горячих точек и для кимберлитов. Отчетливо намечается соответствие глубинным элементам также тектоно-магматических структур Кейп-Кару и Парана, унаследованно развивашихся вдоль краевых частей Африканской LLSVP начиная с раннего палеозоя. Локализация этих поверхностных структур указывает на образование продуцирующих плюмов в участках, где контактируют ядро Земли, LLSVPs и скопления стагнирующих слэбов. Однако, остается не решенным вопрос об относительной роли этих элементов в процессе магмогенерации и не объяснен механизм этого многофакторного процесса.

Выявляется пространственное соответствие между глубинными и поверхностными структурами первого порядка – LLSVPs и двумя основными сегментами Земли. Выше показано, что при определенном сходстве LLSVPs, стиль тектонического развития сегментов оказывается принципиально различным. Тихоокеанский сегмент на протяжении фанерозоя характеризовался консервативным развитием спрединга в его внутренней части и субдукцией океанической литосферы по периферии, под континенты Индо-Атлантического сегмента. Субдукция в пределах Индо-Атлантического сегмента, по-видимому, периолически служила пусковым механизмом для магмообразования и подготовки континентального раскола.

На вопрос о причинах обособления на Земле двух сегментов и создания асимметрии в ее развитии, впервые поднятый в работах В.И. Вернадского [1] и Н.С. Шатского [10], пока не получено ответа. Однако, намечаются некоторые предварительные соображения. Представляется, что в Тихоокеанском регионе процесс спрединга определялся существованием непосредственной связи океанических структур с Тихоокеанской LLSVP, сохранявшейся в течение всего фанерозоя. Это отличает Тихоокеанский сегмент от Индо-Атлантического, где такой связи не устанавливается. Развитие тихоокеанского спрединга и субдукци по периферии океана приводили к сближению и взаимодействию структур двух сегментов на глубине, у поверхности ядра. На участках контакта субдуцирующих плит и LLSVP — в условиях, существующих только в мантии Африканского региона, происходила генерация плюмов, определившая последующий распад суперконтинентов Гондваны и затем Пангеи-3. Возможно, такое взаимодействие Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов послужило важнейшим фактором в создании тектонической асимметрии Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для характериститки соотношений поверхностной и глубинной тектоники в статье привлечен далеко не весь объем опубликованных данных по этой проблеме. Но даже краткое обсуждение геолого-геофизических данных показывает несомненную пространственную связь тектоно-магматических структур Африканского региона с крупными нижнемантийными элементами. На этой основе намечается взаимодействие плейт- и плюмтектонических процессов в ходе общемантийной конвекции. Последовательность событий включает:

 процесс спрединга, субдукцию созданной океанической литосферы;

 достижение погружающейся плитой границы ядро-мантия и края LLSVP;

 происходящее в результате образование плюмов и их подъем, с развитием магмогенерации;

 – континентальный раскол, приводящий к реорганизации границ плит и началу нового плейттектонического цикла.

Исходя из периодичности плейттектонических циклов, можно допустить их соответствие циклам конвекции.

Таким образом, в развитии конвекции можно предполагать ведущую роль взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. Тихоокеанский сегмент в течение фанерозоя характеризуется развитием океанообразования и последующей субдукции, Индо-Атлантический сегмент — чередованием событий конвергенции и континентального раскола. Длительно существующие антиподальные LLSVPs — Тихоокеанская и Африканская — вероятно, могут осуществлять основной контроль за термальной, магматической и структурной историей Земли. Различная роль двух LLSVPs позволяет поставить вопрос и о различии их природы.

Изложенные соображения можно рассматривать как один из отправных моментов в изучении связи поверхностных и глубинных процессов. Реконструкция взаимодействия Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов в ходе этих процессов может способствовать как определению их участия в создании асимметрии планеты, так и пониманию динамики фанерозойского развития асимметричной Земли.

Благодарности. Автор благодарит рецензента С.Ю. Соколова (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью.

