

Институт земной коры Сибирского отделения
Российской академии наук

Иркутский государственный университет

Китайско-Российский исследовательский центр Удаляньчи-
Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде

РИФТОГЕНЕЗ, ОРОГЕНЕЗ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных
ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева
Иркутск, 14–15 октября 2019 г.

RIFTING, OROGENESIS, AND ACCOMPANIED PROCESSES

Proceedings of the IVth All-Russian symposium with participation of foreign
scientists, dedicated to the 90th anniversary of Academician Nikolay Logatchev
Irkutsk, 2019, October 14–15

Иркутск
2019

УДК 551.24+551.21+551.31+550.343.6+553.982
ББК Д39:(Д344.0+Д217+Д453.1)
Ри 49

Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы: Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева / Под редакцией С.В. Рассказова, С.П. Приминой. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. – 269 с.

Основные темы симпозиума:

новейшая геодинамика, новейшая тектоника, вулканизм и его источники;
литогенез и стратиграфия кайнозоя, осадконакопление плейстоцена и голоцена;
процессы в активных разломах;
геология и разработка месторождений нефти и газа.

Материалы симпозиума представляют интерес для специалистов в различных областях геологии, геофизики и геохимии и для студентов, обучающихся по геологическим специальностям. Они могут быть использованы в дальнейшем развитии теории континентального рифтогенеза, для изучения возможностей прогнозирования сейсмической опасности, при чтении специализированных курсов в высших учебных заведениях.

Симпозиум проводится при поддержке РФФИ (проект № 19-05-20023)

Текст материалов конференции на английском языке публикуется в авторской редакции

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН 02.08.2019 г.

В оформлении обложки использованы рисунки из работ Н.А. Логачева

ISBN 978-5-9908560-7-3

©Институт земной коры СО РАН, 2019
©Коллектив авторов, 2019



***Николай Алексеевич Логачев
1929–2002***

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>Аило Ю., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С.</i> Геохимические характеристики источников вулканических пород деламинарованной литосферы в Западном Прибайкалье и Сирии.....	12
<i>Алокла Р., Рассказов С.В.</i> Глинистые минералы осадочных отложений, стратонив Баргузинской долины Байкальской рифтовой системы.....	18
<i>Алокла Р., Чувашова И.С., Рассказов С.В.</i> Сравнительный анализ глинистых минералов, образовавшихся в анаэробных и аэробных условиях зоны гипергенеза Байкальской рифтовой системы.....	20
<i>Аль Хамуд А., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> Генетическая интерпретация данных гранулометрического анализа отложений Танхойского третичного поля, южное побережье Байкала.....	22
<i>Аракчеев В.А., Примина С.П.</i> Особенности геологического строения Ярактинского горизонта на Дулисьминском нефтегазоконденсатном месторождении.....	25
<i>Аржанникова А.В., Аржанников С.Г.</i> Новые сейсмогенные деформации в зоне Приморского разлома.....	27
<i>Балуев А.С.</i> Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и молодых систем континентального рифтинга.....	29
<i>Бат Б., Ганбаатар З., Чулуун О.</i> Морфоструктурный анализ Прихубсугуля.....	32
<i>Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Амосова А.А., Айсуева Т.С., Летунова П.П., Левина О.В., Крайнов М.А., Кербер Е.В., Ткаченко Л.Л., Волчатова Е.В., Щетников А. А., Иванов Е.В., Филинов И.А.</i> Ландшафты и климат Восточного Саяна с финала последнего оледенения.....	36
<i>Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Amosova A.A., Aisueva T.S., Letunova P.P., Levina O.V., Kraynov M.A., Kerber E.V., Tkachenko L.L., Volchatova E.V., Shchetnikov A.A., Ivanov E.V., Filinov I.A.</i> Landscapes and climate of Eastern Sayan since the end of the last glaciation.....	38
<i>Блинова С.А., Саньков А.В., Добрынина А.А.</i> Сезонные вариации Н/В-отношений в Байкальском рифте по данным землетрясений и микросейсм.....	40
<i>Бызов Л.М.</i> Цифровая реконструкция формирования горного обрамления впадин БРС.....	42

<i>Вилор Н.В., Шкиря М.С., Терешкин С.А., Давыденко Ю.А., Вилор М.А.</i> Изучение новейшей структуры в активных разломах БРЗ для поисков геотермальных ресурсов.....	44
<i>Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Гринёв О.М.</i> Модель образования непрерывных и бимодальных магматических ассоциаций девонской Алтае-Саянской рифтовой системы.....	47
<i>Газизова Т.Ф., Примина С.П.</i> Нефтегазоносность базальных терригенных отложений северо-западной части Ангаро-Ленской нефтегазоносной области.....	49
<i>Гордиенко И.В.</i> Кайнозойские и современные конвергентные границы литосферных плит западно-тихоокеанского типа и их палеоаналоги в Монголо-Забайкальском регионе.....	52
<i>Добрынина А.А., Предеин П.А., Саньков В.А., Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д.</i> 2D-модель затухания короткопериодных сейсмических волн в коре и верхней мантии Южнобайкальской рифтовой впадины.....	55
<i>Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В.</i> Скорости и затухание сейсмических волн от подземных ядерных взрывов в коре и верхней мантии Байкальской рифтовой системы.....	57
<i>Ербаева М.А., Безрукова Е.В., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Алексеева Н.В., Филинов И.А., Матасова Г.Г., Хензыхенова Ф.И., Намзалова О. Д.-Ц., Намсараева С.Б.</i> Плейстоцен юга Восточной Сибири: развитие природной среды и биостратиграфия.....	60
<i>Erbajeva M.A., Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kazansky A.Yu., Alexeeva N.V., Filinov I.A., Matasova G.G., Khenzykhenova F.I., Namzalova O.D.Ts., Namsaraeva S.B.</i> Pleistocene in the south of East Siberia: paleoenvironment and biostratigraphy....	62
<i>Ермаков В.А., Ермаков А.В.</i> Новая концепция вулканотектонических соотношений Камчатки и Алеутской дуги.....	64
<i>Замана Л.В.</i> Типоморфные элементы и глубинные температуры азотных терм Баргузинской и Баунтовской групп (БРЗ).....	68
<i>Иванов Е.Н., Сивцев А.И.</i> Рифтогенная природа аномально низкого пластового давления и общей охлажденности разреза Непско-Ботуобинской антеклизы.....	71
<i>Исаев В.П.</i> Проблемы нефтегазоносности Байкальского рифта.....	72

<i>Коваленко С.Н.</i> Орогенез в количественных параметрах гляциальной геоморфологии горного массива Мунку-Сардык.....	75
<i>Коломиец В.Л.</i> Седиментогенез осадочных толщ урочища Бадар в Тункинской рифтовой долине.....	78
<i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> Плейстоценовое осадконакопление в инфантильных морфоструктурах Юго-Восточного Прибайкалья.....	80
<i>Кузин А.М.</i> Скопление углеводородов и флюидно-тектоническая зональность континентальной коры.....	84
<i>Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Баршин А.В., Шацлло А.В., Романюк Т.В.</i> Позднеэопротерозойские комплексы и структуры заангарской части Енисейского кряжа – показатели рифтогенеза на западе Сибирской платформы.....	87
<i>Ларин С.И.</i> Гляциально-нивальный морфолитоогенез Тункинского рифта в позднем неоплейстоцене и голоцене.....	89
<i>Левина Е.А., Ружич В.В.</i> Изучение периодичности в сейсмичности Байкальского рифта для целей среднесрочного прогноза землетрясений.....	92
<i>Лопатин М.Н., Семенов Р.М.</i> Поиск предвестников землетрясений в Южном Прибайкалье по данным ^{222}Rn / ^{226}Ra зависимости.....	95
<i>Лунина О.В., Ли Д., Лив Я., Вонг Ю., Ли М., Гао Ю., Гладков А.С., Денисенко И.А., Гладков А.А., Вонг К., Жанг Ш., Перевозников Д.Д.</i> Первые результаты датирования разломного уступа в коренных породах в зоне Среднекедровой палеосейсмодислокации (Байкальская рифтовая зона)	97
<i>Lunina O.V., Li D., Lyy Y., Wang Y., Li M., Gao Y., Gladkov A.S., Denisenko I.A., Gladkov A.A., Wang K., Zhang Sh., Perevoznikov D.D.</i> The first results of dating in a bedrock fault scarp at the Middle Kedrovaya paleoseismic dislocation (Baikal rift zone).....	99
<i>Макаров С.А.</i> Сейсмотектонический тип морфолитоогенеза в селевых районах Байкальского рифта.....	101
<i>Маринин А.В., Твeритинова Т.Ю.</i> К вопросу о тектодинамике Северо-Западного Кавказа.....	103

<i>Marinin A.V., Tveritina T.Yu.</i> To the question about tectodynamics of the North-Western Caucasus.....	105
<i>Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.</i> Реконструкция напряженно-деформированного состояния в зоне Джанхотского надвига.....	108
<i>Marinin A.V., Tveritina T.Yu.</i> Recostruction of a stressed-deformed condition in the Dzhankhotsky thrust zone....	110
<i>Mart Y.</i> The initiation of rifts and transform faults: comprehension from analog modeling of normal and oblique extension.....	112
<i>Мизурский А.В.</i> Структуры растяжения Непско-Ботубинской антеклизы (Сибирская платформа).....	115
<i>Мягков Д.С.</i> Математическое моделирование колебательных процессов и формирования изостатического равновесия в континентальной литосфере.....	118
<i>Nguyen T.L., Nguyen H.H., Nguyen D.M.</i> Paralink technology – method of soft soil stabilization by the soil cement pile with high tensile geosynthetics.....	120
<i>Оргильянов А.И., Замана Л.В., Михеев И.Е., Крюкова И.Г., Усманов М.Т., Пыряев А.Н.</i> Минеральные источники Удоканского лавового плато.....	124
<i>Петров Д.М., Сивцев А.И.</i> Перспективы нефтегазоносности верхней части разреза Предверхоаянского прогиба.....	127
<i>Phi H.Th., Pham N.M.</i> Rock slope failure blocks and their relation to tectonic activity in 3B Highway, Backan Province, Vietnam.....	130
<i>Плюснин А.М., Перязева Е.Г., Хажеева З.И., Санжанова С.С., Ангахаева Н.А.</i> Условия образования сульфатных минеральных озер Западного Забайкалья...	134
<i>Plyusnin A.M., Peryazeva E.G., Khazheeva Z.I., Sanzhanova S.S., Angakhaeva N.A.</i> The formation conditions of sulfate mineral lakes in Western Transbaikalia.....	136
<i>Пономарёва Е.И.</i> Критерии выявления предшоковой стадии подготовки опасных землетрясений в Прибайкалье.....	138

<i>Рассказов С.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Аль Хамуд А., Кононов Е.Е.</i> Представления Н.А. Логачева о манзурском аллювии (Предбайкалье) и развитие его идей в связи с обнаружением новых элементов разреза.....	141
<i>Рассказов С.В., Примина С.П., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С.</i> От базовых выводов Н.А. Флоренсова и Н.А. Логачева о кайнозойском рифтогенезе и вулканизме в Байкальской зоне к представлениям о новейшей геодинамике в Японско-Байкальском коридоре.....	144
<i>Рассказов С.В., Сие Ж., Сунь Й., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С.</i> Образование пластичных глин в разрывах слоя палеопелоидов: вероятный механизм зарождения источника грязевого вулкана в бассейне Сунляо.....	149
<i>Рассказов С.В., Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Аль Хамуд А., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> Палинологическая характеристика отложений опорного разреза Мишиха, Южно-Байкальская впадина.....	152
<i>Рассказов С.В., Чувашова И.С., Аило Ю.</i> Сходство и различие трансляции магматических эффектов в транстенсионном сегменте Вонджи Эфиопской зоны Восточно-Африканской рифтовой системы и в Витимо-Удоканской зоне транстенсии Байкальской рифтовой системы.....	155
<i>Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Сунь Й., Саранина Е.В.</i> Основные и аномальные источники пород вулканов поля Удаляньчи, Северо-Восточный Китай: роль сульфидов.....	157
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Глобальное поле напряжений, закономерности и геодинамические следствия	158
<i>Родина С.Н., Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С.</i> Обобщение палеосейсмогеологических данных для реконструкции долговременного сейсмического режима в различных сейсмоактивных регионах.....	161
<i>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Московский Д.В.</i> Домезозойское основание Крыма – продолжение Добруджи? (по результатам изучения детритовых цирконов из верхнеюрских конгломератов Крыма).....	162
<i>Ружич В.В.</i> О причинах унаследованности в процессах деструкции на примере Байкальской рифтовой зоны.....	165
<i>Ружич В.В., Левина Е.А., Пономарёва Е.И.</i> О возможности и результатах среднесрочного прогноза опасных землетрясений в Прибайкалье и его роли в снижении сейсмического риска.....	167

<i>Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Опекунова М.Ю.</i> Осадконакопление и террасообразование в долинах рек Забайкалья во второй половине позднего неоплейстоцена и в голоцене.....	170
<i>Рычкова К.М., Монгуш С.С.-С.</i> Проявления рифтинга за пределами западного фланга Байкальской рифтовой зоны.....	173
<i>Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Перевалова Н.П., Добрынина А.А., Саньков А.В., Лебедева М.А.</i> Современные вертикальные движения земной поверхности в Байкальском регионе по данным GPS-мониторинга.....	176
<i>Священко А.В., Примина С.П.</i> Особенности бурения многозабойных скважин при разработке тонких нефтяных оторочек Восточной Сибири.....	178
<i>Семенов Р.М., Лопатин М.Н., Бадминов П.С.</i> Итоги 15-летних гидрогеохимических исследований в Южном Прибайкалье в связи с поисками предвестников землетрясений.....	180
<i>Семинский К.Ж., Бобров А.А.</i> Подобие разрывных сетей в разноранговых зонах растяжения земной коры: результаты геолого-геофизических исследований Байкальского рифта.....	182
<i>Середкина А.И., Филиппов С.В.</i> Параметры магнитоактивного слоя литосферы Байкальской рифтовой зоны....	186
<i>Сим Л.А., Ребецкий Ю.Л., Гордеев Н.А.</i> Механизм генерации остаточных гравитационных напряжений на щитах древних платформ (на примере Хибинского и Оленекского массивов).....	189
<i>Сим Л.А., Селиванов Д.А., Брянцева Г.В.</i> Новейшая геодинамика Центральной Чукотки.....	192
<i>Ситников В.С., Севостьянова Р.Ф., Павлова К.А.</i> Актуализация представлений о глубинном строении территорий Западной Якутии в связи с нефтегазоносностью осадочного чехла.....	196
<i>Скаковский В.Л., Добрецова И.Г.</i> Новый взгляд на формирование глубоководных полиметаллических сульфидов Срединно-Атлантического хребта.....	199
<i>Skakovski V.L., Dobretsova I.G.</i> The new view on the seafloor massive sulfides formation from the northern equatorial Mid-Atlantic ridge.....	201
<i>Смольков Г.Я., Ружич В.В., Левина Е.А.</i> О роли космофизических факторов в геодинамике.....	203

Сокур Т.М.

Реконструкция условий формирования аргиллитов верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы литохимическими методами..... 206

Сунь Й., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Сие Ж., Янг Ч., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Иванова В.Н.

Источники расплавов вулканов Удаляньчи (Северо-Восточный Китай) и их роль в извержениях 1720–1776 гг..... 209

Sun Y., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Xie Zh., Yang Ch., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Ivanova V.N.

Melt sources of Wudalianchi volcanoes, Northern China, and their role in the eruptions of 1720–1776..... 211

Сутурин А.Н.

Биогеохимические аспекты рифтогенеза..... 213

Тверитинова Т.Ю.

Зеркала скольжения рифейских метаморфитов Восточного Саяна и проблема деформационных циклов..... 216

Tveritinova T.Yu.

The mirrors of sliding of the Riphean metamorphic complexes of the East Sayan and the problem of deformation cycles..... 219

Tran Th.Th.H., Nguyen Th.Ph.Th.

Distribution and geotechnical characteristics of soft soils in Hanoi, Vietnam..... 222

Хассан А., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Кулагина Н.В.

Гидродинамические условия формирования четвертичной ритмичной толщи песчаного массива Верхний Куйтун в Баргузинской долине на основе данных гранулометрического анализа 225

Хассан А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Аль Хамуд А.

Литологическая и палинологическая характеристика ритмичного (аллювиального) и песчаного (озерного) четвертичных стратонов Баргузинской долины..... 228

Хлыстов О.М.

Подводный грязевой вулканизм Байкальского рифта..... 231

Чебыкин Е.П., Сунь Й., Рассказов С.В., Сие Ж., Янг Ч., Ильасова А.М.

Химический элементный и U-изотопный состав поверхностных и подземных вод Удаляньчи и Сяогулихе (Северо-Восточный Китай) в сопоставлении с глубинной водой Байкала..... 233

<i>Chebykin E.P., Sun Y., Rasskazov S.V., Xie Zh., Yang Ch., Ilyasova A.M.</i> Chemical elemental and U-isotopic compositions of surface and ground water from Wudalianchi and Xiaogulihe (NE China) as compared to deep water from Lake Baikal.....	235
<i>Чебыкин Е.П., Сунь Й., Рассказов С.В., Сюе Ж., Янг Ч., Ильясова А.М.</i> Химический элементный и U-изотопный состав подземных вод центральной части Тункинской долины (Бурятия, Россия).....	238
<i>Chebykin E.P., Sun Y., Rasskazov S.V., Xie Zh., Yang Ch., Ilyasova A.M.</i> Chemical elemental and U-isotopic compositions of ground water in the central part of the Tunka Valley (Buryatia, Russia).....	240
<i>Чувашова И.С., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П., Борняков С.А., Рассказов С.В.</i> От выяснения характера эволюции расплавных аномалий в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре к постановке деформационного мониторинга сейсмоопасного состояния активных разломов в Селенгинском бассейне.....	243
<i>Шейнкман В.С., Парначёв В.П., Седов С.Н.</i> Отражение тектонических процессов в аллювиальных отложениях позднего квартера на севере Западной Сибири.....	246
<i>Sheinkman V.S., Parnachev V.P., Sedov S.N.</i> Evidences of tectonic processes in the Late Pleistocene alluvial deposits of northwestern Siberia.....	249
<i>Штельмах С.И., Ухова Н.Н., Рыжов Ю.В., Рященко Т.Г.</i> Геохимический подход при изучении процессов осадконакопления (на примере ключевых участков в Тункинской впадине).....	252
<i>Яроцкий Г.П.</i> Геолого-геофизическая система «тектоника – сейсмичность» (к методологии исследования Корякского сейсмического пояса на северо-востоке Азии).....	254
<i>Ясныгина Т.А., Попов Е.П., Рассказов С.В., Зарубина О.В., Ложкин В.И., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М.</i> Металлы в нефтях и подземных водах на Дулисьминском нефтегазоконденсатном месторождении, Сибирская платформа.....	258
<i>Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Саранина Е.В., Сунь Й.</i> Состав иловых лечебных грязей оз. Нуха-Нур (Баяндаевский район Иркутской области), сопоставление с популярными лечебными грязями мира	260
<i>Yasnygina T.A., Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Saranina E.V., Sun Y.</i> The composition of healing mud from Lake Nukha-Nur, Bayanday area, Irkutsk region, comparison with popular healing muds of the world.....	263
Авторский указатель.....	266
Author index.....	268

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИСТОЧНИКОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ДЕЛАМИНИРОВАННОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ И СИРИИ

Ю. Аило^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,3}, Т.А. Ясныгина³, И.С. Чувашова^{1,3}

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
youseph.gh.g@gmail.com

²Университет Аль-Фурат, Дейр-эз-Зор, Сирия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Рифтогенез – процесс растяжения литосферы с ее утонением – отчетливо маркируется вулканизмом Восточной Африки. Обширные вулканические проявления, имеющие, предположительно, плюмовую природу, сопровождали тектонические деформации и термомеханические преобразования литосферы с обособлением Восточно-Африканского и Эфиопского сводовых поднятий в сочетании с развитием структур Западной, Кенийской (Грегори) и Эфиопской рифтовых зон. В других классических континентальных рифтовых структурах мира (Байкальская, Фэн-Вэй, Верхнерейнская, Рио-Гранде) тектоническое и вулканическое выражение глубинных процессов в литосфере часто завуалировано. Выяснение характера активизации подлитосферной мантии и литосферы требует разработки особых подходов изотопно-геохимической типизации источников излившихся магматических расплавов с изучением их пространственно-временной смены в зависимости от предполагаемых глубинных механизмов и направленности поверхностного развития новейших структур. В настоящей работе обращается внимание на сходные геохимические характеристики вулканических пород Западной Сирии и Западного Прибайкалья, свидетельствующие о проявлении вулканизма обеих территорий из источников деламинарованной литосферы.

Западное Прибайкалье. Литосфера Западного Прибайкалья испытывала деформации в обстановке сочетания сжатия Центрально-Азиатской орогенной системы с растяжением в Байкальской рифтовой системе. В западной части Тункинской долины действовали вулканы Быстринской линейной зоны и Камарско-Станового трансензионного сочетания зон. Быстринскую линейную зону образуют вулканы Зыркузунский, Анчукский и Карьерный, Камарскую зону – Култукский и Сухой, Становую зону – Метео и Широкий. Камарская зона протягивается субпараллельно Быстринской линейной зоне, Становая – обозначает дополнительную правостороннюю кулису. Время «горячей» трансенсии литосферы ограничено интервалом вулканической деятельности с 18 до 12 млн лет назад (Рассказов и др., 2017).

На VS-разрезе по профилю п. Монды – п. Хурамша (Мордвинова и др., 2017) выделяется низкоскоростная зона, погружающаяся от Тункинской впадины вдоль долины в восточном направлении под Южный Байкал на глубину до 70 км. Зона оканчивается под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины резкой латеральной сменой скоростей S-волн (станция Талая – TAL). Андерплэйтинг высокоскоростного материала (4.4–4.5 км/с) сопровождается отторжением низкоскоростного блока (4.2–4.3 км/с) от основания коры и его опусканием в мантию. На глубине 40–50 км скорость снижается до 4.1 км/с под западной частью Тункинской долины и превышает 4.3 км/с под Южным Байкалом. На глубине 50–70 км скорость, наоборот, превышает 4.5 км/с под западной частью Тункинской долины и снижается до 4.2 км/с под Южным Байкалом.

Тункинская долина заложилась вдоль зоны коллизии Хамардабанского террейна и Сибирского кратона, обозначившейся образованием Слюдянского метаморфического субтеррейна. Зональный метаморфизм отразил раннепалеозойское расплющивание литосферы Хамардабанского террейна о жесткий край кратона. Латеральный скоростной переход под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины свидетельствует о новейшей динамической неустойчивости коромантийной границы. Литосфера Слюдянского субтеррейна вновь расплющилась в связи с распространением процессов конвергенции Индостана и Азии. Было деламинировано основание коры под Южным Байкалом с постепенным снижением эффекта деламинации в инверсионном (испытывавшем сжатие) Еловско-Култуковском сегменте Тункинской долины.

Сирия. Подобно территории Западного Прибайкалья, на территории Сирии пространственно сочетаются структуры сжатия и растяжения литосферы с развитием сдвиговой тектоники. Исследуемая территория расположена в северном дугообразном выступе складчатого пояса Загрос, контур которого подчеркивается развитием одноименной взбросовой зоны. В Западной Сирии, от Габской равнины (или разломов Латакия-Килис) до залива Акаба, простирается северная часть системы разломов Мертвого моря. Эта разломная система (известная как Левантийская, а также Восточно-Средиземноморская рифтовая зона) соответствует северной окраине Восточно-Африканской рифтовой системы, расположенной вблизи фронта столкновения континент – континент Аравийской плиты и Евразии.

На севере, в области складчатого пояса Загрос, система разломов Мертвого моря сочленяется с Восточно-Анатолийским разломом, по которому осуществляется левостороннее дифференцированное движение Аравийской плиты в северо-северо-западном направлении со скоростью 18–25 мм/год и Африканской плиты в северо-северо-восточном направлении относительно Евразийской плиты со скоростью около 10 мм/год (Левантийская и Синайская плиты). Это движение привело к открытию Красного моря (McClusky et al., 2003). Предполагается двухфазное открытие Красного моря, сопровождавшееся двумя фазами сдвиговых смещений в южной части системы разломов Мертвого моря – миоценовой с амплитудой 60–65 км и постмиоценовой с амплитудой 40–45 км (Freund et al., 1970; Quennell, 1984).

Юго-восточный сектор Средиземного моря, представляющий собой Левантийский бассейн, характеризуется утоненной континентальной корой. Происхождение бассейна связывается с открытием Нео-Тетиса (Netzeband et al., 2006). Северный сегмент системы разломов Мертвого моря, простирающийся параллельно побережью Средиземного моря, отчетливо обозначен в современном рельефе. В структуре разломной системы выделяется бассейн Габ – глубокий плиоцен-четвертичный пулл-апарт, открывшийся при левосторонних смещениях (Brew et al., 2001a, 2001b).

В регионе Машрек вулканизм проявился в олигоцене (около 30 млн лет назад) на территории Йемена и Эфиопии (Baker et al., 1997; Rukieh et al., 2005; Lustrino, Sharkov, 2006) и получил развитие в последние 20 млн лет на Среднем Востоке: в Юго-Восточной Турции, Сирии, Ливане, Иордании, Израиле, Палестине и Саудовской Аравии (Capan et al., 1987; Giann'erini et al., 1988; Garfunkel, 1989; Heimann, Ron, 1993; Mor, 1993) в связи с разъединением Африки и Аравии открывшимся Красным морем. Общая мощность лав достигает 1.5 км. Магмовыводящие каналы ориентированы в направлении северо-восток – юго-запад (Sharkov et al., 1994). Пирокластические конусы часто содержат глубинные включения (шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты, гранатовые пироксениты (Mittlefehldt, 1984; Sharkov et al., 1996; Nasir, Safarjalani, 2000)).

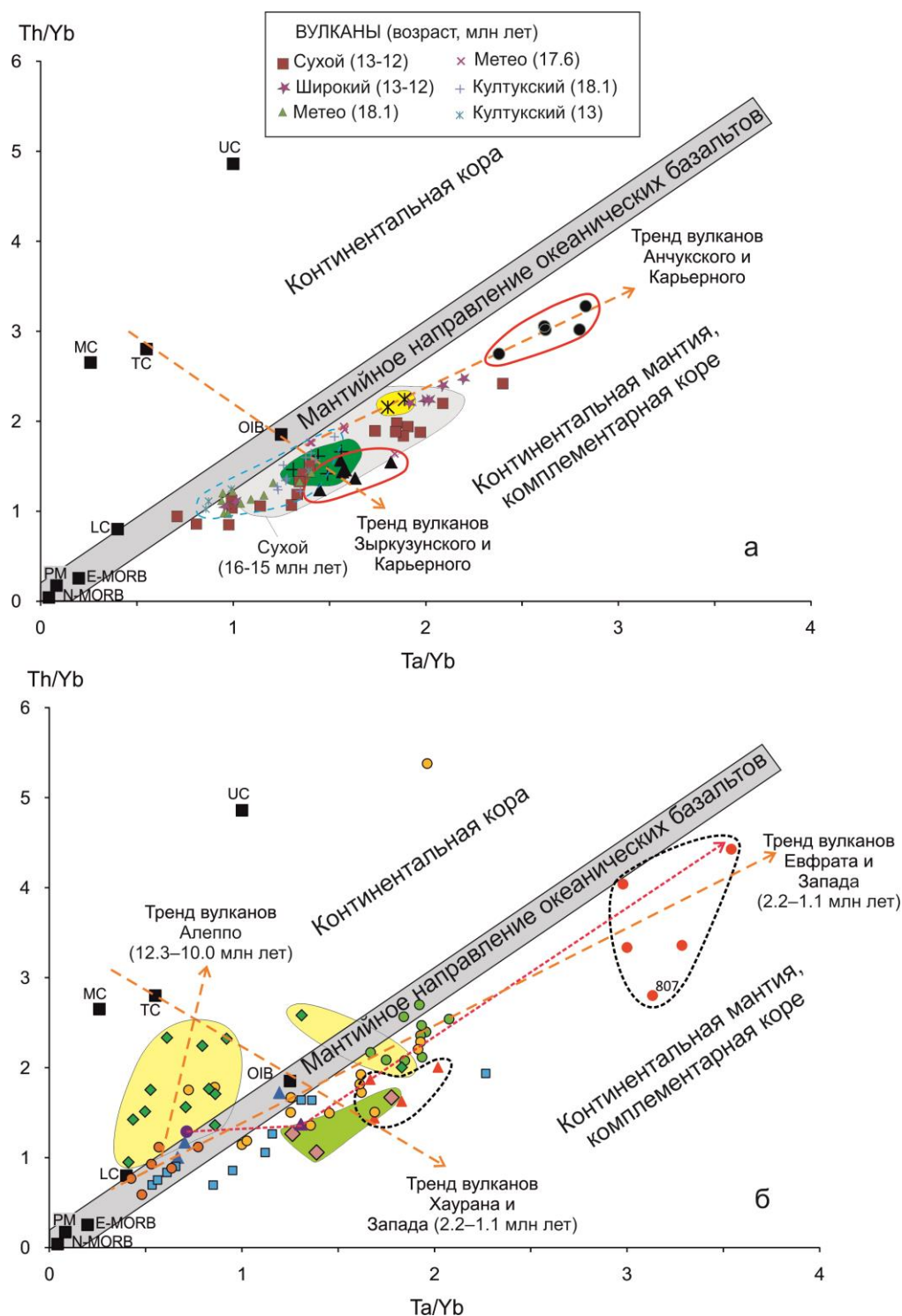
Геохимические данные. Вулканизм континентальной литосферы со сложнонапряженными переходами сжатия и растяжения характеризуется источниками, в которых ее деламинация с частичным плавлением сопровождалась обособлением легкоплавкой корообразующей фракции от мантийного материала, остающегося в рестите. Мантийно-коровое разделение материала источников регистрируется на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb смещением фигуративных точек вулканических пород выше мантийного тренда MORB–OIB (в коровую область) и ниже этого тренда (в область континентальной мантии, комплементарной отделившимся коровым компонентам).

Геохимические признаки источников деламинированной литосферы отчетливо выражены в вулканических породах Западного Прибайкалья. В Быстринской зоне реконструируются зачатки деламинации на двух магмогенерирующих уровнях сравнительно глубинной (гранатовой) фации мантийных перидотитов. Один из уровней был обеднен компонентом средней части коры, другой – компонентом нижней коры (рисунок, *а*). Коровый тренд определен во включениях зеленой (хромдиопсид-содержащей) группы. Микроэлементное моделирование свидетельствует о слабом частичном плавлении мантийного материала под Быстринской зоной, не превышающем 7 %.

В отличие от Быстринской зоны, в транстенсионном сочетании Камарской и Становой зон в плавление вовлекались источники континентальной литосферы не только сравнительно глубинной (гранатовой) фации перидотитов, но и менее глубинной, безгранатовой фации с увеличением частичного плавления до 20 %. Уменьшение глубины источников в восточном направлении, от Быстринской зоны к Камарской (по направлению к Байкалу), сопровождалось усилением их плавления. Под Култукским вулканом около 18 млн лет назад плавился источник, комплементарный средней коре, а магмы, излившиеся около 13 млн лет назад, были контаминированы материалом нижней коры. Под вулканами Сухой, Метео, Широкий имело место частичное плавление модифицированных источников, близких к источнику E-MORB и более обедненных. На вулкане Метео в интервале 18.1–17.5 млн лет назад магмы из безгранатового источника сменились магмами из гранатсодержащего субстрата. На вулкане Сухой промежуточный состав магм, излившихся 16–15 млн лет назад, сменился поступлением магм 13–12 млн лет назад из двух индивидуальных источников с гранатом малых степеней плавления и без граната более высоких степеней плавления. Подобные группы составов из гранатсодержащего и безгранатового источников были представлены на вулкане Широком.

В Сирии распространен сходный с Западным Прибайкальем спектр вулканических пород от базальтов и андезибазальтов до базанитов, включая высоко-Mg составы. На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb породы этого региона обнаруживают комплементарные тренды (рисунок, *б*). В коровую область диаграммы протягивается тренд андезибазальтов и трахибазальтов вулканического поля Алеппо (возраст 12.3–10.0 млн лет). Породы других вулканических полей Сирии дают тренды, направленные в комплементарную мантийную область.

Фигуративные точки пород Пальмирид (возраст 26–24 млн лет), Алеппо (возраст 18.9–18.6 млн лет), Западной Сирии (возраст 17.3 млн лет и частично – 5.5–4.4 млн лет) находятся рядом с составом нижней коры (LC) и распространяются вдоль мантийного направления к составу базальта океанических островов (OIB). Остальные точки пород Сирии располагаются ниже мантийного направления океанических базальтов.



Тренды компонентов континентальной мантии и коры на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb вулканических пород Западного Прибайкалья (а) и Сирии (б).

Использованы данные авторов и работ (Lustrino, Sharkov, 2006; Krienitz et al., 2006; George et al., 2013; Ma et al., 2013). Обобщенные тренды показаны штриховыми линиями со стрелками (объяснения в тексте). Составы обогащенного базальта и нормального базальта срединных океанических хребтов (E-MORB и N-MORB) и базальта океанических островов (OIB) показаны по работе (Sun, McDonough, 1989), компоненты нижней коры (LC, lower crust), средней коры (MC, middle crust), верхней коры (UC, upper crust) и общего состава коры (TC, total crust) показаны по работе (Rudnick, Fountain, 1995).

В целом, выделяются три основных тренда, обусловленных деляминацией литосферы: 1) коровый Алеппо; 2) комплементарный мантийный, протяженный (с высоким Ta/Yb), от состава нижней коры (LC) через промежуточные составы пород вулканов Евфрата и более продвинутые – пород вулканов Западной Сирии (2.2–1.1 млн лет) и 3) комплементарный мантийный, менее протяженный (с умеренным Ta/Yb), пород поля Хаурана и Западной Сирии, сопряженный с составами общей или средней коры (ТС, МС). Смещение фигуративных точек объясняется разной степенью извлечения коровых компонентов из источников континентальной литосферы.

Мы приходим к заключению о сходном геохимическом характере источников вулканических пород Западного Прибайкалья и Сирии, обусловленном процессами деляминации литосферы, которая повлекла за собой обособление коровых и остаточных мантийных компонентов магматических расплавов. Деляминация литосферы Западного Прибайкалья, получившая развитие при переходе от Южно-Байкальской впадины к инверсионной части Тункинской долины, подтверждается данными сейсмической томографии. Деляминация литосферы Сирии предполагается пока только по геохимическим характеристикам вулканических пород. По аналогии с Западным Прибайкальем, ее развитие связывается с деформационным полем конвергентного взаимодействия Аравийской плиты и Евразии, в котором оформились структуры Левантийского бассейна и Красного моря.

Работа выполняется при поддержке РНФ (проект № 18-77-10027).

Список литературы

- Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С. Скоростное строение южной окраины Сибирского кратона и его складчатого окружения по объемным волнам далеких землетрясений // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2017. Т. 4, № 1. С. 37–41.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Мордвинова В.В., Аило Ю. Зональность источников вулканизма 18–12 млн лет назад в литосфере Хамардабанского террейна, расплющенного у края Сибирского кратона: интерпретация VS-разреза // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещания. Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 210–212.
- Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., MacPherson C.G. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization // *Journal of Petrology* 1997. V. 36. P. 1359–1390.
- Brew G., Barazangi M., Al-Maleh A., Sawaf T. Tectonic and geologic evolution of Syria // *GeoArabia*. 2001b. V. 6 (4). P. 573–616.
- Brew G., Lupa J., Barazangi M., Sawaf T., Al-Imam A., Zaza T. Structure and tectonic development of the Dead Sea Fault System and Ghab Basin in Syria // *Journal of the Geological Society*. 2001a. V. 158. P. 665–674.
- Capan U.Z., Vidal Ph., Cantagrel J.M. K–Ar, Nd, Sr and Pb isotopic study of Quaternary volcanism in Karasu Valley (Hatav), N end of Dead-Sea Rift zone in SE Turkey // *Yerbilimleri*. 1987. V. 14. P. 165–178.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. The shear along the Dead Sea rift // *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*. 1970. V. 267 (1). P. 107–130.
- Garfunkel Z. Tectonic setting of Phanerozoic magmatism in Israel // *Israel Journal of Earth Science*. 1989. V. 38. P. 51–74.
- George S.-K., Malpas J., Suzuki K., Lo C.-H., Wang K.-L., Iizuka Y., Xenophontos C. Evolution and origin of the Miocene intraplate basalts on the Aleppo Plateau, NW Syria // *Chemical Geology*. 2013. V. 335. P. 149–171.
- Giann'eri G., Campredon R., F'eraud G., Zakhem B. Deformations intraplaques et volcanisme associé: exemple de bordure NW de la plaque arabe au Cénozoïque // *Bulletin de la Société géologique de France*. 1988. IV (6). P. 937–947. doi: 10.2113/gssgfbull.IV.6.937.

Heimann A., Ron H. Geometric changes of plate boundaries along part of the northern Dead Sea transform: geochronologic and paleomagnetic evidence // *Tectonics*. 1993. V. 12. P. 477–491.

Krienitz M.S., Haase K.M., Mezger K., Eckardt V., Shaikh-Mashail M.A. Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. P. 698–716. doi 10.1007/s00410-006-0088-1.

Lustrino M., Sharkov E.V. Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // *Journal of Geodynamics*. 2006. V. 42. P. 115–139.

Ma G. S.-K., Malpas J., Suzuki K., Lo Ch.-H., Wang K.-L., Iizuka K., Xenophontos C. Evolution and origin of the Miocene intraplate basalts on the Aleppo Plateau, NW Syria // *Chemical Geology*. 2013. V. 335. P. 149–171.

McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *Journal of Geophysical Research* 2000. V. 105B (3). P. 5695–5719.

McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Tadeb A. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions // *Geophysical Journal International* 2003. V. 155. P. 126–138.

Mittlefehldt D.W. Genesis of cpx-amphibole xenoliths from Birket Ram: trace element and petrologic constraints // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 88. P. 280–287.

Mor D. A time-table for the Levant Volcanic Province, according to K–Ar dating in the Golan Heights, Israel // *Journal of African Earth Sciences*. 1993. V. 16. P. 223–234.

Nasir S., Safarjalani A. Lithospheric petrology beneath the northern part of the Arabian plate in Syria: evidence from xenoliths in alkali basalts // *Journal of African Earth Sciences*. 2000. V. 30. P. 149–168.

Netzeband G.L., Gohl K., Hubscher C.P., Ben-Avraham Z., Dehghani G.A., Gajewski D., Liersch P. The Levantine Basin – crustal structure and origin // *Tectonophysics*. 2006. V. 418. P. 167–188.

Quennell A.M. The western Arabia rift system // *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London, Spec. Publ. 1984. V. 17. P. 775–788.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33. P. 267–309.

Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Ysef A., Al-Shara M., Jobaili Y. Neotectonic map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the northwestern boundary zone of the Arabian plate // *Journal of Geodynamics*. 2005. V. 40. P. 135–256.

Sharkov E.V., Chernyshev I.V., Devyatkin E.V., Dodonov A.E., Ivanenko V.V., Karpenko M.I., Leonov Y.G., Novikov V.M., Hanna S., Khatib K. Geochronology of late Cenozoic basalts in western Syria // *Petrology*. 1994. V. 2. P. 385–394.

Sharkov E.V., Laz'ko E.E., Snyder G.A., Taylor L.A., Jerde E., Hanna S. Geochemical peculiarities of the asthenosphere beneath the Arabian plate: evidence from mantle xenoliths of the Quaternary Tell Danun volcano (Syrian-Jordan plateau, southern Syria) // *Geochemistry International* 1996. V. 34. P. 737–752.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СТРАТОНОВ БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Р. Алокла^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,3}

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, *riyad.198762@gmail.com*

²Университет Алеппо, Алеппо, Сирия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Несмотря на крупные достижения, полученные при изучении природы и свойств глин, многое в их поведении остается неизученным. Глинистые минералы – самые распространенные и исключительно разнообразные компоненты верхней осадочной оболочки литосферы. При выветривании происходит изменение минерального состава, структуры и текстуры материнских пород. В наиболее дисперсной зоне выветривания образуются различные глинистые минералы (гидролюда, монтмориллонит, нонтронит, каолинит и др.). На процессы выветривания большое влияние оказывает климат, поэтому образование кор выветривания и различных глинистых минералов имеет четко выраженную климатическую зональность (Солотчина, 2009; Осипов, Соколов, 2013).

Байкальская рифтовая система – новейшая внутриконтинентальная структура, характеризующаяся контрастными тектоническими движениями коры, которые сопровождались накоплением осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Изучение развития процессов в зоне гипергенеза этой структуры требует исследования показательных геологических ситуаций, в которых происходило образование глинистых минералов. В настоящей работе приводятся результаты исследований глинистых минералов в осадочных отложениях основных стратонов Баргузинской долины: танхойской свиты миоцена – нижнего плиоцена и ановской свиты верхнего плиоцена – эоплейстоцена (Логачев, 1974). Осадочные отложения были вскрыты скважинами 508 и 513 филиала «Сосновгеология» Федерального государственного унитарного геологического предприятия «Урангеологоразведка» в 2012 г. в южной части долины. Одна из них (скв. 508) была заложена в долине р. Уро, другая (скв. 513) – в 4.5 км западнее, на водоразделе Уро и Читкан.

Минеральный состав глин определяется рентгеновским фазовым анализом (20 образцов) и детальным изучением структуры глинистых минералов под электронным микроскопом (11 образцов). Возможность образования глинистых минералов оценивается также методом физико-химического моделирования.

По результатам рентгеноструктурных исследований во всех пробах определены кварц, каолинит, фазы минералов группы смектита и гидролюд. В танхойской свите выделены хлорит и монтмориллонит, но не обнаружены микроклин, иллит и смешанослойные глинистые минералы, характерные для отложений переходного слоя и ановской свиты. Все глинистые минералы отложений танхойской свиты имеют несовершенную структуру.

Расчеты с использованием программного комплекса Селектор показывают варьирующиеся содержания кварца и мусковита. В осадках танхойской свиты из скв. 508 рассчитывается до 20 % мусковита, а в осадках из скв. 513 – первые проценты. В озерном пакете танхойской свиты рассчитывается хлорит и монтмориллонит. Фазы микроклина, биотита и иллита в озерных осадках этой свиты не получены, но рассчитаны в вышележащих отложениях переходного слоя и ановской свиты.

В образцах под электронным микроскопом идентифицированы каолинит, монтмориллонит, хлорит и три разновидности гидролюда. Кристаллы каолинита имеют

вид гексагональных пластин с четко выраженными всеми или несколькими гранями и углами шестигранника. Контуры частиц четкие, длина колеблется от 4 до 0.08 мкм. Хорошо видны контуры их микроагрегатов. Размер агрегатов составляет 10–70 мкм. Чаще в образцах наблюдаются агрегаты каолинита и реже – его отдельные кристаллы. Каолинит встречен во всех образцах. Его размеры и сохранность кристаллов варьируются. Кристаллы монтмориллонита хорошо определяются по форме и структурному облику. Они обнаружены в образцах танхойской свиты из скв. 513 (185, 245, 257, 218) и скв. 508 (135). Кристаллы хлорита обнаружены только в образцах осадков танхойской свиты. Они имеют четкие изометричные контуры и многочисленные ступени скола. Их длина до 8 мкм, толщина – 0.05–1.00 мкм. Гидрослюды представлены тремя минеральными видами: глауконитом, вермикулитом и иллитом. Минералы группы гидрослюд отличаются между собой морфологией. В ановской свите встречаются частицы глауконита в виде глобулярных микроагрегатов на разных глубинах. Размер частиц 0.2–1.0 мкм. Частицы вермикулита визуально не отличаются от частиц других гидрослюд, но идентифицируются по элементному составу. Иллит имеет удлиненные или изометричные пластинки, реже встречается в виде частиц щепковидной формы длиной до нескольких микрон. Длина обнаруженных микрокристаллов изменяется от 0.1 мкм до нескольких мкм.

В целом каолинит встречается по всему разрезу. Гидрослюды представлены глауконитом, вермикулитом и иллитом, отличающимися между собой по морфологии частиц. Эти минеральные фазы, а также биотит и мусковит характерны для верхнего разреза, в то время как хлорит и монтмориллонит идентифицированы только в его нижней (танхойской) части. Высокие содержания иллита, монтмориллонита и хлорита в нижней части разреза обозначают теплые климатические условия, а высокие содержания гидрослюд (глауконит и вермикулит), частично, – иллита, слюд (мусковит и биотит) и микроклина в верхней части разреза – относительное похолодание.

Список литературы

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.

Осипов В.И., Соколов В.Н. Глины и их свойства. М.: ГЕОС, 2013. 576 с.

Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 234 с.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ, ОБРАЗОВАВШИХСЯ В АНАЭРОБНЫХ И АЭРОБНЫХ УСЛОВИЯХ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Р. Алокла^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,3}, С.В. Рассказов^{1,3}

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, *riyad.198762@gmail.com*

²Университет Алеппо, Алеппо, Сирия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Изучение развития процессов в зоне гипергенеза Байкальской рифтовой системы требует сравнительных исследований показательных геологических ситуаций, в которых происходило образование глинистых минералов – компонентов верхней осадочной оболочки литосферы. Глинистые минералы образуются при выветривании, денудации, седиментации и преобразовании осадка (Солотчина, 2009). Кроме глинистых минералов в зоне гипергенеза образуются также соединения типа оксидов, гидрооксидов и солей. Область гипергенеза подразделяется на две зоны: зону криптогипергенеза, в которой создается анаэробная обстановка, и собственно зону гипергенеза, связанную с аэробными условиями.

Состав отложений озер, в которых образуется зона криптогипергенеза, определяется климатом, гидрохимическим составом накапливающихся в них вод и биологической активностью самих водоемов. В акватории отсутствуют течения и существует спокойный гидродинамический режим. Для озерных осадков характерна тонкая слоистость, обусловленная сезонностью осадконакопления и изменением содержания органического материала. В озерных осадках скапливается большое количество органического вещества, часто слабо разложившееся. Состав глинистых минералов озерных осадков определяется направленностью выветривания и составом пород суши, окаймляющей озеро. В гумидной зоне водная среда озер слабокислая или нейтральная, что способствует накоплению осадков гидрослюдисто-каолинитового состава. В аридной зоне в солончатоводных и соленых бессточных озерах образуются аутигенные минералы как глинистого, так и биогеохемогенного ряда. Осадки слабо уплотнены и имеют высокую пористость и влажность. С ростом содержания органического вещества степень уплотнения снижается (Осипов, Соколов, 2013).

Аэробные условия собственно зоны гипергенеза свойственны лёссовым отложениям. Они встречаются в виде покровов, часто на склонах долин. Термин лёсс (löss, рыхлый) был введен Ч. Лайелем в 1834 г. для обозначения древнеаллювиальных отложений долины р. Рейн. Лёссообразование в Прибайкалье рассматривалось как процесс с характерным литолого-геохимическим типом коры выветривания (Рященко и др., 2007). Мощность лёссовых отложений колеблется от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. Для них характерна алевритовая и алевропелитовая структура. Преобладают частицы алевритовой размерности (0.002–0.050 мм) с примесью 5–30 % глинистых минералов. Некоторое количество частиц размером 0.01–0.05 мм представлено агрегатами, образовавшимися при коагуляции коллоидов. Грубые частицы наблюдаются либо в виде отдельных зерен, либо в виде их небольших скоплений в массе породы.

В Байкальской рифтовой системе для характеристики зоны криптогипергенеза показательны осадки озер Нуха-Нур (Бяндаевский район Иркутской области) и Саган-Нур (Тункинский район Бурятии), в качестве примера собственно гипергенеза –

лессовидные отложения, покрывающие склоны эоплейстоценовых вулканов Тункинского района.

Оз. Нуха-Нур находится на Сибирской платформе, в Предбайкальском прогибе. Оно имеет небольшие размеры (до 60 м в поперечнике). Котловина представляет собой овальное углубление. Наибольшая глубина озера 6 м. Происхождение углубления термокарстовое. Оз. Саган-Нур расположено в днище Тункинской впадины. Глинистые минералы изучались в лечебных грязях (пелоидах, от греч. *pelos* – глина, ил, грязь), которые используются для лечения различных заболеваний. С обоих озер исследуются представительные коллекции образцов.

При формировании лессов на юге Восточной Сибири ведущую роль в качестве источника сноса играл местный субстрат. Эоловый привнос материала осуществлялся только в отдельные временные интервалы. Эоловые пески, венчающиеся слоями лёссовидных пород, перекрывают склоны вулканических конусов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны, которые были активны в эоплейстоцене. Прежде всего, решается вопрос, относятся ли исследуемые отложения к лёссам. Для детального изучения глинистых минералов лессов отобрано 17 образцов из осадочной толщи, покрывающей склоны вулкана Хурай-Хобок в Тункинской впадине, и покрова лёссовидных отложений в северном борту Туранской впадины.

Список литературы

- Осипов В.И., Соколов В.Н. Глины и их свойства. М.: ГЕОС, 2013. 576 с.
- Рященко Т.Г., Акулова В.В., Ербаева М.А., Гринь Н.Н. Процессы лёссообразования в Приангарье, Забайкалье, Западной Монголии и Северо-Западном Китае (сравнительный анализ) // География и природные ресурсы. 2007. № 2. С. 105–113.
- Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. 234 с.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОТЛОЖЕНИЙ ТАНХОЙСКОГО ТРЕТИЧНОГО ПОЛЯ, ЮЖНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ БАЙКАЛА

А. Аль Хамуд^{1,2}, В.Л. Коломиец^{3,4}, Р.Ц. Будаев³

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, *amoudadnan04@gmail.com*

²Университет Аль-Фурат, Дейр-Эз-Зор, Сирия

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁴Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

На участке реконструкции федеральной автомобильной дороги Иркутск – Улан-Удэ между населенными пунктами Танхой и Мишиха в 2014 г. изучены весьма разнообразные по литологическому составу (от глинистых, углистых до песчаных и валунно-галечных отложений) толщи рыхлых осадков эоцен-верхнемиоценового возраста.

Осадки песчаного и гравийно-галечного состава исследовались при помощи гранулометрического анализа, который широко используется при литолого-стратиграфических и палеогеографических реконструкциях (Kolomiets, 2008).

Южная часть разреза. Пески из расчистки 2 (интервал залегания 0.60–1.75 м) представлены мелкозернистыми разностями (средневзвешенный диаметр частиц, $x=0.19–0.21$ мм) слабонаклонного залегания. Осадки умеренно сортированы (стандартное отклонение, $\sigma=0.27–0.30$), асимметричны со смещением моды в сторону крупных частиц, эксцесс резко положителен в пределах сотен единиц. Следовательно, обстановка осадконакопления характеризовалась определенным динамизмом (коэффициент асимметрии, $\alpha>0$), упорядочившим структуру левой, крупнозернистой, части эмпирического полигона распределений (ЭПР) при значительном пути переноса, постоянной доставкой новых порций вещества в относительно стабильных условиях тектонического фона аллювиальной области седиментации (коэффициент вариации, $v=1.41–1.47$, поле постоянных водотоков с сезонным колебанием водности).

Палеоводоток имел скорость течения 0.4 м/с, вынуждающую к движению осадочный материал, скорость сдвига 0.3 м/с и придонную скорость аккумуляции транспортируемых наносов 0.2 м/с. Уклон водного зеркала составлял 0.20–0.25 м/км. В межень высота водного столба была всего 0.45–0.50 м, что по гидрологическим закономерностям вполне достаточно для переноса самого мелкого субстрата во взвешенном состоянии. Малоподвижные (ϕ -критерий устойчивости <100 единиц) русла равнинного типа (число Фруда, $Fr<0.1$) с площадью водосбора >100 км² этих водных артерий имели ложа в естественных, благоприятных условиях (коэффициент шероховатости, $n>42$). Динамика потоков соответствовала переходному типу между плоскостным и турбулентным режимами седиментации, а также сальтационному способу транзита частиц ($0.10<x<0.35$). Число Лохтина ($\Lambda=1.87–1.94$) отражает их местоположение в условиях недалекой дельты с шириной русла от 16 до 23 м.

Псаммиты на интервале 8.20–10.75 м (расчистка 3) состоят главным образом из мелкозернистых частиц (66–78 %) с примесями алевритово-тонкопесчаных размерностей (22–32%, $x=0.18–0.20$ мм). Сортировка – от особенно хорошей до очень хорошей ($\sigma=0.08–0.15$), мода имеет левостороннюю асимметрию ($\alpha>0$), эксцесс резко положительный, что является показателем устойчивого тектонического режима среды осадконакопления. Коэффициент вариации по всей толще составляет от 0.44 до 0.77, что подтверждает комплексное лимноаллювиальное происхождение отложений.

Местом аккумуляции субстрата являлся стационарный озеровидный проточный водоем с глубинами, не превышающими 0.7 м. Палеопритоки по числу Фруда относились к равнинному ($Fr=0.03$) типу постоянных, достаточно оформленных русел с водосборной площадью $>100 \text{ км}^2$, свободным течением воды в комфортных условиях состояния ложа ($n=43\text{--}44$; $\Lambda = 1.91\text{--}1.98$).

Песчаные и близкие к ним по составу осадки с примесями алевритово-глинистых частиц и включений мелкообломочного псефитового материала ($x=0.18\text{--}1.23 \text{ мм}$), а также галечно-гравийно-песчаные смеси ($x=2.34\text{--}2.75 \text{ мм}$) из расчисток 4–9 (интервал 13–20 м) имеют речной генезис, $v=0.82\text{--}1.78$. Ввиду литологического многообразия осадков основные статистические показатели осадконакопления существенно разнятся. Сортировка, определяющая дальность транзита дезинтегрированного вещества, изменяется от очень хорошей до полного ее отсутствия ($\sigma=0.15\text{--}3.06$) при сохранении общего высокого энергетического уровня живых сил среды седиментации с хорошей трансформацией крупнозернистой части ЭПР ($\alpha>0$). Наблюдается общий тренд уменьшения параметров эксцесса с ростом глубины разреза – устойчивость тектонической обстановки менялась от стабильной до менее стабильной, что нашло отражение в усилении эрозионно-денудационных процессов и насыщении обломками галечно-гравийной размерности осадочной толщи. Соответственно меняется и характер морфологии водотоков – от равнинного типа русел ($Fr=0.03\text{--}0.07$) до полуторного ($Fr=0.11\text{--}0.26$) и горного грядового с развитыми аллювиальными формами ($Fr=0.35\text{--}0.37$). Сообразно этому присутствует изменчивость других гидродинамических показателей палеопотоков: скорости течения – $0.38\text{--}1.14 \text{ м/с}$, глубины – $0.7\text{--}7.4 \text{ м}$, ширины потоков – $14\text{--}247 \text{ м}$, уклона продольного профиля – $0.2\text{--}6.5 \text{ м/км}$.

Северная часть разреза. Эта часть отличается еще большей литологической разнообразностью, в ней наблюдаются многократно повторяющиеся и перемежающиеся между собой разномошные слои разномерных песков, галечно-гравийно-песчаных смесей, алевритов, глин, мергелей и углефицированных пород косослоистого залегания. Большая часть разреза со стороны р. Мишиха перекрыта сверху толщей галечно-валунных отложений мощностью до $2.0\text{--}2.5 \text{ м}$. Псаммиты данной части разреза имеют преимущественно речной генезис, присутствуют также песчаные отложения, накапливавшиеся в озерно-речных условиях седиментации.

Аллювиальные пески ($0.8<v<2.0$) представлены различной крупностью зерна – от алевритисто- и алевритово-мелкозернистых ($x=0.34\text{--}0.38 \text{ мм}$), крупно-среднезернистых ($x=0.57\text{--}0.60 \text{ мм}$), мелко, средне- и крупнозернистых ($x=0.72\text{--}0.85 \text{ мм}$), крупнозернистых ($x=0.90\text{--}1.06 \text{ мм}$), грубокрупнозернистых ($x=1.17\text{--}1.34 \text{ мм}$) псаммитов до галечно-гравийно-песчаных смесей ($x=1.65\text{--}1.84 \text{ мм}$). Ввиду большой разбросанности точек отбора проб, неравномерности и прерывистости залегания песчаных пачек и слоев, как по плану, так и по разрезу, каких-либо закономерностей в характере распространения крупности песчаных частиц не просматривается. Тем не менее имеются общие тенденции изменения основных статистических и гидродинамических параметров среды седиментации, обусловленные ростом их чисельных значений.

Самые мелкие песчаные разновидности осадков за счет содержания небольших примесей более крупных обломочных частиц (до 3 %) имеют недостаточную сортировку ($\sigma=0.42\text{--}0.64$), положительную асимметрию, указывающую на умеренный энергетизм осадконакопления при сохранении относительной тектонической стабильности ($\tau=12.44\text{--}19.86$). Для палеоводотоков, служивших средой аккумуляции осадочного материала, был характерен спокойный гидрологический режим. Они

относятся к равнинному ($Fr < 0.1$) типу натуральных, блуждающих, незасоренных русел с площадью водосбора $> 100 \text{ км}^2$ и свободным течением воды.

За счет увеличения размерности частиц средняя по крупности часть песчаного спектра характеризуется ухудшением сортировки – от недостаточной до плохой ($\sigma = 0.49–1.26$), устойчивым плюсовым коэффициентом асимметрии и низкими положительными значениями эксцесса. Последнее обстоятельство определяет усиление процессов тектогенеза. Палеоводотокам слабоподвижного характера (ϕ -критерий менее 100 единиц) по числу Фруда был присущ полугорный ($Fr = 0.1–0.3$) тип стабильных, хорошо оформленных русел с водосборной площадью $> 100 \text{ км}^2$ и свободным течением воды в обычном и благоприятном положении ложа ($n = 33.0–36.5$).

Самым крупным песчаным разностям свойственно отсутствие сортировки ($\sigma = 1.37–1.76$), устанавливающее недалекий перенос водным потоком, обладавшим повышенным энергетическим потенциалом, способным обрабатывать в достаточно хорошей степени грубозернистую часть ЭПР при слабоустойчивом тектоническом фоне. Накопление осадков осуществлялось мобильными потоками полугорного типа в благоприятных условиях состояния ложа ($n = 31.8–32.5$). Имел место переходный и турбулентный режим осаждения, сальтационный перенос, а также донное волочение, что обосновывается значениями универсального критерия Ляпина ($\beta > 0.5$), указывающего на образование мелкогрядовых подвижных форм руслового рельефа (наличие наклонно- и косослоистых текстур в разрезе).

Псефитово-песчаные смеси обладают максимальными значениями седиментационных характеристик – полной несортированностью ($\sigma = 1.96–2.24$), высоким динамизмом и малостабильным протеканием эндогенных процессов. Палеоводотокам был присущ горно-грядовый с развитыми подвижными формами донного рельефа тип русла преимущественно средних рек (ширина водотока 120–132 м) с правильным хорошо разработанным галечным ложем в нижнем течении. Генетико-фациальная природа этих осадков вполне сопоставляется с аллювиальными русловыми грядовыми песками речной макрофации.

Озерно-аллювиальные отложения представлены песчаными алевритами ($x = 0.07–0.09 \text{ мм}$), алевропесками ($x = 0.13–0.15 \text{ мм}$) и алевритово-мелкозернистыми разностями ($x = 0.18–0.20 \text{ мм}$), обладают совершенной и хорошей сортировкой ($\sigma = 0.06–0.15$), они асимметричны с доминантным модальным сдвигом в сторону крупных частиц ($\alpha > 1$), эксцесс резко положительный (спокойное тектоническое состояние). Местом аккумуляции наносов являлся мелководный стационарный озерный проточный водоем (глубины 0.7–1.8 м). Его притоки речного облика имели малоподвижные (ϕ -критерий < 100 единиц) русла равнинного типа ($Fr = 0.01–0.03$) в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды ($n > 44$), с поверхностными скоростями течения 0.3–0.4 м/с, уклонами водного зеркала 0.1–0.2 м/км, меженными глубинами 0.5–1.7 м и шириной русел 15–92 м.

Список литературы

Kolomiets V.L. Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International 2008. V. 179. P. 58–63.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЯРАКТИНСКОГО ГОРИЗОНТА НА ДУЛИСЬМИНСКОМ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

В.А. Аракчеев, С.П. Примина

Иркутский государственный университет, Иркутск,
vadim_arakcheev@mail.ru, svetlana.primina@gmail.com

В настоящее время на Дулисьминском нефтегазоконденсатном месторождении разрабатывается только один объект – ярактинский горизонт. Геологическое строение ярактинского горизонта определяется, как правило, расчленением на два пласта, называемых сверху вниз пласт I и пласт II, разделенных глинистой перемычкой. В отдельных случаях пласты сливаются в один. Основным пластом, по которому ведется добыча, является пласт I, залегающий в верхней части ярактинского горизонта. Основными причинами того, что нефтедобыча из пласта II ярактинского горизонта не ведется, служат факторы, которые описаны ниже.

Первым из них можно определенно считать мощность нефтенасыщенной толщи. В пласте I выделено две залежи. Мощность нефтенасыщенных толщин изменяется от 0.5 м до 1.2 м, а средняя эффективная мощность газовой части составляет 2.3 м, при том что эффективная толщина равна в среднем 2.2 м. Это приводит к выводу о том, что нефтенасыщенная часть может отсутствовать в некоторых участках пласта и заменяться на газонасыщенную. При этом даже бурение с горизонтальным окончанием, для увеличения охвата нефтегазовой части, не дает большей эффективности, так как происходят прорывы газа. Коэффициент песчанистости в пласте I ярактинского горизонта, как и в пласте II, составляет 0.7 д. ед, но при этом расчлененность по скважинам в среднем равна 2.4 (4.2 у пласта I). Это приводит к выводу о том, что даже если увеличить охват пласта бурением горизонтального участка, это будет менее эффективно, чем в пласте I.

Вторая причина связана с фильтрационно-емкостными свойствами пласта II. Хотя пористость пласта II примерно равна пласту I (0.1 и 0.11 соответственно), основная разница в коллекторских свойствах касается проницаемости. В целом по пласту II она равна 9.3×10^{-3} мкм², что на 50.1×10^{-3} мкм² меньше, чем в пласте I. Это связано с тем, что пласт литологически неоднороден, в пласте II наблюдается ритмичное чередование песчаников с прослоями аргиллитов и алевролитов.

В ходе разработки месторождения основные осложнения вызывает высокий газовый фактор. Газовый фактор по скважинам изменяется от 151 до 4912 м³/м³. Прорывы газа из газовой шапки могут объяснить аномально высокий газовый фактор на месторождении. Большую проблему при разработке месторождения создают процессы, напрямую ограничивающие межзерновое пространство коллекторов. Большое содержание газа вызывает гидратообразование, то есть появление гидратных пробок. Также вследствие того, что газ охлаждает нефть при расширении, если меняется режим работы скважины или скорость движения нефтегазоводяной смеси низкая, происходит отложение парафина. Образование парафиновых отложений является следствием сложных превращений продукции скважин при ее движении к устью с изменением температурного режима и давления по стволу. При изменении режима работы скважин образование гидратнопарафиновых пробок ускоряется. Такими изменениями служат снижение дебита и остановки скважины на продолжительное время. Образование гидратных пробок происходит при температуре,

более низкой, чем температура начала образования парафиновых отложений. При обводненности менее 50 % наблюдается образование гидратопарафиновых пробок, основу которых составляют парафиновые фракции. Засолонение коллектора (массовая кристаллизация солей из перенасыщенных водных растворов в сложных гидро-термодинамических условиях в присутствии нефтяных компонентов и других примесей) отрицательно воздействует на межзерновое пространство пород. С учетом этих геологических факторов, разработка пласта II на сегодняшний день является нецелесообразной.

Вывод. Разработка Дулисьминского нефтегазоконденсатного месторождения напрямую контролируется геологическим строением ярактинского горизонта, которое имеет ряд особенностей, требующих дальнейшего изучения.

НОВЫЕ СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНЕ ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМА

А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *arzhan@crust.irk.ru*

Приморский разлом является одним из сегментов крупного структурного шва, контролирующего в кайнозойское опускание центральной части Байкальской впадины в подножье Приморского хребта от р. Бугульдейка до СВ окончания залива Малое Море и дальше уходит в акваторию озера Байкал. Во фронте хребта Приморский разлом представлен крутыми фасетными уступами, типичными для активных сбросовых разломов. Область висячего крыла Приморского разлома характеризуется слабой сейсмической активностью. При этом в зоне разлома выделены палеосейсмодислокации, свидетельствующие о проявлении достаточно сильных ($M > 7$) сейсмических событий в прошлом (Солоненко и др., 1968; Сейсмическое районирование..., 1977; Дельянский и др., 1992; Макаров, 1997; Чипизубов и др., 2015). Наиболее изученная сейсмодислокация расположена на правом берегу р. Сарма в районе ее выхода из ущелья. Она представлена сочетанием рвов и уступов северо-восточного простираения в пределах делювиального шлейфа Приморского хребта. Рвы были вскрыты канавами, в результате чего удалось установить возраст деформаций на основании радиоуглеродной датировки погребенного на дне рва кострища древнего человека, он составил 10100 ± 90 лет (Дельянский и др., 1992). Позднее в зоне деформаций было выявлено еще одно событие, произошедшее 12–14 тыс. лет назад (Чипизубов и др., 2015). О более молодых разрывообразующих сейсмических событиях, связанных с Приморским разломом, до сих пор ничего не было известно.

Детальные морфотектонические исследования в пределах Приольхонской тектонической ступени позволили выделить зону деформаций, представленную обновленным участком Приморского разлома, который протягивается в виде сбросового уступа, местами осложненного грабенами, на расстояние порядка 30 км от р. Анга до р. Бугульдейка. В пределах этого участка была обнаружена неизвестная ранее палеосейсмодислокация, представленная грабеном СВ простираения длиной около 3 км в подножье обновленного уступа. Ширина грабена уменьшается в ЮЗ направлении от 130 до 25 м. В СВ части грабен заполнен осадками и величину опускания центрального блока установить по морфологии невозможно. Самый молодой участок грабена находится на его ЮЗ окончании и имеет наименьшую амплитуду опускания блока грабена. Осадочных отложений на поверхности блока грабена на этом участке не наблюдается – сразу под почвенным слоем залегает кора выветривания. Эти факты свидетельствуют о разрастании грабена в ЮЗ направлении. Мы провели палеосейсмологические исследования для определения количества, возраста и магнитуды сейсмических событий, в результате которых сформировался самый молодой участок грабена.

Главный сбросовый уступ высотой от 2.5 до 4.0 м заложен в основании делювиального склона в северо-западном борту грабена и деформирует конус выноса временного водотока, стекающего с Приморского хребта. Антитетический приразломный уступ имеет среднюю высоту 1.5–2.0 м от поверхности опущенного блока. Нами проведена топографическая съемка на участке $180 \times 160 \text{ м}^2$ в районе пересечения грабеном конуса выноса водотока, где деформации наиболее ярко

выражены в рельефе. Для съемки был использован цифровой тахеометр, с помощью которого было измерено 2164 точки и построена детальная цифровая модель рельефа. Выявлены морфологические признаки, свидетельствующие о количестве сейсмических событий, в результате которых сформировался обновленный участок основного сбросового уступа. Так, в конусе выноса наблюдается два молодых вреза, каждый из которых начал формироваться после опускания базиса эрозии за счет сбросовой подвижки по основному разлому.

Для оценки возраста формирования молодого грабена была пройдена траншея длиной 5 м вкрест простирания основного приразломного уступа. В траншее были вскрыты осадки, залегающие наклонно в основании уступа на поверхности опущенного блока грабена. В основании разреза – переотложенная кора выветривания, на которой залегают один над другим два коллювиальных клина, примерно одинакового объема, свидетельствующие о двух равных по мощности палеосейсмических событиях, сформировавших данную структуру. Клинья перекрыты делювиальными отложениями. Датирование растительных остатков, найденных в стенках траншеи, позволило установить, что время проявления этих палеоземлетрясений не выходит за рамки ~2.5 тыс. лет. Магнитуда этих событий, согласно уравнению зависимости магнитуды от величины смещения для сбросовых разломов (Wells, Coppersmith, 1994), составляла 6.6.

Таким образом, выявленная палеосейсмодислокация свидетельствует о сейсмогенной активности Приморского разлома в голоцене. Он способен генерировать разрывообразующие землетрясения, два из которых, с магнитудой 6.6, произошли за последние ~2.5 тыс. лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и CNRS (проект PICS № 17-55-150002_НЦНИ/PRC 271005). Дистанционный анализ детальной цифровой модели рельефа был проведен благодаря проекту TanDEM-X (DEM_GEOL1193).

Список литературы

Дельянский Е.А., Макаров С.А., Белоусов О.В. Сейсмичность Приморского разлома по результатам тренчинга // Геология и геофизика Восточной Сибири. Современные методы в геологических исследованиях: Тез. докл. Иркутск, 1992. С. 16–17.

Макаров С.А. Геоморфологические процессы Приольхонья в голоцене // География и природные ресурсы. 1997. № 1. С. 77–83.

Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.

Солоненко В.П. и др. Эпицентральные зоны ранних (досейсмостатических) землетрясений // Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. С. 7–59.

Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Имаев В.С. Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения зоны Приморского разлома (оз. Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42, № 2. С. 63–77.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America, 1994. V. 84 (4). P. 974–1002.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ И МОЛОДЫХ СИСТЕМ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТИНГА

А.С. Балувев

Геологический институт РАН, Москва, albaluev@yandex.ru

Сравнительный анализ строения наиболее изученных и ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем и палеорифтовой системы Белого моря на Восточно-Европейской платформе (ВЕР), большая часть которой перекрыта платформенным чехлом и водами Белого моря, позволил реконструировать в пределах последней некоторые особенности ее строения и установить структурные парагенезы, контролирующие проявления среднепалеозойского магматизма в этом регионе и определившие характер ее тектонической эволюции. Здесь можно выделить несколько типов структурных парагенезов.

1. Генетическая связь (унаследованность?) рифтогенных структур с более древними структурами основания. Вопрос об унаследованности внутриконтинентальными рифтами более древних структур фундамента, в частности приуроченности к гранулитовым или подвижным поясам, обсуждается в последнее время достаточно часто (Балуев, Терехов, 2007; Леонов, 2001; Николаев, 2004; и др.), однако причины этого явления во многом остаются не вполне ясными. В данном случае элементы такой приуроченности наблюдаются и в древнем (рифейском) Онежско-Кандалакшском палеорифте, являющемся юго-западной ветвью рифтовой системы Белого моря (РСБМ), и в современном Байкальском рифте, и в Восточно-Африканской рифтовой системе (ВАРС).

Сопоставительный анализ древней РСБМ и современных Байкальской (БРС) и Восточно-Африканской рифтовых систем свидетельствует о том, что РСБМ имеет такую же тенденцию следовать вдоль подвижного пояса земной коры (Лапландско-Беломорский пояс), как и современные (кайнозойские) рифты, которые хоть и пересекают местами различные структурные элементы, но в целом не выходят за пределы поясов деформаций, в общем плане маркирующих древние зоны сближения или столкновения литосферных плит. То есть **рифтовые системы используют зоны слабости, в пределах которых сплошность литосферы уже была нарушена в прошлом**, поэтому говорить об унаследованности в развитии рифтов можно лишь постольку, поскольку каждое последующее раскалывание литосферы в какой-то степени связано с зонами ее разрушения в прошлом. Конфигурация рифтовых зон (систем) и их морфология, независимо от времени их формирования, подчиняются в большой степени реологическим особенностям фундамента, на котором закладывались рифты, т.е. раскол земной коры при растяжении литосферы происходил, огибая жесткие глыбы консолидированного фундамента с мощной, слабонарушенной в прошлом корой (Баргузинское сводовое поднятие в БРС, Танзанийский кратон в ВАРС и Архангельское поднятие в РСБМ).

2. Структурные особенности рифтовых парагенезов БРС и РСБМ. Как показывает сравнительный анализ, геологическое строение РСБМ характеризуется особенностями, которые типичны для БРС и для других континентальных рифтовых систем Земли: наличие протяженных глубоких трогов, асимметрия рифтовых впадин, смещение относительно мантийного выступа, ассоциация разломов со сдвиговой компонентой с нормальными сбросами, существование пологопадающего сброса (детачмента), сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками,

являвшихся в свое время зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны и др.

Однако при сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными отмечается отсутствие под первыми выступа аномальной мантии («рифтовой подушки»), выраженного обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов. Возможно, это объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени.

3. Структурные парагенезы концентрических комплексов. Несмотря на различные причины образования БРС и РСБМ, обе структуры формировались в условиях растяжения литосферы как крупнейшие сдвиго-раздвиги, что привело к созданию аналогичных структурных парагенезов. Последние формируются как зоны динамического влияния при развитии разрывных структур и включают в себя линейные деструктивные поля на крыльях разрыва, образованные уже на начальной стадии его роста. Вокруг же вершин линейных разрывов возникают области концентрации напряжений и деформаций, имеющие форму, близкую к кольцевой. При возрастании длины разрыва области концентрации напряжений смещаются вместе с его вершиной, увеличиваясь при этом в диаметре. Рифтовые системы или зоны, образованные под воздействием сдвиго-раздвиговых деформаций в литосфере, независимо от причин их возникновения, характеризуются сходными структурными парагенезами, выраженными сочетаниями линейных и кольцевых форм, и близким по составу магматизмом. Такие структурные парагенезы описаны в северо-западной части Онежско-Кандалакшского палеорифта (Балуев, 2006; Балуев и др., 2000) и в краевых частях впадин БРС (Косыгин, Маслов, 1989).

4. Сопоставление области горизонтального растяжения литосферы РСБМ с зонами растяжения современных континентальных рифтов. Область горизонтального растяжения литосферы северо-восточного сегмента (в современных румбах) Восточно-Европейского кратона в среднем рифее по своим масштабам (1000 км×300–500 км) вполне сопоставима с зонами растяжения литосферы крупнейших современных континентальных рифтовых систем – Восточно-Африканской и Провинции Бассейнов и Хребтов. В последнем случае РСБМ по своему строению, размерам и положению в пределах кратона очень напоминает рифтовую систему Провинции Бассейнов и Хребтов, хотя причины континентального рифтинга, сформировавшие эти системы, разные, поэтому РСБМ может быть отнесена к тафрогенам, так же как рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов. Как установлено (Казьмин, 1987), начальное растяжение в условиях континентальной литосферы проявляется зачастую в широкой полосе, а уже потом обособляются главные рифтовые зоны.

5. Рифтовый магматизм. В отличие от грабенов западной ветви Восточно-Африканской системы, большинства грабенов БРС и РСБМ, вулканические комплексы накапливались непосредственно в грабенах восточной ветви Восточно-Африканской системы. Таким образом, рассматривая РСБМ как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтика с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма (Балуев, 2006), ее можно отнести к амагматичным рифтам. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

6. Сравнение с рифтовой системой Карру. Однако наиболее близкой по строению и своему тектоническому положению к РСБМ представляется восточно-африканская рифтовая система Карру позднепалеозойского заложения, образование которой отражает начало фрагментации Гондванского суперконтинента (Казьмин,

1987). И в том, и в другом случае развитие крайних ветвей рифтовых систем отражает раскол суперконтинентов: Мезенская (Баренцевоморская) рифтовая зона – распад Палеопангеи в конце рифея, а рифтовая зона Карру прибрежной Кении – распад Гондваны в поздней юре. Внутрикратонная обстановка преобразовалась в перикратонную для РСБМ в позднем рифее, а для рифтовой системы Карру – в ранней юре.

Подводя итог сопоставлению погребенной палеорифтовой системы Белого моря с современными (кайнозойскими) и позднепалеозойскими рифтовыми системами, можно констатировать, что авлакогены северо-восточного сегмента ВЕП несут в себе все признаки рифтогенных структур, сформировавшихся в условиях трансензионного режима, который возник при расколе суперконтинента Палеопангея и господствовал во второй половине рифея на протяжении длительного периода на пассивной континентальной окраине палеоконтинента Балтика (Балуев, 2006). Несмотря на то, что процессы континентального рифтогенеза протекали в разное время и в разных геодинамических обстановках, в конечном счете, все сводилось к возникновению на различных участках континентальных плит геодинамических режимов трансенсии и/или транспрессии, которые формировали сходные структурные парагенезы континентального рифтинга.

Таким образом, ключом к реконструкции структур погребенных палеорифтовых систем (авлакогенов) и их геодинамики могут являться структурные парагенезы, которые формируются в процессе рифтообразования и легко распознаются в современных рифтовых системах, а в палеорифтах нередко закрыты платформенным чехлом или завуалированы вследствие эрозионно-денудационных процессов. Сравнительный анализ тектоники палеорифтовой системы Белого моря и современных континентальных рифтовых систем показал принципиальное сходство их строения: наличие протяженных глубоких трогов, сегментацию грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны, смещение рифта относительно мантийного выступа, существование пологопадающего сброса (детачмента) и др., что подтверждает рифтогенную природу авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

Работа выполнена в рамках госзадания № 0135-2016-0012 при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05 00485).

Список литературы

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.

Балуев А.С., Терехов Е.Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Мат-лы междунар. науч. конф. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 23–27.

Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.

Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. Основные типы хрупких и нехрупких геологических дислокаций и их взаимодействие // Тектонические процессы: Доклады советских геологов на XXVIII сессии МГК (Вашингтон, июль 1988 г.). М.: Наука, 1989. С. 193–201.

Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.

Николаев В.Г. К проблеме унаследованности внутриконтинентальных рифтов (авлакогенов) // Современные проблемы геологии. Труды ГИН, вып. 565. М.: Наука, 2004. С. 271–290.

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПРИХУБСУГУЛЬЯ

Б. Бат¹, З. Ганбаатар¹, О. Чулуун²

¹Монгольский государственный университет, Улан-Батор, Монголия,
bat.b@num.edu.mn

²ГеоТех Импекс КОО, Улан-Батор, Монголия

Прихубсугулье является крайним юго-западным звеном Байкальской рифтовой зоны и обрамляющих ее предрифтовых образований. В крупных формах поверхности – морфоструктурах – нашли отражение особенности неотектоники и новейшей структуры (Бат, Уламбадрах, 2017).

Одной из характерных неотектонических особенностей Прихубсугулья является субмеридиональный план главных морфоструктурных элементов, представленных вытянутыми с севера на юг впадинами, разделенными сводовыми и сводово-блоковыми (сводово-глыбовыми) поднятиями. Каждый из этих структурных элементов имеет сложное строение и образует соответствующий неотектонический район.

Центральное положение занимает Хубсугульская впадина, с востока и с запада обрамленная Восточно-Хубсугульским сводовым поднятием и Западно-Хубсугульским сводово-глыбовым поднятием (Баянульский район). Западнее располагается вторая впадина – Дархадская, за которой прослеживается Шишихидское сводово-глыбовое поднятие (рис. 1).

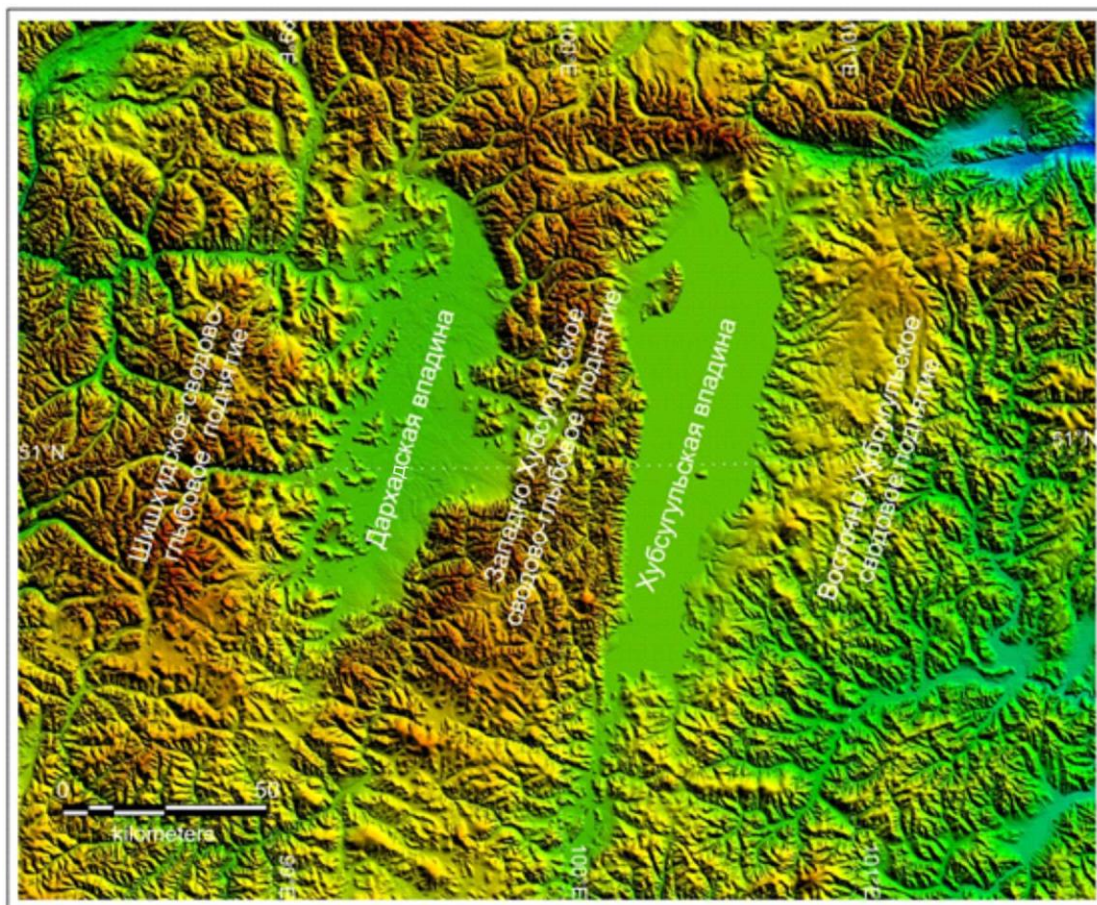


Рис. 1. Крупные морфоструктуры Хубсугуло-Шишихидской рифтогенной области.

Все перечисленные главные морфоструктурные элементы (районы) образуют обширную Хубсугуло-Шишихидскую рифтогенную область интенсивной и умеренной активизации с резко дифференцированными движениями в центральной части.

Меридиональные новейшие структуры этой области ортогонально ограничиваются крупными субширотными неотектоническими областями: на севере это Восточно-Саянское сводово-блоковое поднятие с максимальными амплитудами новейшего воздымания до 2800 м, на юге – система сравнительно небольших поднятий (до 1500 м) Сангилен-Эгийнгольской области. В связи с этим в южной части Прихубсугулья заметна перестройка структурного плана, что отражается в изложенной субширотной дифференциации сводово-блоковых поднятий и появлении мелких тектонических форм широтной ориентировки (Хилько, 1977).

Прихубсугулье в неотектоническом отношении имеет много общего с Прибайкальем, что позволяет считать его юго-западным флангом Байкальской рифтовой зоны и предрифтовых зон. Однако здесь отсутствуют абсолютные опускания крупных впадин.

В 80-е годы появились геоморфологические и неотектонические данные, ставящие под сомнение прежние представления о том, что Дархадская депрессия, подобно Хубсугульской, является типичной впадиной байкальского типа и входит в состав рифтовой зоны (Золотарев, Мангазеев, 1979; Золотарев и др., 1982). При изучении деформаций исходной поверхности выравнивания было установлено, что Дархадская котловина морфологически принадлежит не рифтовой зоне, а выделенной на юге Восточной Сибири А.Г. Золотаревым (1976; 1978; Золотарев и др., 1981) зоне предрифтовой переходной, именуемой в литературе Прибайкальской. Вдоль северо-западной и юго-восточной латеральных границ Байкальской рифтовой зоны выделены две предрифтовые переходные зоны, сущность которых проявляется в следующем: глубинные рифтогенные процессы не ограничиваются рифтовой зоной, постепенно затухая, распространяются на сотни километров в пределы предрифтовых зон. Структурно- и рельефообразующая роль этих процессов в рифтовой и предрифтовых зонах различна. Для первой характерны силы растяжения, раздвиги, сбросы, впадины; для предрифтовых зон – силы сжатия компенсационного характера, надвиги, взбросы и крупные предрифтовые структуры линейного коробления, параллельные в плане очертаниям рифтовой зоны и соизмеримые с ней по протяженности.

На территории Прихубсугулья в результате неотектонических движений развились как пликативные, так и дизъюнктивные деформации, причем первые проявились главным образом на ранней стадии неотектонической активизации, во второй половине палеогена. Представление о первичных новейших движениях изгибового характера дают прежде всего наблюдения над изменениями гипсометрического уровня подошвы и кровли вершинных базальтов. Их пологий наклон к Хубсугулу (до 5–10°) отмечен в береговых обнажениях восточного побережья; к востоку подошва базальтов выполаживается, фиксируя общий плавный изгиб исходной поверхности, который еще более подчеркивает пологовыпуклая форма водоразделов.

Из всех поднятий Прихубсугулья Западно-Хубсугульское характеризуется наивысшей степенью активизации. Формирование этой сводово-глыбовой новейшей структуры определялось дизъюнктивными деформациями и блоковыми движениями большой амплитуды.

Главная роль в становлении Западно-Хубсугульского горстообразного поднятия принадлежит зонам сочленения с впадинами – Хубсугульской (с востока) и Дархадской (с запада). Ширина зон сочленения небольшая. Морфологически это крутонаклонные равнины, ограниченные с тыловой части четко выраженными в рельефе разломами. Местами они протыкаются коренными останцами, свидетельствующими о близости кристаллического фундамента в узких приразломных полосах: 2–3 км с хубсугульской стороны и 5–7 км – с дархадской. Такие зоны сочленения обуславливают пьедестальный облик предгорий и играют важную роль в латеральном расширении рифтовых структур. Им соответствуют и наиболее высокие значения градиентов скорости вертикальных новейших тектонических движений. Западно-Хубсугульское сводово-глыбовое поднятие отличается сложной блоковой дифференциацией внутреннего поля. Наиболее высокоподнятым блоком является хр. Хорьдол-Сарьдаг-

Нуруу (свыше 2500 м). Формирование структур высоких порядков обусловлено преимущественно субширотными активизированными разломами. Вершинные базальты, занимая пониженные участки древнего рельефа, сохранились на больших, но не на максимальных высотах. Они свидетельствуют о существовании здесь довулканического слабоконтрастного рельефа с размахом высот 300–500 м.

Восточно-Хубсугульское поднятие – это сравнительно невысокий, но сложный свод, представляющий собой совокупность изометричных массивных новейших структур с широким распространением базальтовых покровов. Данный свод вдоль меридионального участка р. Уурэ-Гол осложнен небольшим изгибом, соответствующим Ууригольскому понижению. Если считать, что уровень исходной поверхности выравнивания в пределах Восточно-Хубсугульской неотектонической подзоны находился на отметках 500–700 м, то можно полагать, что общая амплитуда новейшего поднятия здесь не превышала 1200–1300 м.

Шишихидское сводово-блоковое поднятие, несмотря на высокую амплитуду новейшего воздымания, отличается слабой дифференциацией, массивностью поднятия, сглаженностью и мягкостью морфоскульптуры. Широко распространенные фрагменты исходной поверхности выравнивания подчеркивают его пологосводовый характер. Заметное усложнение поднятия вблизи Дархадской впадины обусловлено влиянием активизированных разломов субмеридионального и субширотного простирания, разбивающих крыло свода на разновысотные структурные ступени – от 1800 до 2400 м.

Крупные поднятия Прихубсугулья разделены впадинами – Хубсугульской и Дархадской. В первой из них хорошо прослеживаются морфологические и неотектонические особенности, характерные для впадин байкальского типа. Это, во-первых, асимметрия котловины Хубсугула в поперечном профиле, отсутствующая, правда, в ее самой южной части. Западный склон круче восточного благодаря его приуроченности к древнему глубинному разлому, активизировавшемуся в новейшее время. Крутизна западного склона 4–7°, в отдельных случаях – до 25°; крутизна восточного – 1–2°, местами до 8–10° (Богоявленский и др., 1996).

Во-вторых, в формировании впадин Хубсугула принимали участие как пликативные, так и дизъюнктивные деформации. О первых свидетельствуют многочисленные участки с разреженными изобатами вдоль восточного склона котловины, хорошо прослеживающиеся на крупномасштабной батиметрической карте. О дизъюнктивных дислокациях говорят сгущения изобат, местами до полного их слияния, образующие в плане прямолинейные или слабоизогнутые узкие зоны, протяженностью до нескольких километров. Склоны котловины, как и во впадинах байкальского типа, осложнены ступенями, являющимися, по-видимому, сбросовыми и сбросово-пликативными формами. На карте батиметрических уровней дна можно выделить комплекс новейших рельефообразующих разрывных нарушений, среди морфокинематических типов которых фигурируют только сбросы, сбросо-сдвиги, но отсутствуют надвиги и взбросы. Объясняется это тем, что котловина Хубсугула относится к рифтовым впадинам байкальского типа и, следовательно, в ней преобладают силы растяжения, а не сжатия.

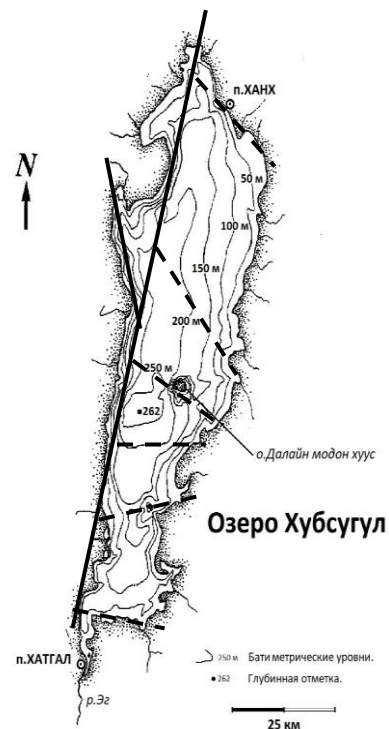


Рис. 2. Карта батиметрических уровней дна оз. Хубсугул.

В-третьих, дно озерной котловины осложнено отдельными мелкими впадинами, ступенями с хорошо выделяющимися уступами, различными горстообразными и складчато-глыбовыми структурами, образующими в рельефе перемычки, гряды и другие формы (рис. 2).

Кроме того, в новейшей тектонике и структуре котловины Хубсугула есть две отличительные особенности. Если для Прибайкалья характерна асимметрия кайнозойского вулканизма, проявляющегося только к востоку от рифтовой зоны, то в Прихубсугулье вулканизм очень хорошо представлен также к востоку от озера, однако в сравнительно небольших объемах и количестве базальтовые образования встречаются и к западу от Хубсугула. На побережье озера обнаружены новейшие кольцевые структуры, которые в других впадинах байкальского типа не прослеживаются (Бат, Уламбадрах, 2017).

Список литературы

Бат Б., Уламбадрах Х. Геоморфологическая карта Монголии. Масштаб 1:1000000. Пояснительная записка // Произв. отчет. Улан-Батор: Министерство. тяжелой промышленности и горных дел Монголии, 2017. С. 36–50. (на монгольском).

Богоявленский Б.А., Золотарев А.Г., Кожова О.М. Создание атласа озера Хубсугул // Иркутск: Изд-во ИГУ, 1996. С. 79–105.

Золотарев А.Г., Кулаков В.С. История развития рельефа Прихубсугулья // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР. М.: Недра, 1976. С. 66–87.

Золотарев А.Г., Мангазеев В.Я. Новые данные о рельефе и новейшей структуре Прихубсугулья // История озер СССР: Мат-лы V Всес. симп. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1979. С. 125–156.

Золотарев А.Г., Савинский К.А. Предрифтовая структурная зона в Прибайкалье // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 60–68.

Золотарев А.Г., Мангазеев В.Я., Демин А.А. О неотектонических движениях в Прихубсугулье // Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР. Иркутск, 1981. С. 22–23.

Золотарев А.Г., Мангазеев В.Я., Демин А.А. Главные геоморфологические уровни Прихубсугулья // Позднекайноз. история озер в СССР: Мат-лы XI конгресса ИНКВА в СССР. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1982. С. 76–80.

Хилько С.Д. Отражение байкальского рифтогенеза в морфоструктуре и сейсмотектонике Северной Монголии // Континентальный рифтогенез. М.: Советское радио, 1977. С. 36–44.

ЛАНДШАФТЫ И КЛИМАТ ВОСТОЧНОГО САЯНА С ФИНАЛА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

*Е.В. Безрукова¹, Н.В. Кулагина², А.А. Амосова¹, Т.С. Айсуева¹, П.П. Летунова¹,
О.В. Левина¹, М.А. Крайнов¹, Е.В. Кербер¹, Л.Л. Ткаченко¹, Е.В. Волчатова¹,
А.А. Щетников², Е.В. Иванов¹, И.А. Филинов²*

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, bezrukova@igc.irk.ru

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, kulagina@crust.irk.ru

Глубококонтинентальные горные регионы особенно чувствительны к изменениям климата, потому что они находятся в зоне взаимодействия крупных систем атмосферной циркуляции. Даже незначительные усиления/ослабления влияния таких систем могут значительно влиять на вариации региональных природно-климатических условий. Региональная растительность отражает особенности регионального климата, и донные отложения озер, расположенных в разных ландшафтно-климатических обстановках, хранят записи истории климата. Такие континентальные регионы представляют особый интерес для изучения реакций региональных ландшафтов на глобальные климатические изменения для понимания причин и механизмов таких изменений.

В настоящем исследовании предложен первый сценарий истории растительности, климата высокогорных районов Восточного Саяна за последние почти 15 тысяч лет, реконструированный на основе комплексного изучения донных отложений нескольких озер. Временное разрешение датированных пыльцевых, геохимических записей составляет 100–200 лет. К настоящему времени такой информации для этого региона крайне мало (Bezrukova et al., 2003, 2016; Mackay et al., 2012).

Результаты исследований показали, что седиментация в бассейнах озер Окинского плато и Ильчирского грабена началась около 14.2 и 14.6 тыс. лет назад соответственно (здесь и далее используются калиброванные значения возраста), и была вызвана общим потеплением климата умеренных широт Северного полушария (СП). К этому времени котловины озер были свободны от ледников. Умеренно-теплый и влажный климат ~14.6–13 тыс. лет назад был благоприятен для существования кустарниковых тундр с заметным участием лесной растительности с лиственницей *Larix*, елью *Picea*, иногда с пихтой *Abies* в ныне безлесных котловинах озер. Возможно, исчезновение из озерных котловин древесных растений ~13–11.5 (11.3) тыс. лет назад было реакцией региональных ландшафтов на стадияльное похолодание GI-1. Известно, что в это время траектории западного воздушного переноса сдвинулись к югу, что стало причиной похолодания и аридизации в умеренных широтах СП. Однако эти изменения не препятствовали постепенному расширению на более низких гипсометрических уровнях сосны сибирской *Pinus sibirica* и сосны обыкновенной *Pinus sylvestris*.

Значимые изменения природной среды произошли в раннем голоцене ~11.5 (11.3)–9.0 тыс. лет назад. В это время имело место расширение *Pinus sibirica* в горно-лесном поясе Восточного Саяна и соседних регионах – Монгольском и Российском Алтае, индицируя наступление прохладного и влажного климата голоцена. Повысившееся в отложениях всех озер содержание $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ свидетельствует и о повышении биологической продуктивности озерных систем. Одновременная экспансия мезофильной *Pinus sylvestris* в подгорно-равнинных и низкогорных ландшафтах стала

ответом региональной растительности на максимум поступления летней инсоляции на широты Алтае-Саянской горной страны.

Средний голоцен ~9.0–4.5 тыс. лет назад отмечен более теплым региональным климатом, что привело к сокращению высокогорных темных хвойных деревьев и благоприятствовало росту локальной травяно-кустарниковой растительности. Такой климат способствовал региональному распространению мезофильной *Pinus sylvestris* в низко- и среднегорном поясе гор.

Значимое палеогеографическое событие произошло ~4.5 тыс. лет назад, согласуясь с наступлением неогляциального периода голоцена. Последние 4.5 тыс. лет отмечены незначительным расширением *Larix sibirica*, *Pinus sibirica* вблизи изученных озер на Окинском плато и в Ильчирском грабене в условиях более холодного континентального климата.

Проведенные исследования не выявили явных свидетельств связи между изменениями растительности и извержениями вулканов. Это может быть частично объяснено расположением озер гипсометрически выше соседних вулканических конусов, что предотвращало губительное воздействие высокотемпературных потоков лавы на местную растительность. Только записи $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ демонстрируют высокую чувствительность аквальных систем к активности местных вулканов.

Сравнение полученных записей изменения различных компонент аквальных и наземных геосистем Окинского плато и Ильчирского грабена в позднем ледниковье – голоцене с ключевыми записями изменения климата СП за этот период показало, что изменения растительности и климата Окинского плато и Ильчирского грабена в позднем ледниковом периоде и голоцене контролировались взаимодействием трех крупнейших систем атмосферной циркуляции – западного переноса, Азиатского максимума и Восточно-Азиатского летнего муссона. В свою очередь, активность этих систем циркуляции определялась внешним фактором (уровнем инсоляции) и региональными условиями (объем локальных ледников, извержения вулканов).

Однако для более полного понимания основополагающих климатических механизмов требуются дальнейшие исследования и более детальные записи изменения природной среды юга Восточной Сибири.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00328) и в соответствии с государственным заданием Института геохимии им. В.И. Виноградова СО РАН – проект № IX.127.1.2 (0350-2016-0026).

Список литературы

Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kuzmin M.I., Kulagina N.V., Letunova P.P., Ivanov E.V., Kraynov M.A., Kerber E.V., Filinov I.A., Levina O.V. First Data on the environment and climate change within the Zhom-Bolok Volcanic Field (Eastern Sayan Mountains) in the Middle–Late Holocene // *Doklady Earth Sciences*. 2016. V. 468 (1). P. 527–531.

Bezrukova E.V., Vershinin K.E., Orlova L.A., Letunova P.P., Krapivina S.M., Chepinoga V.V., Verkhozina A.V., Dudareva N.V., Abzaeva A.A. Late Holocene vegetation and climate in the East Sayan Mountains // *Russian Geology and Geophysics*. 2003. V. 44 (4). P. 380–384.

Mackay A.W., Bezrukova E.V., Leng M.J., Meaney M., Nunes A., Piotrowska N., Self A., Shchetnikov A., Shilland E., Tarasov P., Wang L., White D. Aquatic ecosystem responses to Holocene climate change and biome development in boreal, central Asia // *Quaternary Science Review*. 2012. V. 41. P. 119–131.

LANDSCAPES AND CLIMATE OF EASTERN SAYAN SINCE THE END OF THE LAST GLACIATION

*E.V. Bezrukova*¹, *N.V. Kulagina*², *A.A. Amosova*¹, *T.S. Aisueva*¹, *P.P. Letunova*¹,
*O.V. Levina*¹, *M.A. Kraynov*¹, *E.V. Kerber*¹, *L. L Tkachenko*¹, *E.V. Volchatova*¹,
*A.A. Shchetnikov*², *E.V. Ivanov*¹, *I.A. Filinov*²

¹The Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, *bezrukova@igc.irk.ru*

²Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, *kulagina@crust.irk.ru*

The continental mountainous regions are very sensitive to climatic changes, as they are located in the zone of interaction of large systems of atmospheric circulation. An insignificant intensification/attenuation of such systems can significantly influence the variations of regional natural-climatic conditions. The regional vegetation reflects the features of regional climate, and the bottom sediments of lakes located in different landscape-climatic settings provide a record of environmental and climatic history. Such climatic regions are of particular interest for studying the response of regional landscapes to global climatic changes and understanding the reasons and mechanisms of such changes.

This study presents the first scenario of vegetation and climate history of Eastern Sayan highlands within the last 15 ka, reconstructed on the comprehensive studies of bottom sediments from several lakes. The temporal resolution of dated pollen, geochemical records is 100–200 years. Such information is very scarce for this region (Bezrukova et al., 2003; Mackay et al., 2012; Bezrukova et al., 2016).

The results demonstrate that lacustrine sedimentation in the lakes catchments within the Oka plateau and Il'chir graben started at about 14.2 and 14.6 ka BP, correspondingly (here and later we use calibrated age) and was initiated by a global warming in the mid-latitudes of the Northern hemisphere (NH). By that time, the lakes' basins were already free of glaciers. Moderately warm and humid climate at about 14.6–13 ka BP was favorable for shrub tundra with a significant share of forest vegetation consisting of *Larix*, *Picea*, and in cases *Abies* in present-day forest-free basins of lakes. The disappearance of woody plants at about ~ 13–11.5 (11.3) ka BP was likely the response of regional landscapes to a stadial cooling GI-1. It is known, that the trajectories of the westerlies shifted towards south that resulted in cooling and aridization in the NH mid-latitudes. However, those changes did not prevent gradual expansions of *Pinus sibirica* and *Pinus sylvestris* at lower hypsometric levels.

Significant environmental changes occurred in the Early Holocene at ~11.5 (11.3)–9.0 ka BP, and was marked by an expansion of *Pinus sibirica* in the mountain-forest belt of the Eastern Sayan and adjacent areas (Mongolia and Russian Altai), thus reflecting the onset of cool and humid climate. Higher $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ values suggest the increase in the biological productivity of lacustrine systems. A simultaneous expansion of mesophyllous *Pinus sylvestris* within piedmonts and lowland landscapes was a response of regional vegetation to the maximum of summer insolation at the latitudes of Altai-Sayan mountainous region at that time.

Middle Holocene ~ 9.0–4.5 ka BP is marked by warmer regional climate that led to decrease of high-mountain dark coniferous trees and promoted the expansion of shrubby tundra. Such a climate contributed to further spread of *Pinus sylvestris* in low- and mid-mountain belts. A remarkable paleogeographic event occurred at ~ 4.5 ka BP that coincides with the onset of Neoglacial period of the Holocene. The last 4.5 ka are characterized by an insignificant distribution of *Larix sibirica*, *Pinus sibirica* in the immediate vicinity of the studied lakes under colder than previously and continental climate.

This study does not reveal clear evidences of relationships between vegetation changes and volcanic eruptions. It can be partly explained by the location of lakes at higher hypsometric levels as compared with the volcanic cones that prevented harmful influence of high-temperature lava flows on local vegetation. However, $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ records demonstrate high sensitivity of aquatic systems to the activity of local volcanoes.

The comparison of obtained records of different components of aquatic and terrestrial geosystems within the Oka plateau and Il'chir graben in the Late Glacial – Holocene with the Northern Hemisphere key records of climatic changes showed, that the vegetation and climatic changes on the Oka Plateau and Il'chir graben in the late Glacial and Holocene were controlled by the interaction of three major atmospheric circulation systems (westerlies, Asian maximum and East Asian summer monsoon). The activity of these systems was conditioned by an external factor (insolation level) and regional conditions (volume of local glaciers, volcanic eruptions). However, a more complete understanding of the underlying climatic mechanisms requires further research and more detailed environmental records from southern East Siberia.

This work was done with the support RFBR grant No. 19-05-00328, and in accordance with the state assignment of Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS 0350-2016-0026.

References

Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kuzmin M.I., Kulagina N.V., Letunova P.P., Ivanov E.V., Kraynov M.A., Kerber E.V., Filinov I.A., Levina O.V. First data on the environment and climate change within the Zhom Bolok Volcanic Field (Eastern Sayan Mountains) in the Middle–Late Holocene // *Doklady Earth Sciences*. 2016. V. 468 (1). P. 527–531.

Bezrukova E.V., Vershinin K.E., Orlova L.A., Letunova P.P., Krapivina S.M., Chepinoga V.V., Verkhozina A.V., Dudareva N.V., Abzaeva A.A. Late Holocene vegetation and climate in the East Sayan Mountains // *Russian Geology and Geophysics*. 2003. V. 44 (4). P. 380–384.

Mackay A.W., Bezrukova E.V., Leng M.J., Meaney M., Nunes A., Piotrowska N., Self A., Shchetnikov A., Shilland E., Tarasov P., Wang L., White D. Aquatic ecosystem responses to Holocene climate change and biome development in boreal, Central Asia // *Quaternary Science Review*. 2012. V. 41. P. 119–131.

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ Н/V-ОТНОШЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ ПО ДАННЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МИКРОСЕЙСМ

С.А. Блинова^{1,2}, А.В. Саньков¹, А.А. Добрынина^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, blinova@crust.irk.ru

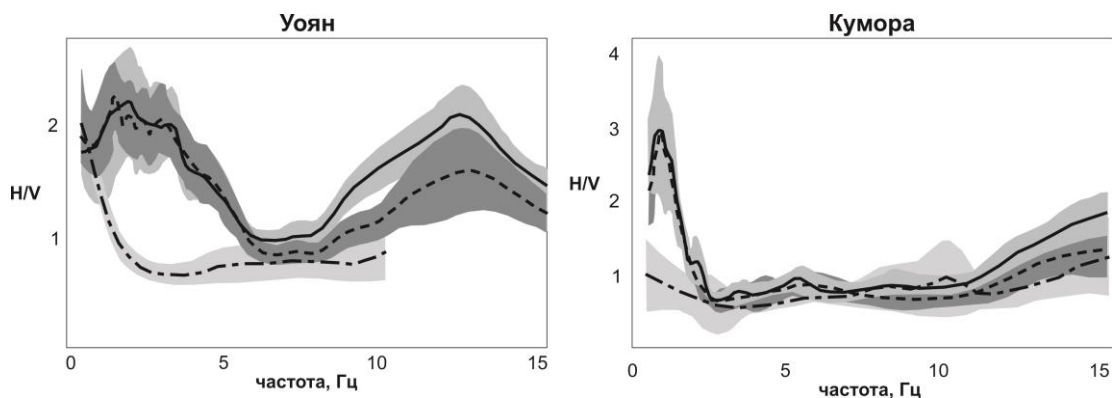
²Иркутский государственный университет, Иркутск

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

Проведено исследование амплитудно-частотного состава сейсмических колебаний и их сезонных вариаций в Байкальской сейсмической зоне. В качестве исходного анализируемого материала использовались записи 41 регионального землетрясения (энергетический класс $K=10-14$, эпицентральные расстояния от 20 до 750 км), полученные 23 короткопериодными сейсмическими станциями Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН. В работе применялся метод спектральных отношений вертикальных и горизонтальных компонент (Н/V-отношения) записей продольных и поперечных волн – модифицированный метод Накамуры (Nakamura, 1989). Для учета сезонных вариаций рассматривались данные в разные сезоны (теплый сезон: июль, август, сентябрь; холодный сезон: декабрь, январь, февраль, март).

В результате получены кривые Н/V-отношений для частотных диапазонов от 0.5 до 10–20 Гц в зависимости от типа регистрирующей аппаратуры. По виду Н/V-кривых региональные сейсмические станции можно разделить на две группы: с постоянной Н/V-кривой, не зависящей от сезона, и со значительными сезонными вариациями Н/V. Большинство станций из второй группы расположены на береговой линии (Нижнеангарск, Тынган, Талая, Кабанск), сезонные вариации Н/V-отношений для них могут обуславливаться приливными эффектами на оз. Байкал. Вариации спектрального состава для станций Иркутск, Северомуйск, Бодайбо объясняются присутствием сильных техногенных помех (автотранспорт, ГЭС, железная дорога).

Сопоставление Н/V-отношений, оцененных по записям землетрясений с аналогичными кривыми, полученными ранее по микросейсам (Добрынина и др., 2018), показывает относительное повышение уровня Н/V-кривых для землетрясений для отдельных станций в разных частотных областях. В частности, для станций Уоян и Кумора увеличение амплитуд начинается на низких частотах – от 0.5 Гц (рисунок), для станций Чита и Талая – с частоты 3.5 Гц и выше, а для станций Иркутск, Хапчеранга, Листвянка, Нижнеангарск и Улюхан – с частот 6.5 Гц и выше.



Кривые Н/V-отношений по записям микросейсм (штрихпунктир) и землетрясений в теплый (сплошная кривая) и холодный (пунктирная кривая) сезоны. Серым показаны вариации кривых.