Финансирование. Работа выполнена при финансировании по Госзаданию № 0135-2019-0050.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Меланхолина Е.Н., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Развитие глубинных ап- и даунвеллингов и геодинамика Земли. – В сб.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. / Под ред. Ю.М. Пущаровского. – РАН, Межведомственный тектонический комитет. М.: Научный мир, 2001. С. 315–342.
- 3. Меланхолина Е.Н., Сущевская Н.М. Развитие континентальных окраин Атлантического океана и последовательный раскол суперконтинента Пангея-3 // Геотектоника. 2017. № 1. С. 44–58.
- 4. *Меланхолина Е.Н., Сущевская Н.М.* Тектоно-магматическое развитие континентальных окраин Южной Атлантики и раскрытие океана // Геотектоника. 2018. № 2. С. 20–41.
- Меланхолина Е.Н., Сущевская Н.М. Тектоника пассивных окраин Южного океана в регионе Африки – Восточной Антарктиды // Геотектоника. 2019. № 4. С. 25–42.
- 6. *Пучков В.Н.* "Великая дискуссия" о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.
- Пущаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними. – В кн.: Тектонические и геодинамические феномены. / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: Наука, 1997. С. 8–24. (Тр. ГИН РАН, Вып. 505).
- 8. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС., 2010. 140 с.
- 9. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Подлитосферные течения в мантии // Геотектоника. 2017. № 6. С. 3–17.
- Шатский Н.С. Тектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1965. С. 191–200.
- Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. Vol. 3. No. 1. P. 1003. https://doi.org/10.129/2001GC000168
- 12. *Bijwaard H., Spakman W.* Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 166. P. 121–126.
- 13. Burke K., Steinberger B., Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plume Generation Zones at the margins of Large Low Shear Velocity Provinces on the core–mantle boundary //

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2021

Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 265. P. 49–60. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.042

- 14. *Burke K., Torsvik T.H.* Derivation of Large Igneous Provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 227. P. 531–538.
- Catuneanu O., Wopfner H., Eriksson P.G., Cairncross B., Rubidge B.S., Smith R.M.H., Hancox P.J. The Karoo basins of south-central Africa // J. African Earth Sci. 2005. Vol. 43. P. 211–253.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hot spots in the Earth's mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 205. P. 295–308.
- 17. Davies D.R., Goes S., Sambridge M. On the relationship between volcanic hotspot locations, the reconstructed eruption sites of large igneous provinces and deep mantle seismic structure // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 411. P. 121–130.
- Dziewonski A.M., Lekic V., Romanowicz B.A. Mantle Anchor Structure: An argument for bottom up tectonics // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. Vol. 299. P. 69–79.
- French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature. 2015. Vol. 525. P. 95–99.
- Garnero E.J., Lay T., McNamara A. Implications of lower-mantle structural heterogeneity for existence and nature of whole-mantle plumes // GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 430. P. 79–88.
- Grand S.P. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs // Philos. Trans. Math. Phys. Engineer. Sci. 2002. Vol. 360. No. 1800. P. 2475–2491.
- Larson R.L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1991. Vol. 19. No. 6. P. 547–550.
- Linol B., de Wit M.J., Milani E.J., Guillocheau F., Scherer C. New regional correlations between the Congo, Paraná and Cape-Karoo Basins of Southwest Gondwana. – In: Geology and resource potential of the Congo basin. / Ed. by M. de Wit, F. Guillocheau, (Region. Geol. Rev. 2015). P. 183–192.
- McNamara A.K. A review of large low shear velocity provinces and ultra low velocity zones // Tectonophysics. 2019. Vol. 760. P. 199–220.
- Milani E.J., Faccini U.F., Scherer C.M., Araújo L.M., Cupertino J.A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná basin (Ordovician to Cretaceous), southern Brazil // Bol. IG-USP. Sér. Cient. 1998. Vol. 29. P. 125–173.
- Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. Vol. 230. P. 42–43. https://doi.org/10.1038/230042a0
- 27. *Nataf H.-C.* Seismic imaging of mantle plumes // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2000. Vol. 28. P. 391–417.
- 28. Nolet G., Allen R., Zhao D. Mantle plume tomography // Chem. Geol. 2007. Vol. 241. P. 248–263.
- O'Connor J.M., Duncan R.A. Evolution of the Walvis Ridge–Rio Grande rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. No. B1. P. 17475–17502. issn: 0148-0227. https://doi.org/10.1029/90JB00782