Наблюдаемые отклонения кривых H/V для землетрясений и микросейсм могут объясняться различными по природе источниками сейсмических волн. Если в первом случае это были региональные землетрясения, то микросейсмическое поле представляет собой интерференцию сейсмических волн разных типов (продольные, поперечные и поверхностные волны), распространяющихся в виде отдельных цугов различной природы, от различных эндогенных и экзогенных источников.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области (проект № 17-45-388088_p-a).

Список литературы

Добрынина А.А., Саньков А.В., Шагун А.Н. Сезонные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний по данным сейсмических станций Байкальской сети // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41, № 3. С. 22–34. doi: 10.21285/254-9455-2018-41-3-22-34.

Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. 1989. V. 30. P. 25–33.

ЦИФРОВАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВПАДИН БРС

Л.М. Бызов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *leo212002@yandex.ru*

Морфологию современного горного обрамления Байкальской рифтовой системы можно рассматривать в качестве индикатора экзогенных и эндогенных рельефообразующих процессов. Особенно важное значение имеют сбросовые уступы и связанные с ними морфологические элементы (Уфимцев, 1992). В данной работе представлены результаты компьютерного моделирования позднекайнозойского развития крутых бортов рифтовых впадин. Искомые значения в реконструкции являлись морфометрические параметры отдельных элементов склона (высота хребта, форма и размеры тектогенных граней). В качестве основного инструмента выступала программа комплексного математического моделирования CHILD (Tucker, 2010), позволяющая создавать трехмерные модели эволюции земной поверхности с учетом тектонических, русловых и склоновых процессов. Также в работе применялись различные инструменты ГИС.

В исследовании рассматривались обособленные сегменты сбросовых поднятий, имеющих в своем строении треугольные базальные фасы (ненарушенные или минимально нарушенные русловой эрозией), с водораздельными гребнями, простирающимися до осевой линии хребта. В каждом сегменте выбиралась одна фасета, наиболее отвечающая критериям отбора, и искомыми значениями в моделировании являлись ее морфометрические параметры. Теоретической основой для исследования стало предположение о том, что формирование треугольных базальных фасет происходит при определенном сочетании внешних и внутренних факторов: в случае нарушения этого баланса рельеф приобретает иные формы (Petit et al., 2009). Таким образом, можно предположить, что развитие морфологически однородных сбросовых структур происходило (и происходит) в общих условиях русловой и склоновой эрозии, а морфометрические различия связаны с тектоническими вариациями. Для определения комплекса количественных характеристик экзогенных процессов была построена модель развития одного из сегментов Баргузинского хребта, скорость поднятия и время активизации которого были известны по материалам трекового датирования (Jolivet et al., 2009). Полученные значения были экстраполированы на другие объекты. Как показали эксперименты, близость модели к реальной морфологии зависит от степени морфометрического и литологического подобия моделируемого и эталонного объектов, при этом размеры не имеют значения. В результате эксперимента были получены вероятные значения скорости и времени поднятия для объектов, расположенных в различных частях БРС (таблица).

Тектонические параметры моделирования

Объект	Впадина	Скорость (мм/год)	Время (млн лет)
Байкальский хребет (1)	Северо-Байкальская	0.5	4.0
Баргузинский хребет (1)	Улюнская	0.4	5.0

Бусийнгольские гольцы (1)	Бусингольская	0.4	3.5
Икатский хребет (1)	Мариктиканская	0.3	2.5
Икатский хребет (2)	Улан-Бургинская	0.3	3.5
Муяканский хребет (1)	Муяканская	0.5	4.5
Святоносское поднятие (1)	Южно-Байкальская	0.5	2.5
Святоносское поднятие (2)	Южно-Байкальская	0.4	5.0
Северо-Муйский хребет (1)	Верхнеангарская	0.3	3.0
Северо-Муйский хребет (2)	Верхнеангарская	0.5	3.0
Сюльбан-Куандинское поднятие (1)	Сюльбанская	0.4	2.0
Улюнское поднятие (1)	Баргузинская	0.3	2.5
Улюнское поднятие (2)	Баргузинская	0.3	3.0
Хребет Кодар (1)	Чарская	0.3	5.0
Южно-Муйский хребет (1)	Верхнемуйская	0.3	3.0
Южно-Муйский хребет (2)	Куандинская	0.3	3.0
Южно-Муйский хребет (3)	Муйская	0.4	3.5
Южно-Муйский хребет (4)	Улан-Макитская	0.3	2.5

Модели, построенные при данных параметрах, характеризуются максимальным соответствием реальному рельефу и, на наш взгляд, могут быть использованы при анализе позднекайнозойской истории системы.

Список литературы

Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.

Jolivet M., De Boissgrolier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L.M., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2009. V. 28. TC3008. P. 1–21.

Petit C., Gunnell Y., Gonga-Saholiariliva N., Meyer B., Séguinot J. Faceted spurs at normal fault scarps: insights from numerical modeling // Journal of Geophysical Research. 2009. V. 114. B05403. P. 1–13.

Tucker G. E. CHILD Users Guide for version R9.4.1. Boulder: Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES) and Department of Geological Sciences University of Colorado, 2010. 52 p.

ИЗУЧЕНИЕ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ В АКТИВНЫХ РАЗЛОМАХ БРЗ ДЛЯ ПОИСКОВ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

*Н.В. Вилор*¹, *М.С. Шкиря*², *С.А. Терешкин*², *Ю.А. Давыденко*², *М.А. Вилор*³

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, *vilor@igc.irk.ru*

²Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск,
geophys@geo.istu.edu

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *sentfool@gmail.com*

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) создает крупнейшую региональную тепловую аномалию, энергетический потенциал которой участвует в формировании высоких приразломных теплопотоков и запасов подземных геотермальных резервуаров. Их потенциал на освоенных термальных объектах и перспективных площадях контролируется структурами пересечения крупных региональных сейсмо- и термоактивных разломов с сопутствующими поперечными сбросами, а также пространственной ассоциацией с приразломными региональными аномалиями поверхностного уходящего ИК излучения протяженностью до сотни километров и более. Целью данного исследования является анализ результатов применения геолого-геофизического комплекса поисков локализации минерализованных термальных вод в узле пересечения активных рифтогенных Приморского разлома и сопутствующего поперечного Сарминского сброса в Приольхонье.

Комплекс методов применен в приразломном блоке, вмещающем дельту р. Сарма, на площади, выделенной из данных спутниковой радарной съемки и ТКС по присутствию приразломной аномалии уходящего поверхностного инфракрасного излучения, ИКИ в тепловом диапазоне и мелким локальным повышениям интенсивности ИКИ вдоль трассы новейшей Сарминской сейсмодислокации. В краевой тектонической ступени кайнозойские осадки залегают на фундаменте, сложенном метаморфическими породами ольхонского комплекса. На его приразломной периферии преобладают биотит-, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы иногда с гранатом, отдельные слои мраморов, их мощный пласт с линзами, мегабудинами амфиболовых пироксенитов и крутозалегающие пластовые тела гнейсогранитов и гранодиоритов. В северо-западном крыле Приморского разлома полоса милонитов и ультрамилонитов сменяется пластиной, включающей кварциты харгитуйской свиты сарминской серии нижнего протерозоя и сжатое чередование слоев высокоглиноземистых слюдисто-кварцевых сланцев с метаморфизованным туфолавым комплексом. Метаэффузивы от метадiorит-порфириров до альбитофинов преобразованы в кварц-плаггиоклаз-хлоритовые или актинолит-эпидотовые сланцы, иногда с гранатом. Породы содержат магнетит и тонкую, рассеянную вкрапленность сульфидов. В стратификационной схеме кайнозойских отложений, относящихся к прилегающему к разлому Кучелгинскому грабену и перекрывающих его, выделены единицы голоцена, зоплейстоцена – позднего неогена и базальной мел-палеогеновой коры выветривания общей мощностью до 150–200 м. Осадочный покров грабена пересекается пунктирно-сбросовыми сместителями новейшей Сарминской сейсмодислокации. При геохимическом опробовании грунтов зона дислокации выделяется повышенными концентрациями ртути, таллия и мышьяка. Воды временных восходящих источников, расположенных по ее трассе, показывают повышение концентраций Cl^- , F^- , увеличение сульфатности, минерализации и щелочности при снижении окислительного потенциала.

Для изучения структуры перспективной площади в узле пересечения активных современных разломов с предполагаемым расположением подземного геотермального

резервуара привлечены электромагнитные методы ЭМЗ ВП, электротомографии и МТЗ. В методе ЭМЗ ВП применялась установка срединного градиента при длине генераторной линии АВ 790 м и 1800 м с заземлением стальными электродами, многоканальные измерители «МАРС-4» и «МАРС-8» с дизельным генератором переменного тока «Hyundai DHY 6000LE-3». Сбор первичных данных входил в ПК «DiuExpectData v.2» с их обработкой в программе GDF_Slicer. В исследованиях методом электротомографии использовалась симметричная 32-электродная установка Шлюмберже и аппаратный комплекс «Скала-64» при длине профилей 320 м, с расстоянием между ними 50 м, с приемной девятиэлектродной косой, располагаемой параллельно генераторному диполю с шагом между латунными электродами 5 м, и обработкой данных по программе “ZondRes2D”. Для изучения структуры глубинного разреза проведено точечное магнитотеллурическое зондирование на установке «Вега» VMTU-10. Использовано стандартное ортогональное расположение неполяризующихся электродов и электромагнитных датчиков. Интерпретация данных и инверсия проведены по программе ZondMT2D.

В полученных геоэлектрических разрезах с участием кайнозойских осадочных отложений Кучелгинского грабена на краевой тектонической ступени и в кристаллическом фундаменте выделяются контрастные значения удельного электрического сопротивления ($УЭС$), ρ , и поляризуемости, η . Строение осадочного чехла грабена на эрозионном врезе р. Сарма, в разрезах ЭМЗ ВП и электротомографии включает голоценовый пролювий мощностью иногда более 40 м, перекрывающий озерно-аллювиальные отложения плейстоцена – плиоцена, соотносимые с харанцинской свитой (Мац и др., 2001). В слое пролювия располагается ритмическая структура чередования контрастных значений $УЭС$ и нормированных разностей потенциалов $DU_{(T)}/DU_0$. В ЮЗ части, по правому борту долины р. Сарма, объемы пород с пониженным $УЭС \leq 40 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ располагаются до глубин $\geq 100 \text{ м}$ ниже уровня поверхности. В СВ части, на левом ограничении дельты, они включают лишь 120 м в поперечнике на северо-восточном окончании грабена, ограничиваемого с ЮЗ выступом высокоомного массива с $УЭС \geq 2000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. В распределении $УЭС$ значения $\leq 50\text{--}100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ располагаются по оси грабена.

В измерениях по профилям ЭМЗ ВП ниже проводящих слоев осадочного чехла с мощностью до 160 м, увеличивающейся с удалением от Приморского разлома, располагается массив с общим уровнем значений $УЭС \geq 10000\text{--}17000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. В нем выделяются блоки с резкими вертикальными и крутонаклонными границами и различиями по $УЭС > 7000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. По профилям с разностями $\geq 1200 \text{ м}$ на глубине более 600–700 м зафиксированы $УЭС$ более 17000 $\text{Ом}\cdot\text{м}$ и их локальные понижения до 7000 $\text{Ом}\cdot\text{м}$ на проекции трассы Приморского разлома. На 250–400-метровых профилях в краевой части области пересечения Приморского разлома с Сарминским сбросом на глубинах около 200 м в высокоомном массиве зафиксирована область $УЭС \leq 4000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, повторяющаяся на единичных 200-метровых профилях. Верхние, до 100 м, части геоэлектрических разрезов отличаются средними величинами поляризуемости 45–55 %. В высокоомном фундаменте располагаются резко контрастные блоки с поляризуемостью 95 и 10–15 %, разделяемые вертикальными и горизонтальными границами.

В метаморфическом базисе Приольхонской краевой ступени (Мац и др., 2001), ограничиваемой уступом Приморского разлома, на его СЗ крыле между зоной главных сместителей и кварцитами сарминской серии выявлен ранее малоизвестный метаморфизованный туфо-андезитовый комплекс с рудной минерализацией, создающей магнитные аномалии, картируемые магнитосъемкой. При двухчленном строении осадочного чехла краевой ступени литологически выделяется верхняя часть с

неравномерно распределенной мощностью не более 35–40 м, представленная валунно-дресвяным пролювием. По данным ЭМЗ ВП в полосовидных участках пролювиального покрова чередуются минимумы и максимумы поляризуемости, шириной до 30 м, соответствующие чередованию блоков с понижениями УЭС до 40 Ом×м и повышениями 3000 Ом×м, устанавливаемыми электротомографией, и имеющие фильтрационное происхождение в сейсмогравитационной мелкой складчатости поверхности. Нижняя часть чехла в кровле и основании переслаивающихся аллювиально-озерных отложений характеризуется понижениями УЭС до 30–500 Ом×м, обусловленными их водоносностью, поэтому выходы рассредоточенных сместителей новейшей Сарминской сейсмодислокации, представленные обвальными оползневыми и неглубокими воронкообразными формами, сопровождаются рассеянными временными восходящими источниками грунтовых вод с относительно повышенными концентрациями галогенидов и сульфат-иона.

Фундамент, выступающий в небольших горстах на границе пролювия и озерно-дельтового аллювия и на СВ окончании Кучелгинского грабена, в его срединной части находится на глубине от 100 до 200 м. Но на большей глубине, ≥ 700 –800 м по профилям ЭМЗ ВП, при разносах генераторной линии 1700 м экспонируется его нижняя часть с УЭС ≥ 10000 –17000 Ом×м. Структура неоднородного фундамента пересекается зоной Приморского разлома шириной от 80 до 150 м с углом падения 70–75°, уменьшающимся до 15–20° в нижней части основания. Значительные ρ этой части разреза, вероятно, обусловлены более высокой степенью преобразования состава метаморфических пород, соответствующей гранулитовой фации. В полученных данных МТЗ на интервале глубин 5–10 км располагается «слой» ρ_m с УЭС ≤ 200 Ом×м. Этот «слой», прослеженный по простиранию Кучелгинского грабена, на западной периферии Южно-Байкальской впадины БРЗ и на региональном трансбайкальском профиле (Мороз и др., 2012), вероятно, тождествен верхнему проводящему слою литосферы, который в пределах БРЗ располагается в указанном интервале (Мац и др., 2001).

Краевая ступень на западном борту дельты р. Сарма отличается относительно низким уровнем отражения радиолокационного сигнала со спутника TERRASAR и соответственно более влажной поверхностью. В разрезе Кучелгинского грабена эта часть содержит вертикально расположенную последовательность слоев с УЭС не более 30–250 Ом×м на глубинах 10, 20 и 40 м, обусловленных сочетанием их обводненности и содержания глинистого компонента. На мощность нижнего, 45-метрового, слоя, распределение и блокировку влияют отдельные сместители Сарминской дислокации. Подземная зона, выявленная ЭМЗ ВП при разносах генераторной линии 1700 м, с УЭС ≤ 500 –1000 Ом×м, локализована на периферии пересечения Приморского и Сарминского разломов. В ней низкое УЭС и поляризуемость ≤ 5 –10 % объясняются обводнением приразломного трещинного блока с формированием геотермального водного резервуара, содержащего рассчитанные пространственные параметры, составляющие по глубине залегания 200 м; по прослеженным размерам (м): длине 250, ширине 90, мощности 150; по объему 3.8×10^6 м³. Геотермальный резервуар является объектом для последующей оценки его ресурсного потенциала

Список литературы

- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Стратиграфия и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 252 с.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С.114–126.

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ НЕПРЕРЫВНЫХ И БИМОДАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ДЕВОНСКОЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

А.А. Воронцов^{1,2}, О.Ю. Перфилова³, О.М. Гринёв⁴

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, voront@igc.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск

³Сибирский федеральный университет, Красноярск

⁴Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

Девонская Алтае-Саянская рифтовая система включает такие известные прогибы и грабены, как Минусинский, Агульский, Тувинский, Делюно-Юстыдский, а также Кузнецкого Алатау и Северной Монголии (Ярмолук, Коваленко, 1991; Гринёв, 2007). В ее пределах одновременно формировались непрерывная и бимодальная магматические ассоциации (Воронцов и др., 1997, 2015). Непрерывная ассоциация представлена породами широкого диапазона составов от низкотитанистых (TiO_2 от 1.27 до 1.42 мас. %) и умеренно-титанистых (TiO_2 от 1.56 до 2.15 мас. %) базальтов до риолитов, обладает геохимическими чертами, специфичными для магматических пород, образующихся в субдукционных условиях. В бимодальной магматической ассоциации принимают участие высокотитанистые (TiO_2 от 2.17 до 4.05 мас. %) базальты, пантеллериты и щелочные граниты. Для пород этой ассоциации типичны характеристики внутриплитного плюмового магматизма. Модель образования непрерывной и бимодальной магматических ассоциаций представляется в следующем виде.

При образовании непрерывной ассоциации магмы мантийного плюма активно взаимодействовали с литосферной мантией региона, метасоматически переработанной и обогащенной водой в ходе раннепалеозойской (каледонской) аккреции. Плавление последней поэтому дало продукты, близкие к тем, которые образуются в зонах субдукции, а именно высокоглиноземистые низкотитанистые базальтовые магмы. Эти магмы поступали на поверхность, но, кроме того, локализовались во внутрикоровых промежуточных камерах. В них расплавы дифференцировались до трахитовых составов при одновременной незначительной контаминации коровым материалом, что нашло отражение в геохимических характеристиках последовательных продуктов дифференциации. Одновременно с этими процессами под тепловым и флюидным воздействием базитовых и дифференцированных магм происходило подплавление надкровельных участков магматических камер и накопление анатектических коровых расплавов. Они смешивались с дифференциатами базитовых магм, образуя в результате широкую гамму переходных разновидностей между трахитами и риолитами. В максимальной степени приближены к составу коровых выплавов наиболее кремнекислые магмы с низкими содержаниями несовместимых элементов, обедненные радиоактивным Nd, но обогащенные радиоактивным Sr и тяжелым изотопом кислорода по сравнению с базальтоидными расплавами. Представления о смешении мантийных базальтовых и коровых кислых магм подтверждаются нарушением прямой зональности плагиоклазов и существованием кристаллов щелочного полевого шпата оплавленной формы в трахитах и трахидацитах. После исчерпания исходно базальтовых магм периферических камер анатектические расплавы поступали на поверхность в виде крупных экструзивных тел, завершая формирование непрерывной вулканической ассоциации. Все эти процессы протекали при тепловом и вещественном воздействии мантийного плюма, о чем свидетельствуют умеренно-титанистые базальты, проявления

которых отмечаются на ранних и средних этапах эволюции магм. При происхождении высокотитанистых магм основного состава, приведших к образованию бимодальной магматической ассоциации с участием щелочных редкометалльных гранитов, роль мантийного плюма была максимальной. Об этом свидетельствуют, прежде всего, геохимические характеристики базальтов, близкие к ОИВ. Сиалические производные таких расплавов обогащены редкими литофильными элементами и близки по изотопным параметрам Sr, Nd, O высокотитанистым базальтовым магмам, что указывает на их образование в течение короткого периода существования промежуточных камер путем фракционирования без существенного вклада вещества континентальной коры.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.5. (№ 0350-2016-0030) и при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00300).

Список литературы

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 236–252.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф. Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23, № 4. С. 386–409.

Гринёв О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск: СГТУ, 2007. 434 с.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ БАЗАЛЬНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АНГАРО-ЛЕНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

Т.Ф. Газизова, С.П. Примина

Иркутский государственный университет, Иркутск,
gazizova@list.ru, svetlana.primina@gmail.com

Восточная Сибирь является перспективным регионом для развития нефтедобычи. Венд-кембрийские терригенные отложения юга Восточной Сибири являются основным перспективным объектом для поисков залежей нефти и газа, к ним приурочены почти все выявленные скопления углеводородов.

Основные перспективы нефтегазоносности Ангаро-Ленской НГО Сибирской платформы связываются обычно с венд-кембрийским базальным комплексом осадочного чехла. Здесь по результатам глубокого бурения в разрезе осадочного чехла Иркутского амфитеатра выделяется несколько регионально выдержанных пластов-коллекторов, которые на ряде площадей проявили себя как нефте- и газonosные. Продуктивные горизонты приурочены к соленосно-карбонатному (бильчирский, биркинский, атовский, христофоровский, балыхтинский, осинский) и терригенному (парфеновский, боханский) комплексам пород докембрия (Акульчева и др., 1981; Анциферов, 1981; Арутюнов и др., 1986.) (рисунок).

Бильчирский горизонт. Выделяется в верхней части нижнеангарской подсвиты, состоит из пластов доломитов, иногда с подчиненными прослоями известняков, разделенных прослоями каменной соли. Коллектор бильчирского горизонта сложный. Тип коллектора трещинно-поровый, трещинно-порово-кавернозный, трещинный, фильтрация флюидов происходит по системе вертикальных и наклонных трещин. Открытая пористость не более 5 %, межзерновая проницаемость до $0.99 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Биркинский горизонт. Выделяется в булайской свите, включая в себя большую ее часть, сложен доломитами. Коллекторские свойства биркинского горизонта связаны с трещинами и порами. По имеющимся лабораторным исследованиям кернa открытая пористость – до 4.1 %, межзерновая проницаемость отсутствует.

Атовский горизонт. Находится в кровле среднебельской подсвиты, сложен известняками и доломитами. Тип коллектора трещинно-поровый, трещинно-каверновый. Среднее значение пористости для этих площадей 4.6–5.6 %. В образцах с пористостью 8–16% фиксируются значения межзерновой проницаемости $1.2\text{--}24 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Христофоровский горизонт. Выделяется в подошве Бельской свиты, сложен доломитами с прослоями известняков, глинистых доломитов и ангидритов. Значения открытой пористости достигают 11.5–15.0 %, межзерновой проницаемости – от единицы до $(20\text{--}60) \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Балыхтинский горизонт. Приурочен к верхам усольской свиты. Сложен доломитами и известняками засоленными, кавернозными. Тип коллектора поровый. Значения открытой пористости не превышают 5 % с проницаемостью от 0 до $0.2 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Осинский горизонт. Залегаеt в нижней части усольской свиты, сложен доломитами и известняками. Является межсолевым пластом карбонатов, регионально прослеживающимся по всей территории Иркутского амфитеатра. Пористость 2.2–7.5 %; проницаемость до $1.83 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Стратиграфическая шкала						Литология	НГ комплексы ²	Продуктивные горизонты	
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита	Серия				
Четвертичные отложения									
Ордовик				Усть-Кутская					
Кембрийская	Верхний	Майский		Верхоленская					
		Амгинский							
	Средний	Тойонский	Зелёдеёвский	Литвинцевская					
		Тойонский	Наманский					Калорский	
	Нижний	Тойонский	Чарский	Ангарская			Бельско-булайско-ангарский		
			Олекминский	Булайская				Бильчирский	
		Ботомский	Урицкий					Биркинский	
			Атдабанский	Толбачанский	Бельская				
		Атдабанский	Злыганский					Атовский	
			Усольский	Усольская				Христофоровский Балыхтинский	
	V-Є ₁	Томмотский	Даниловский	Тэтёрская	Мотская серия		Средневерхнемотско-нижнеусольский	Осинский	
				Собинская				Усть-кутский 1	
				Катангская				Усть-кутский 2	
			Тирский	Чорская				Преображенский Ербогачонский	
								Парфеновский	
			Нелский					Шамановский	
								Боханский	
			Рифейская	Верхний					Тулунская Тыптинская Опхинская
		Седановская			Байкальский				

Литолого-стратиграфический разрез юга Сибирской платформы.

-глины
 -известняки
 -песчаники
 -доломиты
 -алевролиты
 *НГ комплексы-нефтегазоносные комплексы

Парфеновский горизонт. Залегае в верхней части терригенного комплекса нижнемотской подсвиты, распадается на несколько пластов. Регионально распространен в пределах Иркутского амфитеатра, представлен песчаниками. Песчаники из эффективных толщин коллекторов менее сцементированы поровым типом коллектора, где открытая пористость образцов керна составляет в среднем 13 %, максимальное значение – 16–18 %, проницаемость в среднем до $(26-990) \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

Боханский горизонт. Является базисным горизонтом, стратиграфически приурочен к основанию нижнемотской подсвиты. Пористость в целом меняется от 2 до 21 %, в среднем составляя 7–9 %, проницаемость – $2.2 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, преобладают значения от 10 до $60 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Тип коллектора – поровый (Воробьев, 1981; Ильюхина, 1959; Конограй, 1991; Лохматов и др., 1987).

Крупнейшие месторождения углеводородов Сибирской платформы связаны в основном с терригенным комплексом: Ковыктинское (запасы «сухого газа» месторождения составляют по категории С1 1406 млрд м³ (промышленные запасы); С2 – 518 млрд м³ (прогнозные запасы), Братское (запасы газа месторождения по категории С1+С2 составляют приблизительно 10.7 млрд м³, конденсата – 0.8 млн т), Атовское, Левобережное (запасы газа по категории С1 составляют 748 млн м³, по категории С2 в контурах лицензии – 50 млрд м³, за пределами контура – 10.3 млрд м³), открытое в 2004 году, Ангара-Ленское газоконденсатное месторождение, открытое в 2006 году (запасы природного газа на месторождении по категории С1 составляют 1.5 трлн м³, С2 – 1.22 трлн м³, извлекаемые запасы газового конденсата по категории С1 – 0.077 млн т, С2 – 61.79 млн т), Чиканское газоконденсатное месторождение, открытое в 2007 году (запасы по категории С1 составляют более 16 млрд м³ газа и 1 млн т конденсата, по категории С2 – более 81 млрд м³ газа и более 5 млн т конденсата). В 2008 году вблизи Ковыктинского месторождения на Хандинском участке были открыты залежи природного газа с запасами С1+С2 594.1 млрд м³ газа (Мельников, 1982; Мельников, Шемин, 1987; Тыщенко, 1980; Шашин и др., 1981).

Список литературы

Акульчева З.А., Шашин С.Г., Шутов Г.Я. Литологическая неоднородность и коллекторские свойства отложений мотской свиты Непско-Ботуобинской антеклизы // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981. С. 113–180.

Анциферов А.С. Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981. 552 с.

Арутюнов С.Л., Журавлев А.Г., Киселева Г.А. Основные черты формирования и строения древних нефтегазоносных комплексов юга Восточной Сибири // Нефтегазоносность Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. С. 4–11.

Воробьев В.Н. Закономерности размещения залежей нефти и газа в отложениях венд-кембрийского терригенного комплекса Сибирской платформы // Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1981. С. 48–55.

Ильюхина А.В. Литологическая характеристика и перспективы нефтегазоносности мотской свиты нижнего кембрия южной части Сибирской платформы // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., 1959. С. 249–286.

Конограй Л.Ф. Особенности формирования зон нефтегазонакопления юга Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1991. С. 107–108.

Лохматов Г.И., Михалевич И.М., Примина С.П., Качин В.А. Литологический контроль нефтегазоносности базальной терригенной толщи Непско-Ботуобинской антеклизы // Вопросы оптимизации прогноза поисков и разведки месторождений нефти и газа на Сибирской платформе. Иркутск, 1987. С. 62–64.

Мельников Н.В. Корреляция подсолевых нефтегазоносных отложений юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1982. № 3. С. 29–43.

Мельников Н.В., Шемин Г.Г. Прогнозирование новых скоплений нефти и газа на юге Сибирской платформы по палеотектоническим данным // Вопросы оптимизации прогноза поисков и разведки месторождений нефти и газа на Сибирской платформе. Иркутск, 1987. С. 38–39.

Тыщенко Л.Ф. Региональные корреляции отложений мотской свиты в Иркутском амфитеатре // Проблемные вопросы лито-стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 149–158.

Шашин С.Г., Комаров Н.И., Буддо Л.А., Ильин А.С. Литолого-петрофизические исследования продуктивных пластов в отложениях кембрия и докембрия юга Сибирской платформы // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981. С. 97–101.

КАЙНОЗОЙСКИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ КОНВЕРГЕНТНЫЕ ГРАНИЦЫ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА И ИХ ПАЛЕОАНАЛОГИ В МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

И.В. Гордиенко

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, *gord@pres.bsnet.ru*

Известно, что современные геологические процессы являются ключом к пониманию аналогичных процессов прошлого, что вполне реально для фанерозойского этапа развития Земли. Нами были рассмотрены некоторые особенности геологического строения и вещественного состава кайнозойского и современного субдукционного магматизма на конвергентных границах литосферных плит, которые с успехом могут быть использованы в изучении островодужного магматизма прошлых геологических эпох. Необходимо отметить, что в нашей стране уже около 30 лет назад были разработаны модели магматической эволюции островных дуг западно-тихоокеанского типа, которые не потеряли своей актуальности до настоящего времени (Богатилов, Цветков, 1988). В свое время это дало толчок к детальному изучению островодужного магматизма не только на современных конвергентных границах литосферных плит, но и в пределах древних островодужных систем Палеоазиатского, Уральского, Монголо-Охотского и других палеоокеанов.

В настоящее время среди современных и кайнозойских островодужных систем выделяются юные примитивные энсиматические дуги и зрелые энсиалические дуги. В энсиматических вулканических дугах в результате адиабатического перехода амфиболизованных базитов и отчасти ультрабазитов субдуцируемой океанической плиты в кварцевые эклогиты на глубинах 60–70 км высвобождается около 2–5 % воды, которая, поднимаясь вверх, вызывает ее частичное плавление и появление инициальных толеитовых магм с очень низким содержанием РЗЭ. Повторное проплавление субдуцируемой внутриокеанической плиты приводит к появлению более деплетированных надсубдукционных бонинитовых расплавов в примитивных дугах, выдвинутых в сторону океана. Образование известково-щелочного магматизма в энсиалических зрелых дугах связано с дегитратацией серпентина на глубинах около 100 км, в результате чего кварцевые эклогиты верхней части субдуцируемой плиты испытывают плавление с образованием кислых (дацитовых и риодацитовых) расплавов. Эти расплавы, поднимаясь в лерцолитовый слой мантийного клина, в свою очередь, вызывают выплавление андезитовых и андезибазальтовых магм исходных для известково-щелочного фронта зрелых дуг (Богатилов, Цветков, 1988).

По данным (Перепелов, 2008; Richards, 2011) происхождение вулканических расплавов в зонах субдукции связано с парциальным плавлением и смешением дегидратированных слэбов океанической коры и метасоматизированной астеносферной мантии. На примере Курило-Камчатской дуги установлена секториальность зоны субдукции. В верхней части погружающейся океанической плиты, в надсубдукционной мантии и литосфере выделено пять секторов. Им соответствуют три типа вулканизма, для которых сохраняется смена состава вулканических серий от толеит-бонинитовых до щелочно-базальтовых (Добрецов, 2008; 2010). В целом, по вещественному составу субдукционный магматизм характеризуется известково-щелочной серией вулканических пород от базальтов до риолитов, с преобладанием андезитов, при широких вариациях кремнекислотности, щелочности и железистости. В большинстве своем это низкотитанистые, низко- и умеренно-щелочные и высокоглиноземистые образования. Редкими, но характерными

членами островодужных ассоциаций являются бонинитовая (марианитовая), адакитовая и шошонит-латитовая серии. В периферических очагах островных дуг происходит внедрение и кристаллизация известково-щелочных плутонических пород.

При детальном исследовании западно-тихоокеанской активной континентальной окраины (АКО) было установлено, что надсубдукционная мантия имеет гетерогенную природу. Ее формирование происходило под влиянием как субдукционных, так и несубдукционных (плюмовых) процессов. Впервые на это обратили внимание С. Маруяма с соавторами (2007, 2014), которые показали, что формирование конвергентных границ западно-тихоокеанского типа происходило в условиях взаимодействия континентальной литосферы с горячей областью мантии. Ширина этой зоны достигает нескольких тысяч километров в поперечнике. Эти горячие регионы были сформированы в Восточной Азии вплоть до Байкала. Субдукционный магматизм западно-тихоокеанского типа вызвал формирование на активной окраине континента Евразии крупной провинции внутриплитного базальтового магматизма (Ярмолук и др., 2013; Рассказов и др., 2011; и др.).

Таким образом, изучение западно-тихоокеанской АКО показало, что ее формирование происходило под влиянием разнообразных коромантийных процессов. Был выявлен режим трансформного скольжения литосферных плит в областях субдукционного вулканизма, что приводило к формированию субдукционных окон (слэб-виндоу), смене источника в результате внедрения в континентальную литосферу деплетированной океанической астеносферной мантии и формированию обширных полей с внутриплитным базальтовым вулканизмом, связанных с мантийными плюмами (Ханчук, Мартынов, 2011). Было показано, что субдуцированные океанические плиты (слэбы) могут опускаться до переходной зоны нижней – верхней мантии, где стагнируется большая часть плит. Часть субдуцированного материала проходит в нижнюю мантию и доходит до слоя D'', где участвует в формировании плюмов и суперплюмов (Maruyama et al., 2014).

Все эти выводы важны для интерпретации древнего субдукционного и плюмового магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана (ПАО). Установлено, что субдукционный магматизм активных окраин невозможно отрывать от плюмового. Эти процессы сопряжены и играли главную роль в истории формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. В результате анализа выполненных нами палеогеодинамических реконструкций неопротерозоя, венда – раннего и среднего палеозоя охарактеризовано 25 островодужных систем ПАО, с которыми связано формирование более 30 ареалов плюмового магматизма. Кроме того, в пределах активной окраины Сибирского континента выявлены многочисленные поля разномассштабного проявления внутриплитного магматизма в рифтогенных структурах, не связанных с зонами субдукции, особенно на заключительном позднепалеозойском этапе.

Среди неопротерозойских (1050–750 млн лет) островодужных систем южного складчатого обрамления Сибирского континента, вдоль западной, северной и восточной (в древних координатах) его периферии реконструируется почти непрерывная цепочка разновозрастных островных дуг: Нюрундюканская (1050–1035 млн лет), Метешихинская (840–810 млн лет), Шумихинско-Кирельская (687 млн лет), Арзыбейская (1100–800 млн лет), Приенисейская (697–637 млн лет), Сархойская (805–770 млн лет), Келянская (840–830 млн лет), Катаевская (890–830 млн лет), Шишхидгольская (820–775 млн лет), Дунжугурская (1050–850 млн лет), зоны субдукции которых падали под Сибирский континент или под кратонные террейны (микроконтиненты) (Гордиенко, Метелкин, 2016). Принимая во внимание длительную (более 300 млн лет) историю развития и значительные размеры неопротерозойской

активной окраины Сибири, можно не сомневаться в том, что мантийное вещество в это время играло значительную роль в тектонике и геодинамике ПАО. Плавление многочисленных слэбов погружающихся в зонах субдукции неопротерозойских островных дуг и формирование слэб-виндоу спровоцировали не только субдукционный магматизм, но и образование мантийных плюмов разного типа.

Последующая эволюция венд-нижнепалеозойского этапа развития территории Забайкалья и Монголии напрямую связана с историей заложения и развития активной окраины Палеоазиатского океана. В это время продолжали формироваться спрединговые зоны, энсиматические и энсиалические островные дуги с протяженными зонами субдукции, преддуговые, задуговые бассейны, спрединговые окраинные моря и океанические острова и плато (гайоты). Здесь выделяются довольно хорошо изученные Ангино-Таланчанская (500 млн лет), Джидинская (560–540 млн лет), Удино-Витимская (540 млн лет), Озерная (570 млн лет), Баян-Хонгорская (570–540 млн лет) островодужные системы венда – нижнего палеозоя, с формированием которых связаны обширные ареалы плюмового магматизма.

Такое наглядное сочетание разнообразных островных дуг и ареалов плюмового магматизма указывает на то, что вся эта огромная неопротерозой-палеозойская Монголо-Забайкальская область Центральной Азии, так же как и западно-тихоокеанская АКО, несомненно, была связана с деятельностью мантийных плюмов.

Список литературы

- Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 91–108.
- Добрецов Н.Л. Геологические следствия теории термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 587–604.
- Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология. 2010. Т. 18, № 1. С. 88–110.
- Перепелов А.Б. Магматизм и геодинамическое развитие континентальной окраины Камчатки в позднем кайнозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 49–50.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Феллов Н.Н., Саранина Е.В. Конвергенция и дивергенция Внутренней и Восточной Азии: отражение в развитии кайнозойского магматизма // Мат-лы Всерос. конф. с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 34–36.
- Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Мат-лы Всерос. конф. с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
- Ярмолук В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 12. С. 1831–1850.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // Gondwana Research. 2007. V. 11 (1–2). P. 7–37.
- Maruyama S., Sawaki Y., Ebisuzaki T., Ikoma M., Omori S., Komabayashi T. Initiation of leaking Earth: An ultimate trigger of the Cambrian explosion // Gondwana Research. 2014. V. 25 (3). P. 910–944.
- Richards J.P. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // Ore Geology Reviews. 2011. V. 40. P. 1–26.

2D-МОДЕЛЬ ЗАТУХАНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНОБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ВПАДИНЫ

А.А. Добрынина^{1,2}, П.А. Предеин², В.А. Саньков^{1,3}, Ц.А. Тубанов², Д.П.-Д. Санжиева²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, dobrynina@crust.irk.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

³Иркутский государственный университет, Иркутск

В работе получены детальные оценки затухания сейсмических прямых объемных S-волн и коды в земной коре и верхней мантии Южнобайкальской впадины, входящей в состав Байкальской рифтовой системы. По записям локальных и региональных землетрясений с использованием теории однократного рассеяния (Aki, Chouet, 1975), гибридной модели (Zeng, 1991) и подхода (Wennerberg, 1993) рассчитаны значения сейсмической добротности (Q_s и Q_c), частотного параметра (n), коэффициента затухания (δ), общего затухания (Q_T), а также проведена оценка вклада двух компонент затухания – внутреннего затухания (Q_i) и затухания вследствие рассеяния на неоднородностях среды (Q_{sc}) – в общее затухание.

Значения сейсмической добротности показывают высокую зависимость от частоты в диапазоне 0.5–18.0 Гц и длины окна обработки коды (для Q_c): Q_c возрастает от 57 ± 28 до 571 ± 108 для центральных частот 0.75 и 12.0 Гц при длине окна обработки коды $W=10$ с и от 141 ± 46 до 1579 ± 294 на тех же частотах при $W=40$ с; Q_s возрастает от 13 до 42 ($f_c=0.75$ Гц) и от 280 до 958 ($f_c=12$ Гц). Анализ карт сейсмической добротности и коэффициента затухания для разных частотных диапазонов показывает проявление дробной структуры поля затухания на более высоких частотах. Сравнение длин волн на разных частотах и размеров структурных неоднородностей в Байкальском рифте свидетельствует о том, что мелкие блоки, входящие в состав крупных разломов, могут оказывать влияние на затухание сейсмических волн на высоких частотах (6–12 Гц), в то время как на низких частотах основное влияние будет оказывать общая делимость верхней части земной коры (3–7 км).

Пространственное положение областей повышенного и пониженного затухания в Южнобайкальской впадине определяется различиями в свойствах земной коры и верхней мантии: локализация области пониженного затухания сейсмических волн хорошо согласуется с областью повышенной плотности верхней коры (Мац и др., 2001), в то время как область высокого затухания расположена в южной части впадины, где по данным сейсмотомографии выявлен выступ аномальной мантии (Gao et al., 2003). Сравнительный анализ поля затухания сейсмических волн и геолого-геофизических характеристик среды показывает существование прямой связи между затуханием и активными процессами в земной коре и мантии региона.

Оценка вклада внутреннего затухания (Q_i) и затухания вследствие рассеяния сейсмических волн на неоднородностях среды (Q_{sc}) в общее затухание для рассматриваемого региона в целом выявила доминирующую роль внутреннего затухания. В то же время для областей крупных активных разломов наблюдается увеличение вклада рассеянной компоненты затухания Q_{sc} .

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и правительства Иркутской области (проект № 17–45–388049_р-а).

Список литературы

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.

Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects // Journal of Geophysical Research 1975. V. 80. P. 3322–3342.

Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M., Slack P.D., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // Journal of Geophysical Research 2003. V. 108 (B4). P. 2194.

Wennerberg L. Multiple-scattering interpretation of coda-Q measurements // Bulletin of Seismological Society of America. 1993. V. 83. P. 279–290.

Zeng Y. Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain // Bulletin of Seismological Society of America. 1991. V. 81. P. 1022–1029.

СКОРОСТИ И ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОТ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

А.А. Добрынина^{1,2}, В.А. Саньков^{1,3}, В.В. Чечельницкий⁴

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, dobrynina@crust.irk.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

³Иркутский государственный университет, Иркутск

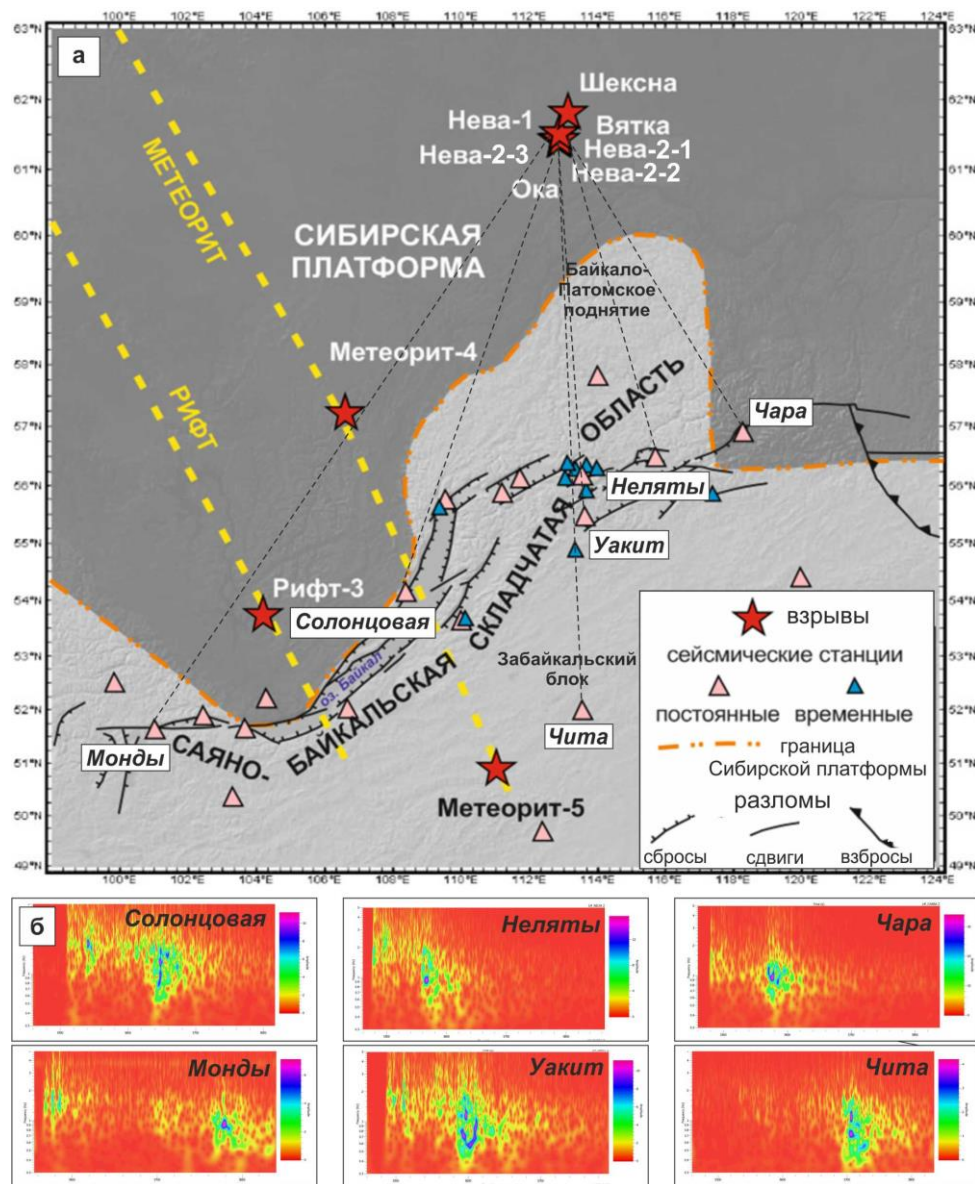
⁴Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», Иркутск

Проведены предварительные оценки скоростей и особенностей затухания сейсмических волн от десяти подземных ядерных взрывов, произведенных на территории Иркутской области, Забайкальского края и Республики Саха (Якутия) в течение 70–80-х гг. прошлого века (рисунок, а). В период проведения ядерных испытаний сейсмический мониторинг в Прибайкалье и Забайкалье осуществлялся региональной сетью из 20 постоянных и 12 временных аналоговых короткопериодных сейсмических станций (рисунок, а). Аналоговые данные с помощью программы «WaveTrack 1.0», разработанной Новосибирским региональным центром геоинформационных технологий, оцифровывались и сохранялись в стандартных сейсмологических форматах для последующего анализа.

Спектральный анализ показал значительные вариации частотного состава сейсмических волн от ядерных взрывов в зависимости от эпицентрального расстояния и состояния среды прохождения (ее нарушенности разломами, наличия складчатости и пр.). На рисунке, б, приведена спектрограмма записей ядерного взрыва «Нева 2-1», полученная на станциях, расположенных в разных азимутах и на разных расстояниях от эпицентра: Неляты (эпицентральное расстояние $\Delta=579$ км), Чара ($\Delta=596$ км), Уакит ($\Delta=669$ км), Солонцовая ($\Delta=855$ км), Чита ($\Delta=1053$ км) и Монды ($\Delta=1306$ км). Видно, что высокочастотные продольные волны затухают с расстоянием намного быстрее поперечных волн. В качестве примера можно привести спектрограммы на станциях Уакит и Чита, расположенных в одном азимуте относительно источника, но отстоящих друг от друга на расстоянии ~ 400 км (рисунок, б). В то же время наблюдается зависимость излучения и от самой среды прохождения. Видно, что для трассы «Нева 2-1 – Монды», проходящей через консолидированную слабонарушенную литосферу Сибирской платформы, на спектрограмме хорошо выделяются интенсивные продольные волны, тогда как для трассы «Нева 2-1 – Чита», пересекающей северо-восточный фланг рифтовой системы и Забайкальский блок Амурской плиты, продольные волны сильно затухают (рисунок, б).

Рассматриваемые ядерные взрывы локализованы в практически асейсмических районах – на территории Сибирской платформы (2 взрыва западнее оз. Байкал и 7 – на территории Якутии) и в Забайкальском блоке (1 взрыв) (рисунок, а). Удачное взаимное расположение взрывов и регистрирующих сейсмических станций позволяет оценить скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии региона. Для построения регионального годографа и определения скоростей сейсмических волн в коре и верхней мантии региона использовалось время вступления основных сейсмических фаз – Pg, Pn, Sg и Sn. Оценки скоростей сейсмических волн выполнялись как для всего региона по всем станциям и взрывам, так и отдельно для трех крупных тектонических структур, входящих в его состав, – Сибирской платформы, Байкало-Патомского нагорья и Забайкальского блока Амурской литосферной плиты (рисунок, а). Для расчетов

скоростей в литосфере Сибирской платформы использовались данные взрывов «Рифт-3» и «Метеорит-4», полученные на станциях, локализованных на западном побережье оз. Байкал и в пределах юго-западного фланга рифтовой системы; в Забайкальском блоке – данные взрыва «Метеорит-5», полученные на станциях, расположенных в пределах самого блока и близ восточного побережья оз. Байкал. Для Байкало-Патомского нагорья рассматривались взрывы на территории Якутии, зарегистрированные сейсмическими станциями северо-восточного фланга Байкальского рифта. Годограф для всей территории построен для расстояний от 173 до 1407 км, полученные скорости сейсмических волн для каждой структуры приведены в таблице.



Подземные ядерные взрывы.

а – положение эпицентров ядерных взрывов и сейсмических станций. Сибирская платформа выделена темным. Толстым пунктиром показано положение сверхдлинных сейсмических профилей «Рифт» и «Метеорит», тонким – сейсмические трассы «взрыв Невы 2-1 – сейсмические станции». *б* – спектрограммы для ядерного взрыва «Нева 2-1».

Пониженные значения скоростей в мантии Байкальской рифтовой системы относительно кратона отражают результаты проявления активных деформаций литосферы в зоне современной межплитной границы между Евразией и Амурской плитой. Низкая скорость сейсмических волн указывает на существование региональной низкоскоростной аномалии под корой. Ранее существование аномально низкой скорости сейсмических волн под границей Мохо было установлено по данным ГСЗ (Крылов и др., 1981). Позднее это было подтверждено по данным исследований на двух субмеридиональных опорных профилях ГСЗ 1-СБ и 3-ДВ на территории Восточного Забайкалья (Канарейкин и др., 2017). Согласно результатам сейсмотомографии по временам пробега от региональных землетрясений (Соловьев и др., 2017), область пониженных скоростей сейсмических Р-волн приурочена к северо-восточному флангу БРС, скорости увеличиваются на юго-восток (Забайкальский блок) и северо-запад (Байкало-Патомское поднятие). Слой с высоким затуханием сейсмических волн под корой северо-восточного фланга Байкальского рифта наблюдается также согласно результатам расчетов сейсмической добротности (Добрынина и др., 2016). Существование такого слоя может быть связано либо с возможным внедрением силла базальтов, выплавившихся в мантии северо-восточного фланга БРС (канар), либо с наличием высокотемпературной шпинель-пироксеновой фации мантии (Pospeev, 2012).

Скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии

Район	Скорость, м/с							
	Pn	σ_{Pn}	Pg	σ_{Pg}	Sn	σ_{Sn}	Sg	σ_{Sg}
Весь регион	8.25	0.03	6.12	0.03	4.57	0.03	3.58	0.02
Сибирская платформа	8.21	0.15	6.09	0.06	4.71	0.10	3.54	0.11
Забайкальский блок	8.32	0.17	6.17	0.16	4.78	0.14	3.61	0.07
Байкало-Патомское нагорье	8.31	0.10	6.05	0.10	4.77	0.13	3.54	0.08

Примечание. σ – среднеквадратичное отклонение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и правительства Иркутской области (проект № 17–45–388049_р-а).

Список литературы

Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В. Новые данные о затухании сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Доклады Академии наук. 2016. Т. 468, № 1. С. 88–92.

Канарейкин Б.А., Сальников А.С., Кравченко Е.А., Титаренко В.В. Строение переходной зоны кора – мантия Байкальской рифтовой зоны по опорным и региональным сейсмическим профилям ГСЗ // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы совещания. Вып. 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 114–116.

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недр Байкала (по сейсмическим данным). М.: Наука, 1981. 105 с.

Соловьев В.М., Чечельницкий В.В., Сальников А.С., Селезнев В.С., Лисейкин А.В., Гилёва Н.А. Особенности скоростного строения верхней мантии Забайкалья на участке Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 4. С. 1065–1082. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0333.

Pospeev A.V. The velocity structure of the upper mantle and regional deep thermodynamics of the Baikal rift zone // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. № 3 (4). P. 377–383.

ПЛЕЙСТОЦЕН ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ: РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ

*М.А. Ербаева¹, Е.В. Безрукова², А.А. Щетников³, А.Ю. Казанский^{4,5}, Н.В. Алексеева¹,
И.А. Филинов³, Г.Г. Матасова⁶, Ф.И. Хензыхенова¹, О.Д.Ц. Намзалова¹,
С.Б. Намсараева¹*

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, *erbajeva@ginst.ru*

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

⁵ Геологический институт РАН, Москва

⁶ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

Юг Восточной Сибири включает территории Предбайкалья и Забайкалья, которые являются эталонными объектами изучения изменения климата и природной обстановки позднего кайнозоя Евразии. В связи с особым географическим положением, на примере и сопоставлении природных событий в этом регионе можно сравнить два типа развития природы: ледниково-перигляциальный сибирский (Предбайкалье) и внеледниковый аридный центрально-азиатский (Забайкалье). В прошлом, в палеогене – неогене, это была единая территория. Орогенические процессы, особенно поднятие гор Гималаев и Тибетского нагорья, оказали значительное влияние на изменение климата и природной среды Азии, и в частности Байкальского региона.

Следует отметить, что в Предбайкалье и Забайкалье геологические и палеонтологические исследования плиоцен-плейстоцена были начаты лишь в середине прошлого столетия и связаны с именами Н.А. Логачева, Э.И. Равского, Д.Б. Базарова, Э.А. Вангенгейм и Л.Н. Иваньева. В результате этих и более поздних исследований было установлено, что наиболее ранний этап формирования новейших отложений в Западном Забайкалье представлен верхнеплиоценовыми красноцветами в разрезах Тологой, Береговая, Удунга и др., которые были выделены Н.А. Логачевым как тологойская свита, переименованная позднее Э.И. Равским и др. в чикойскую.

Для расчленения осадков плиоцен-плейстоцена, выявления их пространственно-временного распространения, решения вопросов стратиграфии и установления рубежей смены природных обстановок и биоценозов в связи с глобальными и региональными событиями нами проводятся детальные комплексные исследования. Используются разнообразные геологические, геохимические, палеонтологические, палеомагнитные петромагнитные, палеопедологические и другие методы с привлечением данных абсолютного датирования. Проводится интенсивное изучение геологии новых местонахождений (Улан-Жалга, Десятниково, Туяна) (Ербаева и др., в печати; Shchetnikov et al., в печати) и ревизия известных опорных разрезов (Тологой, Малые Голы, Усть-Одинский и др.) (Ivanova et al., 2018; Ербаева и др. 2017; Иванова и др., 2016) на основе новых подходов и методов. Детальный анализ фауны мелких млекопитающих и растительности прошлого позволил выявить значительные изменения в биогеоценозах и ландшафтно-климатических условиях региона в течение позднего кайнозоя, преимущественно плейстоцена, в связи с глобальным изменением природной среды. В настоящее время нижняя граница плейстоцена (2.58 млн лет) проводится в подошве гелазия (Gibbard et al., 2010), что соответствует нижнему возрастному пределу существования стратотипа фауны хапровского комплекса Восточной Европы, аналогами которого являются фауны итанцинского комплекса в

Западном Забайкалье и подтокская в Предбайкалье. Богатый палеонтологический материал из многочисленных местонахождений Забайкалья и Предбайкалья позволил проследить стратиграфическую последовательность фаун и включающих их осадков. Выявлено до пяти этапов во временной последовательности фаун раннего плейстоцена, это фауны итанцинского комплекса, додогольская, устьоборская, кудунская и засушинская в Забайкалье и подтокская и малогольская в Предбайкалье. В среднем плейстоцене в связи с усилением похолодания и аридности климата широкое распространение в Забайкалье получили обитатели ландшафтов сухих степей, полупустынь и пустынь. В противоположность этому в Предбайкалье природные условия были более гумидными. В позднем плейстоцене здесь появились обитатели перигляциальных ландшафтов и тундростепей, а в Забайкалье доминировали обитатели холодных аридных ландшафтов.

Результаты реконструкции ландшафтов и климата позднего плейстоцена – голоцена, полученные по данным палинологического анализа, согласуются с таковыми, основанными на изучении фауны позднего плейстоцена. Для Байкальского региона установлен длительный холодный интерстадиал ~50–48 – 30 тыс. лет назад, спорадически прерываемый незначительными потеплениями, маркируемыми расширением лесной растительности. Последний ледниковый период имел место ~30–17 тыс. лет назад и характеризовался усилением аридности/континентальности регионального климата и господством открытых травянистых ландшафтов. Позднеледниковый интервал (~17.0–11.6 тыс. лет назад) стал временем расширения кустарниковой, а затем лесной растительности в условиях нестабильного, еще холодного, но более влажного, чем предыдущий, климата. Максимальное распространение лесной растительности имело место ~10.5–7.0 тыс. лет назад. Палинологические реконструкции показывают постепенное снижение увлажнения и температур от ~7 тыс. лет назад к настоящему времени (Bezrukova et al., 2010).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00215).

Список литературы

Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Филинов И.А., Хензыхенова Ф.И., Намзалова О.Д.-Ц., Нечаев И.О. Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье // Доклады Академии наук (в печати).

Ербаева М.А., Щетников А.А., Филинов И.А., Вещева С.В., Маликов Д.Г. Новые данные по геологии и фауне местонахождения Малые Голы (Предбайкалье) // Бюллетень МОИП, отд. геологии, 2017. Т. 92, вып. 4. С. 27–33.

Иванова В.В., Щетников А.А., Филинов И.А., Вещева С.В., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г. Литолого-геохимические особенности отложений Усть-Одинского опорного верхнего плейстоцена Иркутского амфитеатра Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 3. С. 215–232.

Bezrukova E., Tarasov P., Solovieva N., Krivonogov S., Riedel F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 296 (1–2). P. 185–198.

Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.J.C. The Subcommission on Quaternary Stratigraphy. – Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma // Journal of Quaternary Science. 2010. V. 25 (2). P. 96–102.

Ivanova V.V., Erbajeva M.A., Shchetnikov A.A., Kazansky A.Yu., Matasova G.G., Alexeeva N.V., Filinov I.A. Tologoi Key section: a unique archive for pliocene–pleistocene paleoenvironment dynamics of Transbaikalia, Baikal rift zone // Quaternary International. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.004>.

Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Matasova G.G., Kazansky A.Yu., Ivanova V.V., Danukalova G.A., Filinov I.A., Khenzykhenova F.I., Osipova E.M., Berdnikova N.E., Berdnikov I.M.,

Rogovskoy E.O., Lipnina E.A., Vorobyeva G.A. Upper Paleolithic site Tuyana – a multy-proxy record of sedimentation and environmental history during the Late Pleistocene and Holocene in the Tunka rift valley, Baikal region // *Quaternary International*. 2019. doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.043.

PLEISTOCENE IN THE SOUTH OF EAST SIBERIA: PALEOENVIRONMENT AND BIOSTRATIGRAPHY

*M.A. Erbajeva*¹, *E.V. Bezrukova*², *A.A. Shchetnikov*³, *A.Yu. Kazansky*^{4,5}, *N.V. Alexeeva*¹,
*I.A. Filinov*³, *G.G. Matasova*⁶, *F.I. Khenzykhenova*¹, *O.D.Ts. Namzalova*¹,
*S.B. Namsaraeva*¹

¹Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, *erbajeva@ginst.ru*

²The Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk

³Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk

⁴The Lomonosov Moscow State University, Moscow

⁵Geological Institute RAS, Moscow

⁶The Trofimuk Institute of Oil-and-Gas Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

The Prebaikalia and Transbaikalia located in the south of East Siberia are relevant territories to study environmental and climatic changes due to their specific geographic position. It seems very perspective to compare two different Late Cenozoic natural landscapes: the widespread periglacial-glacial Siberian (Prebaikalia) and nonglacial arid Central-Asian (Transbaikalia). In the past, in the Paleogene and Neogene time, they made up unique areas. The orogenic processes, especially uplifting of the Hymalayas and Tibet highlands, caused the climate and paleoenvironment changes over entire Asia, in the Baikal region in particular.

It should be noted that the detailed study of the Pliocene–Pleistocene geology and paleontology of the Prebaikalia and Transbaikalia started in the mid-XXth century by N.A. Logatchev, E.I. Ravsky, D.B. Bazarov, E.A. Vangengeim and L.N. Ivaniev.

In the Western Transbaikal region, the oldest stage of the Late Cenozoic deposits represents red sediments exposed in some localities, such as Tologoi, Beregovaya and Udunga. Logatchev N.A. referred these red sediments to the Tologoi Formation; however, Ravsky E.I. later renamed them as the Chikoy Formation.

During the past decade, the team of scientists, with the main goal to identify chronology of deposits, their distribution range, as well as to collect new paleontological data, undertook the comprehensive multidisciplinary study of the Pliocene-Pleistocene sediments.

The new sites Ulan Zhalga, Desyatnikovovo and Tuyana were studied in detail (Erbajeva et al., in press; Shchetnikov et al., in press). Considerable study was provided in several formerly known localities too (Tologoi, Maly Goly, Ust-Odinsky) (Ivanova et al., 2018; Erbajeva et al., 2017; Ivanova et al., 2016). In addition to the traditional geological and paleontological methods, we employed geochemistry, petromagnetic, paleomagnetic, paleopedological and radiometric techniques.

This study is supposed to obtain new data on biostratigraphy, to identify the boundaries for changing natural environments and biocenoses in the context of the global and regional changes utilizing new techniques. The detailed analyses of small mammal faunas and paleovegetation recognized significant changes in biogeocenoses and landscape-climate settings during Late Cenozoic, in particular Pleistocene, related to global events. Currently, the lower boundary of the Pleistocene (2.58 Ma) is placed in the basement of Gelasian (Gibbard et al., 2010), that corresponds to the age of stratotype the Khaprovian faunistic complex in East Europe. The analogues of the latter are faunas of the Itantsinian complex in

the Western Transbaikalia and faunas of Podtok site in Prebaikalia. Intensive study of rich paleontological material collected from numerous localities of these regions defined stratigraphic sequence of faunas and sediments. The time sequence includes five stages of the Early Pleistocene faunas. These are faunas of Itantsinian complex, Dodogolian, Ust-Oborian, Kudinian and Zasukhinian in Transbaikalia, and Podtok and Malye Goly faunas in the Prebaikalia. In the Middle Pleistocene, due to intensification of cooling and aridity of climate the habitat of dry steppes, semi deserts and deserts became widespread in the Transbaikal region. In contrast, in Prebaikalia the natural conditions were more humid. In Late Pleistocene, there appeared the inhabitants of periglacial landscapes and tundra steppes in Prebaikalia, and in Transbaikalia the inhabitants of cold arid landscapes were dominant.

The results of landscape and climate reconstruction for Late Pleistocene-Holocene acquired from palynological analyses agree with such based on the study of Late Pleistocene fauna. For the Prebaikal region the cold interstadial took place ~50–48 – 30 Ka; it was sporadically interrupted by insignificant warming marked by expanding of forest vegetation. The last glacial period took place ~ 30–17 Ka. It was characterized by intensification of aridity/continentality of regional climate and dominance of open herbaceous landscapes. The late glacial interval (~17–11.6 Ka) became the time of expanding the shrubby, and then forest vegetation under conditions of unsteady, still cold, but more humid than previous one, climate. The maximum distribution of forest vegetation took place ~10.5–7 Ka. The palynological reconstructions indicate gradual decline of humidity and temperatures from ~7 Ka to recent time (Bezrukova et al., 2010).

This work was partially supported by the RFBR (project 18-05-00215).

References

- Bezrukova E., Tarasov P., Solovieva N., Krivonogov S., Riedel F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 296 (1–2). P. 185–198.
- Erbajeva M.A., Shchetnikov A.A., Filinov I.A., Vescheva S.V., Malikov D.G. New data on geology and fauna of Maly Goly locality in the Baikal region // *Bulletine of Moscow Society of Naturalists. Geol. Dept.* 2017. V. 92 (4). P. 27–33 (in Russian).
- Erbajeva M.A., Shchetnikov A.A., Kazanskiy A.Yu., Matasova G.G., Filinov I.A., Khenzykhenova F.I., Namzalova O.D.-Ts., Nechaev I.O. New reference cross-section of the Pleistocene time in Ust-Zhalga, Western Trans-Baikal region, FEAS (in press).
- Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.J.C. The Subcommittee on Quaternary Stratigraphy. – Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma // *Journal of Quaternary Science*. 2010. V. 25 (2) P. 96–102.
- Ivanova V.V., Erbajeva M.A., Shchetnikov A.A., Kazansky A.Yu., Matasova G.G., Alexeeva N.V., Filinov I.A. Tologoi Key section: a unique archive for pliocene-pleistocene paleoenvironment dynamics of Transbaikalia, Baikal rift zone // *Quaternary International* 2018. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.004>.
- Ivanova V.V., Shchetnikov A.A., Filinov I.A., Vescheva S.V., Kazanskiy A.Yu., Matasova G.G. Lithologic-geochemical features of sediments of Ust-Odinsky reference cross-section of the Upper Pleistocene in the Irkutsk amphitheater of the Siberian platform // *Lithology and Useful Minerals*. 2016. № 3. P. 215–232 (in Russian).
- Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Matasova G.G., Kazansky A.Yu., Ivanova V.V., Danukalova G.A., Filinov I.A., Khenzykhenova F.I., Osipova E.M., Berdnikova N.E., Berdnikov I.M., Rogovskoy E.O., Lipnina E.A., Vorobyeva G.A. Upper Paleolithic site Tuyana – a multi-proxy record of sedimentation and environmental history during the Late Pleistocene and Holocene in the Tunka rift valley, Baikal region // *Quaternary International* 2019. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.043>.

НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЙ КАМЧАТКИ И АЛЕУТСКОЙ ДУГИ

В.А. Ермаков¹, А.В. Ермаков²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, *ermakov.v@gmail.com*

²Геологический институт РАН, Москва

Открытие активного вулканизма в тыловой зоне Алеутской дуги (вулкана Пийпа) и продолжающиеся работы по характеристике активного вулканизма данного района (Мелекесцев, 2014), равно как и довольно высокая степень изученности Командорской котловины, позволяют увидеть в этой части дуги классическую модель островодужного вулканизма. Эта модель в типовом случае представлена двумя дугами: активной внутренней и неактивной внешней; последняя с позднего миоцена лишена каких-либо проявлений магматизма. Такое деление типично практически для всех островных дуг (ОД). Двойные дуги особенно выразительны в их фланговых частях, например в южной части Курильской дуги (Большая Курильская дуга и дуга Хабомай) или в восточной части Алеутской дуги, также разделенной на две части заливом Шелехова, после о. Кадьяк. Ранее вся западная часть Алеутской дуги, примерно с района хребта Бауэрс, считалась невулканической, что связывалось также с ее особым геодинамическим режимом, характеризуемым правосдвиговыми движениями вдоль Алеутского глубоководного желоба.

Нестандартность ситуации состояла также в отсутствии между продольными неотектоническими структурами западной части Алеутской дуги и Командорской котловины очевидного междугового прогиба, который здесь имеет вид протяженного разлома Беринга с глубинами 3900–4000 м (здесь и далее все данные по батиметрии и характеристике теплового поля заимствованы из монографии Н.И. Селиверстова (2009)). Таким образом, активная дуга заключена между разломами Беринга и Альфа; последний имеет глубины (воды) 3600 м. Отсюда следует, что активная вулканическая дуга располагается между тыловым глубоководным бассейном, собственно Командорской котловиной и внешней Алеутской дугой более древнего возраста с островами Беринга и Медный. Внутренняя дуга имеет в два раза меньшую ширину, чем внешняя, и торцом сочленяется с северной оконечностью полуострова Камчатский Мыс (рисунок). Так же, как и в других подобных структурах, внешняя дуга характеризуется здесь вулканизмом палеоген-раннемиоценового возраста. Отметим, что названные признаки междугового прогиба (разлома) типичны для всей протяженной Алеутской ОД и в свое время были выделены Ф.М. Буллардом (Bullard, 1963). В восточной части Алеутской дуги, от о. Кадьяк, междуговой прогиб формально исчезает, замещаясь прогибом, выполненным осадками, как, например, между Малой и Большой Курильскими дугами. Обычно сужение прогибов между дугами свойственно их средним частям по простирацию, тогда как на фланговых частях прогиб расширяется. Эта особенность, по-видимому, заключается в более сильном поперечном сжатии средних частей ОД, хотя возможно и влияние некоторых первичных структур фундамента.

Если внешняя дуга (острова Беринга и Медный) имеет низкий тепловой поток (ТП), то активная дуга, равно как и задуговый бассейн, имеет один из самых высоких ТП в мире, до 250 мВт/м²; подсчитано, что площадь участка со значениями более 175 мВт/м² в Командорской котловине составляет около 2500 км². Высокий ТП характеризует не только всё простираение этой части активной Алеутской дуги, но и примыкающую к ее западной части площадь с востока от п-ова Карагинского, где

наблюдаются самые большие максимумы (Смирнов, Сугробов, 1980; Смирнов и др., 1982). Возможно, что активная дуга здесь расширяется; тогда эта площадь будет относиться к наиболее активной части ОД. В любом случае этот район требует особенно тщательного дополнительного исследования. Ранее, до открытия здесь активного вулканизма, авторы работы (Смирнов и др., 1982) полагали, что очень высокий дебит земного тепла в Командорской котловине свидетельствует о его выносе исключительно кондуктивным путем. Теперь, при вероятности вулканического процесса, есть основание вернуться к традиционному объяснению того же факта, т.е. учитывать большую роль конвективной составляющей. Возникает, правда, другая интересная гипотеза. Если поля с максимальными значениями ТП связаны с потенциальным вулканизмом, то площади этих значений ТП мы должны отнести к районам активной вулканической дуги.

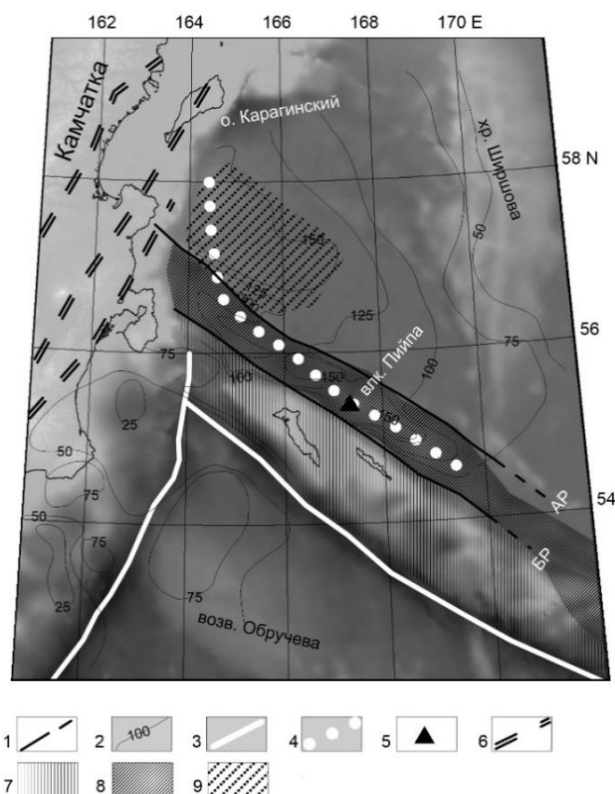


Схема тектоники Командорской котловины, согласованная с наблюдениями теплового потока (с использованием данных Н.И. Селиверстова (2009), рис. 2.14 на с. 126). 1 – разломы (БР – Беринга; АР – Альфа); 2 – изолинии значений теплового потока (в мВт/м²); 3 – глубоководные желоба; 4 – ось максимумов теплового потока, совпадающих с пластиной активной вулканической дуги; 5 – вулкан Пийпа; 6 – осевая линия восточной зоны камчатского рифтогенеза; 7 – внешняя дуга; 8 – внутренняя дуга; 9 – площадь максимального теплового потока куполовидного поднятия на дне Командорской котловины.

Остановимся коротко на актуальной проблеме неотектоники этого региона. Исследование гравиметрических данных, в т. ч. изостати-

ческих аномалий, показывает, что отрицательные аномалии, характеризующие окончание Курило-Камчатского желоба, пересекают Алеутский желоб и прямо следуют на ССВ мимо о. Карагинский в виде прерывистой единой полосы, которая за пределами Алеутского желоба отвечает глубокому узкому прогибу, заполненному осадками (Гайнанов и др., 1970). Вывод о наложении тальвега Курило-Камчатского желоба на Алеутский сделан также в работе Н.И. Селиверстова (2009). Селиверстов считает этот осадочный прогиб реликтом зоны субдукции, которая ранее простиралась до замыкания Командорской котловины на севере. Такие случаи перехода желобов в прогибы на континентах известны и в других структурах островных дуг, например на северном фланге Андоманского желоба. Не вдаваясь в полемику по этому вопросу, отметим, однако, совпадение названной траектории структур с простиранием рифта Центральной Камчатской депрессии, а также с узким рифтовым грабеном оз. Ажабачье, краевая часть которого проходит вдоль п-вов Камчатский Мыс и Озерный.

Однако наличие этого нового линеймента фактически «отсекает» активность сдвиговых деформаций Алеутского желоба. Эта гипотеза (о существенных сдвиговых

деформациях на контакте Камчатского Мыса и алеутских структур), по существу, является дедуктивным заключением, вытекающим из тектоники плит. Однако сейчас показано, что весь континентальный склон в районах камчатских заливов, акватории Камчатки к северу от Камчатского мыса и о. Карагинского, равно как и площадь связующей их впадины Камчатского пролива, интенсивно опускается (Селиверстов, 2009). По нашим расчетам амплитуда общего опускания поверхностей выравнивания во впадинах раннеплейстоценового или позднемиоценового времени составляет около 6 км. Наблюдается изгиб поверхностей и их втягивание к центрам впадин с формированием флексур. Небольшой подъем полуостровных глыб является скорее компенсационным. Экзотические складки, которые встречаются в породах четвертичной ольховской свиты Камчатского мыса, вероятнее всего, относятся к оползневым; складки такого типа обычны для всех островодужных систем; они не могут быть очевидным свидетельством сжатия. Наконец, отметим, что новейшие и современные осадки выполнения Алеутского желоба, т.е. участки, которые в максимальной степени должны были бы фиксировать названные зоны скалывания, по сейсмоакустическим данным имеют идеальную слоистость. Те же данные показывают, что ограничения желоба типично сбросовые; они характеризуют его структуру как идеальный симметричный сброс. Очень интересна дугообразная и крутая стенка разломной границы между континентальным склоном от Камчатского Мыса до северного конца о. Карагинского. Высота «стенки» около 2 км; в северной и восточной части котловины на границе с хребтом Ширшова такого резкого поднятия нет. Днище котловины полого спускается от этого хребта к обрывам камчатского склона, из чего можно сделать вывод о его пологом шарнирном опускании к бортам этого склона. Как мы уже отметили, именно эта часть котловины контролирует максимальные значения ТП. Можно предположить, что в данном случае возможна вулканотектоническая природа котловины.

В работе (Дрознина и др., 2010) с использованием дисперсии групповых поверхностных волн определены некоторые параметры строения коры и мантии для трех однотипных впадин (задуговых бассейнов): Командорской, Беренговоморской и Охотоморской. В работе исследовались скорости возникших при Олюторском землетрясении поперечных волн – V_s . (Поскольку авторы не дают значений V_p , мы для сравнения оценили этот параметр самостоятельно, используя усредненный пересчетный коэффициент 1.7, т.е. $V_p = 1.7 \times V_s$, что позволяет приблизительно сравнить параметры с теми, которые чаще всего используются в результатах ГСЗ; эти значения показаны в скобках как V_p). Отмечен одинаковый ступенчатый рисунок годографов во всех трех впадинах с наличием небольшой инверсии в мантии на глубинах более 40 км. Мощность коры в названных впадинах соответственно оценивается в 17 км в Командорской впадине и 22–27 км – в двух других. Строение коры двухслойное. В Командорской котловине скорость V_s в коровом слое составила 3.64 км/с ($V_p = 6.12$ км/с), а в мантии (от 17 до 40 км) – $V_s = 4.48$ км/с ($V_p = 7.62$ км/с). Ниже этой границы (более 40 км/с) наблюдается небольшая инверсия скорости. Авторы этой работы относят охарактеризованную кору к океаническому типу. К этим фактам можно, однако, сделать несколько замечаний. Во-первых, мощности двух названных впадин (Охотского и Берингова морей), от 22 до 27 км, уже близки к таковой в эпиконтинентальных морях. В недавно полученном профиле ГСЗ через Охотоморскую впадину с выходом на о. Симушир (Кашубин и др., 2011) на большей его части выявлена мощная континентальная кора. Тонкая кора наблюдается только на коротком участке глубоководной котловины (Южно-Охотской) и то с такими особенностями, которые не позволяют отнести его к нормальной океанической коре. Во-вторых, неясны значительные мощности океанской коры при ее низкой скорости; в разрезе

Командорской котловины она составляет 12 км при скорости $V_s=3.64$ км/с ($V_p=6.12$ км/с). В-третьих, в работе (Дрознина и др., 2010) остаются неясными причины столь высокой термальной активности Командорской котловины, равно как и двух других. В представленных разрезах на глубинах мантии от 17 до 27 км скорости, по отношению к вышележащему слою, повышаются, а инверсии незначительны для выделения астеносферы на глубинах более 40 км и наблюдаются лишь на большой глубине. В порядке дискуссии можно предположить, что структура Командорской котловины является эпиконтинентальной по своему происхождению, в этом случае проблемы магматогенеза и геотермии могут получить более простое толкование.

Таким образом, мы предлагаем принципиально новую интерпретацию геодинамики Алеутско-Командорского региона, которая увязывается с эмпирическими данными (рисунок). При составлении схемы геодинамики были использованы данные Н.И. Селиверстова, Я.Б. Смирнова, В.М. Сугробова и других исследователей. В нашем представлении Командорская котловина с ее уникальными характеристиками может стать в будущем одним из важных полигонов для изучения основных процессов развития и преобразования континентальной коры.

Список литературы

Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Строев П.А., Ушаков С.А. Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги // Морские гравиметрические исследования. Вып. 5. М.: МГУ, 1970. С. 32–40.

Дрознина С.Я., Шапиро Н.М., Гордеев Е.И., Дрознин Д.В., Чебров В.Н. Строение коры и верхней мантии полуострова Камчатка и близлежащих тектонических структур по дисперсии групповых скоростей поверхностных волн // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Второй региональной научно-технической конф. Петропавловск-Камчатский. 11–17 октября 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 181–185.

Кашубин С.Н., Сакулина Т.С., Павленкова Н.И., Лукашин Ю.П. Особенности волновых полей продольных и поперечных волн при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях // Технологии сейсморазведки. 2011. № 4. С. 88–102.

Мелекесцев И.В. Особенности геоморфологии и истории формирования массива Вулканологов в Беринговом море (новая версия) // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2014. № 1 (23). С. 200–212.

Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский, 2009. 191 с.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. III. Оценка глубинных температур и мощность литосферы // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 3–18.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Галушкин Ю.И. Тепловой поток в зоне сочленения Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 96–115.

Bullard F.M. Volcanoes. University of Texas Press, 1963. 441 p.

ТИПОМОРФНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ АЗОТНЫХ ТЕРМ БАРГУЗИНСКОЙ И БАУНТОВСКОЙ ГРУПП (БРЗ)

Л.В. Замана

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита,
l.v.zamana@mail.ru

Азотные термы – неотъемлемый элемент активных разломов рифтовых зон. В Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) насчитывается свыше 60 источников таких терм (Ломоносов, 1974 и др.) с температурами на выходах до 83.7 °С (Замана, Аскарлов, 2010). По химическому составу они, за редким исключением, натриевые, состав анионов переменный, включая в ряде случаев фторидно-гидрокарбонатный, слабо газируют преимущественно азотом. К их отличительным особенностям относятся низкая общая минерализация, как правило, до 0.5 г/л и не выше 2.0 г/л, щелочная среда и высокие концентрации кремния в виде ортокремниевой кислоты H_4SiO_4 . Под типоморфными (здесь F, Si, W, Ge, Ga) понимаются элементы, в том числе редкие и рассеянные, выделяющиеся аномальным уровнем концентраций в данном типе вод.

Приведенные в сообщении данные по содержанию фтора определяли потенциометрическим методом с ионоселективными электродами, кремния – фотометрическим методом в виде желтой кремнемолибденовой гетерополиокислоты. Концентрации W, Ge и Ga получены масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Для расчета форм нахождения элементов в воде и минеральных равновесий использован программный комплекс HydroGeo.

По содержанию фтора азотные термы относятся к одному из пяти выделенных в Забайкалье типов его гидрогеохимических аномалий (Замана, 1992). Достоверно установленные концентрации F не превышают 27.5 мг/л (таблица), что соответствует данным по азотным термам других регионов (Крайнов, 1973). Сведения о содержании фтора в Котельниковском источнике в 40 мг/л (Ломоносов, 1974) и в термах Солонечной скважины в 46.8 мг/л (Плюснин и др., 2013) расценены как ошибочные (Павлов, Чудненко, 2015), с чем следует согласиться. Распространены термы в основном в областях развития гранитоидов, основным фторсодержащим минералом которых является биотит, в меньшей степени – другие алюмосиликаты. Их гидролиз и гидрослюдазация с изоморфным замещением $\text{OH}^- \rightarrow \text{F}^-$ в биотите рассматриваются нами в качестве основных геохимических процессов обогащения терм фтором. Накоплению фтора способствует натриевый состав и щелочная среда терм. Низкая ионная сила терм (менее 0.01) в связи с их малой минерализацией и щелочная среда определяют нахождение фтора преимущественно в форме F^- , на которую приходится 90–100 % его общего содержания. Насыщение по флюориту не достигается в термах Баунтовской группы только в наиболее высокотемпературных выходах. Большей частью насыщение наступает в результате охлаждения терм в приповерхностных условиях. Только при произведении концентраций (ПК) $>10^{-9.90}$ можно считать, что в насыщенном по флюориту состоянии термы находятся и ниже глубины приповерхностного охлаждения. Степень насыщения по флюориту (отношение ПК к произведению растворимости ПР) не превышает 3.0, что указывает на низкую способность терм к его образованию, хотя в составе минеральных новообразований на Могойском источнике отмечалось содержание F до 2 % по массе и наличие флюорита (Ломоносов, 1974). Там же обнаружен когаркоит (вторая находка в России) (Солотчин и др., 2015), образование которого мы объясняем испарительным концентрированием на выходе терм, поскольку по содержанию компонентов ПР минерала не достигается.

Физико-химические характеристики и глубинные температуры азотных терм Баунтовской и Баргузинской групп

Источник	T, °C	pH	Eh, мВ	TDS, мг/л	F, мг/л	W, мкг/л	Ge, мкг/л	Ga, мкг/л	Si, мг/л	t ₁ , °C	t ₂ , °C
Баунтовская группа											
Баунтовский	52.0	8.93	–260	325	20.5	24.0	8.9	5.8	32.5	117.9	119.1
Баунтовский грязевый	53.2	9.38	–253	400	20.8	–	–	–	31.7	116.7	117.8
Бусанский	55.2	8.68	–197	481	21.6	18.0	10.0	7.7	28.2	110.9	111.8
Могойский-1	83.7	8.85	–230	406	24.9	66.0	8.3	2.7	46.2	136.6	139.6
Могойский-4	46.4	8.86	–225	406	27.5	20.0	12.0	8.9	46.9	137.5	140.5
Точинский	56.1	8.77	–226	319	18.7	8.6	7.1	2.8	35.5	122.5	123.9
Шуриндин- ский-1	70.6	8.87	–35	578	19.9	26.0	15.0	1.9	28.9	112.1	113.0
Шуриндин- ский-3	57.0	8.62	32	500	17.3	70.0	9.7	2.7	28.7	111.7	112.7
Среднее (n = 14–15)	58.2	8.84	–161	415	21.6	29.2	10.2	4.9	36.6	123.2	125.0
Баргузинская группа											
Алгинский	20.8	8.25	65	378	3.15	24.4	1.62	0.04	22.1	99.1	99.9
Аллинский-1	76.7	9.71	–126	306	10.9	9.1	5.25	3.91	44.7	134.8	137.5
Гусихинский	78.0	8.77	76	592	9.52	36.0	3.86	1.19	41.2	130.4	132.5
Кучигерский-1	46.2	9.81	–231	313	10.9	7.9	7.64	5.87	37.7	125.6	127.3
Сеюйский	50.6	9.75	–147	291	19.9	18.1	10.07	5.73	31.4	116.2	117.3
Толстихинский	29,2	8.60	80	284	7.22	33.1	6.3	0.28	23.5	105.4	106.3
Умхейский-1	48.4	9.86	–213	307	15.8	9.1	8.4	5.38	33.6	119.6	120.9
Горячинский	52.8	9.67	–72	430	3.01	23.0	2.22	1.68	28.4	111.2	112.2
Среднее (n = 11)	47.5	9.52	–111	365	10.7	17.1	6.0	3.4	34.1	119.6	121.2
Оз. Байкал (Вет- ров и др., 2013)	–	–	–	–	0.18– 0.22	0.05– 0.07	0.002– 0.007	0.001– 0.002	0.5– 2.0	–	–

Нет необходимости особо останавливаться на распределении в термах кремния, это достаточно освещено в публикациях. Отметим только, что основной формой нахождения Si является недиссоциированная ортокремниевая кислота, только при высоких значениях pH заметную долю имеет ион H_3SiO_4^- .

Обогащенность азотных терм вольфрамом и германием показана в работе (Крайнов, 1973) и ряде других. Не составляют исключения эти воды и в БРЗ, но их концентрации уступают приведенным в этой работе максимальным – 300 мкг/л по вольфраму и 40 мкг/л по германию. Более низкие содержания в водах обусловлены, очевидно, уровнем содержания элементов во вмещающих породах. Как преимущественно аниогенные элементы, W и Ge находятся в водах в основном в виде анионов вольфрамовой и германиевых кислот.

Галлий как типоморфный элемент азотных терм выделяется впервые. На его избирательную приуроченность к азотным термам в сравнении с углекислыми водами со ссылкой на первоисточники указано в работе (Коган и др., 1973). Аналогично распределение Ga в термах и углекислых водах одной из провинций Китая, соответственно 1.60–5.95 (среднее 3.74) и 0.02–0.89 (0.29) мкг/л (Shvartsev et al., 2018). В нашем случае как по максимуму, так и по среднему значению концентрации его несколько выше. При $t < 30$ °C они резко падают, хотя остаются более чем на порядок

больше, чем в байкальской воде, в остальном температурном интервале терм это превышение более чем на три порядка. Обратим внимание на корреляцию между Ge и Ga при постоянно более высоких концентрациях первого. Это можно объяснить примерно таким же соотношением в одном из содержащих их источнике, вероятно альбите, и близкими водно-миграционными свойствами.

Приведенные в таблице глубинные («базовые») температуры t_1 терм рассчитаны по часто используемому кварцевому химическому геотермометру (Fournier, 1977):

$$t_1 \text{ } ^\circ\text{C} = 1309 / (5.19 - \lg \text{SiO}_2) - 273.15,$$

где SiO_2 – концентрация кремнезема на выходе терм, мг/л. На 0.2–3.6 °C выше получены температуры (t_2 в таблице) при расчете по формуле:

$$t_2 \text{ } ^\circ\text{C} = -42.198 + 0.28831\text{SiO}_2 - 3.6686 \times (\text{SiO}_2)^2 \times 10^{-4} + 3.1665 \times (\text{SiO}_2)^3 \times 10^{-6} + 77.034 \lg \text{SiO}_2.$$

Расчет по халцедоновому геотермометру $t \text{ } ^\circ\text{C} = 1051.1 / (4.655 - \lg \text{SiO}_2) - 273.15$ (Truesdell, Fournier, 1977) показал на 13.7–19.6 °C меньшие значения температур. Поскольку во всех термах достигается насыщение по кварцу, результаты по кварцевому геотермометру можно считать наиболее достоверными. При геотермическом градиенте 25 °C глубины формирования терм определяются в 4–6 км, что в общем соответствует оценкам других авторов. Наиболее высокотемпературным как по поверхностным, так и по глубинным температурам оказался высокодебитный (80–100 л/с) Могойский источник, заслуживающий освоения для получения геотермальной энергии ввиду наличия реальных потребителей (села Уакит, Бусани, золотодобывающие прииски), удаленных от ЛЭП.

Список литературы

- Ветров В.А., Кузнецова А.И., Склярова О.А. Базовые уровни химических элементов в воде озера Байкал // География и природные ресурсы. 2013. № 3. С. 41–51.
- Замана Л.В. Гидрогеохимические аномалии фтора в Забайкалье // Геохимия. 1992. № 2. С. 228–237.
- Замана Л.В., Аскарлов Ш.А. Фтор в азотных Баунтовской группы (Северное Забайкалье) // Вестник Бурятского государственного университета. 2010. Химия, физика. Вып. 3. С. 8–12.
- Коган Б.И., Вершковская О.В., Славиковская И.М., Скрипка И.П. Галлий. М.: Наука, 1973. 471 с.
- Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М.: Недра, 1973. 296 с.
- Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
- Павлов С.Х., Чудненко К.В. Реальные и модельные составы азотных термальных вод // Мат-лы XXI совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием. Якутск: ИМЗ СО РАН, 2015. С. 490–494.
- Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2013. № 5. С. 647–664.
- Солотчин П.А., Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Замана Л.В., Склярова О.А. Новая находка когаркоита ($\text{Na}_3\text{SO}_4\text{F}$) в Забайкалье // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462, №. 6. С. 701–705.
- Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems // Geothermics. 1977. V. 5. P. 41–50.
- Shvartsev S.L., Sun Z., Borzenko S.V., Gao B., Tokarenko O.G., Zippa E.V. Geochemistry of the thermal waters in Jiangxi Province, China // Applied Geochemistry. 2018. V. 96. P. 113–130.
- Truesdell A.H., Fournier R.O. Procedure for estimation the temperature of a hot-water component in amixed water by using a plot of dissolved silica versus enthalpy // US Geol. Surv. Res. 1977. V. 5 (1). P. 48–52.

РИФТОГЕННАЯ ПРИРОДА АНОМАЛЬНО НИЗКОГО ПЛАСТОВОГО ДАВЛЕНИЯ И ОБЩЕЙ ОХЛАЖДЕННОСТИ РАЗРЕЗА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Е.Н. Иванов, А.И. Сивцев

ООО «Таас-Юрях Нефтегазодобыча», Иркутск, Якутск
ivanoven@tyngd.rosneft.ru, sivtsevai@tyngd.rosneft.ru

В работе приводятся особенности геологического строения Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА), где сосредоточены крупные месторождения нефти и газа Восточной Сибири. Отмечена существенная роль разрывных нарушений в распределении залежей УВ, а также гидрогеологическая закрытость территории за счет наличия соленосных свит (юрегинская, толбачанская, чарская) и развития многолетнемерзлых пород (200–600 м).

Показано, что в венд-кембрийском продуктивном комплексе отложений устанавливается своеобразное распределение пластовых давлений по отдельным резервуарам, как по разрезу, так и по латерали. В частности, показано падение измеренных пластовых давлений сверху вниз по разрезу на всей территории НБА, обуславливающее аномально низкое пластовое давление (АНПД) в нижней части разреза. В региональном плане также намечена определенная закономерность в поведении установленного АНПД. Отклонение величин АНПД составляет от 4–5 МПа в ботуобинском горизонте Среднеботуобинского и Иреляхского месторождений до 7.0–7.5 МПа в вилючанском горизонте Верхневилючанского и Вилюйско-Джербинского месторождений.

Целью работы является установление особенностей формирования региональных термобарических условий в НБА для их локального прогноза на новых объектах разведки (арылахский и базальный горизонты) и оптимизации разработки ботуобинского горизонта в пределах Среднеботуобинского НГКМ (СБНГКМ).

Аналитически рассмотрены основные точки зрения, объясняющие причины образования АНПД (верхнее охлаждение разреза, изолирующее свойство многолетнемерзлых пород, нисходящая миграция, засасывание вод в разломные зоны фундамента, гравитационно-конвекционная природа пластовых давлений и т.д.).

Сделано предположение о комплексном характере причин появления АНПД, среди которых определяющая роль отведена зонам тектонической разуплотненности. Новизна проведенных исследований заключается в практическом приспособлении установленных региональных термобарических особенностей в конкретном объекте, разработке и осуществлении их прогноза на новых объектах разведки.

Результаты проведенных исследований позволят приблизиться к пониманию особенностей нефтегазоносности как НБА, так и всей Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции.

В работе также приведены особенности процесса эксплуатации СБНГКМ, учитывающие термобарические условия продуктивных пластов (подбор буровых растворов для бурения продуктивных горизонтов, специальных кислотных составов для очистки призабойной зоны пласта от гидратов и парафинов и т.д.).

Ввиду существенных геолого-физических особенностей Среднеботуобинского НГКМ опытные работы по изучению влияния термобарических условий на разработку месторождения и по подготовке необходимых мер реагирования на возможные осложнения при эксплуатации планируется непрерывно продолжать для улучшения процесса нефтегазодобычи с учетом инфраструктурных факторов.

ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

В.П. Исеев

Иркутский государственный университет, Иркутск, *isaevvp@yandex.ru*

Учение о рифтовых системах появилось в начале XX столетия и развивалось в трудах зарубежных и отечественных ученых. Позднее было выявлено, что рифтовые впадины представляют практический интерес в связи с их нефтегазоносностью. С середины XX столетия появляются многочисленные статьи, книги и диссертации. Нефтегазоносные бассейны (НГБ) рифтогенного типа в настоящее время известны почти на всех континентах и в Мировом океане: Припятский, Рейнский, Тюрингский, Лиманский, Пачелмский, Шотландский, Западно-Английский, Днепровско-Донецкий, а также Суэцкого залива, Красного моря, Мертвого моря и др. К категории проблематично нефтегазоносных относят Байкальский, Вятский в России, некоторые грабены Восточно-Африканской рифтовой системы (оз. Альберта, Танганьика и др.), Ронский (во Франции), Акаба (на севере Красного моря) и др.

Во многих рифтовых нефтегазоносных бассейнах ведется добыча нефти и горючего газа в Западной и Восточной Европе, в Южной Америке, в странах Ближнего Востока.

На Байкале о выходах горючего газа и нефти было известно еще в XVIII веке. Изучением выходов нефти занимались В.Д. Рязанов, А.В. Арсентьев, Ф.М. Шейман, Г.Е. Рябухин, Н.С. Шатский, И.А. Шмелев, С.П. Ситников, М.Б. Першуткин. Всего в Байкальском нефтегазоносном районе в период с 1931 по 1941 г. было пробурено 30 скважин. Глубокие скважины бурились в конце 50-х годов в дельте Селенги и на Истокской площади.

Активное изучение углеводородов Байкала проводилось в 90-е годы XX столетия и особенно в XXI веке сотрудниками Иркутского государственного университета, Лимнологического института и Института геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения РАН. В итоге на Байкале выявлены следующие углеводородные системы, в которых углеводороды присутствуют в газообразных, жидких и твердых состояниях:

- свободный горючий газ,
- нефть,
- нефтяные битумы,
- газовые кристаллогидраты,
- газо-грязевые вулканы,
- углеводородные газы, растворенные в водной толще,
- углеводородные газы донных осадков,
- кольцевые структуры во льду озера.

Наличие перечисленного разнообразия углеводородов обусловлено благоприятным сочетанием всех геологических критериев нефтегазоносности: тектонических, литологических, стратиграфических, геохимических, гидрогеологических и термодинамических. При этом решающее значение для возникновения углеводородной проблемы имеет не водный бассейн Байкала (23.6 тыс. км³), а его мощная осадочная толща, сформировавшаяся за последние 25–30 млн лет. Суммарный объем накопленных осадков оценивался академиком Н.А. Логачевым (2000, 2001) в 75 тыс. км³.

Всё это, в сочетании с высокими температурами, способствовало активной генерации больших объемов метана и других углеводородов. Несомненно, что в недрах осадочной толщи присутствуют громадные скопления (месторождения) горючего газа и нефти, которые высачиваются со дна Байкала вследствие переполнения залежей углеводородами. Там, где создаются аномально высокие пластовые давления, при любом, в том числе очень слабом, землетрясении, происходят стихийные и даже катастрофические выбросы горючих газов с образованием «грязевых» вулканов. Все эти выбросы газов опасны для рыб, нерп и людей, находящихся как в акватории, так и на берегах озера.

Главный бренд озера Байкал – его название. И не только потому, что его знают многие как самое глубокое озеро в мире. В нашем случае важен его перевод. Всем известно, что название озера Байкал переводится с тюркского языка на русский как «богатое озеро», но не все знают, что по-монгольски и по-бурятски название озера звучит как «Байгал». Это название А.С. Гурулёвым переводится на русский язык как «стоящий огонь» (великий, большой, священный). Спрашивается, какой великий огонь могли видеть древние монголы и буряты на Байкале, чтобы возвести его в ранг священного? Напрашивается ответ: они видели вертикальный столб горящего метана. И неоднократно.

Свободные газы, выделяющиеся из пропарин, представляют особый интерес, так как являются горючими и очень похожи на газы месторождений. Первоначально они были изучены в дельте и авандельте реки Селенги В.П. Исаевым и др. (1997–2002). Отобрано 53 пробы, в составе которых главными газами являются азот по берегам и метан в дельте и авандельте Селенги. В последние годы (2015–2018) отобрано 39 проб свободных газов из пропарин (таблица).

Статистические параметры компонентного состава свободных газов из пропарин, % об.

Параметр	He	H ₂	CO ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	сумма гомологов	сумма алкенов	сумма аренов
среднее	0.34	0.001	0.63	14	40	42	0.059	0.0033	0.002
минимум	0	0	0	0.04	1.9	0	0.000002	0	0
максимум	1.7	0.003	8.3	32	95	95	1.9	0.021	0.045

Сравнение состава газов, изученных полтора десятка лет назад, с результатами исследований 2015–2018 гг. показывает, что главными газами пропарин по-прежнему являются воздух (азот + кислород) и метан. Но содержание глубинных компонентов (гелия), а также диоксида углерода стало через полтора десятка лет заметно выше.

Увеличение концентрации самого легкого компонента в изученных газах, видимо, связано с расширением площади исследований, получением новых данных и, возможно, с повышением активности дегазации байкальских недр вследствие аномально низкого уровня озера в 2014–2016 гг.

Содержание гелия в свободном газе больше 1 % – это, безусловно, очень высокий показатель. Ни в одном месторождении Иркутской области нет таких концентраций. Повышенные концентрации гелия обнаружены также в Чивыркуйском заливе, на горячих источниках Кулиные болота, на подводном Академическом хребте, в Центральном Байкале у мыса Ухан, в районе грязевых вулканов Новосибирск и Петербург, а также в Южном Байкале в приустьевой части р. Снежной. На Северном Байкале гелий обнаружен в районе дельты Верхней Ангары в устьях рек Фролиха и Шегнанда.

Наиболее заметно увеличение содержаний диоксида углерода и метана. Это еще больше связано с понижением уровня воды в озере, так как снижение давления ведет к

дегазации осадков и деградации газовых гидратов. При разложении гидратов выделяется огромное количество метана: в 180 раз больше объема разложившихся гидратов. Всего на Байкале зафиксировано 250 пропарин во льду и около 50 газогрязевых вулканов на дне.

Выходы нефти известны только в акватории Байкала и непосредственно у его берегов. Наиболее изученные выходы нефти располагаются в прибрежной восточной акватории озера севернее залива Провал, напротив устьев рек Сваловая, Большая и Малая Зеленовская. Последнее место иногда называют «у мыса Толстого» (рисунок).



Нефть на льду в районе мыса Толстого.

Описания этой нефти можно встретить в работах В.Д. Рязанова, В.А. Успенского, В.Г. Пуцилло и др., В.К. Шиманского, В.В. Самсонова, А.Э. Конторовича и др., В.П. Исаева и др. Нефть, как правило, черная, тяжелая, вязкая,

содержит повышенное количество ароматических и нафтеновых углеводородов, асфальтенов и смол. О происхождении и возрасте байкальской нефти мнения исследователей расходятся. Возрастной диапазон колеблется от кембрия (докембрия) до кайнозоя.

Совершенно другая нефть обнаружена летом 2005 г. сотрудниками Лимнологического института СО РАН (г. Иркутск) с научно-исследовательского судна «Верещагин». Место выхода нефти расположено в открытом Байкале в 7 км к 3-СЗ от мыса Горевой Утес к юго-западу от Баргузинского залива. Нефть желто-коричневого цвета, выходит активно с глубины 900 м, на поверхности воды проявляется яркими цветными пятнами, сильным нефтяным запахом.

Кроме Байкала природные выходы на поверхность горючих газов обнаружены и в других впадинах БРС: в Тункинской, Баргузинской и Верхнеангарской. Нет сомнений в том, что впадины озера Байкал и другие впадины байкальского типа представляют собой (каждая из них) нефтегазоносные бассейны. Совокупность нефтегазоносных бассейнов БРС представляет собой Байкальскую нефтегазоносную провинцию, так как все они входят в состав единой, крупной тектонической структуры – Байкальский рифт.

Выводы и предложения

При создании Иркутского научного центра планировался специальный институт для изучения Байкальского рифтогенеза. Позднее его функции были расширены и, как мы помним, Николай Алексеевич Логачёв принимал участие в работе Международной экспедиции по изучению Восточно-Африканского рифта.

Поскольку Байкальская рифтовая система всегда являлась основным научным объектом исследований Института земной коры СО РАН, обсуждаемая проблема для этого института представляется очень актуальной. В связи с этим было бы полезным, на наш взгляд, совместное изучение этой проблемы коллективами лаборатории геологии нефти и газа Института земной коры и кафедры геологии нефти и газа Иркутского государственного университета.

ОРОГЕНЕЗ В КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРАХ ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ ГОРНОГО МАССИВА МУНКУ-САРДЫК

С.Н. Коваленко

Иркутский государственный университет, Иркутск, *igrug@mail.ru*

Ледниковые процессы, связанные с деятельностью ледников и снега, предопределили формирование современного рельефа горных районов, расположенных в высокогорном поясе с нивальным климатом. К одному из таких районов относится горный массив Мунку-Сардык, являющийся южным наиболее поднятым районом Восточных Саян. По нашим данным на формирование рельефа в районе оказали свое влияние несколько палеоледников (п/л), явившихся результатом одной или двух прогрессивных и более восьми регрессивных стадий оледенения.

Площадь исследования составляет 293.67 км² и охватывает прилегающие к горе Мунку-Сардык территории, как со стороны России, так и со стороны Монголии. Максимальная абсолютная высота территории составляет 3491 м (г. Мунку-Сардык), минимальная – 1450 м (урез устья р. Бугота). В связи с этим, амплитуда, размах или энергия рельефа территории составляет 2041 м. В процессе полевых исследований с 2002 по 2018 г. здесь было нами выявлено и описано 110 каров и 109 трогов различного возраста. При статистическом анализе были использованы следующие их характеристики: абсолютная высота дна каров, длина трогов, ориентировка в пространстве. Большинство данных представлено в виде диаграмм и роза-диаграмм.

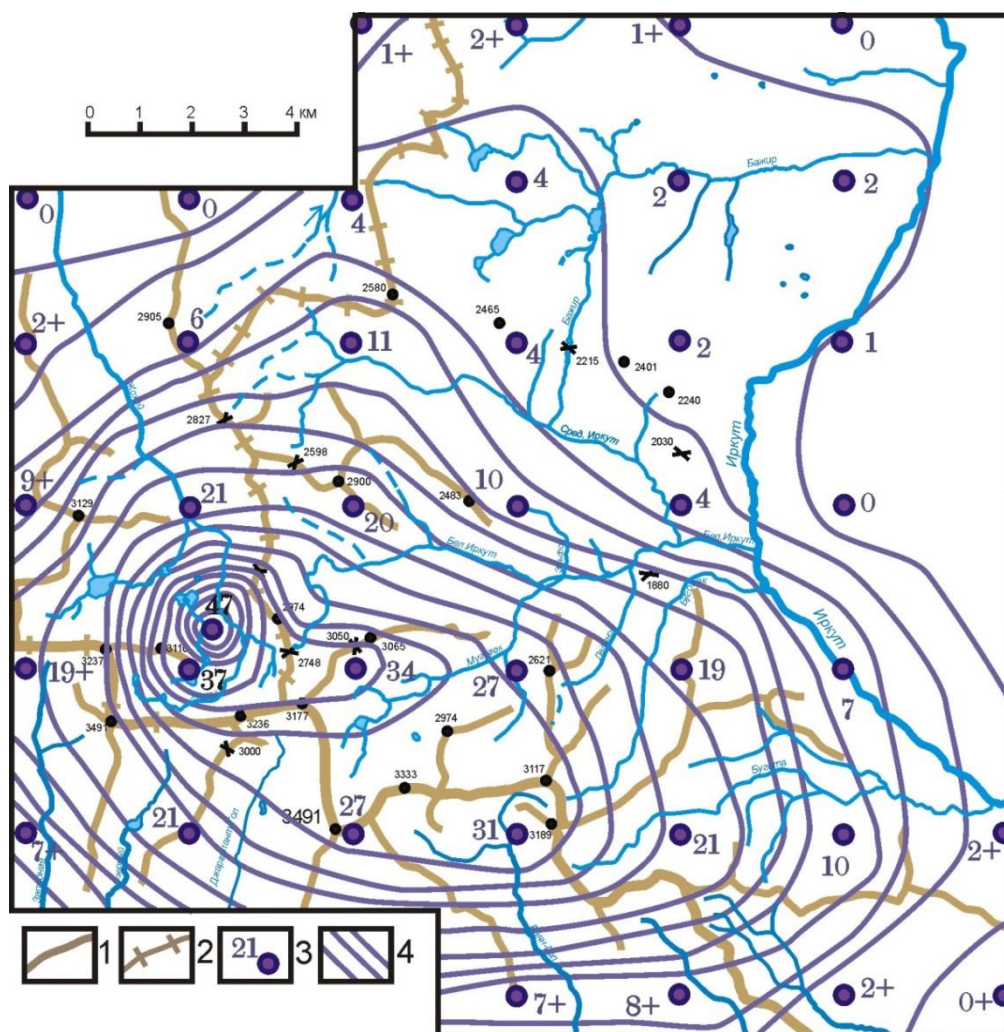
Согласно карте плотности распределения каров всех возрастов и уровней на исследованной площади (рисунок), наибольшую концентрацию (до 42 % от 110 шт.) кары имеют в верховьях рек Жохой, Белый Иркут и Мугувек, облако повышенной плотности каров тянется вдоль хребта в восточно-юго-восточном направлении, резко выклиниваясь к югу, и постепенно нисходит в северном.

Примечательно, что центр этого облака плотности каров лежит в верховьях р. Жохой в бассейне р. Оки, что может косвенно указывать на более длительный характер существования остатков льда окинского прогрессивного оледенения в пределах Жохойской долины за водоразделом или ледоразделом долин рек Оки с Иркутом и Селенгой. Ось устойчиво повышенной плотности простирается от этой точки в восточно-юго-восточном направлении вдоль северного склона хребта.

Основные формы рельефа горного массива Мунку-Сардык (основные водоразделы и отдельные отроги хребтов, долины рек Оки и Иркуты) были образованы в результате деятельности самых древних ледников первого оледенения второй половины среднего плейстоцена – самаровского и частично зырянского. Эти основные структуры рельефа горного массива значительно подработал и создал новые покровно-долинный палеоледник Окинский зырянского прогрессивного оледенения. Область питания этого покровно-долинного ледника находилась на водораздельной части рек Оки и Иркуты.

Образование подцирков или направлений развития последующих регрессивных лестниц-каров во всех вышеобозначенных цирках произошло во время формирования палеоледниковых каров шестого уровня 8 тыс. лет назад, после межледникового периода сартанского оледенения. В современном рельефе главного водораздельного хребта эти цирки и усложнявшие их в последующее время подцирки фиксируются выпуклостями хребта к югу и формированием глубоких врезов долин рек с северной стороны: Жохой, Бел. Иркут, Мугувек, Бугувек и Бугота. В свою очередь, выпуклости (в плане) главного хребта в северном направлении фиксируют кары-цирки с южной

стороны хребта с долинами рек Западная, Джаргалант-Гол, Баян-Гол, Цаган-Сайран-Гол. Долины же рек и палеоледниковые структуры, совпадающие по направлению с абляционным отступанием палеоледника Окинского, характерных троговых ступеней, как правило, не дают: Средний Иркут, Черный Иркут, Иркут.



Карта плотности размещения каров.

1 – оси водораздельных хребтов; 2 – ось водораздельного хребта бассейнов рек Оки, Иркуты и Селенги; 3 – центры статистического круга площадью 10 км² и количество каров в нем; 4 – изолинии плотности каров, приходящихся на единицу площади (10 км²), проведенные через 1–3–6–9–12–15–18–21–27–30–33–36–39–42 %.