 Rost S., Garnero E.J., Williams Q. Fine-scale ultralowvelocity zone structure from high-frequency seismic array data // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. No. B09310. P. 1–14.

https://doi.org/10.1029/2005JB004088

 Schwindrofska A., Hoernle K., Hauff F., van den Bogaard P., Werner R., Garbe-Schönberg D. Origin of enriched components in the South Atlantic: Evidence from 40 Ma geochemical zonation of the Discovery Seamounts // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. Vol. 441. P. 167–177.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.041

- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B. Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle // Geophys. J. Int. Tectonic. Geodynam. 2006. Vol. 167. P. 1447–1460.
- Torsvik T.H., Steinberger B., Ashwal L.D., Doubrovine P.V., Tronnes R.G. Earth evolution and dynamics – A tribute to Kevin Burke // Canad. J. Earth Sci. 2016. Vol. 53. No. 11. P. 1073–1087.
 https://doi.org/10.1120/aiac.2015.0228

https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0228

- Torsvik T.H., Steinberger B., Robin L., Cocks M., Burke K. Longitude: Linking Earth's ancient surface to its deep interior // Earth Planet Sci Lett. 2008. Vol. 276. P. 273–282.
- 35. Torsvik T. H., van der Voo R., Doubrovine P., Burke K., Steinberger B., Ashwal L.D., Trønnes R., Webb S.J., Bull A.L. Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth. // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 2014. Vol. 111. No. 24. P. 8735–8740.
- Van der Meer D.G., van Hinsbergen D.J.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // Tectonophysics. 2018. Vol. 723. P. 309– 448.
- White W.M. Probing the Earth's deep interior through geochemistry // Geochem. Perspect. 2015. Vol. 4. No. 2. P. 95–251. https://doi.org/10.7185/geochempersp.4.2
- Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // Physics Earth Planet. Inter. 2004. Vol. 146. P. 3–34.

Relationships between Superficial and Deep Tectonics in the African Region: Based on Geologic-Geophysical Data

E. N. Melankholina*

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia *e-mail: e.melanh@gmail.com

The spatial relationships of lower mantle D" layer elements with Phanerozoic Large Igneous Provinces (LIPs), as well as with the young hotspots and kimberlites in the African region are discussed. The similar relationships are also shown for the Cape-Karoo and Parana extended basins, inheritedly being developed along edge parts of the region from the Early Paleozoic. The specific location is emphasized for all these superficial structures and plumes producing them. Such location indicates the connection of these structures origin with the places where Earth core, Large Low-Velocity Provinces (LLSVPs) and slab graveyards are in close contact. The relationships of plum- and plate-tectonic processes in Earth evolution are under discussion. Constant interaction of Earth Circum-Pacific and Indo-Atlantic segments is detected in the course of these processes. The Circum-Pacific segment was characterized by ocean formation during Phanerozoic time and subsequent subduction under the continents of Indo-Atlantic segment. The consistency of Pacific spreading was obviously determined by the existence of its connection directly with Pacific LLSVP. Within the D" layer in the places of contact of the Pacific subducting slabs and African LLSVP plum generation happened periodically subsequently leading to supercontinental breakup. This determined the specific peculiarity of Indo-Atlantic segment development: the alternation of convergence and continental breakup during Phanerozoic time. On the whole, despite significant similarities of antipodal LLSVPs, their role in creating of the superficial largest structural elements turns out to be inequable. Perhaps this is what served as one of the main reasons for two segments fundamental differences and led to the creation of Earth tectonic asymmetry.

Keywords: core-mantle boundary, D" layer, subducted slabs, plumes, seismic tomography, Large Igneous Provinces (LIPs), Large Low-Velocity Provinces (LLSVPs), hotspots, Circum-Pacific and Indo-Atlantic segments

108