Полное стаивание реликтовых ледников произошло, вероятно, в так называемый интергляциал 7.5–6.0 тыс. лет назад. Это доказывают многими исследователями для более северных районов. В связи с этим, все ледниковые формы рельефа до шестого среднестатистического высотного уровня каров (СВУК) включительно являлись реликтовыми сартанского оледенения. При абляции и отступании эти ледники всегда гипсометрически выше имели мощные области питания. Отступали они в межледниковые периоды потеплений, а наступали или прекращали отступать и останавливались, иногда на длительное время, в периоды похолоданий, когда происходило образование своеобразных форм ледникового рельефа, принимаемых многими исследователями за кары и трог, – это расширения речных долин с

выположенными руслами и аккумулятивным характером реки и широким развитием флювиогляциальных процессов – своеобразные зандровые площадки стагнационного ледника. При таких остановках или небольших осцилляциях на конце отступающих языков льда формировались уступы и отлагались мощные морены абляционно-осыпного типа. Большие мощности льда или длительное стояние концов ледников на одном месте приводило к классическому формированию обвальной морены, которая создавала условия для образования двух стоков-прорывов в этих обрывах (стенках каров), – зарождению однопорядковых долин. В качестве многочисленных примеров можно указать на образование двух долин в каре п/л Усть-Иркутного, когда были заложены долины Среднего и Белого Иркута; в каре п/л Портулановского, когда были заложены долины рек Белого Иркута и Мугувека; в каре п/л Лесного, когда возникла долина руч. Горелого и была продолжена долина р. Мугувека; в каре п/л Лесного, когда были заложены стоки п/л Сухого и Пристенного. Формирование как минимум двух стоков льда – яркий и постоянный признак отступающих ледников – их визитная карточка, указывающая на ледовый характер процессов, происходящих в данном каре. Никаких двух стоков, кроме центрального, часто переуглубленного, в снежных или нивально-эрозионных нишах и нагорных террасах не образуется.

Окончательно современный рельеф района был сформирован благодаря последовательной деятельности разновременных и разновысотных палеоледников регрессивной стадии, объединенных в систему каров и трогов (лестницы из более чем восьми среднестатистических высотных уровней каров и трогов) и деятельности флювиогляциальных и подледниковых вод, а также незначительной деятельности склоновых процессов в перигляциальной, внеледниковой зоне. Нашими геоморфологическими исследованиями по долинам Белого Иркута и Мугувека были установлены следующие СВУК, на которых формировались палеоледники: 1 – Перетолчина, Радде; 2 – Древнесеверный, ВСГАО, Горный; 3 – Озерный, Эхойский, Промежуточный; 4 – Пристенный, Сухой, Шатаевой, Уютный, Контрастов; 5 – Луговой, Конституции, Ровный; 6 – Лесной, Бело-Иркутный; 7 – Портулановский; 8 – Усть-Иркутный.

Точно такое же количество стадий деградации последнего оледенения почти в каждом горном хребте Сибири выделяют Е.В. Максимов и Ф.И. Цхурбаев (Максимов, 1970; Цхурбаев, 1971).

Список литературы

Максимов Е.В. Новые данные о ритмичности природных процессов в горно-ледниковых районах // Доклады отделений и комиссий Географического общества СССР. 1970. Т. 30. вып. 16. С. 119–130.

Цхурбаев Ф.И. Условия формирования, типы и строение золотоносных россыпей Южного Верхоленья. Якутск, 1971. 142 с.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ УРОЧИЩА БАДАР В ТУНКИНСКОЙ РИФТОВОЙ ДОЛИНЕ

В.Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, *kolom@ginst.ru*
Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ

В геологическом плане среди системы впадин Тункинского рифта наиболее интересна собственно Тункинская котловина, соответствующая максимальному расширению всей рифтовой структуры и занимающая центральное положение. Днище впадины состоит из пологонаклонных предгорных пролювиальных равнин, развитых вдоль подножий хребтов Тункинские Гольцы и Хамар-Дабан, аллювиального комплекса р. Иркут, а также куполообразного песчаного массива Бадар.

Массив Бадар сложен субгоризонтальными тонкослоистыми мелкозернистыми (средневзвешенный размер частиц $x=0.12-0.20$ мм) и средне-мелкозернистыми ($x=0.23-0.35$ мм) псаммитами с немногочисленными линзовидными прослоями крупно-грубозернистого песка и мелкого гравия. Согласно коэффициенту сортировки Траска ($S_0=1.30-1.76$) и стандартному отклонению ($\sigma=0.06-0.23$), отложения особенно хорошо, совершенно и очень хорошо сортированы, асимметричны (коэффициент асимметрии Траска $S_k<1$, статистический коэффициент $\alpha>0$) со сдвинутой модой в сторону крупных частиц (относительно высокая энергетика среды седиментации). Экссесс положителен (стабильные тектонические условия осадконакопления, постоянный привнос новых порций материала и качественная его динамическая обработка). Параметры коэффициента вариации осадков ($v=0.27-0.80$) определяют аквальный характер бассейна седиментации.

По палеопотамологическим данным, значения срывающих скоростей водного потока, при которых отложения приходили в движение и испытывали перенос, составляли $0.27-0.35$ м/с, их новое осаждение происходило с уменьшением придонной скорости до $0.17-0.21$ м/с, поверхностные скорости течения не превышали $0.30-0.45$ м/с. Глубины палеопотоков изменялись от $0.3-1.1$ м в межennyй период до $0.9-2.2$ м в момент полного заполнения водой русел, ширина варьировалась от 6 до 36 м. Динамика потока, согласно диаметру руслоформирующей фракции ($0.1<x<1.0$), имела переходный между турбулентным и ламинарным режимом тип осаждения.

Для разреза характерна пологая слоистость, на что указывают вычисленные значения универсального критерия Ляпина (>0.2), являющегося показателем грядового перемещения наносов на дне потока, и, как следствие, – наличия наклонной слоистости в отложениях. С учетом зависимости между высотой гряд и показателем порядка потока (номограмма Ржаницына) такие русла соответствуют VI–VII порядку, что совпадает с современным порядком р. Иркут. Продольные уклоны палеорусел составляли $0.2-0.4$ м/км, ф-критерий устойчивости речных систем (<100 единиц) характеризует русла этих потоков как слабоподвижные. Значения числа Лохтина ($1.5-2.0$) свидетельствуют о приближении исследуемой водной системы к конечному водоему (придельтовые условия). Коэффициент шероховатости описывает подобные потоки как естественные постоянные русла равнинного типа, имеющие благоприятные условия состояния ложа и свободного течения воды. Равнинный тип русла с площадью водосбора не менее 100 км^2 подтверждает также число Фруда ($Fr<0.1$).

Все приведенные выше аргументы позволяют говорить о накоплении отложений песчаного массива Бадар в условиях подводной дельты палеореки, впадающей в мелководный проточный озерный водоем, свидетельством чего являются небольшие

скорости течения, малые продольные уклоны, непосредственная близость конечного водоема, равнинный слабоподвижный тип русел в благоприятном режиме. Осадочный материал доставлялся крупным потоком, разделенным на рукава (колебания ширины русел палеоводотоков), порядок которого был близок к порядку современного Иркутта.

Спорово-пыльцевой спектр, полученный из нижних горизонтов массива, характеризует условия его накопления в финале раннего – начале среднего неоплейстоцена. В этот период здесь произрастали сосново-березовые леса с темнохвойными породами (*Tsuga* sp., *Taxodiaceae*) и небольшими примесями *Fagus* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Среди травянистой растительности подлеска доминируют мезофиты (*Cyperaceae*, *Liliaceae*), присутствуют *Chenopodiaceae*, *Ranunculaceae*, *Convolvulaceae*. Общую картину леса дополняют *Polypodiaceae*, *Botrychium* sp., *Selaginella* sp., *Sphagnum* sp. Климат был умеренно-теплым и умеренно-влажным.

Отложения неоплейстоценового аллювиального террасового комплекса р. Иркут в пределах Тункинской котловины характеризуются широким разнообразием литологического спектра – от крупных алевритов ($x=0.04$ мм) до крупных галечников ($x=53.4$) с общим преобладанием песчаных размерностей, где доминируют мелко- ($x=0.2$) и среднезернистые ($x=0.3$) пески. Набор текстурно-структурных признаков (преобладание горизонтальной и косой слоистости, хорошая сортированность осадков, небольшая асимметрия распределения в сторону крупных частиц) свидетельствует об отложении таких песков в аквальной среде седиментации. Подтверждением этого являются показатели коэффициента вариации, принадлежащие полю значений от 0.4 до 2.0, что соответствует комплексным озерно-аллювиальным условиям, а также турбулентным речным и донным течениям с сезонными колебаниями водности.

Исходя из высокого суммарного процента песчаных фракций (до 90 %) и диапазона зерен, отложение происходило в прибрежной полосе акватории озерных проточных водоемов. Впадающие в озера реки (ввиду подпора) имели малые уклоны палеорусел (в среднем от 1 до 5 м/км), в меженный период скорость их течения была относительно небольшой (0.4–0.6 м/с). Максимальные глубины достигали на перекатах 1 м. Данные водотоки имели равнинный, а также полугорный с развитыми аккумулятивными формами типы палеорусел ($Fr=0.05–0.20$). Вместе с тем, для песчаных толщ характерно также некоторое количество тонкозернистых песков и алевритов ($x=0.04–0.06$) с неотчетливой горизонтальной слоистостью, накопление которых могло осуществляться в стационарной среде с субламинарным режимом осаждения при критических минимальных скоростях движения наносов (0.26 м/с) в относительно более глубокой части (10–12 м) озерного водоема.

Подтверждением существования в Тункинских впадинах озерных водоемов являются находки остатков спонгио- и малакофауны (Мартинсон, 1948; Логачев, 1958). Моллюски: *Pisidium casertanum* var. *boreale* Cless., *P. amnicum* Müll., *Sphaerium corneum* var. *ssorense* W. Dyb., *Gyraulus laevis* Alder, *G. gredlevi* Gredl., *Succinea oblonga* Drap., *Valvata sibirica* Midd., *Radix ovata* Drap., а также губки семейства Spongillidae – *Spongilla lacustris* L., *S. fragilis* Leidy, *Ephydatia fluviatilis* L. обитали в мелководных проточных озерах. Отсутствие эндемиков, в частности байкальских губок из семейства *Lubomirskiidae*, которые характерны для более древних отложений, указывает на полную потерю прямой генетической связи этих озер в неоплейстоцене с оз. Байкал.

Список литературы

- Логачев Н.А. О происхождении четвертичных песков Прибайкалья // Известия Сибирского отделения АН. Геология и геофизика. 1958. Вып. 1. С. 84–95.
- Мартинсон Г.Г. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Доклады АН СССР. 1948. Т. 61, № 5. С. 897–900.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ИНФАНТИЛЬНЫХ МОРФОСТРУКТУРАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В.Л. Коломиец^{1,2}, Р.Ц. Будаев¹

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@ginst.ru

²Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ

На юго-восточном побережье оз. Байкал, между устьями рек Селенга и Баргузин, протягивается цепь небольших отрицательных морфоструктур, которые по своему развитию, глубине залегания фундамента, структурному положению, конфигурации и сейсмическому режиму относятся к инфантильным структурам (Сейсмо тектоника..., 1968). Это Налимовская, Нижнетуркинская, Котокельская впадины и несколько других более мелких депрессий (Максимихинская, Зезивандинская, Кикинская).

Налимовская впадина имеет северо-восточную ориентировку, воронкообразно сужается вверх по течению р. Налимовка на 17–18 км, наиболее широкая ее часть вытянута вдоль берега бухты Безымянной оз. Байкал на 6.5 км. На пологонаклонном в сторону Байкала днище котловины развит равнинный (прибрежная полоса, нижнее течение р. Налимовка) и холмисто-увалистый аккумулятивный рельеф (среднее и верхнее течение р. Налимовка).

VII эрозионно-аккумулятивный уровень (ЭАУ) высотой 120–140 м залегает в виде неширокой полосы вдоль подножья хр. Черная Грива. Сложен субгоризонтально-слоистыми мелко- и среднезернистыми песками (средневзвешенный диаметр частиц $x=0.36–0.44$ мм), из которых получена абсолютная дата на основе радиотермолуминесцентного (РТЛ) метода (1000000 ± 90000 лет, ГИН СО РАН-399, поздний эоплейстоцен). Коэффициент вариации определяет происхождение осадков ($v=0.52–0.64$) как аквальный и принадлежит полю совмещения аллювиального и лимнического генезиса. По палеогидрологическим данным их накопление совершалось в слабопроточных неглубоких (до 2 м) озерных водоемах с умеренным динамическим режимом потоков, транспортировавших сюда наносы. Палеореки имели равнинный (число Фруда $Fr \leq 0.1$) тип блуждающих русел со свободным течением воды.

VI ЭАУ ранне- и средннеоплейстоценового возраста (60–80 м) распространен вдоль северо-западного склона хр. Черная Грива и состоит из разобщенных участков. Выполнен субгоризонтально-, слабоволнисто- и наклонно-слоистыми мелко- и среднезернистыми песками ($x=0.39–0.40$ мм). Коэффициент изменчивости ($v=0.68–0.70$) соответствует аллювиально-озерному генетическому типу. Условия среды осадконакопления этой толщи характеризуются наличием неглубоких слабопроточных озеровидных объектов с сетью палеопотоков равнинного типа ($Fr \leq 0.1$). Фациальная природа данных осадков – преимущественно береговые, прибрежные фации лимнической, а также подгруппа русловых нестречневых фаций речной макрофации.

В первой половине среднего неоплейстоцена произошло формирование V ЭАУ (40–50 м), поверхность которого приурочена к присклоновой части котловины со стороны хр. Черная Грива. Осадки представлены субгоризонтально-слоистыми мелко- и среднезернистыми песками с наклонными и слабоволнистыми маломощными прослоями ($x=0.41–0.43$ мм). Набор фракций, их процентное содержание и, следовательно, статистические и палеопотамологические характеристики не имеют существенных отличий от характеристик более высоких уровней депрессии, что

является доказательством существования схожих обстановок седиментации, имевших место на исследуемой территории в данный промежуток квартера.

Значительно большее распространение имеет IV ЭАУ (вторая половина среднего неоплейстоцена, 25–35 м), который занимает большое по площади пространство в пределах расширенной части депрессии. Изученное вещество является собой песчаный материал мелко- ($x=0.42-0.45$ мм), крупно- и среднезернистой структуры ($x=0.51-0.58$ мм). Показатели коэффициента вариации ($v=0.55-0.69$) сопоставляются с полем смещения двух обстановок седиментации, но, учитывая близость к Байкалу и тот факт, что они не превышают верхнего предела в 0.8 единиц для осадков лимнического генезиса, данные пески следует считать озерными, накапливавшимися в высокодинамичных условиях прибрежно-пляжевой фациальной зоны.

Позднелоплейстоценовые III (15–25 м) и II (9–12 м) аккумулятивные террасы развиты широким фронтом вдоль берега Байкала на всем его протяжении. Сложены мелко- ($x=0.42-0.45$ мм), крупно- и среднезернистыми ($x=0.50-0.57$ мм) песками. Слоистость маломощная, характер залегания субгоризонтальный, волнистый, реже – косые серии обохренных гравелистых песков. Статистические параметры определяют некоторые различия динамики седиментационных бассейнов – более равновесная событийность периода аккумуляции осадков III террасы и повышенный в сравнении с ней энергетизм условий накопления осадков II террасы, связанный с возможным увеличением количества свободной воды в каргинское межледниковье, что подтверждается РТЛ-датированием этих отложений (>42000 лет, ГИН СО РАН-396). Возраст осадков третьей террасы – ермаковский (>84000 лет, ГИН СО РАН-397).

Таким образом, анализируя характер седиментогенеза Налимовской впадины, можно констатировать, что уже в позднем эоплейстоцене в котловине имел место озерный режим осадконакопления. Доставка материала осуществлялась небольшими водотоками равнинного типа, его осаждение происходило преимущественно в подводно-дельтовом положении. Схожие условия были характерны и на протяжении всего среднего неоплейстоцена – депрессия неоднократно становилась палеозаливом Байкала на всю ее длину типа современных соров. Возникновение и столь длительное существование подобных обстановок явилось следствием дифференцированных тектонических движений, охвативших территорию Прибайкалья, приведших к поднятию юго-западной рамы впадины Байкала и ингрессиям его вод в понижения горного обрамления. Преимущественно лимнический характер носил процесс осадконакопления в позднем неоплейстоцене – котловина до тектонического внутривпадинного порога представляла собой Налимовский палеосор.

Нижнетуркинская впадина занимает приустьевую часть долины р. Турка. В плане это сужающееся вверх по течению асимметричное субширотное понижение. Наиболее полный комплекс рыхлых отложений наблюдается на междуречье рек Турка и Коточик. Это останцовый увал высотой 60–80 м с мелкохолмистой вершинной поверхностью и выположенными с эрозионными врезами склонами.

Гранулометрически осадки принадлежат к среднезернистым пескам с подчиненной ролью других разностей. Текстура горизонтальная, отчетливо слоистая. В целом всей толще свойственна определенная литологическая однородность отложений в плане и по разрезу. Текстурные и структурные особенности указывают на водный характер переноса и отложения осадков, а почти ровный механический состав – на близкие энергетические условия среды седиментации. Согласно гидродинамическим показателям, отложение происходило в мелководном проточном озеровидном водоеме (прибрежные фациальные обстановки).

Находки в этих песках спикул губок двух семейств: семейства материковых водоемов *Spongillidae*: *Ephydatia fluviatilis* L., *Spongilla* sp. и эндемичных байкальских

губок семейства *Lubomirskiidae* – *Lubomirskia baikalensis* Pall. (Dyb.) (Мартинсон, 1951) обосновывают аккумуляцию песчаных толщ в озерном водоеме, который имел генетическую связь с оз. Байкал. Физико-географические условия этого палеоводоема были сходными с условиями, имеющими место в современных байкальских сорах.

Котокельская впадина имеет в плане субмеридиональную овальную форму, большая ее часть занята водами оз. Котокель. Слабонаклонное в сторону озера днище впадины выполнено разнообразным комплексом рыхлых осадков квартера.

Эоплейстоцен-нижнеэоплейстоценовые осадки составляют VII ЭАУ высотой 80–120 м. Вскрытая верхняя часть толщи представлена субгоризонтально-слоистым алевритово-средне-мелкозернистым песком ($\chi=0.26$ мм). Параметры коэффициента изменчивости соответствуют интервалу $0.4 < v < 0.8$, который принадлежит области смешанного аллювиально-озерного генезиса. Формирование осадков происходило в неглубоком (до 1.5–2.0 м) лимническом слабопроточном постоянном водоеме. Диапазон зерен и повышенный суммарный процент алевритов (30–40 %) указывает на отложение данных осадков в прибрежной полосе акватории озерных бассейнов с преобладанием береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации.

Ранне- и среднеэоплейстоценовый VI ЭАУ высотой 50–80 м сложен псаммитовым материалом средне- и мелкозернистой структуры ($\chi=0.27–0.32$ мм). По вертикали строение толщи невыдержанное, часты прослой и линзы темных илов, бурых тонкослоистых запесоченных суглинков, бурых, серых, пластичных голубовато-серых глин, отмечается интенсивное точечное и послойное обогащение окислами и гидроокислами железа, включения растительных остатков. Самым верхним горизонтам свойственен лессовидный облик. Коэффициент вариации песков ($v=0.5–0.7$) свидетельствует об аквальном смешанном характере бассейна седиментации с наличием проточных лимнических объектов с малой глубиной и поступательных с замедленными гидродинамическими показателями русловых потоков равнинного типа.

Большое площадное развитие на южном замыкании Котокельской впадины получили уровни седиментации, соответствующие формированию среднеэоплейстоценового IV ЭАУ (25–35 м) и верхнеэоплейстоценовой III (17–25 м) террасы. Отложения – мелко- и среднезернистые пески ($\chi=0.32–0.36$ мм) с субгоризонтальной, наклонной и волнистой слоистостью. Коэффициент вариации соответствует области неомогенного аквального генезиса. По палеогидрологическим данным глубина таких лимнических палеобассейнов не превышала 2.0–2.5 м.

На рубеже эоплейстоцена – неоплейстоцена в котловине возник стационарный неглубокий слабопроточный озеровидный водоем, где наряду с доминированием лимнических условий седиментации в прибрежной полосе акватории имели место и речные, связанные с проникновением палеоводотоков малоподвижного равнинного характера. Подобная обстановка просуществовала до начала среднего неоплейстоцена. В его первой половине происходила неоднократная деградация озерной системы с ее распадом на небольшие отдельные застойные объекты, в которых совершалось накопление болотных и озерно-болотных фаций (глинистые прослой и линзы с богатым содержанием органики в теле VI уровня). Причиной могла быть аридизация климата в горах Прибайкалья, результатом которой явилось ограниченное поступление воды, вследствие чего озеро небольшой впадины быстро деградировало. С конца среднего и до финала позднего неоплейстоцена во впадине вновь происходит реставрация преимущественно лимнической среды седиментации, в ее палеогидрологическом режиме не наблюдается резких отличий в ситуациях осадконакопления, свойственных IV и III уровням.

Список литературы

Мартинсон Г.Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции. Т. XIII. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 5–92.

Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Под общей редакцией В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.

СКОПЛЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ И ФЛЮДНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

А.М. Кузин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, *amkouzin@ya.ru*

Значительный объем выполненных региональных профилей МОГТ позволил выделить новые ранее не изученные закономерности в глубинном строении консолидированной коры. Обычно на временных разрезах региональных профилей МОГТ на временах, соответствующих верхней части консолидированной коры, фиксируются области слабоинтенсивной сейсмической записи (СИСЗ). Эти области по форме бывают вертикальными или горизонтальными. Изометричные по форме области СИСЗ часто связывают с гранитными массивами. Предпочтительной интерпретацией природы всех зон СИСЗ является преимущественное содержание в горной породе флюида в газовой фазе, чем меньше в горной породе влаги, тем больше рассеяние. Вертикальные СИСЗ области широко распространены в осадочном чехле Западно-Сибирской платформы и представляют собой разрывные нарушения, заполненные газом. В качестве примера вертикальных зон СИСЗ в рудных районах можно назвать алмазоносные трубки взрыва, многие зоны гидротермально-метасоматически измененных пород. Горизонтальные области СИСЗ на волновой картине схожи с газовыми шапками на месторождениях углеводородов. Так, например, сейсмический образ Татарского свода в поле отраженных волн схож с образом залежи углеводородов.

Области интенсивной сейсмической записи (ОИСЗ) связаны с присутствием влаги (Кузин, 2011). Вода на шероховатых границах нивелирует эффект рассеяния. Иногда на временном разрезе ОИСЗ прослеживаются в нижнюю часть коры, вплоть до границы Мохоровичича. К ним примыкают или их пересекают наклонные и листрические разломы. Такая интерпретация подтверждается результатами расчета напряженного состояния тектонического блока для месторождения Тенгиз (Гарагаш и др., 1992). По ним было установлено, что зона аномально низкого литостатического давления в этом блоке уходит на глубину порядка 18 км. Это означает, что система открытых трещин с водой может существовать от поверхности до средней коры включительно. В этих условиях трещины вертикальных разрывных нарушений, заполненные водой, могут оставаться открытыми до глубин перехода от упругих деформаций к пластичным, причем давление в сообщающихся трещинах может не превышать гидростатического во всем диапазоне глубин проникновения разрывного нарушения (Gough, 1986). Расчет процесса дегидратации среды, при области дегидратации мощностью 10 км, длиной 40 км на глубине 25 км и примыкающей к вертикальному разлому, доказал возможность длительного существования флюида в области дегидратации (Гарагаш, 1998). На больших глубинах при соответствующих давлениях количества воды, содержащейся в породе, становится достаточно для заполнения пор и трещин с газом (сжимаемость воды гораздо меньше газа), что существенно снижает рассеивающие свойства. Это дает основание интерпретировать зону «рефлексивности» как зону присутствия воды. Следовательно, возможно ожидать существование каналов инфильтрации и фильтрации между поверхностью земли и, по крайней мере, средней частью коры, что согласуется с результатами и выводами из работы (Яковлев, Поляк, 2002). Очень важно отметить, что существование зон разуплотнения (содержащих флюид) возможно только в механически жестких, прочных геологических образованиях.

Локализация воды и/или ее растворов на жестком массиве пород сопровождается проникновением воды в глубь массива. На данных ГСЗ и МОГТ, полученных на границе Южно-Татарского свода и Предуральского прогиба, ОИСЗ хорошо коррелируется с продолжением высокоскоростной аномалии в верхние горизонты разреза. Аналогичная вертикальная зона интенсивной сейсмической записи наблюдается в центральной части Ромашкинского месторождения. При этом необходимо отметить, что под Ромашкинским и другими месторождениями волновая картина в целом не нарушает флюидную зональность.

Ромашкинское месторождение лежит на синформе, образованной разрывными нарушениями лепестковой структуры, обрамляющей жесткую неоднородность в кристаллическом фундаменте. Относительно жесткая и плотная неоднородность в геологической среде формирует разность вертикальных напряжений между кровлей и подошвой, что ведет к формированию миграционного потенциала; накопление и диссипация упругой энергии способствуют активизации физико-химических процессов на границе тела (Кузин, 2015). Границы Ромашкинского месторождения четко совпадают с границами области повышенных амплитуд отражающих горизонтов осадочного чехла и коры кристаллического фундамента (до $T_0 \approx 2.3$ с), что согласуется с описываемой моделью. Выполненные для Волго-Уральской нефтегазоносной провинции расчеты полей напряжений показали, что наиболее крупные месторождения Ромашкинское, Оренбургское, Арлаское и другие локализованы в зонах относительного растяжения (Морозов и др., 2013), картина распределения векторов флюидных потоков хорошо согласуется с проекцией лепестковой структуры на поверхность земли. Основные области эндогенного микросейсмического излучения приурочены к очаговым зонам готовящихся землетрясений на глубине 3–5 км. На этих глубинах в докембрийском фундаменте расположены слои с пониженной скоростью. Глубина в 5 км совпадает с границей области интенсивной записи. Следовательно, интервал увеличенной мощности в фундаменте под Ромашкинским месторождением можно интерпретировать как области взаимодействия восходящего потока газа с исходящей фильтрацией воды в фундамент. Лепестковая структура разрывной тектоники предопределяет вихревое движение флюида и, соответственно, формирование разнородных разнонаправленных по фазовому составу зон флюидных потоков. Так, например, на Ново-Елховской скв. 20009 (Южно-Татарский свод) геотермические наблюдения позволили выделить девять типов геотермических аномалий в интервале глубин от 1804 до 5365 м (Христофорова и др., 1999). Два типа аномалий являются отрицательными (поглощение бурового раствора), еще три отнесены к смешанному типу, остальные положительные (газовыделение). Всего отрицательные аномалии поглощения в разрезе встречены в двадцати трех случаях, смешанного типа – в восьми случаях. Жидкая фаза фильтруется по тонким трещинам, газовая фаза – по более крупным (Эфрос, 1963). Гидрофильность и гидрофобность поровых каналов могут приводить к раздельной фильтрации жидкой и газообразной фаз.

Таким образом, теоретические и экспериментальные исследования доказывают существование в пределах одной зоны разрывных нарушений восходящей (преимущественно газовой) и нисходящей (водной) фильтрации, причем на определенных глубинных уровнях может происходить раздельная фильтрация жидкой и газообразной фаз. Волновая картина соответствующей фазовой зональности флюида в земной коре характерна для другой архейской платформы – Восточно-Сибирской. В формировании месторождений углеводородов и флюидной зональности консолидированной коры имеется общая генетическая основа – процесс дегазации Земли.

Выводы. В верхней части консолидированной коры докембрийских платформ на глубинах 3–15 км расположена область СИСЗ. Эта область интерпретируется как область преимущественно насыщения флюидом в газовой фазе. Ниже по разрезу, вплоть до границы Мохоровичича расположена горизонтальная ОИСЗ (зона «рефлексивити»), преимущественно с горизонтальными отражающими поверхностями. До этой области в отдельных случаях трассируются вертикальные зоны ОИСЗ, уходящие в осадочный чехол. Эти зоны проинтерпретированы как области инфильтрации. Основными современными каналами восходящей миграции флюида являются вертикальные и горизонтальные области малоинтенсивной сейсмической записи. ОИСЗ могут служить зонами нисходящей миграции. Зоны наклонных и листрических разрывных нарушений могут быть каналами как восходящей, так и нисходящей миграции флюидных потоков. Подтверждается вывод о роли границы Мохоровичича как следующего после границы чехла и фундамента порога в фазовом составе флюида. Флюидная зональность взаимосвязана с тектоническим строением литосферы, поэтому более корректным будет определить ее как флюидно-тектоническую.

Флюидная зональность консолидированной коры дает основание для следующих двух обобщающих выводов о нефтегазоносности: 1) повсеместное присутствие в том или ином количестве органического вещества в породах осадочного чехла и консолидированной коры отражает общую закономерность, обусловленную дегазацией Земли; 2) образование месторождений углеводородов является результатом взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, из которых, по-видимому, еще не все определены.

Список литературы

Гарагаш И.А. Моделирование эволюции напряженного состояния земной коры в окрестностях очага дегидратации // Современная сейсмология: достижения и проблемы: Тезисы докладов научной конф. М., 1998. С. 12–13.

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Степанова Г.С. Миграция и критерии аккумуляции углеводородов в системе тектонических разломов // Доклады Академии наук. 1992. Т. 324, № 6. С. 1169–1174.

Кузин А.М. Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным // Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. М.: ГЕОС, 2011. С. 276–301.

Кузин А.М. Дегазация и методологические аспекты интерпретации данных сейсмического метода. Часть 2. Методологические положения // Пространство и время. 2015. № 3 (21). С. 270–277. http://www.space-time.ru/_novyij-nomer.html.

Морозов В.Н., Каган А.И., Колесников И.Ю., Татаринов В.Н. О континентальной нефти Камчатки // 2-е Кудрявцевские чтения. Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа. М.: ЦГЭ, 2013. С. 226–231.

Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х. Разуплотненные зоны в кристаллическом фундаменте // Георесурсы. 1999. Т. 1, № 1. С. 4–15.

Эфрос Д.А. Исследование фильтраций неоднородных систем. Л.: ОНТИЗ, 1963. 351 с.

Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г. Проблема формирования континентальной коры в свете взаимодействия «вода–порода» // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Труды ГИН РАН, вып. 542. М.: Наука, 2002. С. 323–355.

Gough D.L. Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust // Nature. 1986. V. 323 (11). P. 143–144.

ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА – ПОКАЗАТЕЛИ РИФТОГЕНЕЗА НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Б. Кузнецов^{1,2}, А.А. Колесникова¹, А.В. Баршин², А.В. Шацилло³, Т.В. Романюк³

¹Геологический институт РАН, Москва, kouznikbor@mail.ru

²Российский государственный университет нефти и газа им. М.И. Губкина, Москва

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

На западе Сибирской платформы (СП) располагается Енисейский кряж, его северная часть выделяется как особый район – Заангарье. Здесь широко распространены разнородные неопротерозойские слоистые образования, интродуцирующие их гранитоиды и ассоциирующие с ними мафические магматиты, а также продукты неравномерного метаморфизма всех этих вещественных комплексов.

В настоящее время среди исследователей этого региона господствуют представления, в соответствии с которыми поздненеопротерозойские комплексы и структуры Заангарья – это реликты крупной неопротерозойской коллизионно-аккреционной структуры, маркирующие собой неопротерозойский край (окраину) Сибирского палеоконтинента. При этом конкурируют две системы взглядов, в рамках которых по-разному интерпретировано строение региона и реконструирована его позднедокембрийская эволюция. Основные различия заключаются в понимании роли и значения тектономагматических событий, одновозрастных с проявленным во многих регионах мира гренвилемским (свеконорвежским) орогенезом (тектогенезом). Несмотря на эти различия в подходах, в настоящее время существует консенсус в отношении понимания тектонической зональности Заангарья. Здесь выделяют Восточно-Ангарский блок (ВАБ), Центральнo-Ангарский блок (ЦАБ) и Исаковский блок. Эти блоки разделены Татарско-Ишимбинской тектонической зоной (Верниковский и др., 2016; Лиханов и др., 2014; и ссылки в этих работах), ограниченной надвигами, осложненными сдвиговыми смещениями. Однако тектоническая природа и первичная тектоническая принадлежность ЦАБ понимается по-разному разными исследователями. Так, в работах (Верниковский и др., 2016; и мн. др.) ЦАБ интерпретирован как террейн, чужеродный по отношению к сопряженному с ним в современной структуре краю СП. При этом отделяющая ЦАБ от ВАБ Татарско-Ишимбинская зона – это офиолитовая сутура – след от произошедшего на временном рубеже ~760–750 млн лет закрытия бассейна с корой океанического типа.

В противоположность этому в работах (Лиханов и др., 2014 и мн. др.) ЦАБ – это элемент позднедокембрийской окраины СП. При этом отделяющая ЦАБ от ВАБ Татарско-Ишимбинская зона – это реликт позднемезопротерозойского Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса, сформированного на окраине СП при его рифтогенезе (Лиханов и др., 2014).

Подводя некоторый промежуточный итог наших исследований в Заангарье, отметим, что у нас не появилось особых оснований для утверждений о чужеродности верхнедокембрийских толщ ЦАБ по отношению к одновозрастным образованиям ВАБ. А уж если, как полагают фактически все исследователи региона (Верниковский и др., 2016; Лиханов и др., 2014; Хоментовский, 2007), ВАБ – это фрагмент СП, то и ЦАБ является ее частью. Несмотря на такой вывод, мы все же понимаем, что различия в современном геологическом строении ЦАБ и ВАБ существуют и заключаются в том, что севернее бассейна р. Б. Пит в структуре ЦАБ широко распространены гранитоиды, а также глубоко и неоднократно

метаморфизованные образования.

Выполненный нами анализ представленных в литературе результатов Sm/Nd-изотопно-геохимических исследований гранитоидов и кремнекислых членов вулканоплутонических ассоциаций ЦАБ (Лиханов и др., 2014 и др.) показал, что Sm/Nd-модельные возрасты магмогенерирующего субстрата этих магматических образований характерны для времени становления кристаллических комплексов Тунгусского домена фундамента СП. При этом известно, что во многих случаях в гранитоидах ЦАБ установлены ксенокристы циркона с возрастными характеристиками для кристаллических комплексов фундамента СП. Кроме того, в породах из докембрийских метаосадочных толщ ЦАБ установлены раннедокембрийские детритовые цирконы, среди которых доминируют зерна со средневзвешенными возрастными значениями 1.84–1.87 млрд лет (Ножкин и др., 2013). Отметим также, что по результатам изучения Sm/Nd-изотопной системы в пелитах и метапелитах из верхнедокембрийских толщ ЦАБ (Ножкин и др., 2008) модельные возрасты источников сноса попадают в диапазон значений от ~1.8 до ~2.7 млрд лет с максимумом на кривой плотности вероятности распределений модельных возрастов чуть менее 2.0 млрд лет. Все это также не дает оснований предполагать чужеродность ЦАБ по отношению к СП.

Кроме того, нам представляется, что парагенетическая связь неопротерозойских гранитоидов ЦАБ с коллизионно-аккреционными процессами не очевидна. Эти образования могут быть интерпретированы как внутриплитные. Кроме того, метаморфизм верхнедокембрийских толщ, а также прорывающих их гранитоидов и габброидов обусловлен, скорее всего, не коллизионно-аккреционными процессами, а увеличением теплового потока, связанным с рифтогенезом, а также процессами бластомилонитизации при крупноамплитудных сдвиговых перемещениях. Таким образом, есть основания полагать, что в Заангарье мы имеем дело с реликтами поздненеопротерозойского эпиплатформенного трансензионного тектогенеза – комбинации рифтогенеза и крупноамплитудных сдвигов.

Работы выполнены в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и ИФЗ РАН. Полевые исследования в Заангарье и анализ материалов по Заангарью проведены при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00021 и 19-05-00794, соответственно).

Список литературы

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 63–90.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.

Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Туркина О.М. Нижнепротерозойские метаосадочные комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона: строение и состав, источники сноса, возрастные рубежи формирования, особенности металлогении // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. Томск: НИ Томский политехнический университет, 2013. С. 247–250.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. Sm–Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источника сноса // Доклады Академии наук. 2008. Т. 423, № 6. С. 795–800.

Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 9. С. 921–933.

ГЛЯЦИАЛЬНО-НИВАЛЬНЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ТУНКИНСКОГО РИФТА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

С.И. Ларин

Институт криосферы Земли ФИЦ ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, *silarin@yandex.ru*

Ключевыми факторами гляциально-нивального морфолитогенеза Тункинского рифта являются ледники, каменные глетчеры, многолетние снежники и наледи. Влияние ледников ограничено сейчас только массивом Мунку-Сардык, где имеется пять каровых ледников в интервале высот 2800–3490 м: три южной (на территории МНР) и два северной экспозиции общей площадью 1.4 км² (Котляков и др., 2015). В позднем неоплейстоцене геологическая деятельность ледников разных типов в пределах горного обрамления и котловин Тункинского рифта была несоизмеримо большей. Площадь оледенения юга Восточного Саяна и системы Тункинских впадин достигала 9850 км². Высота снеговой границы увеличивалась с запада на восток от 1950 до 2550 м у Хойтогорьской котловины, а восточнее убывала до 1530 м (Олюнин, 1965).

Наиболее яркие следы древнее оледенение оставило в центральных частях хребтов Мунку-Сардык, Тункинские гольцы, отчасти Хамар-Дабан, где сохранились разнообразные ледниковые и перигляциальные формы рельефа, а также стадияльные и осцилляционные конечные морены – основные признаки колебания ледников. Степень сохранности и количество морен в разных долинах неодинаковы и зависят от абсолютной высоты и экспозиции горного хребта, степени активности гравитационно-склоновых, флювиальных, флювиогляциальных, криогенных и сейсмотектонических процессов, поэтому троговые долины часто осложнены тектоническими нарушениями вдоль вертикальных стенок парных ригельных уступов с относительной высотой в десятки и сотни метров. Например, верховья долины р. Мугувек, правого притока р. Белый Иркут на северном склоне хр. Мунку-Сардык, перегорожены двумя мощными ригелями с относительной высотой порядка 50–60 м (нижний) и 150–200 м (верхний). Многие тектонические деформации имеют молодой возраст, поскольку секут сглаженные ледниками поверхности, морены и флювиогляциальные отложения позднего неоплейстоцена и голоцена. Наиболее заметное влияние неотектонических и дизъюнктивных факторов наблюдается в зоне ступенчатого сброса на южном склоне хр. Тункинские гольцы. Осредненные высотные интервалы морен и степень их сохранности в троговых долинах выглядят следующим образом: 2740–2780 м (отличная), 2650–2730 м (хорошая), около 2500 м (хорошая), 2300–2400 м (слабая), 2100–2300 м (отличная), 1850–2070 м (слабая), 1570–1700 м (слабая) и максимальная 1000–1300 м (отличная). Морены 2740–2780 м имеются только около ледников Перетолчина и Радде в пределах северного склона хр. Мунку-Сардык, морена 2650–2730 м, кроме этого, в некоторых долинах хр. Тункинские гольцы. Морены ранних стадий распада последнего оледенения имеют низкие высотные отметки и обычно представляют собой альпийские конечно-моренные комплексы, сложенные несортированным, хорошо окатанным материалом. Морены поздних стадий обычно вытянуты вдоль подножия склонов наподобие боковых морен и представлены валами почти неокатанных крупных глыб с небольшим содержанием мелкозема. Дополнительную информацию дает анализ экспозиции и гипсометрии каров и озер, поскольку озера обычно подпружены моренами. Соответственно высотное положение озер часто является индикатором положения морен. Большая часть озер хр. Монго, Тункинские гольцы, Мунку-Сардык сосредоточена в высотном интервале 1800–2570 м.

Наибольшее число озер привязывается к высоте 2320 м. Хорошо заметны 5–6 ярусов озер на высотах 1980–1990 м, 2080 м, 2230–2270 м, 2310–2350 м, 2390–2400 м, 2500 м (Ларин, 1987, 1993).

По RTL-данным Мондинскую морену датируют 72 ± 9 и 70 ± 11 тыс. лет назад (Уфимцев и др., 2003), что соответствует MIS-5/a и MIS-4. По ^{10}Be (Аржанников и др., 2015) средний возраст мондинской конечной морены нижнего яруса составляет 14 тыс. лет. В Дархатской котловине Северной Монголии по ^{10}Be получено около двух десятков возрастных определений морен, лежащих в устье трогов на более древних моренах и соответствующих по возрасту MIS-2 (Шейнкман, 2013). В этой связи серия ^{14}C -дат, полученных нами из отложений маргинальных озер и мерзлых торфяников, парагенетически сопряженных с моренными комплексами максимума последнего оледенения в Хойтогольской и Мондинской впадинах, а также на Окинском плато (Ларин и др., 1993; 1997; Ларин, Орлова, 2000), заставляет вновь обратить внимание на сложную динамику древних ледников этого района в позднем неоплейстоцене и голоцене. В районе выхода р. Ихе-Ухгунь в Хойтогольскую впадину, из озерно-болотных отложений между моренными валами предгорного комплекса, радиоуглеродный возраст растительных остатков с глубины 4.68–4.88 м составил 11120 ± 70 лет (ЛУ-2095). Возраст погребенной почвы с остатками древесины с глубины 2.44–2.56 м – 10440 ± 120 лет (ЛУ-2098), возраст торфа с глубины 1.04–1.15 м – 6900 лет (ЛУ-2288). Из основания разрезов отложений подпрудных озер, существовавших по бортам древнего Иркутского ледника в Мондинской впадине, во время его максимального распространения получены ^{14}C -даты: 3050 ± 60 лет (ЛУ-1925), 3845 ± 105 лет (СОАН-4038) (левобережное подпрудное озеро, абс. высота 1600 м), 7430 ± 265 лет (СОАН-4043) (правобережное подпрудное озеро, абс. высота 1630–1635 м). В основании мерзлого торфяника, расположенного в одной из межморенных западин на днище Мондинской впадины, на правобережье р. Иркут ниже устья р. Аерхан получена ^{14}C -дата 4310 ± 40 лет (СОАН-4034). В районе истока р. Иркут из озера Ильчир, где во время последнего оледенения располагалось обширное ледяное поле, покрывавшее котловины, низкие горные гряды, холмы и юго-восточную окраину Окинского плоскогорья, из основания мерзлого торфяника (абс. высота 1980–1990 м) на контакте с мореной по погребенной древесине получена дата 5500 ± 65 лет (СОАН-4034).

Каменные глетчеры горного обрамления Тункинского рифта образуются за счет осыпей в пустых карах либо приурочены к подножию склонов. В пределах рассматриваемой территории они изучены очень слабо. Каменный глетчер, спускающийся из кара, обнаружен нами выше границы леса по левому борту р. Ихе-Ухгунь. Его лоб имеет относительную высоту 40–50 м. Откосы глетчера очень крутые, глыбовый материал, которым он сложен, подвижный и слабозакрепленный. Активный каменный глетчер обнаружен также в долине Западного Жохоя в массиве Мунку-Сардык (Максимов, 1965).

Снежники – переходная форма между сезонным снежным покровом и ледниками. Чаще всего они имеют метелево-лавинное происхождение, восточную и северо-восточную экспозиции и заметно влияют на формирование отдельных форм рельефа.

Наледи представлены почти всеми генетическими типами. Их распределение крайне неоднородно, зависит от высоты местности, степени расчленения рельефа, состава горных пород, тектонической активности, прерывистости многолетнемерзлых горных пород и мощности снежного покрова. Наибольшее количество наледей, максимальный объем наледного льда фиксируется на уровне абсолютных высот 1400–1600 м (Алексеев, 2005).

Работа выполнена по госзаданию, согласно плану НИР ТюмНЦ СО РАН на 2018–2020 годы, протокол № 2 от 8.12.2017 (Приоритетное направление IX.135. Программа IX.135.2. Проект: IX.135.2.2. «Изменения в литосфере и ландшафтах криолитозоны России под влиянием климатических и техногенных факторов: глобальные, региональные и локальные составляющие пространственно-временной изменчивости»).

Список литературы

Алексеев В.Р. Ландшафтная индикация наледных явлений. Новосибирск: Наука, 2005. 364 с.

Аржанников С.Г., Броше Р., Жоливе М., Аржанникова А.В. К вопросу о позднеплейстоценовом оледенении юга Восточного Саяна и выделении конечных морен MIS 2 на основе бериллиевого датирования (^{10}Be) ледниковых комплексов // Геология и геофизика. 2015. Т.56, № 11. С. 1917–1933.

Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.

Ларин С.И. Закономерности распределения каров юго-восточной части Восточного Саяна по экспозиции и высоте // Ледники и климат Сибири: Тез. докл. науч.-практич. конф., посвящ. 95-летию со дня рождения М.В. Тронова. Томск, 1987. С. 72–74.

Ларин С.И. К вопросу о гипсометрическом положении горных озер юго-восточной части Восточного Саяна // Проблемы географии Западной Сибири. Вып. 2. Тюмень: Изд-во ТюмГУ, 1993. С. 94–98.

Ларин С.И., Козырева М.Г., Михайлов Н.Н. Новые данные по радиоуглеродной хронологии озерно-ледниковых отложений Хойтогорьской впадины (Юго-Западное Прибайкалье) // Проблемы географии Западной Сибири. Вып. 2. Тюмень: Изд-во ТюмГУ, 1993. С. 27–34.

Ларин С.И., Максимов Е.В., Чернова Г.М. Об изменчивости биоклиматических условий и состоянии ледников массива Мунку-Сардык (Восточные Саяны) в историческое время // Проблемы географии и экологии Западной Сибири. Вып. 2. Тюмень: Изд-во ТюмГУ, 1997. С. 17–23.

Ларин С.И., Орлова Л.А. Новые данные по абсолютной геохронологии последнего оледенения Восточного Саяна // Проблемы географии на рубеже XXI века: Мат-лы Всерос. науч. конф. 24–26 февраля 2000 г. Томск, 2000. С. 99–100.

Максимов Е.В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне // Известия ВГО. 1965. Т. 97, вып. 2. С. 176–180.

Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 128 с.

Шейнкман В.С. Методы и технологии абсолютного датирования четвертичных образований. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2013. 83 с.

Уфимцев Г.Ф., Перевалов А.В., Резанов В.П., Кулагина Н.В., Машук И.М., Щетников А.А., Резанов И.Н., Шибанова И.В. Радиотермолюминесцентное датирование четвертичных отложений Тункинского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (3). С. 226–232.

ИЗУЧЕНИЕ ПЕРИОДИЧНОСТИ В СЕЙСМИЧНОСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Е.А. Левина, В.В. Ружич

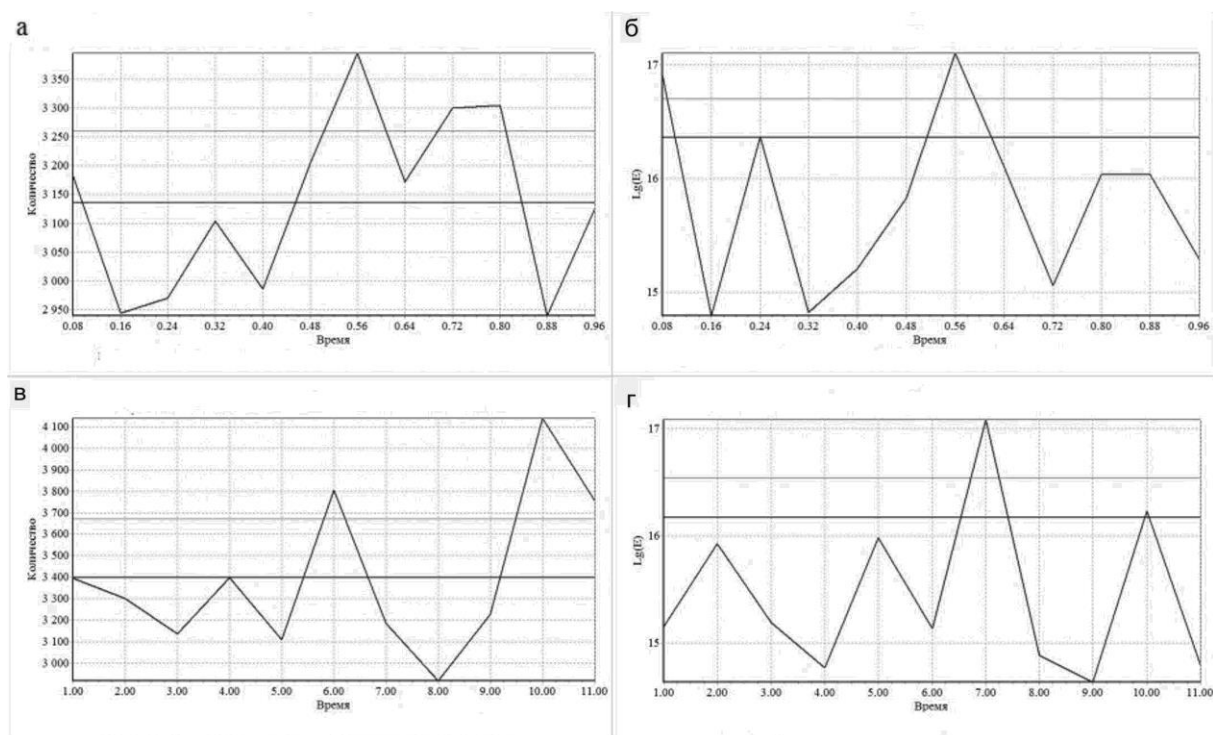
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *levina@crust.irk.ru*

Периодичность в сейсмическом режиме Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) отмечена многими исследователями, и выделено множество гармоник, в том числе 0.5; 1.0; 5–6; 10–11; 40–44 лет (Любушин и др., 1998; Дядьков, 2002; и др.). В данной работе изучение периодичностей предпринято с целью уточнения параметра «время» при составлении среднесрочного прогноза землетрясений в БРЗ (Пономарёва и др., 2014). Использовались методы построения пространственно-временных диаграмм и наложения эпох.

Методом построения пространственно-временных диаграмм (Левина, Ружич, 2010; Levina, Ruzhich, 2015) при изучении миграции сейсмической активности были установлены периоды повторения кластеров миграции с периодом приблизительно 11 лет, и высказано предположение, что миграция сейсмической активности и периодичности в сейсмическом режиме являются двумя сторонами одних и тех же процессов. Возможно, их причиной могут служить периодические прохождения деформационных фронтов, способных инициировать сейсмическую активизацию в литосфере (Викулин и др., 2000; Левина, Ружич, 2010; Шерман, 2013). Исходя из многообразия возможных энергетических источников генерации волновых колебаний в литосфере Земли, естественно предположить, что возникает взаимодействие деформационных волн, которое осложняет распознавание их параметров и природы.

На примере БРЗ подтверждено наличие статистической связи между несколькими космическими циклами и уровнем сейсмической активности (Левин, 2006; Sidorenkov, 2009; Тяпкин, 2012; и др.). Использован метод наложения эпох: для выяснения статистической связи двух процессов соответствующие ряды сначала сглаживаются с помощью одинакового временного окна. Затем вычисляется, на какие фазы одного процесса приходятся максимальные значения параметров другого процесса, просуммированные по длительному промежутку времени. С применением этого метода был рассмотрен годичный цикл обращения Земли вокруг Солнца и 11-летний цикл солнечной активности. Уровень сейсмической активности представлен в виде рядов количества землетрясений и суммарной выделившейся сейсмической энергии. Для расчетов использовался каталог землетрясений БРЗ, предоставленный Байкальским филиалом Геофизического центра СО РАН (г. Иркутск) (<http://www.seis-bykl.ru>). Для характеристики солнечной активности использовались числа Вольфа за период с 1964 по 2018 г. Для всех рассмотренных циклов выявлены фазы, на которые приходятся максимумы количества землетрясений или выделившейся сейсмической энергии (рисунок). В итоге для годичного цикла за весь инструментальный период сейсмических наблюдений (1950–2018 гг.) выделяются два максимума – в январе и в июле. Но при рассмотрении 30-летних интервалов времени со сдвигом на 10 лет было установлено, что максимум количества землетрясений постепенно смещается с декабря – января к июлю. В 11-летнем цикле для БРЗ главные максимумы сейсмической активности расположены на его нисходящей ветви (седьмой год по энергии и десятый – по количеству). Важно отметить, что распределение максимумов сейсмической

активности по фазам рассмотренных циклов для БРЗ существенно не меняется при разных выборках: если рассматриваются все события с $K \geq 8$ или только сильные с $K \geq 13$.



Распределение количества землетрясений и выделившейся сейсмической энергии в БРЗ по фазам годового (а, б) и 11-летнего цикла солнечной активности (в, г).

Таким образом, при учете годичной и 11-летней периодичности в сейсмическом режиме БРЗ появляется возможность выделить периоды времени, когда вероятность увеличения количества землетрясений или возникновения сильного землетрясения значительно повышается. При этом надо иметь в виду, что вероятность проявления сильного события в другие периоды меньше, но она не нулевая.

Выявленное распределение сейсмической активности по долям года, скорее всего, объясняется особенностями орбитального движения Земли вокруг Солнца. Максимумы рассмотренных рядов данных близки по времени к моментам прохождения Землей перигелия (январь – скорость движения максимальна) и афелия (июль – скорость движения минимальна) ее орбиты. Что касается 11-летнего цикла, предполагается, что корреляция солнечной активности с сейсмической активностью Земли объясняется общей причиной, влияющей на оба этих процесса, а именно – возмущающим действием вращения Солнца вокруг барицентра Солнечной системы (Авсюк, 1996).

Список литературы

- Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996, 188 с.
 Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н. Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 2000. Т. 5, № 1. С. 31–39.
 Дядьков П.Г. Периодичности в изменениях сейсмического режима и напряжений в земной коре Байкальской рифтовой зоны: связь с 11-летней цикличностью солнечной

активности и сезонными изменениями уровня оз. Байкал // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 3. М.: «Янус-К», 2002. С. 251–254.

Левин Б.В. О природе некоторых периодических изменений в сейсмическом режиме Земли // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 51–58.

Левина Е.А., Ружич В.В. Миграция землетрясений как проявление волновых деформаций твердой оболочки Земли // Триггерные эффекты в геосистемах: Мат-лы Всерос. семинара-совещания. М.: ГЕОС, 2010. С. 71–78.

Любушин А.А., Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Буддо В.Ю. Выделение периодичностей в сейсмическом режиме // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 62–76.

Пономарёва Е.И., Ружич В.В., Левина Е.А. Оперативный среднесрочный прогноз землетрясений в Прибайкалье и его возможности // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о земле». 2014. Т. 8. С. 67–79.

Тяпкин К.Ф. Изменение положения оси вращения в теле Земли: причина, механизм и использование для объяснения глобальных тектонических процессов в земной коре // Геофизический журнал. 2012. Т. 34, № 6. С. 91–100.

Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4 (2). С. 83–117. doi:10.5800/GT-2013-4-2-0093.

Levina E.A., Ruzhich V.V. The seismicity migration study based on space-time diagrams // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6 (2). P. 225–240.

Sidorenkov N.S. The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. Weinheim, WILEY-VCH Verlag GmbH and Co. KGaA, 2009. 305 p.

ПОИСК ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЮЖНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ ПО ДАННЫМ $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ ЗАВИСИМОСТИ

М.Н. Лопатин¹, Р.М. Семенов^{2,3}

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, lopatin@geogr.isu.ru

²Иркутский государственный университет путей сообщения, Иркутск

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Радон-222 ($T_{1/2}=3.82$ дня) является дочерним продуктом распада радия-226 ($T_{1/2}=1600$ лет) в радиоактивном ряду урана-238. Соотношение активностей изотопов ^{222}Rn и ^{226}Ra находит применение как метод для определения относительного возраста подземных вод (радиево-радоновый метод, метод Чердынцева (Чердынцев, 1969)), глубины формирования вод в геологическом массиве (Kanaï et al., 1991), скорости и интенсивности химического выветривания (Baskaran, 2016). Изучение $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ соотношений в активных разломах при выявлении роста параметра может свидетельствовать о повышенной диффузии радона и формировании предвестника сейсмических событий (Chung, 1981).

Для исследования $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ зависимости использовались данные, полученные в ходе газогидрогеохимического мониторинга на скважине Зеленый Мыс (~20 км по Байкальскому тракту от г. Иркутска). Основой мониторинга является ежедневный пробоотбор и последующий анализ содержаний ^{222}Rn и He. Анализ ^{226}Ra производился дополнительно преимущественно с трехдневным аналитическим окном и ежедневно в течение второй половины 2015 года. Методическая основа базируется на извлечении радона посредством барботаж и его переводе в колонку с сорбентом из активированного угля, при этом ^{226}Ra измеряется после второго барботажа, который производится в 20-дневный и больший срок после первого, когда ^{222}Rn войдет в состояние радиоактивного равновесия с ^{226}Ra в водной пробе (Методика..., 2003). Объемная активность ^{226}Ra рассчитывается из активности радона в угле по формуле:

$$C_{\text{Ra}} = 0.78 \frac{A \cdot \exp(\lambda \cdot t)}{1 - \exp(-\lambda \cdot t_n)},$$

где A – активность радона в угле сорбционной колонки, Бк; t_n – интервал времени между первым и вторым барботажем, ч; t – интервал времени между окончанием барботажа и началом измерения активности пробы, ч; λ – постоянная распада радона, 0.00755 1/ч. Измерение объемной активности производится в блоках бета-детектирования многофункционального комплекса «Камера-01» по дочерним продуктам распада радона – ^{214}Bi и ^{214}Pb .

Сопоставление рядов данных ^{222}Rn и ^{226}Ra и выявление зависимости методом линейной регрессии демонстрирует слабую связь между параметрами (величина достоверности аппроксимации $R^2=0.0611$) (рис. 1).

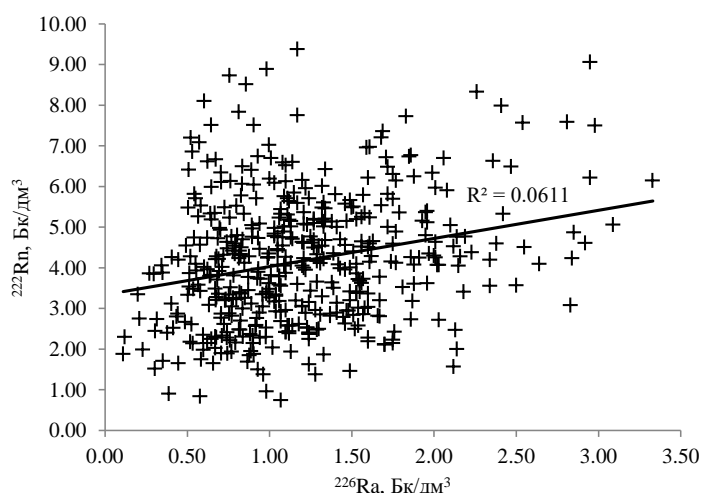


Рис. 1. Сопоставление рядов данных ^{222}Rn и ^{226}Ra , Бк/дм³.

Однако, зависимость $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ выявляет значения, когда оба параметра находятся в радиоактивном равновесии, т. е. $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra} \approx 1$ (рис. 2). Это говорит о том, что система, в которой изменяются оба параметра, находится в квазизакрытом состоянии, что в условиях сейсмического режима может быть вызвано преобладанием упругих деформаций. Данное состояние соответствует первой стадии формирования предвестника тектонического землетрясения согласно дилатантно-диффузионной модели подготовки (Scholz et al., 1973).

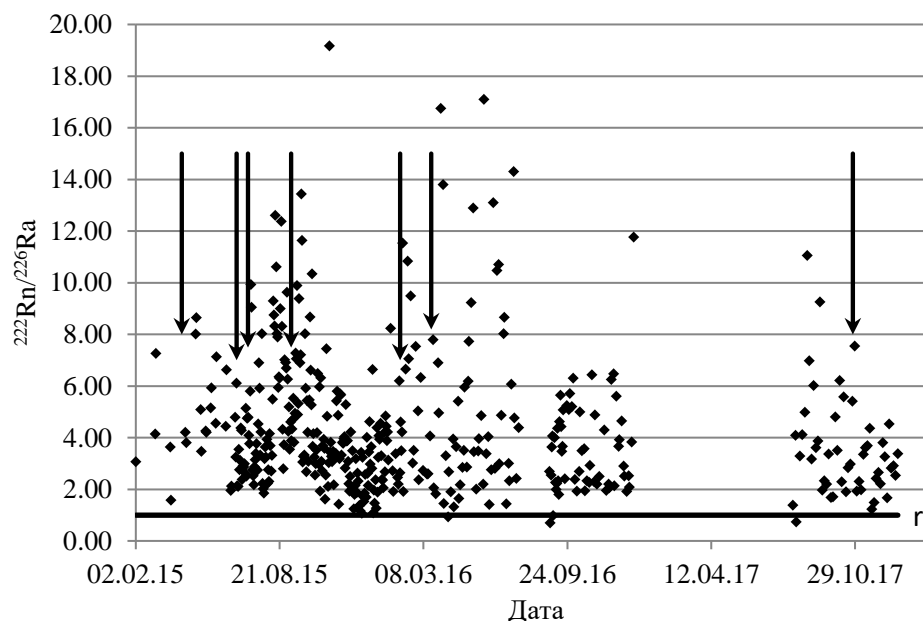


Рис. 2. Изменение $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ зависимости на фоне сейсмической активности (моменты землетрясений с $K \geq 12$ указаны стрелками, r – радиоактивное равновесие).

Однако это не в полной мере отражается на картине влияния сейсмических событий, если рассуждать о выявлении краткосрочных предвестников. В таком случае можно рассуждать о присутствии асейсмических деформаций с коротким периодом действия.

Список литературы

- Методика измерения содержания радия и радона в природных водах. М.: Нитон, 2003. 6 с.
- Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.
- Baskaran M. Radon: a tracer for geological, geophysical and geochemical studies. Cham: Springer, 2016. 276 p.
- Chung Y.-C. Radium-226 and radon-222 in southern California groundwaters: spatial variations and correlations // Geophysical Research Letters. 1981. V. 8 (5). P. 457–560.
- Kanai Y., Sakamaki Y., Seo T. Geochemical behavior of uranium series nuclides (^{238}U , ^{234}U , ^{226}Ra , ^{222}Rn) around the Tono uranium mine, Gifu Prefecture, central Japan // Chikyukagaku. 1991. V. 24 (2). P. 123–132.
- Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction: a physical basis // Science. 1973. V. 181 (4102). P. 803–810.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ РАЗЛОМНОГО УСТУПА В КОРЕННЫХ ПОРОДАХ В ЗОНЕ СРЕДНЕКЕДРОВОЙ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА)

О.В. Лунина¹, Д. Ли², Я. Лив², Ю. Вонг², М. Ли², Ю. Гао², А.С. Гладков¹,
И.А. Денисенко¹, А.А. Гладков¹, К. Вонг², Ш. Жанг², Д.Д. Перевозников¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, lounina@crust.irk.ru

²Институт коровой динамики Сейсмологического бюро Китая, Пекин, Китай

Среднекедровая палеосейсмодислокация представляет собой зону сейсмогенных разрывов, простирающихся в север-северо-восточном направлении на ~30 км вдоль юго-восточных склонов Байкальского хребта между губой Засечная и мысом Мал. Черемшанный (Лунина и др., 2018). Морфологически она выражена сбросовыми рвами и уступами, нередко составляющими грабены, которые нарушают склоновые отложения и коренные породы. В.П. Солоненко с коллегами (1968) на основе визуального обследования молодых форм рельефа предположили, что возраст структуры определяется сотнями лет, но не менее 250–300 лет.

Используя метод датирования по космогенным нуклидам ^{10}Be (Dunai, 2010; Shen et al., 2016), мы установили возраст экспонирования разломного уступа в коренных породах, который представляет собой запад-северо-западный борт одного из грабенов Среднекедровой палеосейсмодислокации. Данный уступ высотой ~12 м находится на абсолютной высоте 985 м в точке с координатами 54.44630°N и 108.51524°E и сложен катаклазитами, сформированными по раннепротерозойским гранитам Ирельского комплекса (Donskaya et al., 2008).

Образцы весом от 1.06 до 1.86 кг были отобраны через каждые 0.5 м по падению разломной плоскости с азимутом падения $115^\circ \angle 45^\circ\text{--}55^\circ$ с глубины от поверхности не более 3 см. Первый образец расположен на расстоянии 0.45 м от низа уступа. Подготовка проб к AMS измерениям выполнена в лаборатории космогенных нуклидов Института коровой динамики сейсмологического бюро Китая. Отношения $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ измерены в Сианьском AMS центре. Анализу подверглись первые 12 из 18 проб, но только для семи из них удалось получить датировки с достаточно большими ошибками возрастных определений: 1 (2.24 ± 0.56 тыс. лет), 2 (1.53 ± 0.56 тыс. лет), 3 (0.81 ± 0.57 тыс. лет), 5 (1.44 ± 0.56 тыс. лет), 6 (2.12 ± 0.64 тыс. лет), 8 (1.46 ± 0.49 тыс. лет) и 9 (1.41 ± 0.53 тыс. лет). Для остальных оказалось недостаточно атомов Be для AMS анализа.

Тем не менее соотношения между полученными возрастными и относительной высотой опробования поверхности коренного разломного уступа предполагают, что последняя сейсмогенная подвижка по нему с вертикальной (сбросовой) компонентой смещения не менее 2.05 м (смещение по падению плоскости не менее 2.5 м) произошла 2.18 ± 0.6 тыс. лет назад (образцы 1 и 6). Этот возраст попадает в интервал калиброванной даты 2145–2460 лет погребенной почвы в дислоцированном пролювиальном конусе р. Шартлай, расположенном в 62 км к юг-юго-западу от датированного разломного уступа в коренных породах. Радиоуглеродный возраст данной почвы 2292 ± 60 лет получен ранее А.В. Чипизубовым с соавторами (2009). Калибровка проведена с использованием программы Calib Rev 7.0.4 (Stuiver, Reimer, 1993).

Более концентрированная мода возрастов 1.46 ± 0.54 тыс. лет (образцы 2, 5, 8 и 9) и единственная датировка 0.81 ± 0.57 тыс. лет (образец 3), лежащие в некорректном

порядке относительно более древних определений, свидетельствуют о каких-то более поздних гравитационных явлениях, имевших место на изученной разломной поверхности. Если их природа была сейсмогенная, то они могут быть ассоциированы с двумя неизвестными землетрясениями с $M_s=4.2-7.6$, произошедшими в зонах разломов, ограничивающих озеро Байкал и Кичерскую впадину в пределах области между пос. Бугульдейка и истоком р. Чая.

Другая интерпретация, основанная на анализе суммы вероятностей всех образцов, предполагает только одну фазу сейсмогенной подвижки 1.56 ± 0.7 тыс. лет назад. Дальнейшие исследования позволят определиться с возрастом последней подвижки по Среднекедровой палеосейсодислокации в пользу одной из интерпретаций.

Авторы благодарны Е.В. Склярову и Т.В. Донской за просмотр шлифов образцов и консультации, касающиеся минералогического состава катаклазитов. Полевые работы выполнены при частичной финансовой поддержке ИЗК СО РАН в рамках плана НИР по приоритетному направлению IX.136 (проект 0346-2019-007). Обработка и анализ проб выполнены при поддержке Государственного фонда естественных наук Китая (грант № 41471002).

Список литературы

Донская Т.В., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., Де Ваэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 452–479.

Лунина О.В., Гладков А.С., Гладков А.А., Денисенко И.А. Среднекедровая палеосейсодислокация в Байкальском хребте: структура и оценка смещений по данным георадиолокации // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 2. С. 531–555.

Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М., Зорин Ю.А., Коростин П.В., Курушин Р.А., Павлов О.В., Пшенников К.В., Фомина Е.В., Хилько С.Д., Хромовских В.С., Шмотов А.П. Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.

Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М., Имаев В.С. Палеосейсмичность Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36, № 1. С. 7–22.

Dunai T.J. Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the Earth Surface Sciences. New York: Cambridge University Press, 2010. 187 p.

Shen X., Li De., Tian Y., Lv Y., Li Da., Li Y. Late Pleistocene – Holocene slip history of the Langshan-Seertengshan piedmont fault (Inner Mongolia, northern China) from cosmogenic ^{10}Be dating on a bedrock fault scarp // Journal of Mountain Science. 2016. V. 13 (5). P. 882–890.

Stuiver M., Reimer P.J. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program // Radiocarbon. 1993. V. 35 (1). P. 215–230.

THE FIRST RESULTS OF DATING IN A BEDROCK FAULT SCARP AT THE MIDDLE KEDROVAYA PALEOSEISMIC DISLOCATION (BAIKAL RIFT ZONE)

*O.V. Lunina¹, Dewen Li², Yanwu Lyv², Youpeng Wang², Ming Li², Yu Gao²,
A.S. Gladkov¹, I.A. Denisenko¹, A.A. Gladkov¹, Keqiang Wang², Shimin Zhang²,
D.D. Perevoznikov¹*

¹Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia, *lounina@crust.irk.ru*

²Key laboratory of Crustal Dynamics, Institute of Crustal Dynamics, China Earthquake Administration, Beijing, China

The Middle Kedrovaya (MK) paleoseismic dislocation is the ~30-km-long zone of seismogenic ruptures trending towards NNE along southeastern slopes of the Baikal ridge between Zasechnaya Bay and the cape of Maly Cheremshany (Lunina et al., 2018). It is expressed by normal fault troughs, downhill- and uphill-facing scarps often composing grabens in coarse talus deposits and bedrocks. Based on visual investigations of young morphological forms, V.P. Solonenko et al. (1968) supposed that the structure formed a few hundred years ago (but not less than 250–300 years)

Using cosmogenic ¹⁰Be exposure dating (Dunai, 2010; Shen et al., 2016), we first established the exposure ages of one of the MK scarps located at the site with coordinates 54.44630° N, 108.51524° E and elevation 985 m. This ~12-m-high fault scarp is consisting of cataclasites in early Proterozoic granitoids of the Irel complex (Donskaya et al., 2008).

The samples of 1.06 to 1.86 kilograms in weight were collected every 0.5 m on the fault dip (115°/45–55°), from 0.45 m above the bottom of the scarp. Each of them was picked out from the uppermost 3 cm of the scarp surface. The samples were processed in the Cosmogenic Nuclides Laboratory of the Institute of Crustal Dynamics, China Earthquake Administration in Beijing. The ¹⁰Be/⁹Be ratio was measured by Accelerator Mass spectrometry (AMS) at the Xi'an Accelerator Mass Spectrometry Center. We analyzed 12 from 18 collected samples but only the samples 1 (2.24±0.56 ka), 2 (1.53±0.56 ka), 3 (0.81±0.57 ka), 5 (1.44±0.56 ka), 6 (2.12±0.64 ka), 8 (1.46±0.49 ka) and 9 (1.41±0.53 ka) gave results with relatively large errors. Five samples had no result from the AMS test because there were no enough Be atoms for AMS testing.

Nevertheless, based on the oldest-age model, the relationship between the calculated ages and the relative sampling height along the scarp suggests that a recent rupture event with a vertical normal fault throw of at least 2.05 m (dip-slip is at least 2.5 m) occurred on the cliff ~2.18±0.6 ka ago (samples 1 and 6). This age falls into the interval of 2145–2460 cal. years BP calibrated data of a buried soil in the dislocated proluvial cone of Shartlai River located 62 km to the south-south-west of the dated bedrock fault scarp. The radiocarbon age of this soil obtained by A.V. Chipizubov et al. (2010) is 2292±60 year. The calibration was done using the program Calib Rev 7.0.4 (Stuiver, Reimer, 1993).

A more concentrated age mode of about 1.46±0.54 ka (samples 2, 5, 8 and 9) and the only date of 0.81±0.57 ka, which is in incorrect stratigraphic order in reference to the older ages, imply that gravitational events happened on the studied fault surface. If their nature is seismogenic one they might be associated with two unknown Ms=4.2–7.6 earthquakes occurred on boundary faults of Lake Baikal or the Kichera basin within an area between the village of Buguldeika and source of the Chaya River.

Another interpretation, based on summed probability density functions of all samples, supposes only one phase of fault slip at 1.56±0.7 ka. It is necessary the further accommodation of data on the ages of seismogenic deformations in the Baikal rift zone.

We thank E.V. Sklyarov and T.V. Donskaya for viewing thin rock sections and consulting concerning mineralogy of cataclasites. The field work was carried out with the partial financial support of the Institute of the Earth's crust, SB RAS within plan of the scientific research work on the priority direction IX.136 (grant 0346-2019-007). The preparation and analysis of samples were performed with supporting the National Natural Science Foundation of China (grant 41471002).

References

- Chipizubov A.V., Smekalin O.P., Semenov R.M., Imaev V.S. Paleoseismicity of the Pribaikalie // *Seismic Instruments*. 2010. V. 46 (2). P. 136–151.
- Donskaya T.V., Bibikova E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Bayanov T.B., De Waele B., Didenko A.N., Bukharov A.A., Kirnozova T.I. Petrogenesis and age of the felsic volcanic rocks from the North Baikal volcanoplutonic belt, Siberian craton // *Petrology*. 2008. V. 16 (5). P. 422–447.
- Dunai T.J. Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the Earth surface sciences. New York: Cambridge University Press, 2010. 187 p.
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Gladkov A.A., Denisenko I.A. Srednekedrovaya paleoseismodislocation in the Baikal ridge: its structure and throws estimated from ground-penetrating radar data // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. V. 9 (2). P. 531–555.
- Shen X., Li De., Tian Y., Lv Y., Li Da., Li Y. Late Pleistocene – Holocene slip history of the Langshan-Seertengshan piedmont fault (Inner Mongolia, Northern China) from cosmogenic ^{10}Be dating on a bedrock fault scarp // *Journal of Mountain Science*. 2016. V. 13 (5). P. 882–890.
- Solonenko V.P., Treskov A.A., Zhilkin V.M., Zorin Yu.A., Korostin R.V., Kurushin R.A., Pavlov O.V., Pshenniikov K.V., Fomina E.V., Hilko S.D., Khromovskikh V.S., Shmotov A.R. Seismotectonics and seismicity of the rift zone of Pribaikalia. Moscow: Nauka Press, 1968. 220 p. (in Russian).
- Stuiver M., Reimer P.J. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program // *Radiocarbon*. 1993. V. 35 (1). P. 215–230.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ТИП МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В СЕЛЕВЫХ РАЙОНАХ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

С.А. Макаров

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, *makarov@irigs.irk.ru*

История развития селевых процессов в Байкальской рифтовой зоне от зарождения до формирования рельефа, динамика и периодичность образования в различных природных условиях, в том числе в местах активных дифференцированных неотектонических движений и высокой сейсмичности, все еще остаются недостаточно изученными.

Вопросы влияния сильных и катастрофических землетрясений на усиление селевой активности за счет дополнительного привноса обвально-осыпного материала (твердой фазы) в селевые русла рассматривается сравнительно давно (Агафонов, Макаров, 1982). Между этими событиями намечается косвенная связь. Для хребта Кодар подробно было рассмотрено влияние сейсмотектонической обстановки (Лапердин и др., 2017). Для оценки современного состояния экзогенных геологических процессов (ЭГП) в селевых долинах автор использовал перспективную съемку с беспилотного летательного аппарата Phantom 3, выполненную в различных горных хребтах Байкальской рифтовой зоны.

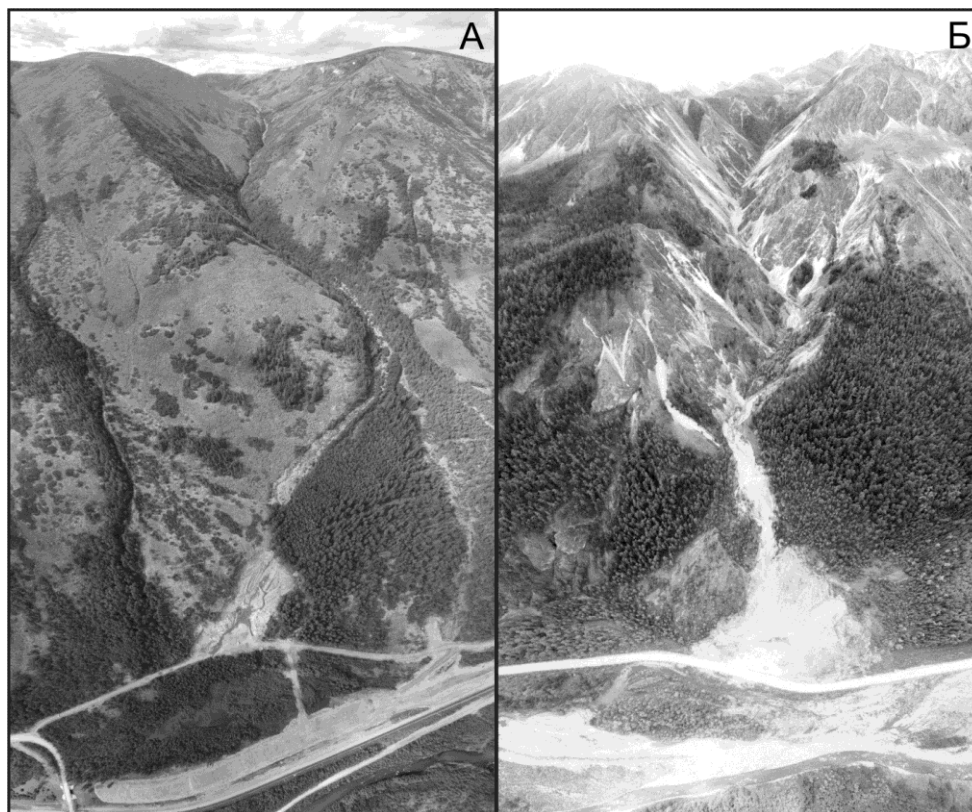
По степени открытости ЭГП на склонах селевых долин выделяются две разновидности:

1. Скрытая форма подготовки: а) залесенные речные долины (северный склон хребта Хамар-Дабан). Твердую фазу селей поставляют в русло рек сплывы, образующиеся в пологих ложбинах стока при выпадении интенсивных жидких осадков. Заранее предугадать возможное место практически невозможно; б) незалесенные или слабозалесенные склоны покрытые курумами (рисунок, А, Байкальский хребет). Места возможного сползания глыб курума при выпадении дождей также заранее невозможно определить. Их массовая активизация возможна при сильных землетрясениях.

2. Открытая форма подготовки. В теплый период года протекает непрерывный обвально-осыпной процесс (рисунок, Б). Подобный селевой участок длиной около 10 км располагается на правобережной части верховья долины р. Иркут вдоль хр. Мунку-Сардык, где, вероятно, в конце плейстоцена произошел грандиозный сбросо-оползне-обвал (по классификации В.П. Солоненко (1979)). В геологическом строении этого района принимают участие верхнепротерозойские породы окинской свиты (сланцы, песчаники, прослой известняков), верхнепротерозойские интрузии мунку-сардыкского комплекса (розовые микроклиновые биотитовые граниты) и архей-протерозойские породы (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты). Во многих местах зафиксированы выходы мраморов, известняков и доломитов. Массив скальных пород высокотрещиноватый. По трещинам сочится вода. Физическое выветривание активизирует обвально-осыпной процесс. В основании бортов русла формируются конусы выноса. Достаточно небольших ливневых осадков для формирования водокаменного селя. По данным радиоуглеродного датирования почвенных горизонтов, за период голоцена мощность селевых конусов выноса увеличилась на 11 м.

Исходя из вышеизложенных фактов, можно предположить, что крупнейшее катастрофическое сейсмотектоническое событие на многие будущие тысячелетия создало условия, в которых селевые водокаменные потоки всегда будут обеспечены каменным материалом для влекомых наносов. Не стоит исключать и воздействие

Мондинского девятибалльного землетрясения, произошедшего 4 апреля 1950 г. В горах произошли обвалы (Сейсмическое районирование ..., 1977).



Селевые долины. *А* – правый безымянный приток р. Гоуджекит. Байкальский хребет. Координаты съемки: 55°42'30.842" с.ш., 109°1'51.4435" в.д. Фото 14 июля 2018 г.; *Б* – река Сухов (правый приток р. Иркут). Хребет Мунку-Сардык. Координаты съемки: 51°44'45.13" с.ш., 100°44'11.95" в.д. Фото 4 сентября 2018 г.

Вывод. Сеймотектонический тип морфолитогенеза вызывается крупными сейсмическими событиями, последствия которых нивелируются рельефообразующими процессами в течение многих тысячелетий.

Список литературы

Агафонов Б.П., Макаров С.А. Активность и распространенность селевых процессов в Северном Прибайкалье по дендрохронологическим данным // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI конгрессу INQUA в СССР, М., 1982. Новосибирск: Наука, 1982. С. 101–116.

Лапердин В.К., Саньков В.А., Добрынина А.А. Сейсмогеодинамический фактор формирования селей на южных склонах хребта Кодар // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 4. С. 933–947.

Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.

Солоненко В.П. Сейсмогеология и сейсмическое районирование трассы БАМ и зоны ее экономического влияния. Новосибирск: Наука, 1979. 70 с.

К ВОПРОСУ О ТЕКТОДИНАМИКЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

А.В. Маринин¹, Т.Ю. Тверитинова²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, marinin@ifz.ru

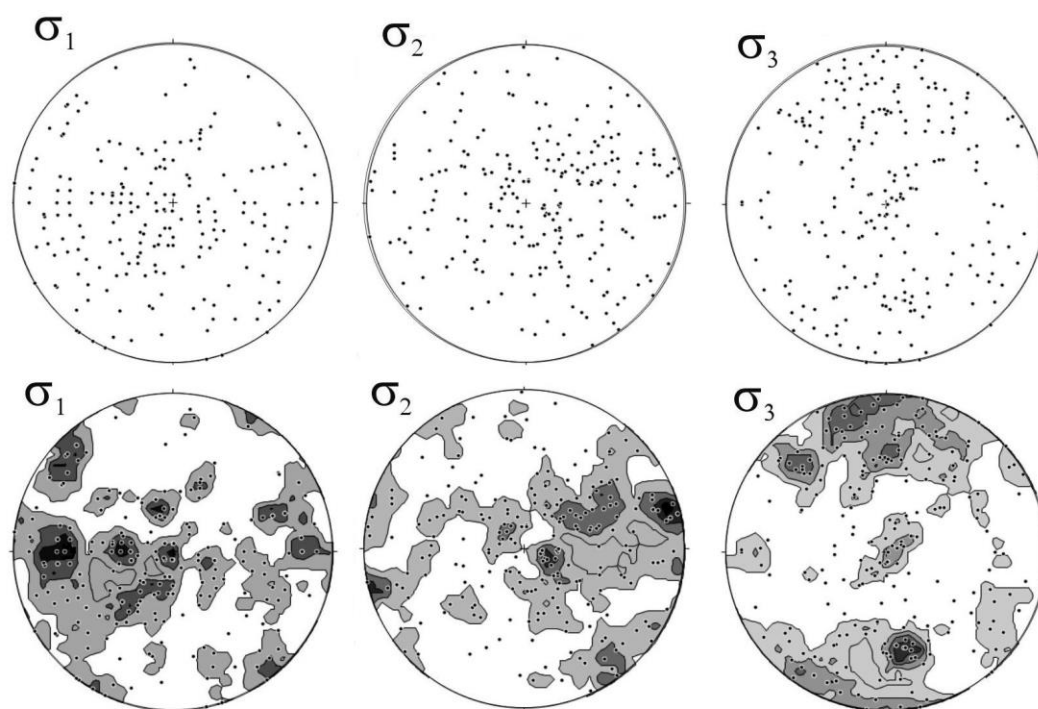
²Геологический факультет Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, Москва, tvertat@yandex.ru

В ходе полевых исследований в последнее десятилетие тектодинамической группой МГУ и тектонофизическим отрядом ИФЗ РАН собраны материалы по геологическим индикаторам палеонапряжений в разных районах Северо-Западного Кавказа (Расцветаев и др., 2010; Маринин, 2013; Маринин, Сим, 2015; Маринин, Тверитинова, 2016). Для обработки использован метод катакластического анализа (Ребецкий, 2007) и программа *STRESSgeol* (Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017).

В изученном регионе установлены закономерности в распределении малых структурных форм. На больших площадях набор стресс-индикаторов минимален и представлен лишь системами первичной тектонической трещиноватости, сформированной на начальных стадиях литогенеза. Они часто выдержаны по площади и при слабонаклонном залегании прослеживаются на первые километры. Они представлены двумя–тремя системами, зачастую ориентированными друг к другу под углом, близким к 70–90°. Довольно часто к ним добавляются редкие отрывные нарушения, группирующиеся в виде единственной выдержанной по элементам залегания системы. По мере приближения к крупным разрывным и складчатым дислокациям набор разновидностей стресс-индикаторов в массиве горных пород существенно возрастает. Увеличивается и разнообразие их пространственного положения (элементов залегания). В наиболее полном варианте наблюдаются все геологические стресс-индикаторы, связанные как со сдвигом в механическом смысле (небольшие разрывы, зеркала скольжения и сколы), так и с деформациями отрыва (жила, отрывы, раздвиги) и сплющивания (кливаж, стресс-стилолиты и др.). Непосредственно в самой зоне, ввиду полной тектонической переработки материала, стресс-индикаторы могут быть не проявлены (полностью дезинтегрированы), присутствуя лишь в отдельных «непереработанных» тектонических блоках.

Данные реконструкций показывают, что складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа характеризуется разными типами напряженного состояния и значительными вариациями направлений главных напряжений. Оси главных напряжений реконструированных локальных стресс-состояний обнаруживают следующие закономерности (рисунок). Оси девиаторного растяжения ориентированы в двух основных направлениях: широтном и северо-западном (СЗ–ЮВ). Углы наклона большинства реконструированных осей растяжения близки к субгоризонтальным (от 0 до 25°). Кроме того, устанавливается значительное количество осей (σ_1) с субвертикальным положением. Промежуточная ось сжимающих напряжений (σ_2) характеризуется субвертикальным положением либо широтной (ВСВ) горизонтальной ориентировкой. Значительно слабее проявлены оси с погружением по азимуту СЗ 325° под углом 10°. Для осей максимальных сжимающих напряжений (σ_3) отлично выражено меридиональное направление с максимумом в север – северо-западном направлении (СЗ 350°). Меньше осей с северо-восточной (СВ 35°) и северо-западной ориентировкой. Угол наклона (погружения) близок к горизонтальному (0–25°). Меньшая вариабельность ориентировок главных осей напряжений обнаруживается при рассмотрении территориально близких областей. При реконструкции полевых данных

по серии обнажений в пределах небольшого участка, когда точки наблюдения располагаются друг от друга в пределах первых сотен метров, фиксируются плавные изменения ориентировок осей главных напряжений.



Ориентировка осей главных напряжений для локальных стресс-тензоров в пределах Северо-Западного Кавказа. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны выходы осей главных напряжений и плотностные максимумы их распределения. Оси σ_1 , σ_2 , σ_3 – минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений. Заливкой в нижнем ряду диаграмм показаны плотностные максимумы распределения на диаграммах выходов соответствующих осей.

По типу напряженного состояния преобладают обстановки горизонтального сдвига и сжатия. Данные типы напряженного состояния вместе с переходной обстановкой горизонтального сжатия со сдвигом составляют более 70 % от всех реконструированных на Северо-Западном Кавказе, определяя общую геодинамическую обстановку. Обстановки горизонтального растяжения имеют меньшую распространенность и обусловлены структурно-геологическим положением.

Закономерность распределения геологических стресс-индикаторов и реконструируемых параметров напряженного состояния позволяет говорить о едином (в геологическом смысле) этапе формирования большей их части. Для территории Северо-Западного Кавказа характерны территориальные изменения параметров напряженного состояния, которые выражаются в изменении ориентации осей главных напряжений и смене геодинамического типа напряженного состояния. Быстрые и существенные изменения происходят вблизи крупных элементов тектонической структуры Северо-Западного Кавказа. Переход от одного к другому тектоническому элементу часто сопровождается изменением направления осей главных напряжений и преобладающего геодинамического типа напряженного состояния. Происходящие изменения параметров реконструированного поля напряжений согласуются с основной тектонической структурой региона.

Неоднородность поля напряжений и смена направлений, по которым происходили максимальные деформации укорочения складчатой зоны,

свидетельствуют о разной степени взаимодействия блоков земной коры при формировании этой области. Преобладающее максимальное сжатие в северо-восточном направлении территориально варьировалось до меридионального и северо-западного. В последнем случае северо-восточную ориентировку обычно приобретает промежуточная ось максимальных сжимающих напряжений. Если рассматривать структурно-геологические следствия деформирования складчатого сооружения, то в его структурах происходит смена преимущественного укорочения северо-восточного и субмеридионального направления на несколько меньшее укорочение в этих направлениях и большее укорочение либо в субвертикальном (в областях с обстановкой горизонтального растяжения) либо в северо-западном (от ЗСЗ до ССЗ) направлении.

Исследования выполнены при финансовой поддержке госзадания ИФЗ РАН.

Список литературы

Маринин А.В. Тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, № 4. С. 461–484.

Маринин А.В., Сим Л.А. Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника. 2015. № 5. С. 62–77.

Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Строение Туапсинской сдвиговой зоны по тектонофизическим данным // Вестник МГУ, сер. геол. 2016. № 1. С. 41–55.

Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31–40.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2017. 225 с.

TO THE QUESTION ABOUT TECTODYNAMICS OF THE NORTH-WESTERN CAUCASUS

A.V. Marinin¹, T.Yu. Tveritinova²

¹The Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow, *marinin@ifz.ru*

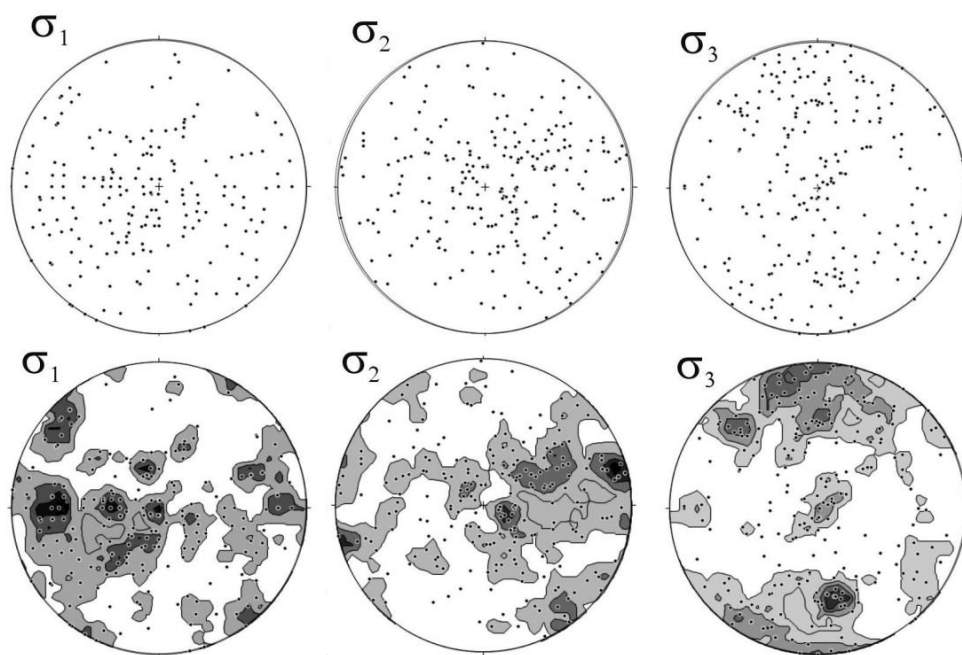
²Geological Faculty of the Lomonosov Moscow State University, Moscow, *tvrtat@yandex.ru*

In the course of field research in the last decade, the tectodynamic group of Moscow State University and the tectonophysical detachment of the IPE RAS collected materials on geological indicators of palaeostress in different regions of the North-Western Caucasus (Rastsvetaev et al., 2010; Marinin, 2013; Marinin, Sim, 2015; Marinin, Tveritinova, 2016). For processing, the method of cataclastic analysis (Rebetsky, 2007) and the STRESSgeol program (Rebetsky, 2007; Rebetsky et al., 2017) were used.

In the studied region, distribution patterns of small structural forms were established. On large areas, the set of stress indicators is minimal and is represented only by systems of primary tectonic fracturing, formed at the initial stages of lithogenesis. These fracture systems are often sustained over the area and can be traced for the first kilometers in case of weakly inclined occurrence. They are represented by two or three systems, often oriented to each other at an angle close to 70–90°. Quite often, rare extension fractures are added to these tectonic fracturing systems, grouped in the form of a single system. As we approach large rupture and folded dislocations, the set of stress indicator varieties in the rock massif

increases significantly. The diversity of their spatial position (layering elements) also increases. In the most complete version, all geological stress indicators are observed, associated both with a shear in the mechanical sense (small ruptures, slip mirrors and chips), and extension deformations (veins, spread veins, extension faults) and flattening (cleavage, stress stylolite, etc.). Directly in the zone itself, due to the complete tectonic processing of the material, the stress indicators may not be manifested (completely disintegrated), being present only in separate “unprocessed” tectonic blocks.

The reconstruction data show that the North-Western Caucasus folded structure is characterized by different types of stress state and significant variations in the main stress directions. The axes of the main stresses of the reconstructed local stress states show the following patterns (Fig.). The axes of the deviator extension are oriented in two main directions: latitudinal and northwestern (NW–SE). The inclination angles of the most reconstructed extension axes are close to subhorizontal (from 0 to 25°). In addition, a significant number of axes (σ_1) with a sub-vertical position are established. The intermediate axis of compressive stresses (σ_2) is characterized by a sub-vertical position, or a latitudinal (ENE) horizontal orientation. The axes with fall in azimuth of NW 325°, at an angle of 10° are much weaker. For the axes of maximum compressive stress (σ_3), the meridional direction is excellent, with a maximum in the north-northwest direction (NW 350°). Axes with the northeast (NE 35°) and northwest orientation are rarer. The angle of inclination is close to the horizontal (0–25°). Less variability in the orientation of the main stress axes is found when considering geographically close regions. During the reconstruction of field data on a series of outcrops within a small area, when the observation points are located within few hundred of meters, smooth changes in the orientations of the axes of the main stresses are recorded.



Stereoplots (upper hemisphere projection) of principal stress directions for all local stress states in NW Caucasus. Density stereoplots for σ_1 , σ_2 , σ_3 are located in the bottom row (σ_1 – maximum extension, σ_2 – intermediate principal stress; σ_3 – maximum compression).

As the stress state the situation of horizontal shear and compression prevail. These types of stress along with the transitional situation of horizontal compression with a shear of more than 70% of all reconstructed in the North-West Caucasus, determining the overall

geodynamic situation. Conditions of horizontal extension are less prevalent and are due to the structural-geological position.

The regularities of geological stress indicators distribution and reconstructed parameters of the stress state allow us to speak about a single (in the geological sense) stage of the formation of most of them. The territory of the North-Western Caucasus is characterized by territorial changes in the parameters of the stress state, which are expressed in a change in the orientation of the main stress axes and a change in the stress state geodynamic type. Rapid and significant changes occur near large elements of the tectonic structure of the North-West Caucasus. The transition from one to another tectonic element is often accompanied by a change in the main stress axes direction and the prevailing geodynamic type of stress state. The changes in the parameters of the reconstructed stress field are consistent with the main tectonic structure of the region.

The stress field inhomogeneity and the change of directions in which the maximum deformations of the shortening of the folded zone took place indicate a different degree of interaction between the blocks of the earth's crust during the formation of this region. The prevailing maximum compression in the northeastern direction geographically varied to the meridional and northwestern. In the latter case, the northeastern orientation usually acquires an intermediate axis of maximum compressive stresses. If we consider the structural-geological consequences of the deformation of a folded structure, then in its structures there is a change in the primary shortening of the northeastern and submeridional directions to a slightly smaller shortening in these directions and a greater shortening either in the subvertical direction (in areas with a horizontal extension situation) or in the north-West (from WNW to NNW) direction.

The research was carried out with the support of the state assignment IPE RAS.

Reference

Marinin A.V. Tectonophysical researches of the Semisamskaya anticline (North-Western Caucasus fold and thrust belt) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. V. 4. (4). P. 461–484 (in Russian with English abstract).

Marinin A.V., Sim L.A. The contemporary state of stress and strain at the western pericline of the Greater Caucasus // *Geotectonics*. 2015. V. 49 (5). P. 411–424.

Marinin A.V., Tveritina T.Yu. The structure of the Tuapse shift zone according to tectonophysical data // *Vestnik MSU, ser. geol.* 2016. Issue 1. P. 41–55 (in Russian).

Rastsvetaev L.M., Marinin A.V., Tveritina T.Yu. Late alpine fault systems and geodynamics of the West Caucasus // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2010. V. 46 (5). P. 394–403.

Rebetsky Yu.L. Tectonic stresses and strength of mountain ranges. M.: Nauka, 2007. 406 p. (in Russian).

Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V. From sliding mirrors to tectonic stresses. Methods and algorithms / Rep. ed. Yu.G. Leonov. Moscow: GEOS, 2017. 225 p. (in Russian).

РЕКОНСТРУКЦИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ В ЗОНЕ ДЖАНХОТСКОГО НАДВИГА

А.В. Маринин¹, Т.Ю. Тверитинова²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, marinin@ifz.ru

² Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, tvertat@yandex.ru

В складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа выделяются продольные тектонические зоны ЗСЗ простираения, характеризующиеся разным стилем складчатых и разрывных деформаций. Большую роль в формировании его позднеальпийского структурного рисунка играют взбросовые и надвиговые дислокации, которые картируются с самого начала изучения геологического строения региона. В разные годы влияние взбросовых и надвиговых нарушений преувеличивалось или преуменьшалось в зависимости от господствующих взглядов и подходов исследователей. Самые известные и хорошо видимые на карте крупные продольные нарушения со взбросо-надвиговой кинематикой расположены вдоль южного крыла складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа: Бекишейский, Наужинский, Джанхотский и Чемитокваджинский.

По субширотному Джанхотскому надвику отложения верхнего мела (турона-кампана) надвинуты на маастрихт-палеоценовые отложения. В зоне Джанхотского надвига проведены детальные структурно-кинематические замеры малых структур разного типа, сделаны выводы о степени дислоцированности пород и тектодинамических условиях формирования с использованием структурно-парагенетического метода (Расцветаев, 1987). Для реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород использован метод катакластического анализа (Ребецкий, 2007) и компьютерная программа *STRESSgeol* (Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2017). В терригенно-карбонатных толщах в зоне надвига зафиксированы разнообразные типы дизъюнктивных структур – надвики, взбросы, сбросы, правые и левые сдвиги, отрывы и стилолиты, а также кластические дайки. Здесь отчетливо преобладают взбросовые и надвиговые структуры субширотного простираения, образующие большой пояс центрального типа. В этом же поясе устанавливаются крутопадающие правые и левые сдвиги. Четко фиксируются крутые отрывы меридионального простираения. Менее представительны сдвиговые нарушения северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираения.

К югу от Джанхотского надвига расположена Хотейская (или Устьевая) синклиналь восток-северо-восточного простираения. В ядре складки развиты терригенные породы датского яруса. Крылья складки с углами падения от 20 до 70° сложены верхнемаастрихт-датскими карбонатно-терригенными отложениями. Распределение зеркал скольжения, а также связанных с ними систем отрывов, фиксирует север-северо-западную ориентировку максимальных сжимающих напряжений. Системы зеркал скольжения образуют сопряженные сколы с ориентировкой оси максимального сжатия вдоль слоистости, что может свидетельствовать о раннескладчатом времени их образования. На крыльях Хотейской синклинали расположены специфические образования — кластические дайки, выполненные песчаным материалом (Маринин, 2001, 2003). Подобные дайки представляют собой гидроразрывные структуры. Наиболее часто они встречаются в водонасыщенных осадках с условиями лавинной седиментации и являются индикаторами палеостресса для времени их образования на стадии диа- и катагенеза.

При анализе взаиморасположения песчаных даек и слоистости обращает на себя внимание тот факт, что дайки ортогонально ориентированы к слоистости и при приведении слоистости к горизонтальному положению занимают субвертикальное положение при северо-восточном или восток-северо-восточном простираии. Дайки смещены как послойными нарушениями, связанными с формированием Хотецайской синклинали, так и более поздними разрывами. Это позволяет предположить северо-восточное направление максимального сжатия, действовавшего здесь во время образования кластических даек до образования Хотецайской синклинали (максимальное растяжение во время формирования данных структур было ориентировано в СЗ-ССЗ направлении). Поскольку складчатые и разрывные структуры Хотецайской синклинали формировались при ССЗ направлении максимального сжатия, для данного участка можно говорить о наложении север-северо-западного сжатия на северо-восточное. Это некоторым образом согласуется с точкой зрения об изменении в течение позднеальпийского цикла плана деформаций с северо-восточного на субмеридиональное (Гиоргобиани, Закарая, 1989). Ранее было установлено, что между Джанхотской и Туапсинской поперечными зонами в блоке, охватывающем Северскую и Псекупскую поперечные ступени (Северско-Псекупский блок), хорошо проявлены меридиональное и северо-западное направления максимального сжатия, а роль северо-восточного сжатия здесь резко уменьшена (Маринин, 2003).

Проведенная реконструкция напряженно-деформированного состояния показала, что для исследованного района характерно очень заметное преобладание обстановок горизонтального сжатия и горизонтального сжатия со сдвигом. При этом для северного висячего крыла Джанхотского надвига в ряде мест фиксируются также обстановки горизонтального растяжения со сдвигом. Ориентация осей главных напряжений по данным проведенной реконструкции достаточно выдержанная. Оси максимального сжатия характеризуются в целом меридиональным направлением, несколько отклоняясь от данного направления на северо-западном крыле Хотецайской синклинали до СЗ направления. К северу, в висячем крыле надвига, напротив ось максимального сжатия отклоняется до ССВ направления. Оси максимального растяжения в южной части зоны надвига субвертикальны, а в северной – субвертикальны или имеют субширотное положение. Выявленные особенности напряженно-деформированного состояния зоны Джанхотского надвига четко свидетельствуют о его надвиговой кинематике.

Исследования выполнены при финансовой поддержке госзадания ИФЗ РАН.

Список литературы

Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси: Изд-во «Мецниереба», 1989. 60 с.

Маринин А.В. О тектодинамических условиях формирования Джанхотского участка Новороссийского синклинория (Северо-Западный Кавказ) // Мат-лы I молод. конф. М.: Научный мир, 2001. С. 122–125.

Маринин А.В. Особенности тектонического строения Северской и Псекупской ступеней (Северо-Западный Кавказ) // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2003. № 2. С. 22–24.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / Отв. редактор Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2017. 225 с.

RECONSTRUCTION OF A STRESSED-DEFORMED CONDITION IN THE DZHANKHOTSKY THRUST ZONE

A.V. Marinin¹, T.Yu. Tveritinova²

¹The Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow, *marinin@ifz.ru*

²Geological Faculty of the Lomonosov Moscow State University, Moscow, *tvertat@yandex.ru*

In the North-Western Caucasus folded structure, there are longitudinal (WNW strike) tectonic zones characterized by different styles of folded and faulted deformations. A large role in the formation of its late Alpine structural pattern is played by the reverse fault and thrust dislocations, which are mapped from the beginning of the study of the regional geological structure. Over the years, the role of reverse fault and thrusts was exaggerated or underestimated depending on the dominant views and approaches of researchers. The most well-known and well-seen on the map are large longitudinal faults with reverse-thrust kinematics located along the southern wing of the North-Western Caucasus folded structure: Bekisheysky, Nauzhinsky, Dzhankhotsky and Chemitokvazhinsky.

Over the sub-latitude Dzhankhotsky thrust, the Upper Cretaceous (Turon-Campan) sediments are pulled over Maastricht-Paleocene sediments. Detailed structural kinematic measurements of small structures of various types were made in the Dzhankhotsky thrust zone, conclusions were made about the degree of the rock deformation and tectodynamic conditions of formation using the structural paragenetic method (Rastsvetaev, 1987). For reconstruction of the stress-strain state of rocks, the method of cataclastic analysis was used (Rebetsky, 2007) and the computer program STRESSgeol (Rebetsky, 2007; Rebetsky et al., 2017). In the terrigenous-carbonate strata in the thrust zone, various types of disjunctive structures are recorded – thrusts, reverse faults, right and left shears, tensile fractures, veins and stylolites, as well as clastic dikes. Here the reverse fault and thrust structures of sublatitudinal strike are clearly dominate. They form on stereograms a large central type belt. In the same belt, steeply dipping right and left shears are established. Steep meridional tensile fractures and veins are clearly recorded. The shears of the northeast, northwest and submeridional strike are less representative.

To the south of the Dzhankhot thrust the Khotsayskaya (or Ustyeva) syncline of east-northeast strike is located. Terrigenous rocks of the Danish age are developed in the core of the fold. The wings with dip angles from 20 to 70° are composed of Upper Maastricht-Danish carbonate-terrigenous sediments. The distribution of the slickensides, as well as associated with them tensile fractures, fixes the north-north-west orientation of maximum compressive stresses. Slickensides systems form conjugate shear fractures with the axis of maximum compression along the layering, which may indicate an early folding time of their formation. Specific structures are located on the wings of the Hotsai syncline – clastic dikes made with sandy material (Marinin, 2001; 2003). Such dikes are hydraulic fracturing structures. Most often they are found in water-saturated sediments with conditions of avalanche sedimentation and are indicators of paleo-stress for the time of their formation at the stage of diagenesis and catagenesis.

When analyzing the interposition of sand dikes and layering, attention is drawn to the fact that dikes are orthogonally oriented towards layering and when returning layering to a horizontal position, they occupy a sub-vertical position with a northeast or east-northeast strike. The dikes are displaced both by layering detachments associated with the Khotsay syncline formation and by later faults. This suggests the northeastern direction of maximum compression, which was in effect here during the formation of clastic dikes before the

formation of the Hotseyskaya syncline (the maximum extension during the formation of these structures was oriented in the NW-NNW direction). Since the fold and fault structures of the Khotsay sickine were formed in the direction of maximum NNW compression, then for this section it is possible to speak of the north-north-west compression being applied to the northeast. This is in some way consistent with the point of view about the change of the deformation plan from the northeast to the submeridional during the Late Alpine cycle (Giorgobiani, Zakaraya, 1989). It was previously established that between the Dzhanhotskaya and Tuapse transverse zones in the block covering the Seversky and Psekupsky transverse steps (the Seversky and Psekupsky blocks), the meridional and northwestern directions of maximum compression are well manifested, and the role of the northeastern compression is sharply reduced here (Marinin, 2003).

The carried out reconstruction of the stress-strain state showed that the area under study is characterized by a very noticeable predominance of the conditions of horizontal compression and horizontal compression with a shear. At the same time, for the northern hanging wing of the Dzhanhot thrust the conditions of horizontal stretching with a shear are also recorded in some places. The orientation of the axes of the main stresses according to the reconstruction carried out is fairly sustained. The axes of maximum compression are characterized in general by the meridional direction, somewhat deviating from this direction on the northwestern wing of the Khotsay Syncline to the NW direction. To the north, in the hanging wing of the thrust, the axis of maximum compression deviates in the opposite way to the NNE direction. The axes of maximum extension in the southern part of the thrust zone are subvertical, and in the northern part they are subvertical or have a sublatitudinal position. The revealed features of the stress-strain state of the Dzhanhot thrust zone clearly indicate its thrust kinematics.

The studies were carried out with the support of the state assignment of the Schmidt Institute of Physics of the Russian Academy of Sciences.

References

Giorgobiani T.V., Zakaraya D.P. Folded structure of the North-Western Caucasus and the mechanism of its formation. Tbilisi: Metsniereba Publishing House, 1989. 60 p. (in Russian).

Marinin A.V. On the tectodynamic conditions of the formation of the Dzhanhotsky area of the Novorossiysk synclinorium (North-West Caucasus) // Proceedings of I conference for young scientists. Moscow: *Nauchnyi Mir* (Scientific World), 2001. P. 122–125 (in Russian).

Marinin A.V. Features of a tectonic structure of Seversky and Psekupsky blocks (North-West Caucasus) // *Bulletine of Moscow Society of Naturalists. Ser. Geol.* 2003. Issue. 2. P. 22–24 (in Russian).

Rastsvetaev L.M., Paragenetic method of structural analysis of disjunctive tectonic faults // *Problemy strukturnoi geologii i fiziki tektonicheskikh protsessov. Ch. 2* (Problems of Structural Geology and Physics of Tectonic Processes. Part 2), Moscow, 1987, P. 173–235 (in Russian).

Rebetsky Yu.L. Tectonic stresses and strength of rock massifs. Moscow: Akademkniga, 2007. 406 p. (in Russian).

Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V. From slickensides to tectonic stress. Methods and algorithms. Moscow: GEOS, 2017. 225 p. (in Russian).

THE INITIATION OF RIFTS AND TRANSFORM FAULTS: COMPREHENSION FROM ANALOG MODELING OF NORMAL AND OBLIQUE EXTENSION

Yossi Mart

Recanati Institute of Maritime Studies, University of Haifa, Haifa, Israel, y.mart@research.haifa.ac.il

Analog experiments of normal and oblique rifting in the 3-layer sandbox system of the University of Rennes 1 shed light on the incipient tectonic evolution of segmented rifts and their transform faults. The experiments were based on the controlled separation of two half-frames, one fixed and one mobile, of a box enclosing a 0.5 cm thick layer of fine quartz sand, deposited on a 2.0 cm layer of silicone putty, that floated on a reservoir of industrial honey (see details in (Mart, Dauteuil, 2000)). The combined dip-slip and strike-slip displacement of the oblique rifting generates structures that are unique to this type of deformation and differ from pure extension or lateral shear. Such features were discerned both in analog experiments as well as in the field and at sea (Mart, Horowitz, 1981; Ron et al., 1984; Dauteuil, Mart, 1998; Agostini et al., 2009).

Experiments of normal extension, used for reference, showed the development of a continuous rift, which developed as composite products of extension of the mobile frame and the subsequent ascent of the ductile layer that enhanced the separation of the brittle unit. That composite deformation producing a continuous and elongated rift without traces of transform faults or transfer zones, which resembles Reykjanes Ridge in the northern Atlantic Ocean (Fig. 1). In contrast, the similarly set experiments, but with mild obliquity (15° – 30°) deformation added to the extension, developed simultaneously a series of elongated and narrow rifted basins in the brittle layer, set *en échelon* along the axial zone of the extension between the fixed and mobile frames. The basins were oriented normal to the extension, and diapirs from the ductile layer ascended at their cores already at early stages of the deformation (Fig. 2). In places where the *en échelon* offset was minor, the rifted basins interconnected as the deformation increased, but where the offset between the rifted basins was significant, the offset of the transfer zone was retained, and its size did not change. It seemed that such offsets became incipient transform faults (Fig. 3).



Fig. 1. Sandbox experiment of normal extension shows the propagation of a rift in the brittle layer (gray) without interruptions. An elongated diapir ascended from the ductile layer into the rift. Scale bar in cm.

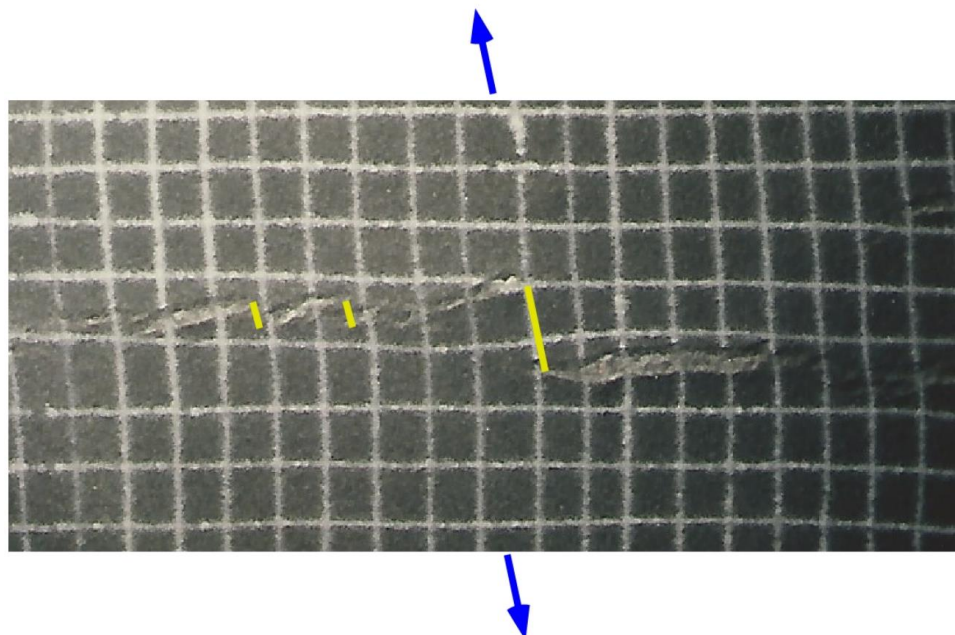


Fig. 2. Development of a simultaneous series of small rifted basins, set en échelon, which were formed at early stages of the experiment in the centre of the experiment box, Yellow lines mark the probable location of the transfer zones between the expanding basins. Blue arrows mark the direction of the extension.

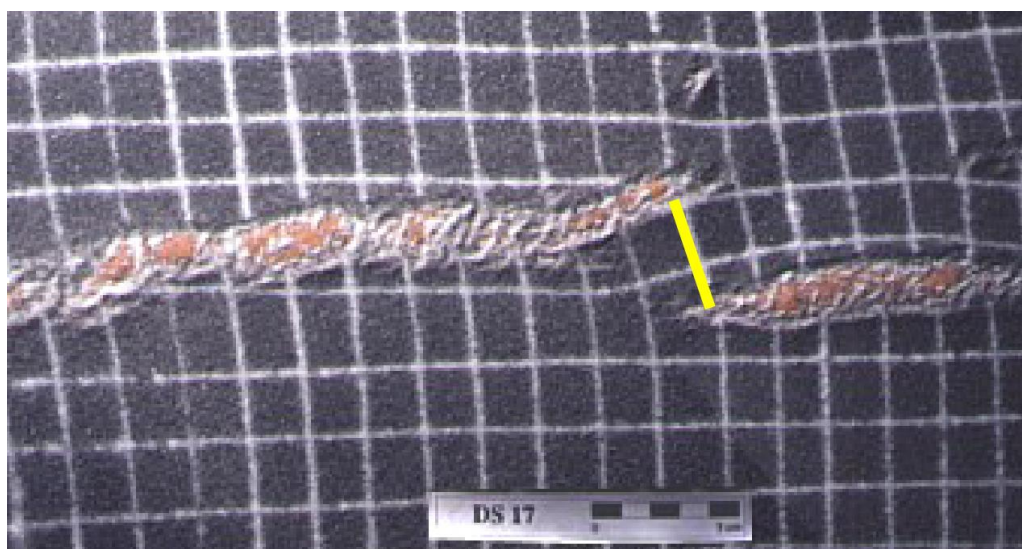


Fig. 3. The mature stage of the experiment presented in Figure 2. The large offset (yellow line) remained stable and is likely to develop into a transform fault, but the short transfer zones shown in Figure 2 merged into the rift as it expanded.

Such series of structural basins were located along developing axial rift zones, where oblique offsets were encountered in places, and where the ascent of mantle diapirs was discerned, such as the northern Red Sea, and “punctiform continental break-up” was the term minted for this process by Bonatti (1985). Similar simultaneous evolution of laterally offset structural basins and their association with nascent transform faults was discerned already by Baecker et al. (1975) and Le Pichon and Francheteau (1978) in the northern Red Sea. Similar features were also observed along the East African Rift, where they were attributed to oblique extension (e.g. Bosworth, 1985; Ebinger et al., 1987). The experiments suggest therefore that

the numerous transform faults that offset the axial rift of the Mid-Ocean Ridge were generated by oblique extension, which seems to be the predominant tectonic strain that affected crustal accretion.

References

- Agostini A., Corti G., Zeoli A., Mulugeta G. Evolution, pattern, and partitioning of deformation during oblique continental rifting: Inferences from lithospheric-scale centrifuge models // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10. Q11015.
- Bäcker H., Lange K., Richter H. Morphology of the Red Sea central graben between Subair Islands and Abul Kizaan // *Geol. Jahrb. D*. 1975. Heft D13. P. 79–123.
- Bonatti E. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift // *Nature*. 1985. V. 316. P. 33–37.
- Bosworth W. Geometry of propagating continental rifts // *Nature*. 1985. V. 316. P. 625–627.
- Dauteuil O., Mart Y. Strike-slip faults and pull-apart basins // *Tectonics*. 1998. V. 17. P. 303–310.
- Ebinger C.J., Rosendahl B.R., Reynolds D.J. Tectonic model of the Malawi rift Africa // *Tectonophysics*. 1987. V. 141. P. 215–235.
- Le Pichon X., Francheteau J. A plate-tectonic analysis of the Red Sea – Gulf of Aden area // *Tectonophysics*. 1978. V. 46. P. 369–406.
- Mart Y., Horowitz A. The tectonics of the Timna region in southern Israel and the evolution of the Dead Sea rift // *Tectonophysics*. 1981. V. 79. P. 165–199.
- Mart Y., Dauteuil O. Analogue experiments of propagation of oblique rifts // *Tectonophysics*. 2000. V. 316. P. 121–132.
- Ron H., Freund R., Garfunkel Z., Nur A. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence (Israel) // *Journal of Geophysical Research* 1984. V. 89 (B7). P. 6256–6270.

СТРУКТУРЫ РАСТЯЖЕНИЯ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

А.В. Мигурский

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и
минерального сырья, Новосибирск, *migurskyav@sniiggims.ru*

По современным представлениям Непско-Ботуобинская антеклиза (НБА) формировалась с позднего неопротерозоя до раннего триаса (Непско-Ботуобинская антеклиза..., 1986; Гришин и др., 1987; Конторович и др., 2009; Мигурский, Соболев, 2016). Однако до сих пор характер ее развития во время перехода от позднего протерозоя к венду во многом не ясен. Это связано с геодинамикой довендских микрограбенов, сосредоточенных в ее центральной части.

Самое контрастное строение НБА имеет по подошве осадочного чехла. По этому уровню она отчетливо асимметрична. Абсолютные отметки поверхности фундамента на юго-восточном склоне резко дифференцированы с колебаниями рельефа от -1.2 до -3.0 км, а на ее северо-западе отмечается постепенное погружение фундамента до -2.9 км.

На антеклизе выявлены две структуры первого (Непский свод, Мирнинский выступ), две – второго порядка и ряд локальных структур (рис. 1). Непский свод занимает центральную наиболее приподнятую часть антеклизы и имеет форму треугольника с углами, ориентированными на запад-северо-запад, северо-северо-восток и юго-восток. Его размеры по изогипсе -1.5 км – 220×270 км, амплитуда около 250 м. Вверх по разрезу происходит постепенное выполаживание свода и даже его раскрытие в юго-восточном направлении.

Мирнинский выступ расположен к северо-востоку от Непского свода и протягивается с погружением до 200 м в северо-северо-восточном направлении на 185 км при ширине 90 км. Характерной чертой его строения является ярко выраженная блоковость практически всех локальных структур.

Юго-западная периклиналь антеклизы построена гораздо проще и представляет собой моноклираль. Единственным осложнением является Усть-Кутское куполовидное поднятие. Локальных структур на этой территории, за исключением мелких осложнений, размерами в поперечнике менее 10 км, здесь не обнаружено.

В последние годы детализированы структурные элементы, формировавшиеся в различные геодинамические этапы развития НБА (Мигурский, Соболев, 2016). Получены новые фактические материалы, существенно меняющие устоявшиеся представления о ее строении. Выявлен коленообразный изгиб шарнира антеклизы амплитудой более 80 км.

Впервые в центре Непско-Ботуобинской антеклизы диагонально ее простиранию намечена зона правостороннего сдвига-раздвига повышенной дислоцированности базальных горизонтов осадочного чехла. Она названа Вакунайско-Талаканской и прослеживается от Чайкинского-Витимского отрезка р. Лены до углового изгиба р. Нижней Тунгуски ниже пос. Ербогачен (рис. 1). В эту зону входят Чайкинское, Курчакское, Талаканское, Алинское и Восточно-Алинское поднятия, система разномасштабных микрограбенов (Мигурский, 2014). Для части микрограбенов уверенно определяется пулл-апартовая природа. Амплитуды проседания пород в грабенах достигают сотен метров, а сдвигов – многих километров. Суммарная амплитуда сдвига вдоль Вакунайско-Талаканской зоны превышает 80 км.

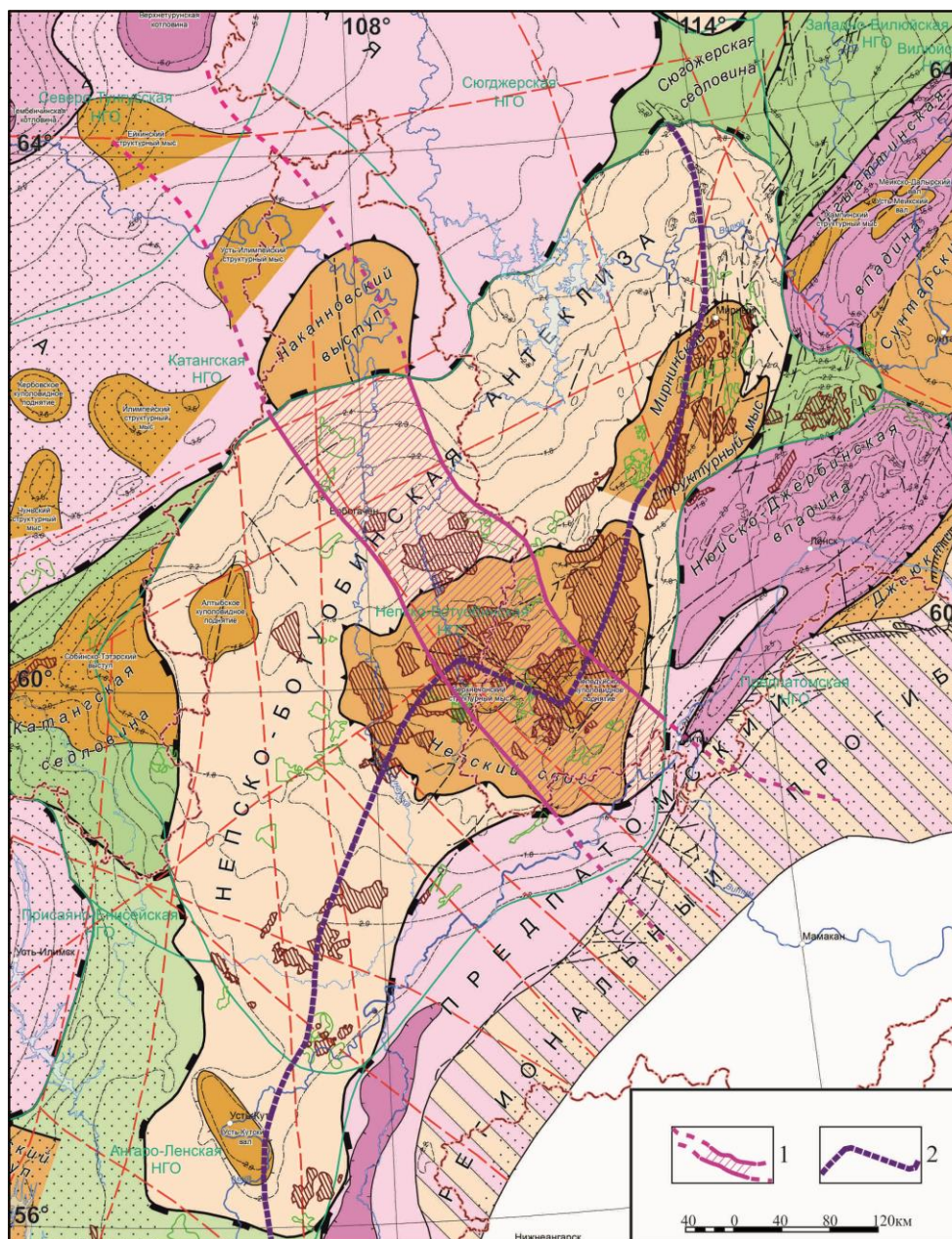


Рис. 1. Основные структуры НБА – фрагмент Тектонической карты нефтегазоносных провинций Сибирской платформы под ред. В.С. Старосельцева, 2018.

1 – Вакунайско-Талаканская зона сдвига-раздвиг; 2 – шарнир НБА.

Анализ строения Вакунайского пулл-апарта, выделенного между скважинами Вакунайская 27 и Тымпучиканская 254-10, показывает, что он осложняет правосторонний сдвиг, переходящий в Талаканский микрограбен, характеризуемый скважинами Талаканская 804 и Нюйская 781 (Исхаков и др., 2018).

Микрограбены в толщинах свит венда не проявлены. Однако отложения венда в большинстве микрограбенов обнаруживают проседания (рис. 2). Связано это, видимо, с дополнительным уплотнением довендских пород уже после формирования венд-нижнепалеозойского чехла. Это привело к надежной экранизации залежей углеводородов (УВ) микрограбенами.

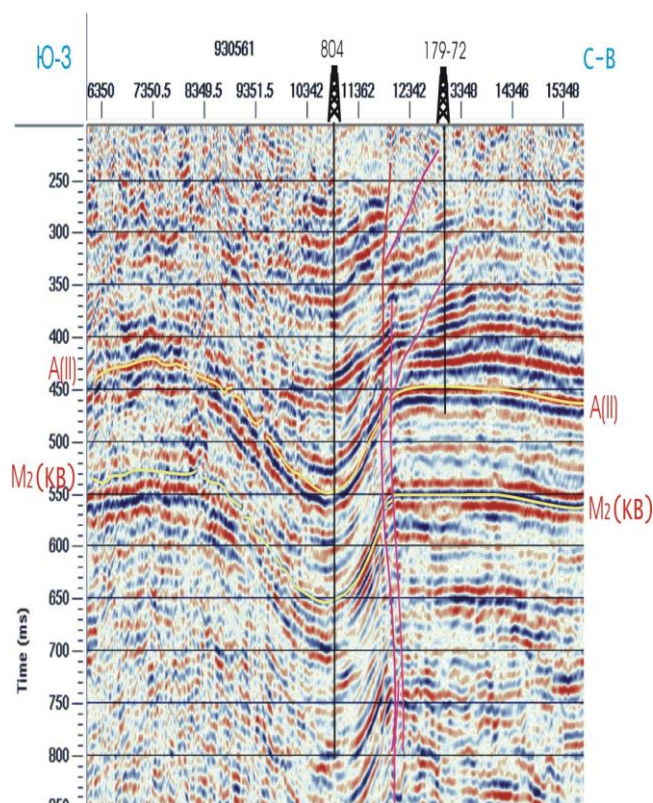


Рис. 2. Сейсмический разрез Талаканского микрограбена.

В частности, Верхнечонский микрограбен разделяет Верхнечонское и Тымпучиканское месторождения УВ, а Талаканское газонефтяное месторождение ограничивается Талаканским и Центральным-Талаканским микрограбенами (Мигурский, 2014).

Список литературы

Гришин М.П., Старосельцев В.С., Сурков В.С. и др. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / Под ред. В.С. Суркова. М.: Недра, 1987. 204 с.

Исхаков А.А., Хипели Д.В., Корнеева С.А., Асеев А.А., Воробьев В.С., Мигурский А.В. Структурно-тектоническое строение фронтальной части Предпатомского складчато-надвигового пояса на примере Игнялинского участка // EAGE GeoBaikal 2018. У0101-14.

Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А., Старосельцев В.С., Мандельбаум М.М., Мигурский А.В., Моисеев С.А., Сафронов А.Ф., Ситников В.С., Филиппов Ю.А., Хоменко А.В., Еремин Ю.Г., Быкова О.В. Тектоническая карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 851–862.

Мигурский А.В. Микрограбены: распространенность, парагенез с центрами нефтегазоаккумуляции // Геология нефти и газа. 2014. № 3. С. 39–46.

Мигурский А.В., Соболев П.Н. Эволюция зон нефтегазоаккумуляции в Непско-Ботубинской антеклизе в фанерозое // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 2. С. 4–25.

Непско-Ботубинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на востоке СССР / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. Новосибирск: Наука, 1986. 245 с.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ И ФОРМИРОВАНИЯ ИЗОСТАТИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ

Д.С. Мягков

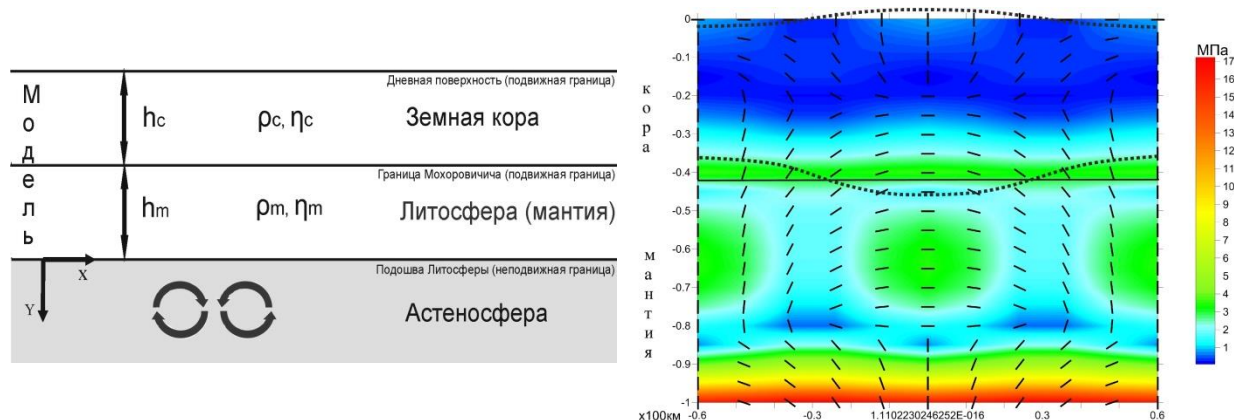
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, *dsm@ifz.ru*

В рамках данной работы рассматривается вопрос формирования напряжённо-деформированного состояния (НДС) континентальной литосферы под влиянием мелкомасштабной термогравитационной астеносферной конвекции. В качестве основы для исследования послужила проблема формирования НДС эпиплатформенных орогенов Центральной Азии (Тянь-Шань, Алтай–Саяны), которая и в настоящее время всё ещё носит дискуссионный характер (Ребецкий, 2015), так как не решён вопрос о выборе геодинамического процесса, ответственного за формирование эпиплатформенных орогенов, удовлетворяющего всему комплексу геолого-геофизических данных, включая и данные тектонофизики. Одним из наиболее часто рассматриваемых механизмов является деформация литосферы под влиянием термогравитационной мелкомасштабной конвекции в астеносфере. Несмотря на обилие математических моделей (как аналитических, так и численных), не было предложено модели, хорошо согласованной с тектонофизическими данными, а именно с результатами тектонофизических реконструкций современного напряжённого состояния рассматриваемых структур. Для последних имеется следующая важная закономерность: преобладание обстановки горизонтального сжатия в коре хребтов и горизонтального растяжения – в коре впадин. Для объяснения формирования подобной структуры НДС была создана аналитическая геодинамическая модель формирования НДС эпиплатформенных орогенов, с мелкомасштабной астеносферной конвекцией в качестве источника формирования последнего.

Структура модели представлена на рисунке. Модель двумерная, состоит из трёх латерально периодических тел, до деформации в начальный момент времени имеющих форму плоских слоёв. Слои соответствуют (по расположению, плотностным и реологическим свойствам) земной коре, мантийной литосфере и астеносфере. Реология тел – упруго-вязкая (тело Максвелла), в литосфере решается механическая задача, в астеносфере – связная термомеханическая. В качестве источника формирования НДС выступает заданный в астеносфере термический градиент, инициирующий конвективный процесс в астеносфере, под влиянием которого, в свою очередь, возникает вынужденная конвекция в литосфере, в результате которой происходит деформация последней и формирование орогена.

Результаты моделирования показывают, что система приходит в состояние равновесия после прохождения ряда состояний, соответствующих определённому колебательному процессу, структура которого зависит от строения модели и, в первую очередь, от наличия контрастных плотностных границ между основными структурными элементами модели. При наличии двух контрастных плотностных границ, считая и дневную поверхность, что соответствует упрощённой модели, рассматриваемой в работе (Мягков, Ребецкий, 2019), в которой нижнее тело (астеносфера) не вводилось, и моделировалась изолированно вынужденная конвекция в литосфере, при формировании эпиплатформенного орогена происходил двухстадийный процесс, когда на первой стадии на месте будущего хребта под нисходящим конвективным током формировался прогиб, а на второй стадии – поднятие с корнем (аналогично, прогиб с антикорнем для межгорной впадины). Для трёхслойной модели с

астеносферой наличие слабоконтрастной граница литосфера/астеносфера приводит к возникновению дополнительной стадии общего колебательного процесса. Именно: после общего прогиба литосферы под нисходящим током, происходит изостатическая инверсия вертикального движения верхней части литосферы (с корой включительно), после чего формируются коровые корни хребтов и антикорни впадин. Только после прохождения всех стадий колебательного процесса система достигает (асимптотически) состояния изостазии. Данный результат обобщается на случай большего количества границ, например, при введении границы Конрада в коре возникнет дополнительная колебательная стадия кора/верхняя кора, аналогичная последней стадии (литосфера/кора) в трёхслойной модели.



Общая схема модели (слева) и поле максимальных касательных напряжений (справа) с нанесёнными ориентациями оси максимального сжатия, формирующееся в модели на заключительном этапе её деформации.

Рассматривая модель формирующегося НДС в приложении к изучению формирования эпиплатформенных орогенов Центральной Азии, можно отметить общее соответствие описанному в работах (Мягков, Ребецкий, 2016; 2019). При уровне напряжений порядка первых десятков МПа (точное значение варьируется вместе с параметрами модели), что отвечает природным данным о величинах сброшенных напряжений, структура формирующегося напряжённого состояния на поздних стадиях достаточно хорошо соответствует результатам тектонофизических реконструкций (Ребецкий, Алексеев, 2014). Это говорит о перспективности выбранного геодинамического процесса (мелкомасштабной астеносферной конвекции) для объяснения эпиплатформенного орогенеза и необходимости разработки более сложных численных моделей, основанных на представленной аналитике.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 18-35-00482

Список литературы

Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л. Эволюция структуры течения и рельефа эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции // Вестник КРАУНЦ. 2016. № 1. С. 257–290.

Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л. Математическая модель формирования напряжённо-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 1. С. 21–41.

Ребецкий Ю.Л. Об особенностях напряжённого состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 437–466.

Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 1. С. 257–290.

PARALINK TECHNOLOGY – METHOD OF SOFT SOIL STABILIZATION BY THE SOIL CEMENT PILE WITH HIGH TENSILE GEOSYNTHETICS

Nguyen Thái Linh, Nguyen Hai Ha, Nguyen Duc Manh

University of Transport and Communications, Hanoi, Vietnam, *thailinhdk@utc.edu.vn*

Paralink technology – method of the soft soil stabilization by the soil cement mixing pile with high tensile Geosynthetics also called GRPS (Geosynthetics Reinforced Pile Supported) is combined of one or more layers of high tensile Geosynthetics spread on top of the piles. This technology can increase the load transferred to the piles, reduce the load transmitted to the soft soil between these piles; thereby reducing the deflection between the piles and the surrounding soil (Zhen Fang, 2006). The advantage of this method is the fast rate of the construction, the ability to handle deep (up to 50 m) friendly to the environment.

In the world, since the 1970s, the solution of soil cement pile combine with Geosynthetics in construction embankments on soft soil is studied and widely used. In Vietnam, the solution of soil cement pile combine with Geosynthetics have also started to be applied to some big projects in the geotechnics application field (Dung Nguyen Q, 2012). However, the biggest obstacle of the method to improvement ground by soil cement pile is high construction cost. This article introduces Paralink technology – the stabilization of the soft soil method by the soil cement pile with high tensile Geosynthetics, which increases the stability of the construction and brings significant economic efficiency.

Paralink technology is a solution of spreading high tensile Geosynthetics Paralink under the embankment soil when covering on the soft soil. Paralink is a material that reinforces embankment soil by evenly arranging strip materials (para web) into sheet shapes. This material is more tensile than traditional Geosynthetics because of the use of parallel bundles of fibers as core materials. It can reach the intensity of 300 kN/m or more, can even reach 1350 kN/m (Table 1). On the other hand, Paralink also has superior properties of corrosion resistance, chemical resistance, impact resistance due to the use of polyethylene coating materials (Table 2). Material safety factor taking into account durability (weather resistance, chemical resistance, cold tolerance and heat resistance) $FD = 1.05$.

Also, with the spread of the net using the excavator vehicles in the form of cranes, construction is flexible and fast. This solution contributes to reducing costs and shortening construction time.

Table 1. The standard intensity of the product

Specification	unit	50L	100L	150L	200L	250L	300L	400L	500L	600L	700L	800L	900L	1000L
Standard intensity	kN/m	50	100	150	200	250	300	400	500	600	700	800	900	1000

Table 2. The degradation coefficient from the creep of paralink

Time creep (year)	1	2	5	60	12
μ = Creep degradation coefficient	0.78	0.77	0.76	0.73	0.72

Spreading Paralink high tensile mesh on soil cement piles aims to create a dome effect in the embankment. At first, upward pressure on the natural soil is equal to the load capacity

of the soil. Then, due to the gradual subsidence of the soil around the piles, the upper covering materials sink, the movement causes a shear resistance on the middle of a subsided block and the block on top of the piles to stand still. Consequently, the total pressure on the sagged area decrease, while the stand still area on the top of the pile increases the load on the pile with the same value. When the deflection is come to the limit, the destructive surface between the two sliding surfaces on each other forms the dome form, starting from the top of the pile to the surface.



Fig. 1. Paralink structure.

When the embankment soil constructs on the reinforced pile foundation combine with the Geosynthetics, the soil mass between the two piles subside and generates two force components: traction in the mesh and the counterforce of the soft soil. The movement process of soil mass form shear stress in the covering block on the pile. This shear stress produces a dome effect in the covering block and reduces the load on the Geosynthetics but increases the load on the pile. The transmission mechanism simulates according to the dome effect.

Design methods such as BS8006:2010 (BSI Standards, 2010); Hewlett & Randolph (1988), Guio (1987) ... consider the stress at the concave dome between two piles depending entirely on the distance between the piles. This stress value is also used to calculate the Geosynthetics layer applied to the pile head. However, the way to determine load varies between authors. There are many views and models of some effects that have been proposed, including general theory to consider in detail a problem of pile reinforcement embankment foundation. Terzaghi (1943) was the first to propose a vertical cutting plane model. Hewlett & Randolph (1988) proposed semi-circular dome models, and this hypothesis was used in BS 8006:2010...

BS 8006: 2010 standard provides a method for calculating the design of pile system in combination with Geosynthetics in the two limited states. The first state is the Intensity limit state (Load capacity of pile groups; The range of the layout of pile groups; Vertical load distribution on the pile cap; Sliding conditions of embankment soil; Overall stability of the ground). And the other state is the Limit usage status (The overextension of the core; The subsidence of the pile foundation)

Example of calculation of soil cement pile combined with high tensile geosynthetics in the stabilization of soft soil

Ben Luc – Long Thanh Expressway Project (GMS, 2018) passes through the territory of Ho Chi Minh City, Long An, and Dong Nai provinces with a total length of 57.1 km. It is the project with the high embankment 4.5 to 5.5 m through soft soil area (averages SPT index from 1 to 7). The soil cement piles are applied in soft soil stabilization. They are renovated designed to touch the bottom of 0.7 m diameter, arranged as a square grid with a distance of 1.5 m, length from 9 to 12 m.

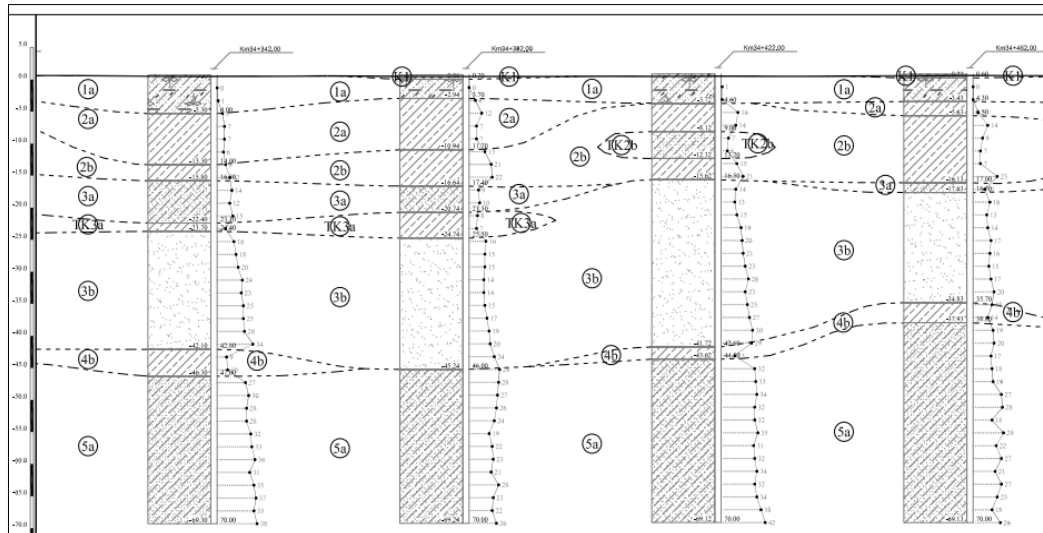


Fig. 2. Geological section of construction work

To see the effectiveness of Paralink technology in soft ground treatment clearly, we calculate in three cases:

- Case 1: The soil cement mixing piles with $d = 0.7$ m, layout square grid of $a = 1.5$ m, no lean concrete layer, combining Paralink mesh with the crossroad intensity of 400 kN/m and the along with road intensity of 100 kN/m.

- Case 2: The soil cement mixing piles with $d = 0.7$ m, layout square grid of $a = 1.75$ m combining Paralink mesh with the crossroad intensity of 400 kN/m and the along with road intensity of 200 kN/m.

- Case 3: The soil cement mixing pile with $d = 0.7$ m, layout square grid of $a = 2.10$ m combining Paralink mesh with the crossroad intensity of 700 kN/m and the along road intensity of 400 kN/m.

Table 3. Results of calculation of pile foundation system according to the cases

Case Result	Case 1 Paralink 400×100	Case 2 Paralink 400×200	Case 3 Paralink 700×400
The layout of pile groups	Square grid with $a = 1.5$ m	Square grid with $a = 1.75$ m	Square grid with $a = 2.10$ m
Rate of renovation (%)	17.1	12.6	8.7
Load distribution on the grid W_t (kPa)	23.51	32.02	61.15
Vertical load distribution on pile cap (kPa)	389	389	389
Horizontal slide of covered soil	1.54	1.54	1.54
Overall stability coefficient	5.99	4.56	6.10
Mesh tension (transposition $\varepsilon = 5\%$) and allowable tension	Horizontal: $T_{rp} + T_{ds} = 130.5$ $< [T] = 157.4$ Vertical: $T_{rp} + T_{ds} = 34.7$ $< [T] = 39.3$	Horizontal: $T_{rp} + T_{ds} = 156.5$ $< [T] = 157.4$ Vertical: $T_{rp} + T_{ds} = 60.7$ $< [T] = 78.7$	Horizontal: $T_{rp} + T_{ds} = 247.6$ $< [T] = 275.4$ Vertical: $T_{rp} + T_{ds} = 151.9$ $< [T] = 157.4$
Pile foundation settlement	0.12	0.15	0.20

High tensile Paralink is highly effective in handling soft ground through the effect: reducing the subsidence, increasing the overall stability coefficient, increasing the distance between soil cement piles:

+ Case 1 and case 2: with the same rate of ground improvement $a = 17.1\%$, when arranging with high tensile mesh Paralink combine with soil cement piles to increase the overall stability coefficient (from 4.1 to 5.99), subsidence decrease by 3 cm.

+ Case 1, Case 3 and Case 4: the apparent effect of high tensile mesh Paralink in increasing the distance between soil cement piles from 2.14D to 2.5D and 3D, the rate of ground improvement background decreases correspondingly from 17.1 % to 12.6 % and 8.7 %.

Also, with the ability to bear large loads, when combining Paralink with soil cement piles, it is not necessary to have lean concrete layer above the top of the pile, reducing construction costs and time, bringing high economic efficiency.

Conclusion

The solution of soil cement piles combine with high tensile mesh is highly effective in handling soft ground through the effect: increase the overall stability coefficient and the distance between soil cement piles, reduce the subsidence and rate of ground improvement.

With these advantages, Paralink technology – solution of soil cement piles combine with high tensile Geosynthetics brings more economical and technical efficiency than the solution using only soil cement piles, this solution is suitable for high embankment location works - large load, low permissible subsidence requirements such as bridgehead, road extension, and ground improvement.

References

BSI Standards BS-8006-1:2010. Code of practice for strengthened / reinforced soils and other fills // British Standard Institution, London. 2010.

DOH and JICA. Manual for design and construction of cement column method // Draft Report of Japan – Thailand joint study project on Soft clay foundation. 1998.

Dung Nguyen Q. Some technical issues in the design of embankment on the pile system // J. of Irrigation Science and Technology. 2012. Issue 11. P. 11–16 (in Vietnamese).

GMS Ben Luc – Long Thanh expressway technical assistance project, Package A6 from km 35+900 – km 52+400. Vietnam Ministry of Transport, 2018. (in Vietnamese)

Zhen Fang. Physical and numerical modelling of the soft soil ground improved by deep cement mixing method // PhD thesis. The Hong Kong Polytechnic University, 2006.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ УДОКАНСКОГО ЛАВОВОГО ПЛАТО

*А.И. Оргильянов¹, Л.В. Замана², И.Е. Михеев², И.Г. Крюкова¹, М.Т. Усманов²,
А.Н. Пыряев³*

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *irig@crust.irk.ru*

²Институт природных ресурсов, экологии и криолитологии СО РАН, Чита, *l.v.zamana@mail.ru*,
miheevi@mail.ru, *usgi@yandex.ru*

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
pyrayev@gmail.com

Удоканское лавовое плато расположено на территории Каларского района Забайкальского края и находится в пределах Олекмо-Витимской горной страны, в бассейне р. Куанда, правого притока р. Витим. В геологическом строении района принимают участие интрузивные и метаморфические породы докембрия и палеозоя. Долины рек заполнены рыхлыми отложениями водного и ледникового генезиса. Значительные площади занимают покровы кайнозойских эффузивов. Территория характеризуется современной тектонической активностью, здесь в течение последних 100 лет произошло несколько землетрясений интенсивностью 9–10 баллов (Солоненко, 1967).

Исследуемая территория располагается на восточном фланге Байкальской рифтовой зоны. В соответствии с принципами районирования минеральных вод она находится на стыке Байкальской гидроминеральной области азотных и метановых терм и Даурской (Забайкальской) гидроминеральной области холодных углекислых вод и локального развития азотных и углекислых терм (Ломоносов, 1974).

Минеральные источники Олекмо-Витимской горной страны до середины XX века были известны только местным жителям – охотникам и оленеводам. Детальное геологическое изучение этой труднодоступной территории началось в связи с изысканиями и строительством трассы БАМ. В разные годы минеральные источники Удоканского плато были обследованы и описаны В.И. Колесниковым, В.П. Солоненко, Б.И. Писарским, В.И. Ключниковым, Г.И. Климовым, Ф.М. Ступаком, Ф.И. Еникеевым, С.В. Лазаревской и другими исследователями.

В настоящем сообщении рассматриваются условия формирования минеральных вод источников Куанда-Эймнахского гидроминерального комплекса, в пределах которого зафиксированы проявления двух основных типов минеральных вод: азотные термальные и углекислые (холодные и термальные) воды. Куанда-Эймнахский гидроминеральный комплекс приурочен к молодому разлому, входящему в Удоканскую систему активизированных разломов, протягивающуюся в субширотном направлении почти на 200 км от бассейна р. Таксимо на западе до Верхнекаларской впадины на востоке. Он отделяет Верхнекуандинскую впадину от хребта Удокан (Солоненко и др., 1966). Этот же разлом является естественной границей между провинциями азотных терм и углекислых вод (Богомолов и др., 1971).

Азотные термальные воды, как правило, характеризуются низкой минерализацией. Это связано с их распространением в пределах развития слабо подвергающихся химическому выветриванию изверженных и метаморфических пород при отсутствии такого агрессивного выщелачивающего агента, как углекислый газ. Питание их происходит в основном за счет ультрапресных вод атмосферных осадков. В составе воды азотных терм среди катионов отмечается абсолютное преобладание натрия. Анионный состав более сложен. При общем преобладании сульфатов достаточно большая доля в сумме анионов принадлежит гидрокарбонатам и хлору. Такие воды И.С. Ломоносов

относил к питателевскому типу (Ломоносов, 1974). Для азотных терм характерно повышенное содержание кремнекислоты. В отличие от многих термальных источников Байкальской рифтовой зоны, гидротермы Удоканского плато не содержат значительных количеств сероводорода.

Источник Пурелаг. Расположен у северного подножия Каларского хребта на правом берегу долины р. Пурелаг, в 2 км от ее русла. Поле выхода термальных вод представляет собой воронку круглой формы, диаметром около 50 м. Дно воронки сложено валунно-галечными отложениями, которые подстилаются палеозойскими гранитоидами. Разгрузка происходит вдоль южного края воронки в виде отдельных сосредоточенных струй. Основной выход каптирован в виде ванного углубления. Температура воды 30.03.2017 г. составила 38.9 °С (при температуре воздуха +5 °С). Дебит данного выхода около 3 л/с. В соседнем (в 2 м от основного), некаптированном, выходе температура воды 38.6 °С, дебит около 1 л/с. Суммарный дебит Пурелагского источника около 30 л/с. Вода прозрачная, без вкуса и запаха, пресная, сульфатная натриевая. На поверхности галечных отложений на дне воронки отмечается выпадение солей, представленных, согласно результатам рентгеноспектрального анализа, в основном сульфатом натрия.

Источник Эймнах. Расположен на правом берегу р. Эймнах, в виде выходов термальных вод вдоль уреза реки. Полоса выхода, длиной около 1 км, хорошо маркируется зелеными отложениями бактериальных матов. 29.03.2017 г. максимальная измеренная температура воды составила 39.2 °С при температуре воздуха +5 °С. В летнее время, при повышении уровня воды в реке, выходы гидротерм затапливаются и их разгрузка происходит только субаквально. Суммарный дебит источника ≈ 25 л/с. Вода прозрачная, без вкуса и запаха, пресная, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатная натриевая.

Углекислые воды на рассматриваемой территории имеют разную температуру. Так, если источники Травертиновый, Плотинный и Сыни можно отнести к термальным, то источники группы Чепе являются холодными. Содержание свободной углекислоты составляет 0.6–2.1 г/л. В соответствии с классификацией (Ломоносов, 1974), воды источников Плотинный и Травертиновый относятся к боржомскому типу; источника Сыни – к шумакскому типу; группы источников Чепе – к дарасунскому типу. В последней группе выделяется источник Мариинский, вода которого близка по составу к воде источника Ласточка (Приморский край).

Источник Травертиновый. Находится в узком каньоне левого притока р. Эймнах, в 2 км от его устья. Здесь, на протяжении нескольких сотен метров, имеются выходы пульсирующих струй с причудливыми отложениями травертинов в виде чаш и натечных каскадов. Русло ручья прорезает толщу лавового потока молодых голоценовых базальтов. При обследовании 29.03.2017 г. были опробованы два выхода минеральной воды. «Нижний» выход представляет собой чашу, выполненную травертиновыми отложениями, диаметром около 1 м, из которой с газированием вытекает вода с приятным привкусом углекислоты. Температура воды составила 14.4 °С при температуре воздуха –10 °С. «Верхний» выход находится в 50 м выше по течению от «нижнего» и представляет собой газонасыщенную струю, выбрасываемую с периодичностью в несколько секунд из отверстия диаметром около 2 см. Температура воды 17.5 °С. Суммарный дебит источника, по данным В.И. Ключникова и Б.И. Писарского, около 8 л/с. Вода в обоих выходах имеет гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав с минерализацией около 6 г/л. Силикатный анализ травертинов источника показал, что отложения представлены в основном карбонатом кальция.

Источник Плотинный. Находится в долине одноименного ручья (левого притока р. Эймнах), в 2 км от его устья. Так же, как и Травертиновый, этот источник

приурочен к голоценовым базальтам. Свое название он получил из-за образованной травертинами плотины, которая перегораживает русло ручья. По обоим берегам ручья прослеживаются выходы воды, сильно насыщенные углекислым газом. Температура воды в различных струях от 11 до 23 °С. Суммарный дебит источника, по данным Ф.И. Еникеева, 3–4 л/с. Химический состав воды гидрокарбонатный натриевый, с минерализацией 7.3 г/л (по данным Б.И. Писарского, В.И. Ключникова).

Источник Сыни. Расположен в долине р. Сыни, в 4 км ниже ее истока и приурочен к лавовым отложениям одноименного вулкана трещинного типа. Серия выходов интенсивно газифицированных минеральных вод находится на обоих берегах реки и в ее русле на протяжении около 1.5 км. Источник образует многочисленные травертиновые конусы. Температура воды в разных струях варьируется от 5 до 16 °С. По данным Б.И. Писарского и В.И. Ключникова, суммарный дебит около 4 л/с, состав воды гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, с минерализацией 4.5 г/л.

Источники в районе вулкана Чепе. Это группа холодных углекислых источников у подножия голоценового вулкана Чепе с названиями: Чепе, Верхний Чепе, Нарзанный, Мариинский, Золотой Каскад, Средний Правый Чепе, Нижний Правый Чепе, Нижний Чепе. Наиболее эффектный вид имеет источник Золотой Каскад, обремененный своим названием развитием красно-оранжевых охристых отложений, мощность которых превышает 1 м (Солоненко, 1967). Температура воды варьируется в разных источниках от 1.5 до 7.0 °С. Дебит изменяется от 2–3 л/с (Чепе, Мариинский) до 20–25 л/с (Золотой Каскад) (Пиннекер и др., 1980). Минерализация воды 0.7–1.0 г/л, состав гидрокарбонатный с различным сочетанием катионов в разных выходах.

Вопрос о генезисе газов, насыщающих минеральные воды, был и до сих пор остается одной из наиболее дискуссионных проблем гидрогеологии. Если для азота практически всеми исследователями признается атмосферное происхождение, то по генезису углекислого газа предложено несколько гипотез. Рассматриваются термометаморфизм карбонатных пород, разложение органического вещества и глубинный (мантийный) генезис. Определение изотопного состава углерода углекислого газа в источнике Травертиновый ($\delta^{13}\text{C} = -5.5\text{‰}$) позволяет считать, что CO_2 имеет глубинный генезис. Это подтверждается приуроченностью выходов источников к молодым вулканам.

Минеральные источники Куанда-Эймнахского комплекса являются уникальными природными объектами. В 1983 г. им присвоен статус памятника природы регионального значения. В настоящее время к источникам проложено множество туристических маршрутов. В бальнеологическом отношении используются только азотные термы источника Пурелаг, хотя углекислые воды, содержащие большое количество полезных компонентов, имеют не меньшую ценность.

Список литературы

Богомолов Н.С., Диковский А.М., Карасева А.П., Климов Г.И., Орлова Л.М., Толстихин Н.И., Цыганок В.И. Минеральные воды Читинской области // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. С. 192–196.

Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, Сибирское отд-е, 1974. 167 с.

Пиннекер Е.В., Папшев М.В., Кустов Ю.И. Гидроминеральные ресурсы территории БАМ и перспективы их освоения. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1980. 52 с.

Солоненко В.П. Новый гидроминеральный район в Становом нагорье // Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1967. С. 153–159.

Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А., Мишарина Л.А., Павлов О.В., Пшенников К.В., Солоненко М.А., Фомина Е.В., Хилько С.Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 231 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА

Д.М. Петров¹, А.И. Сивцев²

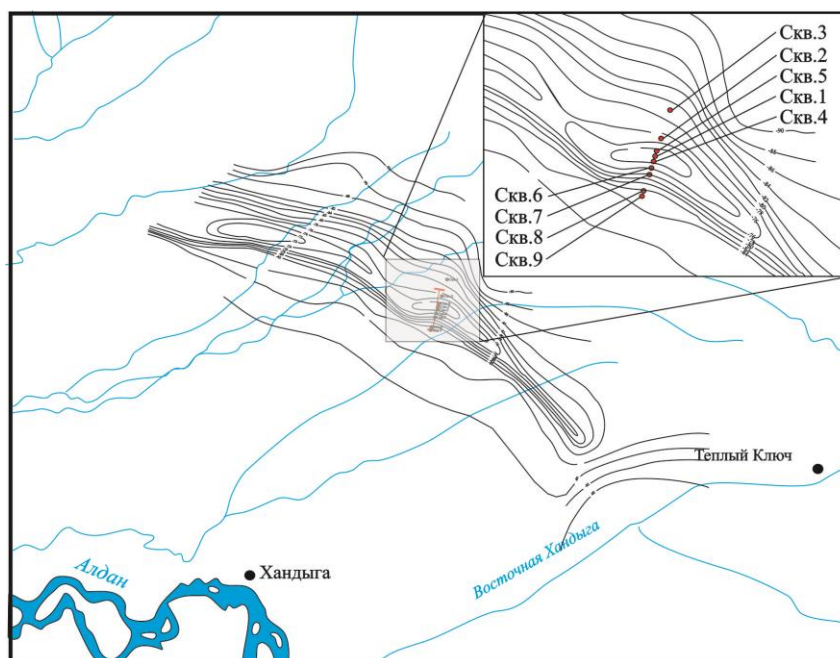
¹Институт проблем нефти и газа ФИЦ ЯНЦ СО РАН, Якутск, qanala@mai.ru

²ООО «Таас-Юрях нефтегазодобыча», Якутск, sivtsevai@tyngd.rosneft.ru

Полномасштабное освоение богатых минерально-сырьевых ресурсов территории Восточной Якутии сдерживается многими факторами, среди которых особо выделяется дороговизна завозимого топлива. Пос. Хандыга и весь Томпонский район являются естественным опорным пунктом для обеспечения динамичного развития горнодобывающей промышленности востока Республики Саха (Якутия). В этой связи опосредованное месторождений нефти и газа в непосредственной близости от районного центра является актуальнейшей стратегической задачей.

По общегеологическим позициям перспективы нефтегазоносности территории Томпонского района связываются с мезозойскими отложениями восточной части Алданской широтной ветви Предверхоанского прогиба.

Особый интерес здесь представляет район Томпорокского вала, выделенный по результатам гравиметрической съемки. Обзорная схема перспективного района дана на рисунке.



Обзорная схема района исследований.

Территория Томпорокской аномальной зоны находится в пределах Томпонской впадины, приуроченной к юго-восточной части Предверхоанского краевого прогиба.

В геологическом строении Томпонской впадины принимают участие палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения.

На основании особенностей тектонического развития и характера проявлений тектонического движения в геологическом разрезе осадочного чехла Томпонской впадины могут быть выделены три различных структурных яруса:

1. Фундамент палеозойского возраста.

2. Позднемезозойский комплекс осадочных пород.

3. Кайнозойский комплекс отложений.

Нижний структурный ярус сложен отложениями палеозойского возраста. Тектоническое строение яруса в пределах прогиба почти не изучено. По данным бурения глубокой структурной скважины № 1 на платформенном крыле прогиба отложения палеозоя представлены среднекембрийскими карбонатными осадками. Далее к северу и северо-востоку палеозойские отложения не прослежены бурением.

Второй структурный ярус сложен мезозойскими осадками, залегающими на размытой поверхности палеозойских отложений. Комплекс отложений играет большую роль в строении осадочного чехла юго-восточной части Предверхоянского прогиба и изучен наиболее полно при проведении поисково-разведочных работ на уголь в Хандыгском угленосном районе в 40–50-е годы прошлого века.

По времени возникновения и по своему положению Предверхоянский прогиб представляет собой структуру коллизионного этапа развития востока Сибирской платформы (Сивцев и др., 2018).

В приплатформенной части мезозойские отложения дислоцированы очень слабо. В основном наблюдается моноклинальное залегание пород, наклоненных довольно однообразно к северо-северо-востоку или северо-западу в направлении к осевой части прогиба.

Только на отдельных участках мезозойские отложения слабо дислоцированы и образуют очень пологие, преимущественно брахискладчатые структурные формы.

Степень дислоцированности верхнемезозойских пород, как показали разведочные работы в бассейне рек Тумат, Надежда, Онелло, Сугжа, нарастает при движении от платформенной части прогиба к Верхоянской складчатой области. В пограничных зонах с Верхоянским мегантиклинорием осадки мезозойского комплекса собраны в узкие линейные крутые складки.

На Томпоровской площади отложения данного структурного яруса вскрыты всеми скважинами, исключая восьмую.

Полученный фактический материал бурения позволяет выяснить тектоническое строение мезозойского структурного яруса в пределах Томпоровской аномальной зоны. Коротко данные бурения В.В. Обухов (1962) сводит к следующему.

Характер нарушения не установлен. По-видимому, здесь имеет место взброс (надвиг?) с амплитудой до 1500 м. По плоскости этого нарушения мезозойские отложения, слагающие северо-западную часть площади, выведены из нормального залегания и надвинуты на толщу меловых пород, залегающих почти горизонтально в юго-западной части Томпоровской площади.

О существовании разрывной структуры свидетельствуют следующие данные:

1. Мезозойские отложения, вскрытые в северо-восточной части площади, разбиты целой серией разрывных нарушений небольшой амплитуды: надвигами, сбросами, послойными и межпластовыми подвижками, выраженными мелкой пloyчатостью, развитой в глинистых породах, интенсивной трещиноватостью и зеркалами скольжения, указывающими на активный тектонический режим в этой части площади.

Особенно четко выражены мелкие нарушения в разрезах среднеюрских и нижнемеловых пород в скважинах № 4, 1, 5, 2, 3. В скважине № 9 они не наблюдаются.

2. Весь комплекс мезозойских отложений в северо-восточной части интенсивно метаморфизован, что устанавливается по высоким плотностям вскрытых пород (2.60 г/см^3 – нижнемеловые породы; 2.67 г/см^3 – средняя юра; 2.62 г/см^3 – нижняя юра; 2.63 г/см^3 – триасовые породы).

Третий структурный ярус сложен отложениями кайнозоя, представленными неогеновыми и четвертичными образованиями, залегающими на размытой поверхности пород мезозойского комплекса.

На Томпурокской площади нефтегазопроявления непосредственно в скважинах при бурении не наблюдались.

При изучении кернового материала выявлены битумосодержащие породы в разрезе мезозойского комплекса осадков. Битумопроявления наблюдались в отложениях нижней – средней юры (скважины № 4, 1, 5) и низов нижнего мела (скважины № 2, 9).

В породах этого возраста битумы обнаружены макроскопически в мелкораспыленной форме, в виде капельных выделений, натеков и выпотов по трещинам и по плоскостям наложения пород.

Мелкорассеянные битумы обычно встречаются по трещинам и концентрируются в корочках кальцита, выполняющего трещины, и в тонком слое (4–5 мм) прилегающей породы. Эти битумы как бы пропитывают массу кальцита и придают ему характерную желто-бурую пятнистую окраску, благодаря которой присутствие битума обнаруживается при макроскопическом исследовании.

Наиболее интенсивная битуминозность пород наблюдается в нижней части разрезов скважин № 4, 1, 2 и, особенно, скважины № 5. Все эти скважины расположены в центральной части Томпурокской площади. Битумы приурочены, как правило, к интервалам наибольшей трещиноватости пород.

Анализ образцов керна показал, что мезозойские отложения северо-восточной части Томпурокской площади представлены практически непроницаемыми породами. В юго-западной части площади нижнемеловые песчаники, вскрытые скважиной № 9, имеют относительно высокую открытую пористость (в среднем 14.2 %) и хорошую проницаемость, достигающую в некоторых пластах песчаников 233 мД.

Такое резкое различие коллекторских свойств одновозрастных пород в пределах одной площади вызвано их сильным динамометаморфизмом в северо-восточной части площади, проявившимся, по-видимому, в период мезозойского тектогенеза.

Перспективы нефтегазоносности рассматриваемого района связываются с возможной поднадвиговой юго-западной частью исследуемой площади. В скважине № 9 вскрыты нижнемеловые породы, которые в этой части площади характеризуются нормальным залеганием и слабым метаморфизмом.

Для выявления адекватной модели строения Томпурокской структуры необходимо провести сейсморазведочные работы 3D.

Окончательно перспективы нефтегазоносности можно оценить после глубокого бурения на 2.0–2.5 км.

Список литературы

Обухов В.В. Отчет по результатам колонкового бурения на площади Томпурокской гравитационной аномалии за 1960–1961 гг. Якутск, 1962.

Сивцев А.И., Чалая О.Н., Зуева И.Н. Верхнеюрско-нижнемеловой нефтегазоносный комплекс востока Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 1. С. 81–87. doi: 10.20403/2078-0575-2018-1-81-87.

ROCK SLOPE FAILURE BLOCKS AND THEIR RELATION TO TECTONIC ACTIVITY IN 3B HIGHWAY, BACKAN PROVINCE, VIETNAM

Phi Hong Thinh¹, Pham Ngoc Minh²

¹Geotechnical Department of University of Transport and Communications, Hanoi, Vietnam

²Transport Engineering Design Incorporation, Hanoi, Vietnam,
thinhph@utc.edu.vn / phthinh.tomsk@gmail.com

The slope failure occurs quite commonly along roads in the mountainous provinces of Vietnam. Their occurrence is not only affects economic activities but also threatens the lives of people, impact negatively on the environment. The aim of this paper is to analyse the results of the relationship between the formation of failure blocks on the rock slope surface and tectonic activity along the 3B highway in Xuathoa area, Backan province, Vietnam (Fig. 1) by using Hoek and Bray's application.

The slope failure analysis and their relation to tectonic activity were conducted according to Hoek and Bray's application (2004) at 33 survey sites with 3813 fracture orientations along the 3B highway in Xuathoa area, Backan province, Vietnam (Fig. 2). The collection data were measured randomly using compass. The slope failure analysis at each survey site was conducted with the input parameters as the fracture orientation measurement, slope surface orientation and friction angle. In this case, the friction angle for the marlaceous shale is determined to be 25° .



Fig. 1. 3B highway on map
(Resource: google.com.vn).

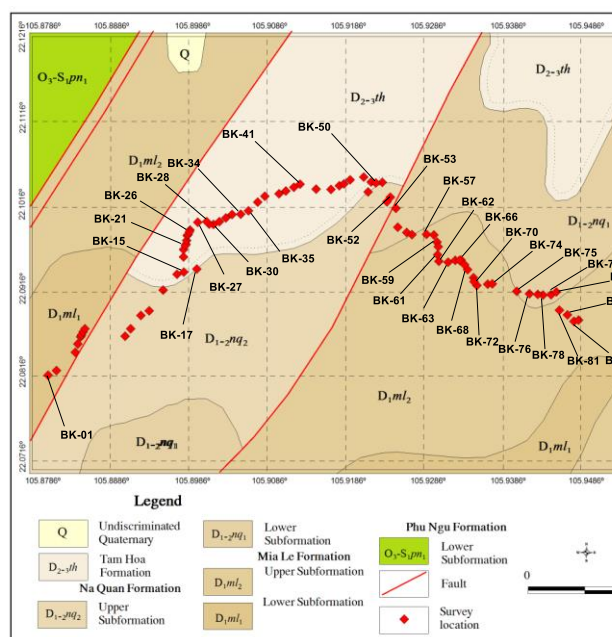


Fig. 2. Geological map, minimized from scale 1: 200.000 and survey locations Followed by (Nguyen *et al.*, 2000).

Where: D_{2-3th} : Tam Hoa formation: polymictic conglomerate, gritstone, lay shale and limestone bearing; D_{1ml2} : Mia Le Formation: clayish siltstone, marlaceous shale; D_{1-2nq1} : Na Quan formation: marlaceous shale; D_{1-2nq2} : Na Quan formation: Shale interbedded with gram

The analytical results of percentage of plane failure, wedge failure and toppling failure at 33 survey sites are shown in Fig 3 to 6 below.

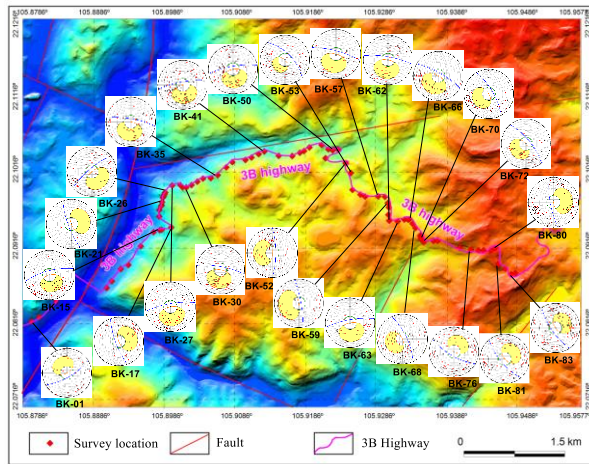


Fig. 3. The survey sites can occur plane failure.

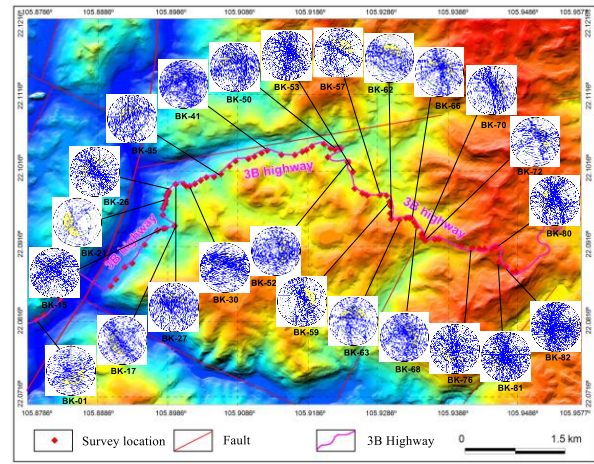


Fig. 4. The survey sites can occur wedge failure.

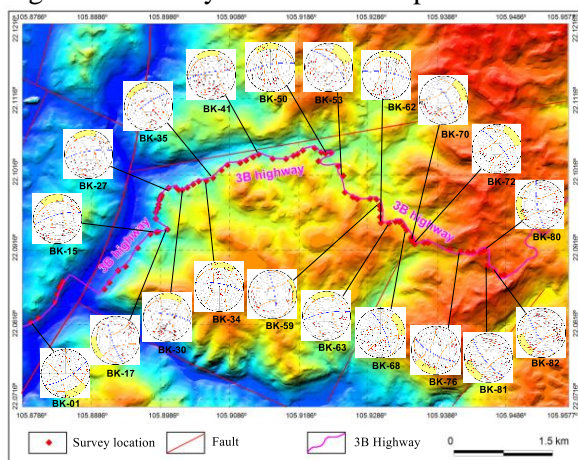


Fig. 5. The survey sites can occur toppling failure.



Fig. 6. The graph of fracture percentage can occur the plane, wedge and toppling failures.

In Fig.6, the fracture percentage lies within the region that can occur the plane failure varies slightly among the survey sites; the largest percentage value belongs to the survey sites: BK-27, BK-30, BK-41, BK-59, BK-72 and BK-78. Similarly, the intersection percentage of the conjugate fractures lies within the region that can occur the wedge failure varies slightly from survey sites BK-01 to BK-50, from BK-72 to BK-83 and the largest change at the survey sites: BK-52, BK-53, BK-57, BK-63, BK-66, BK-72, BK-75, BK-80. The fracture percentage lies within the region can occur the toppling failure varies slightly at total survey sites along the 3B highway in Xuathoa area, Backan province. The comparison results among the three types of failures in Fig.6 indicate that the survey sites from BK-01 to BK-50 and from the survey sites BK-69 to BK-83, the fractures can occur plane failure and wedge failure together. However, the fracture percentage can occur the wedge failure is smaller than the fracture percentage that can occurs the plane failure, particularly for the survey sites from BK-78 to BK-83, the plane failure, wedge failure and toppling failure can occur together.

The 3B highway belongs to Xuathoa area, Backan province, Vietnam cut through the ancient rock of the Devon system with the main component is marlaceous shale (Nguyen et al., 2000). These rocks were severely broken due to the tectonic activities of the Indian-Australian Plate move toward the north and the Pacific Plate move toward the west, forming the compressed and extended area (Phung et al., 1996). Some the other research results suggested that the northeastern region of Vietnam, including the 3B highway in Xuathoa area, Backan province (Fig. 7) occurs two major phases of tectonic activity in the Cenozoic era

(Nguyen, 1991; Phung et al., 1996). The early phase was determined as occurrence from Eocene to late Miocene period and late phase occurs during the Pliocene – Quaternary period (Vu, 2002). The first tectonic phase caused the left-lateral motion of the NW–SE fault system and the late phase caused the right-lateral motion of this fault system.

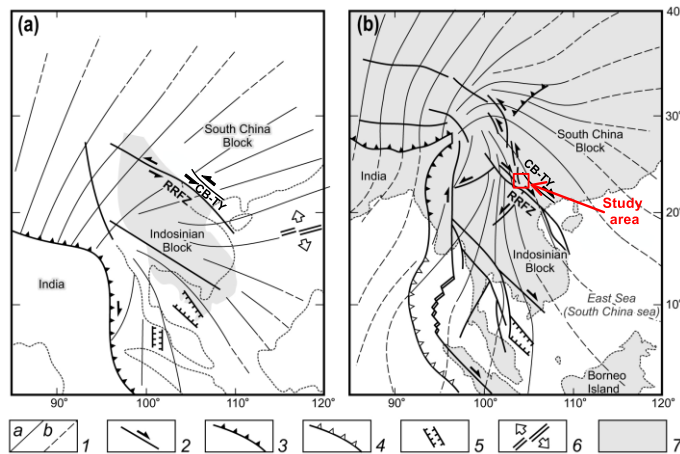


Fig. 7. Trajectories of the maximum compressive stress within the Indochina Peninsula during the Oligocene (a) and at the present time (b).

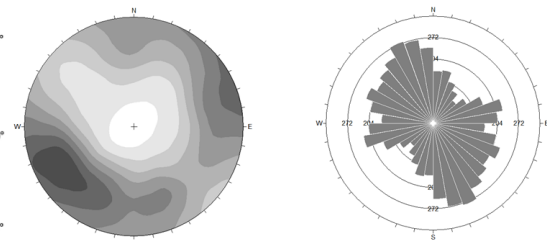


Fig. 8. The contour graph and rose graph of 3813 fractures at 33 survey sites along 3B highway in Xuathoa, Backan province, Vietnam.

The legend in the Map 6 is described as follows: (1) trajectories of the maximum compressive stress are directly related to the Indo-Eurasian plate collision (a) and its far-field effects (b); (2) faults and directions of displacement (arrows); (3) zone of continental collision; (4) subduction zone; (5) extension structures; (6) spreading zones; (7) current position of the land; Red River Fault System (RRFS); Cao Bang - Tien Yen fault (CB-TY). (Kasatkin et al., 2014).

The failure blocks on rock slope surfaces are formed by the intersection of fractures, faults in different directions and rock slope surfaces. The fractures, faults are the result of tectonic activities in the earth's crust. Initially, the rock blocks are formed by the intersection among fractures in steady status; after being excavated, they lose their equilibrium status and can slide on the rock slope surface, causing plane failure, wedge failure or toppling failure.

The statistical data in the study area showed that the fracture orientations, which collected at survey sites developed in three main directions: E-W, NW-SE, N-S (Fig. 8).

The intersection of the different fracture orientations and the slope surface along the 3B highway in Xuathoa area, Backan province, Vietnam have formed a series of blocks that can occur plane failure, wedge failure and toppling failure. In the direction of E-W, the survey sites BK-27, BK-30, BK-41, BK-59 và BK-72 clearly reflect that high plane failure potential may occur in the E-W orientation fracture system; in the direction of NW-SE, the survey sites BK-52, BK-53, BK-57, BK-63, BK-66, BK- 68, BK-72, BK-75, BK-80 clearly reflect that the high wedge failure potential can occur in the NW-SE orientation fracture system. The analytical results of this study also indicate the relationship between the fracture orientation, which formed due to the tectonic activity and the direction of the rock slope surface and the formation of the types of failure blocks.

Conclusion: By analyzing 3813 fracture orientations at 33 survey sites on the marlaceous shale belong Devon formation, along the 3B highway in Xuathoa area, Backan province, Vietnam, the analytical results have also indicated that the phenomena of plane

failure, wedge failure and toppling failure can occur at almost survey sites within the study area.

The statistical data also show that the fracture orientation mainly develop in the E-W, N-S and NW-SE due to the influence of tectonic activity; the occurrence of them together with the rock slope surface direction has formed the type of plane failure for the 3B highway in the E-W direction and the type of wedge failure and some toppling failure for the 3B highway in the N-S and NW-SE direction. The results of this study have important significance in planning the highway design and tunnel construction.

Acknowledgements: We would like to thank University of Transport and Communications with the Fund No. T2019-CT-041 for supporting this research.

References

Hoek E., Bray J.W. Rock slope Engineering. London – New York: Taylor & Francis Group, 2004. 431 p.

Kasatkin S.A., Golozubov V.V., Phung V.P. and Le D.A. Evidences of Cenozoic strike-slip dislocations of the Red River fault system in Paleozoic carbonate strata of Cat Ba Island (Northern Vietnam) // Russian J. of Pacific Geology. 2014. V. 8 (3). P. 163–176.

Nguyen K.Q., Dinh T.T., Tran V.T., Dao D.T., Le V.C, Nguyen D.D., Nguyen T.V., Nguyen V.H., Pham V.H., Phan C.T., Tong D.T., Tran T.T., Trinh D., Vu K. Geological and Mineral Resources Map of Vietnam on 1:200.000: Backan (F-48-XVI). Ha Noi: Department of Geology and Minerals of Vietnam, 2000.

Nguyen T.Y. Main features of modern geodynamic in the North Vietnam. Geology-Resource // National Centre for Natural Science and Technology Institute of Geology. 1991. P. 7–10 (in Vietnamese).

Phi T.T, Phi H.T., Nguyen V.H. Rock slope failure blocks and their relation to tectonic activity: A case study in 3B highway, Backan province, Vietnam // Bulletin Iraq nat. Hist. Mus. 2018. V. 15 (2). P. 207–223.

Phung V.P., Nguyen T.Y., Vu V.C. Geodynamic situation in Neotectonic and recent period on Territory of Vietnam // Geology-Resource, National Centre for Natural Science and Technology Institute of geology. 1996. P. 101–111 (in Vietnamese).

Vu V.C. Neotectonic development phases and mechanism of the Cao Bang-Tien Yen Fault // J. of Earth Sciences. 2002. V. 3 (22). P. 181–187 (in Vietnamese).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФАТНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОЗЕР ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.М. Плюснин, Е.Г. Перязева, З.И. Хажеева, С.С. Санжанова, Н.А. Ангахаева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, *plyusnin@ginst.ru*

Ранее считалось, что сульфатные озера образуются при прямой метаморфизации химического состава вод с ростом их общей минерализации, и этому посвящена обширная литература. Но полученные в последние годы данные не подтверждают это. Образование очагов сульфатного засоления стоит в стороне от общего направления трансформации химического состава минеральных озер. Для формирования вод сульфатного типа необходимы дополнительные источники серы.

Континентальное происхождение соленых озер в регионе является общепризнанным. Водно-солевое питание озера получают за счет атмосферных осадков, выветривания и последующего выщелачивания окружающих их горных пород, отчасти за счет поступления в них подземных вод. Концентрирование растворенного вещества в озерах связано с удалением растворителя, что происходит в условиях Забайкалья в результате протекания процессов испарения и вымораживания (Дзюба и др., 1999). Испарительное концентрирование связано с тем, что летом здесь господствуют аридные условия. Испарение влаги с водной поверхности в среднем в регионе составляет 1000 мм/год. Многие озера, особенно небольшие по размерам, в засушливые годы полностью пересыхают (Замана, Борзенко, 2010). В результате сложных процессов концентрирования растворов, протекающих и летом, и зимой, в Западном Забайкалье сформировалось несколько очагов континентального засоления. Среди минеральных озер чаще встречаются водоемы, в которых заключена вода содового типа. Преимущественно сульфатный тип вод, с содержанием SO_4^{2-} от 59 до 85 %, формируется только в двух местах. В Баргузинской межгорной впадине такой тип имеют воды, заключенные в Большом, Малом Алгинском озерах и в озере Гуджирчан. В Гусиноозерско-Оронгойской впадине сульфатный химический тип имеет вода, заключенная в озерах Сульфатное, Степное и Белое.

В Баргузинской впадине образование сульфатных минеральных озер связано с разгрузкой азотных термальных вод. Термальные источники, располагающиеся у подножия Икатского хребта, ограничивающего впадину с юга, характеризуются сульфатным типом воды. Среди них выделяется Алгинский источник, разгрузка которого происходит в хорошо выраженном местном понижении рельефа. Здесь же располагаются минеральные озера. Питание озер происходит за счет разгрузки трещинно-жильных вод по разломам, расположенным под их акваторией и на окружающей территории.

Среди микроэлементов самая высокая степень концентрирования в сульфатных озерах установлена для бора. В озере Гуджирчан концентрирование этого компонента по сравнению с источником составляет 194 раза. Для мышьяка концентрирование составляет 165.1, для фосфора 112.2 раза. При этом для бора и мышьяка определены наивысшие абсолютные содержания для минерализованных озер этого региона (12.2 мг/л и 64 мкг/л соответственно). Это связано с тем, что в азотных гидротермах, которые поставляют в основном растворенные вещества в озера, отмечаются их значительные содержания. Такой же механизм обогащения воды сульфатных озер осуществляется и при формировании концентрации вольфрама. Изначально высокие содержания этого элемента в гидротермах приводят к тому, что в результате протекания процессов испарительного и морозного концентрирования в озерах они достигают миллиграммовых значений.

На то, что существует связь между трещинно-жильными водами и рассматриваемыми сульфатными озерами, указывает и установленная корреляция распределения лантаноидов. Воды, заключенные в Большом Алгинском озере, имеют график распределения лантаноидов, сходный с распределением их в Алгинском термальном источнике.

В Гусиноозерско-Оронгойской межгорной впадине образование сульфатных озер связано с проявлениями карбонатитов, которые сформировались в позднем мезозое. Карбонатиты представлены дайками, плащеобразными залежами и крутопадающими телами брекчий. Проявления карбонатитов характеризуются высоким содержанием сульфатной серы. Содержание сульфатных минералов в них нередко достигает 20–30 %. В пределах Халютинского поля карбонатитов валовое содержание SO_3 составляет 2.85–13.60, Ошурковского 0.68–8.82, Аршанского 1.42–10.82, Южного 0.83–3.08 % (Дорошкевич и др., 2003). Среди сульфатных минералов выявлено необычайно высокое распространение сульфатов натрия и калия.

Процесс формирования сульфатного засоления вод этой впадины протекал следующим образом. Сульфаты щелочных металлов, которые в виде магматических расплавов вместе с карбонатитами излились в обрамлении Гусиноозерско-Оронгойской впадины, под воздействием атмосферных осадков переводились в раствор и вместе с поверхностными и с подземными водами поступали в озера и подземные водоносные горизонты. Формированию подземного стока от мест расположения карбонатитов благоприятствовали тектонические условия, в том числе и широкое распространение поперечных разломов. На участие карбонатитов в формировании минерализации подземных вод этой впадины и расположенных здесь озер указывает однотипное распределение редкоземельных элементов. Известно, что в карбонатитах этой провинции преобладают легкие лантаноиды и отсутствует европиевая аномалия. Это соответствует распределению редкоземельных элементов в сульфатных озерах.

Вероятно, сульфатно-натриевая фаза карбонатитов была обеднена микроэлементами, и, несмотря на то, что в результате ее растворения формировались высокоминерализованные растворы, они были бедны микроэлементами. Вода, заключенная в сульфатных озерах Сульфатное, Белое, Степное, наследует эти изначально низкие концентрации. В озерах, хотя и происходило концентрирование растворенного вещества за счет процессов испарения и вымораживания растворителя, и постепенно сформировался очаг сульфатного засоления, содержание микроэлементов осталось низким. Из микроэлементов относительно высокими содержаниями в сульфатных озерах этого района выделяются только Sr и Li, которые, вероятно, изначально присутствовали в расплаве сульфатной фазы карбонатитов. По этой же причине в озерах обнаруживаются и высокие содержания магния. Присутствие сульфат-иона в растворе определяет устойчивость в воде озер всех щелочно-земельных элементов, в том числе Mg и Sr.

Определяющим фактором формирования сульфатного химического типа вод в озерах Западного Забайкалья является то, что в их питание значительный вклад вносят подземные воды сульфатного натриевого типа.

Исследование частично выполнено по проекту РФФИ № 18-45-030003\18.

Список литературы

Дзюба А.А., Тулохонов А.К., Абидуева Т.И., Кулагина Н.В., Черных Л.А. Палеогеографические аспекты формирования соленых озер Баргузинской котловины // География и природные ресурсы. 1999. № 2. С. 66–73.

Дорошкевич А.Г., Кобылкина О.В., Рипп Г.С. Роль сульфатов в образовании карбонатитов Западного Забайкалья // Доклады Академии наук. 2003. Т. 388, № 4. С. 535–538.

Замана Л.В., Борзенко С.В. Гидрохимический режим соленых озер Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2010. № 4. С. 100–107.

THE FORMATION CONDITIONS OF SULFATE MINERAL LAKES IN WESTERN TRANSBAIKALIA

A.M. Plyusnin, E.G. Peryazeva, Z.I. Khazheeva, S.S. Sanzhanova, N.A. Angakhaeva

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, *plyusnin@ginst.ru*

Previously it was believed that sulfate lakes form during the direct metamorphization of the water chemical composition with an increase in their total mineralization, and lots of papers are devoted to this question. But the data obtained in recent years do not confirm this. The formation of sulfate salinization hearths stands alone, apart from the general transformation direction of the chemical composition of mineral lakes. For the sulfate type water formation additional sources of sulfur are necessary.

The continental origin of saline lakes in the region is generally recognized. Water-salt recharge of the lake is obtained due to precipitation, weathering and subsequent leaching of the surrounding rocks, partly due to groundwater flows into them. The solute concentration in lakes is associated with the solvent removal, which occurs as a result of evaporation and freezing out processes (Dzyuba et al., 1999) in Transbaikalia. Evaporative concentration is due to the fact that in the summer arid conditions prevail here. The moisture evaporation from the water surface, on average, in the region is 1000 mm/year. Many lakes, especially small ones, dry up completely in dry years (Zamana, Borzenko, 2010). As a result of complex processes of solutions concentration that occur both in summer and winter, several continental salinization hearths formed in Western Transbaikalia. Among the mineral lakes there are more often reservoirs containing soda type water. Predominantly sulfate type of water, with SO_4^{2-} content from 59 to 85 %, forms only in two places. In the Barguzin Intermountain Basin, this type of water is contained in the Bol'shoe, Maloe Alginskoe Lakes and in the Gujirchan Lake. In the Gusinozersk-Orongoy Basin, water contained in the Sul'fatnoe, Stepnoe and Beloe Lakes is of sulfate chemical type.

In the Barguzin Basin, the formation of sulfate mineral lakes is associated with the discharge of nitrogenous thermal waters. Thermal springs, located at the foot of the Ikatsky Ridge, bounding the basin from the south, are characterized by sulfate type of water. The Alginsky spring stands out among them, its discharge occurs in a distinct local low area. Here are the mineral lakes. The lakes are recharged due to the discharge of fracture-vein waters along the faults located under their water area and in the surrounding territory.

Among trace elements, the highest degree of concentration in sulfate lakes is established for boron. The concentration of this component in the Gujirchan Lake is 194 times compared to the spring. For arsenic, the concentration is 165.1, for phosphorus, it is 112.2 times. At the same time, for boron and arsenic, the highest absolute contents for mineralized lakes of this region (12.2 mg/l and 64 µg/l, respectively) were determined. This is due to the fact that in nitrogenous hydrotherms, which supply mainly solutes to lakes, there are significant contents of them. The same mechanism of water enrichment in sulfate lakes also occurs when the concentration of tungsten forms. The initially high contents of this element in hydrotherms lead to the fact that as a result of the evaporation and frosty concentration processes in lakes, they reach milligram values.

The established correlation of lanthanoid distribution indicates that there is a connection between fracture-vein waters and the sulfate lakes under consideration. The water of the Bol'shoe Alginskoe Lake has a schedule for the lanthanoid distribution similar to its distribution in the Alginsky thermal spring.

In the Gusinozersk-Orongoy Intermountain Basin, the formation of sulfate lakes is associated with carbonatite occurrences, which formed in the Late Mesozoic. Carbonatites are represented by dykes, blanket-shaped deposits and steeply dipping breccia bodies. Carbonatite occurrences are characterized by a high content of sulfate sulfur. The content of sulfate minerals in them often reaches 20–30 %. Within the Khalyuta carbonatite field, the total content of SO_3 is 2.85–13.6, Oshurkovo – 0.68–8.82, Arshan – 1.42–10.82, Yuzhnoe – 0.83–3.08% (Doroshkevich et al., 2003). An unusually high distribution of sodium and potassium sulfates was revealed among the sulfate minerals.

The sulfate salinization process of this basin's waters proceeded as follows. Alkaline metal sulfates, which in the form of magmatic melts together with carbonatites poured out in the Gusinozersk-Orongoy Basin framing, were transferred into solution under the influence of precipitation and, together with surface and groundwater, entered lakes and underground aquifers. The formation of underground run-off from carbonatite locations was favored by tectonic conditions, including widespread transverse faults. The involvement of carbonatites in the groundwater mineralization formation of this basin and lakes located here is indicated by the same type distribution of rare-earth elements. It is known that light lanthanoids predominate in this province's carbonatites and there is no europium anomaly. This corresponds to the distribution of rare-earth elements in sulfate lakes.

Probably, the sodium-sulfate phase of carbonatites was depleted in trace elements and, despite the fact that highly mineralized solutions formed as a result of its dissolution, they were poor in trace elements. The water in sulfate Sul'fatnoe, Beloe, Stepnoe Lakes inherits this initially low concentration of trace elements. In the lakes, although the concentration of the solute occurred due to the evaporation and freezing out of the solvent process, and a sulfate salinization hearth gradually formed, the content of trace elements remained low. Only strontium and lithium stand out with relatively high contents among the trace elements in the sulfate lakes of this region as they probably were in the melt of the carbonatite sulfate phase originally. For the same reason, high magnesium contents are found in the lakes. The sulfate ion in the solution determines the stability of all alkaline-earth elements, including magnesium and strontium, in the water of lakes.

The determining factor in the formation of sulfate chemical type of water in Western Transbaikalia lakes is a significant involvement of the sodium-sulfate type groundwater to their recharge.

This study was partially supported by the Russian Foundation for Basic Research (Project no. 18-45-030003 \ 18).

References

- Doroshkevich A.G., Kobylkina O.V., Ripp G.S. Role of sulfates in the formation of carbonatites in the Western Transbaikal Region // *Doklady Earth Sciences*. 2003. V. 388 (4). P. 535–538.
- Dzyuba A.A., Tulokhonov A.K., Abidueva T.I., Kulagina N.V., Chernykh L.A. Paleogeographical aspects of the formation of saline lakes in the Barguzin Basin // *Geography and Natural Resources*. 1999. Issue 2. P. 66–73.
- Zamana L.V., Borzenko S.V. Hydrochemical regime of saline lakes in the Southeastern Transbaikalia // *Geography and Natural Resources*. 2010. Issue 4. P. 100–107.

КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ ПРЕДШОКОВОЙ СТАДИИ ПОДГОТОВКИ ОПАСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Е.И. Пономарёва

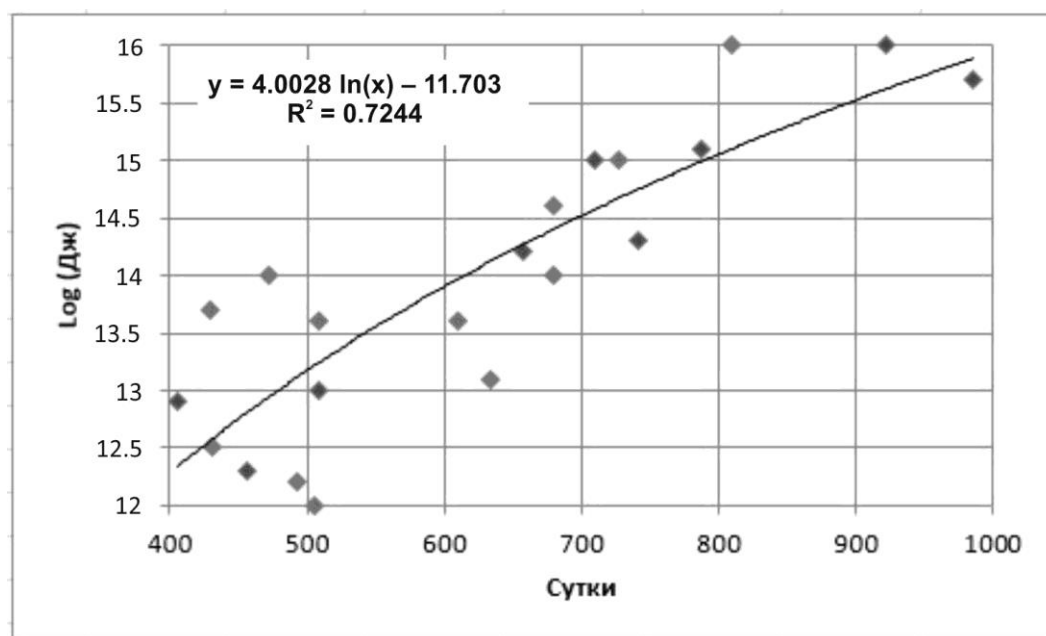
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *squirrel@crust.irk.ru*

Обсуждаются результаты проведенных исследований за период 2014–2018 гг. с целью усовершенствования имеющейся методики среднесрочного прогноза землетрясений в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) (Ружич, 1997; Levina, 2007; Пономарёва и др., 2014; и др.). Большинство распространенных моделей формирования очагов землетрясений предполагают четыре стадии: асейсмический крип, форшоковая, шоковая и афтершоковая стадии. В рамках представленной цели первоначально важно детально изучить предшоковую стадию подготовки опасного сейсмического события. Акцент сделан на подготовке локальных очагов отдельных землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4.5$). Для этого с использованием разработанного Е.А. Левиной программного обеспечения, анализировались признаки в сейсмическом режиме, позволяющие оценить стадию созревания и энергетический потенциал готовящихся очагов землетрясений. Исходные сейсмические данные с 1960 по 2018 год были взяты из мирового каталога землетрясений USGS / National Earthquake Information Center (NEIC) и каталога, предоставленного Байкальским филиалом ФИЦ ЕГС РАН (г. Иркутск). В целом, по рассмотренным землетрясениям установлено, что с увеличением общей длительности предшествующей стадии подготовки возрастает вероятность возникновения энергетически более крупного события. Как пример, можно отметить, что подготовка значительного землетрясения с $K \geq 13$ ($M \geq 5$) и $K = 15$ ($M = 6.3$) составляет соответственно 550 и 750 суток. Судить о связи энергии готовящегося события и длительности интервала финальной стадии подготовки позволяет следующая зависимость: $K = 4.0028 \ln(t) - 11.703$, при значениях $R^2 = 0.72$, где K – энергия (класс), t – время (сутки) (рисунок).

При детальном изучении имеющейся стадии обнаружено, что подготовка многих очагов землетрясений в пределах БРЗ происходит в рамках двухфазного сценария: форшоковой активизации и затишья, поэтому при прогнозной оценке важно учитывать временные интервалы как общей длительности предшоковой стадии, так и каждой из ее фаз в отдельности. Установлены следующие параметры связи длительности подготовки и энергии готовящегося события. Зависимость между длительностью интервала предшествующей сейсмической активизации и энергией произошедшего главного землетрясения имеет вид уравнения $K = 2.9434 \ln(t) - 2.6716$, при значениях $R^2 = 0.61$. Сходная зависимость проявилась при выявлении связи длительности интервала времени предшествующего сейсмического затишья с энергией главного события: $K = 4.417 \ln(t) - 11.838$, при значениях $R^2 = 0.75$ (Пономарёва, 2017).

Рассмотренная двухфазная модель для геодинамики БРЗ является широко распространенной, но не единственной, из-за существующих различий в условиях подготовки землетрясений на флангах и в центральном секторе (Ружич, 1997). Наряду с изучением условий подготовки землетрясений в БРЗ подобные расчеты для сравнения были сделаны в других регионах Земли. При первом подходе к вопросу были охвачены некоторые области зон субдукции и коллизии. При отдельном анализе Японско-Камчатского сегмента зоны субдукции Тихоокеанского сейсмического пояса получено следующее уравнение: $M = 1.8796 \ln(t) - 4.0347$, при значениях $R^2 = 0.61$, где $M \geq 6.8$. Анализ условий подготовки в зоне Индо-Евразийской коллизии показал отсутствие

корреляции ($R^2 = 0.062$), поскольку выбранные прогнозные критерии для зоны растяжения в БРЗ не подходят для прогнозной оценки землетрясений в зоне сжатия. В связи с этим сделано следующее заключение. Рассмотренная предшоковая двухфазная модель с сейсмической активизацией и затишьем также имеет место в режимах подготовки сильных землетрясений в других регионах со сходным рифтогенным режимом. Но в районах с распространением горизонтального сжатия земной коры фаза сейсмического затишья не характерна при подготовке очагов. Однако выявляется зависимость между длительностью фазы нарастающей форшоковой активизации и энергией шокового события.



Отношение энергии землетрясения к общей длительности режима его подготовки для землетрясений в пределах БРЗ.

Для углубленного понимания физических механизмов генерации сейсмических колебаний проводились натурные эксперименты, в которых автор принимала непосредственное участие. Экспериментальное моделирование контактного взаимодействия сконструированной плиты (с весом 525 кг) с неровностями естественного разлома в п. Листвянка при ее смещении позволило получить большее представление о механизме возникновения очагов землетрясений (Ружич и др., 2014). При скольжении плиты по естественным зацепам поверхности разлома выяснилось, что чем крупнее преодолеваемая неровность, тем интенсивнее контактное взаимодействие и возникновение больших по амплитуде сейсмических импульсов в моменты начала движения, приостановки и последующего быстрого срыва. При многократных повторениях эксперимента, для исключения случайных результатов, нами получены схожие записи сейсмических колебаний перед наступлением срыва в виде двух последовательных фаз: фазы активизации излучения импульсов и фазы затишья. В зависимости от прочностного состояния неровностей на разломе, их линейных размеров и конфигураций неровностей изменялась скорость скольжения плиты в момент столкновения с неровностью и последующего срыва и, вместе с тем, изменялись сила главного импульса и временные промежутки фаз форшока и предшокового затишья. Выявленный механизм двухфазной подготовки источников излучения сейсмических колебаний подтверждает обоснованность ее двухфазной подготовки в сейсмическом

режиме БРЗ. Подобная модель была обнаружена при естественной подготовке сейсмогенных ударов и их прогнозировании в ледовом покрове озера Байкал (Псахье и др., 2013).

Таким образом, на основе совокупности полученной информации есть возможность с большей надежностью осуществлять долго- и среднесрочный прогноз землетрясений в БРЗ.

Список литературы

Пономарёва Е.И. Проявление предшествующей сейсмоактивности и затиший при землетрясениях в Байкальской рифтовой зоне // Триггерные эффекты в геосистемах: Мат-лы IV Всерос. конф. с международным участием. М.: ГЕОС. 2017. С. 84–89.

Пономарёва Е.И., Ружич В.В., Левина Е.А. Оперативный среднесрочный прогноз землетрясений в Прибайкалье и его возможности // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2014. Т. 8. С. 67–79.

Псахье С.Г., Ружич В.В., Черных Е.Н., Шилько Е.В., Левина Е.А., Пономарёва Е.И. Прогнозирование ледовых ударов на Байкале как физическое моделирование прогноза землетрясений // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Тезисы докладов IX Международной школы-семинара. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 68.

Ружич В.В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.

Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Шилько Е.В., Левина Е.А., Пономарёва Е.И. / Физическое моделирование условий возникновения источников сейсмических колебаний при разрушении неровностей в зонах разломов // Физическая мезомеханика. 2014. Т. 17, № 3. С. 43–52.

Levina E.A. Program Package “Prediction” intended at seismic regime analysis and medium-term earthquake prediction // Proceedings of the conference commemorating the 50th anniversary of the 1957 Gobi-Altay earthquake. Ulaanbaatar, 2007. P. 120–121.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ Н.А. ЛОГАЧЕВА О МАНЗУРСКОМ АЛЛЮВИИ (ПРЕДБАЙКАЛЬЕ) И РАЗВИТИЕ ЕГО ИДЕЙ В СВЯЗИ С ОБНАРУЖЕНИЕМ НОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РАЗРЕЗА

С.В. Рассказов¹, В.Л. Коломиец^{1,4}, Р.Ц. Будаев^{1,3}, А. Хассан^{2,5},
А. Аль Хамуд^{2,6}, Е.Е. Кононов⁷

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, *rassk@crust.irk.ru*

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁴Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

⁵Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

⁶Университет Аль-Фурат, Дейр-Эз-Зор, Сирия

⁷Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

Манзурский аллювий, в полном объеме выделенный Н.А. Логачевым в Ангара-Ленском междуречье Предбайкалья, был охарактеризован им как «многократное переслаивание или линзование галечников и песков, среди которых лишь изредка встречаются тонкие прослой светлых каолинит-гидрослюдистых глин» (Логачев и др. 1964, с. 102). Этот стратон помещался стратиграфически выше красноцветной формации верхнего неогена и ниже фаунистически охарактеризованного (корбикулами и остатками млекопитающих, соответствующих тираспольскому комплексу фауны) ангинского аллювия нижнего плейстоцена.

Н.А. обращал внимание на преобладание в галечниках гальки среднего и мелкого размера. На стр. 103 цитированной монографии он привел характеристику обломочного материала: «Галечниковый материал хорошо окатан, что свидетельствует о длительности переноса обломков, подтверждаемой, кроме того, и петрографическим составом галек, среди которых представлена в основном обширная гамма пород Западного Прибайкалья: разнообразные порфиры, фельзиты, ортофиры, порфириты, туфы и туфобрекчии кислых эффузивов, кремнистые породы, кварциты и кварц, реже встречаются граниты, граносиениты, кристаллические сланцы, окремнелые доломиты и известняки, конгломераты, песчаники, аргиллиты и алевролиты. Среди перечисленных пород первое место занимают эффузивы и туфы, составляющие нередко до 60–70 % галек и имеющие своим вероятным источником грубообломочные юрские отложения верховьев рек Голоустной и Ушаковки, либо вулканиты хибеленской свиты. В гальке легко распознаются кремнистые сланцы и песчаники байкальского комплекса и конгломераты ушаковской свиты. Наряду с этим, чуждым для современного бассейна р. Манзурки материалом, составляющим главную массу галек, изредка встречается галька местных пород – окремнелых доломитов и известняков ленского яруса, бордовых и лиловых песчаников и алевролитов верхоленской свиты. В двух случаях отмечены обломки юрского песчаника с углефицированными растительными остатками».

В строении разреза Н.А. отмечал два типа макрослоистости – параллельный и линзовидный (косой) и хорошую отмытость разнозернистых песков от глинистых частиц. Их отсутствие делает песок похожим на пляжный. Учитывая заимствование мелкой гальки из древних осадочных отложений, массовое накопление в долине Пра-Манзурка отмытого песка также может отражать его предварительную пляжную подготовку, возможно, непосредственно в зоне литорали оз. Байкал.

Особое внимание Н.А. уделил проявлениям глинистых отложений. «Глинистые породы в составе аллювия появляются довольно редко. Они представлены тонкими, не

более 30–40 см, невыдержанными прослоями алевритистых и песчанистых каолинит-гидрослюдистых глин светло-серого цвета. Местами, например у сел Харбатово и Манзурка, в них имеются неясные отпечатки травянистых стеблей, замещенных железистой охрой. Глины встречаются также в виде «катунов», которые группируются в пределах одного и того же слоя песка. Прослои глин являются полуразмытыми остатками пойменной фации, о чем свидетельствует и наличие глиняных катунов. В основной части разреза доминируют типично русловые фации аллювия, многократно повторяющиеся. Пойменные и старичные фации, видимо, редуцировались при блуждании русла Пра-Манзурки, по мере его перехода на более высокие уровни, однако их роль на заключительной стадии аккумуляции значительно усилилась» (Там же, с. 107).

На примере разреза скважины у села Кайзеран Н.А. обосновал гипотезу об однонаправленном изменении гранулометрического состава отложений снизу вверх. «В нижней его части непосредственно на доломитах нижнего кембрия (ангарская свита) залегают средние и грубые галечники с валунами, изредка прослоенные грубозернистыми песками (интервал 145–195 м). Выше, в интервале 40–145 м, следуют разнотернистые, в том числе гравийные, пески с прослоями средних галечников. Еще выше (интервал 16–40 м) галечники почти полностью исчезают, однако появляются мелкозернистые алевритистые пески и алевриты, значение которых возрастает к верхней части интервала. Самый верх разреза (0–16 м) состоит из переслаивания зеленых, зеленовато-серых и «ржавых» алевритов и глин, в той или иной мере нагруженных песчинками кварца и полевого шпата; глины известковистые, местами содержат крап и крупные (до 15 см) желваки белой плотной извести» (Там же, с. 108).

Из анализа приведенного разреза и разрезов других скважин, пробуренных в долине р. Манзурка к северу от одноименного села, Н.А. сделал вывод «о постоянстве характера литолого-фациальных изменений, а именно – о постепенном измельчении обломочного материала отложений снизу вверх, вплоть до появления глинистых пород, которые соответствуют конечной стадии накопления аллювия и являются уже отложениями «захиревших» рек, озер и болот. Эта верхняя, существенно глинистая пачка явно контрастирует с остальной, песчано-галечниковой частью разреза, хотя и связана с ней постепенными переходами. Ее можно наблюдать в обнажениях на перевальной седловине водораздела рек Ходонцы и Унгуры, являющейся фрагментом древней долины, в Хоготской долине и на перевале между Хоготской и Карлукской долинами. Разумеется, пачка глин, являясь самым верхним членом разреза, подверглась в большинстве мест полному размыву; наблюдаются лишь небольшие реликтовые пятна, суммарная площадь которых во много раз меньше площади, занятой более низкими горизонтами манзурского аллювия. Эти пятна приурочены к нижнему отрезку долины Пра-Манзурки, ниже пересечения ею Самодурово-Вяткинской синклинали. К югу отсюда и до села Косая Степь они не отмечены. Среди глин преобладают песчанистые разности густо-зеленой и зеленовато-серой окраски, реже встречаются желтые, коричневые и красно-бурые. Тонкие линзочки и компактные желваки белой извести, расположенные по слоистости, делают эти глины очень сходными с глинами баяндайской свиты (зеленые разновидности) и с глинами красноцветной формации (красно-бурые глины). Они также полиминеральные, в их составе существенное значение имеет монтмориллонит» (Там же, с. 108–109). Переход в верхней части разреза манзурского аллювия от собственно русловых фаций к пойменным и старичным связывался Н.А. со сменой аллювия, обусловленной уменьшением силы потоков и временным существованием в контурах древних долин неглубоких озерных бассейнов, аккумуляровавших тонкий материал.

В новом карьерном вскрытии отложений в районе села Косая Степь нами была обнаружена линза озерных ритмичных отложений в средней части разреза, что, наряду

с выводами Н.А. Логачева «о постепенном измельчении обломочного материала отложений снизу вверх», ставит вопрос об активизации накопления аллювия после стадии речной стагнации. В новом разрезе различаются четыре пакета. В основании вскрытой части нижнего пакета находится слой однородного хорошо промытого крупнозернистого серого песка. Выше по разрезу наблюдается гравелисто-песчаная дифференциация материала в виде серии косослоистых линз мощностью 20–30 см, общей мощностью до 2 м. Эта серия подрезана единой диагональной поверхностью, начинающей серию крупных косослоистых гравелисто-песчаных линз, которая протягивается по латерали не менее чем на 20 м. Второй пакет проявлен локально и сложен горизонтально-слоистыми ритмичными озерными отложениями мощностью до 2.5 м. Слои окрашены в светло-коричневый, рыжий и серый цвета, имеющие первично седиментационное происхождение. Третий пакет перекрывает два нижних пакета и представлен косослоистыми песками, подобными пескам первого пакета. Мощность пакета составляет первые метры. Четвертый пакет ложится на первый и третий пакеты и сложен преимущественно мелким галечником с редкими линзами песка видимой мощностью до 15 м.

Пакеты 1 и 2, 3 и 4 разделены поверхностями несогласия. Между первым и вторым пакетом поверхность меняет высотное положение на 4–5 м и трассируется линзами серых глин, образующими раздувы мощностью первые десятки сантиметров. От поверхностей несогласия внутрь пакетов по трещинам распространились пятна лимонита. В основании озерной пачки поверхность несогласия обозначена линзой щебнисто-дресвяного материала, включающего закатыши серых глин диаметром до 20 см. Такие же глинистые закатыши (до 5 см) наблюдаются в слоях вышележащей озерной пачки. Поверхность несогласия между третьим и четвертым пакетами обозначена неровными контактами галечников и песков, углубленными в них на 2–3 м.

Из приведенного разреза следует, что переход от аллювиального режима к режиму малых озер, намеченный в манзурском аллювии Н.А. Логачевым, не был финальным. Нарушение режима стагнации, обозначенного ритмичными озерными отложениями, привело к возрождению песчано-гравийной косослоистой аккумуляции материала, сменившейся накоплением галечника, свидетельствующим об усилении эрозионных процессов.

Через долину Пра-Манзурка обеспечивался сток из оз. Байкал в р. Лену, прерванный поднятием Приморского хребта (Логачев и др., 1964; Логачев, 1974; Кононов, Мац, 1986). В смене грубообломочных аллювиальных фаций тонкими озерными и вновь грубообломочными аллювиальными фациями отразились две эрозионные фазы. Первая фаза была запущена и постепенно ослабевала в результате уменьшения стока, возможно, до его временного прекращения. Вторая фаза обозначила возобновление стока с новым усилением аллювиальных процессов, на фоне нарастания которых сток окончательно прекратился.

Работа выполнена в рамках госзаданий ИЗК СО РАН (проект № 0346-2016-0005) и геологического факультета ИГУ, частично с поддержкой РФФИ, (проект № 18-35-00417 мол_a).

Список литературы

- Кононов Е.Е., Мац В.Д. История стока озера Байкал // Известия вузов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 91–98.
- Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.

**ОТ БАЗОВЫХ ВЫВОДОВ Н.А. ФЛОРЕНСОВА И Н.А. ЛОГАЧЕВА О
КАЙНОЗОЙСКОМ РИФТОГЕНЕЗЕ И ВУЛКАНИЗМЕ В БАЙКАЛЬСКОЙ ЗОНЕ
К ПРЕДСТАВЛЕНИЯМ О НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКЕ В ЯПОНСКО-
БАЙКАЛЬСКОМ КОРИДОРЕ**

С.В. Рассказов^{1,2}, С.П. Примина², Т.А. Ясныгина¹, И.С. Чувашова^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск

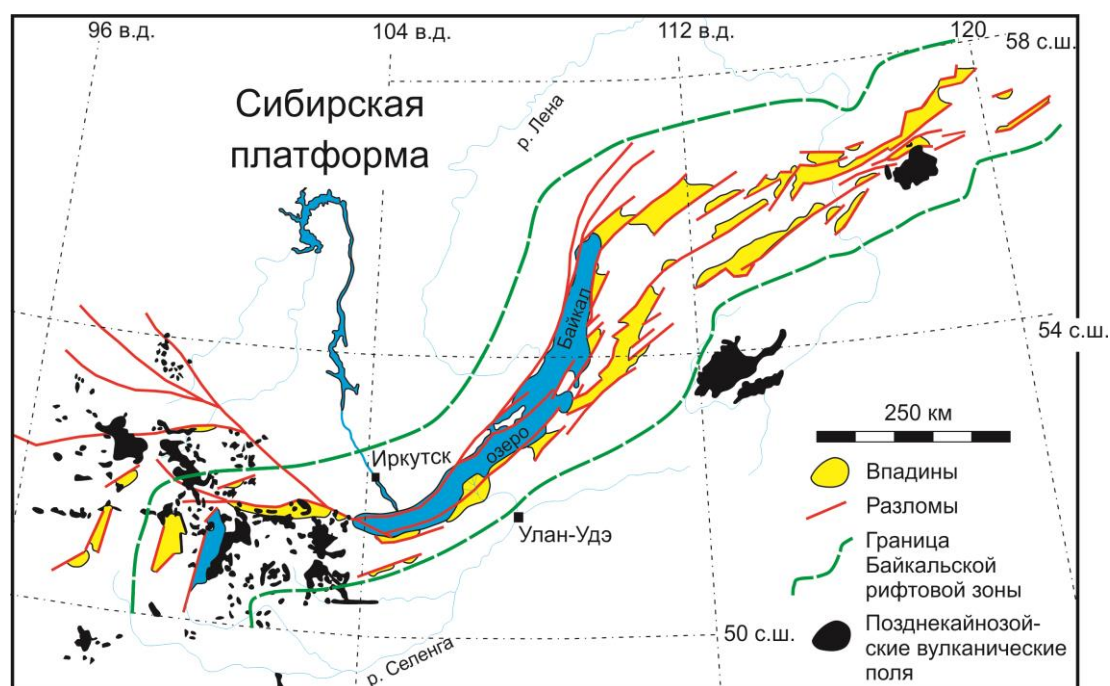
²Иркутский государственный университет, Иркутск

Кайнозойский континентальный рифтогенез – растяжение литосферы с ее утонением – явление планетарного масштаба. Новейшие рифтогенные процессы на различных континентах сопровождаются образованием впадин на земной поверхности. Рифтовые впадины прогибаются не монотонно, а с ускорением, замедлением и переходом в инверсионные поднятия. В рифтогенез вовлекаются территории, испытавшие орогенез и находившиеся в длительном тектоническом покое. В одних случаях рифтогенез сопровождается глубинным (мантийным) базальтовым магматизмом, в других – магматизмом разных уровней мантии и коры – от базальтового до риолитового. Некоторые структуры растяжения, считающиеся рифтовыми, не имеют вулканического сопровождения. Если же вулканизм присутствует, то пространственно-временная эволюция рифтовой структуры расшифровывается по соотношениям источников подлитосферных, литосферно-подлитосферных и литосферных расплавных аномалий.

Предположения о сходстве тектонического происхождения впадины оз. Байкал с рифтовыми впадинами Восточной Африки высказывались в разное время А.В. Львовым, Е.В. Павловским и Н.А. Флоренсовым, но Байкальская рифтовая зона была выделена как единая структура только благодаря обобщению Н.А. Флоренсова (1960), в котором система кайнозойских впадин, протянувшаяся вдоль границы Сибирской платформы, была отделена от мезозойских впадин Забайкалья. В 1960–1970-х гг. за Байкальской системой впадин утвердился статус классической континентальной рифтовой зоны, в понятии которой был заложен, прежде всего, структурно-геоморфологический смысл «крупного полосовидного поднятия земной поверхности, сопровождаемого одним или несколькими параллельно расположенными грабенами» (Логачев, 1977, с. 8) (рисунок). Наличие грабенов подчеркивало структурный эффект растяжения коры. В этом определении вулканизм не считался существенным признаком рифтовой зоны, хотя проводилась мысль о разделении рифтовых зон на сводово-вулканические и слабовулканические. Термин «Байкальская рифтовая система» использовался позже в более широком структурном и вулканическом контексте. Байкальская рифтовая зона рассматривалась как осевой структурный элемент рифтовой системы, в которую включались сопредельные территории неоген-четвертичного вулканизма и, соответственно, структурные элементы этих территорий (Рассказов, 1993).

В статье, опубликованной в Бюллетене Московского общества испытателей природы в 1975 г., Н.А. Флоренсов и Н.А. Логачев писали: «Проблема рифтогенеза является в настоящее время одной из самых актуальных и перспективных проблем в геотектонике, поскольку ее разработка невозможна без проникновения в сущность глубинных процессов». Это время стало пиком интереса к континентальным рифтам. В Иркутске собрался первый международный симпозиум (Проблемы рифтогенеза, 1975).

Во второй половине 1970-х годов были опубликованы первые отечественные базовые работы по кайнозойскому континентальному рифтогенезу (Милановский, 1976; Логачев, 1977). Работы по рифтовым структурам вылились в многочисленные публикации. К середине 1990-х годов сформировался взгляд иностранных геологов на состояние проблемы континентального рифтогенеза, представленный в отчете по международной программе «Литосфера». В отчете приведена глава, в которой освещены немногочисленные публикации о Байкальской рифтовой зоне на английском языке (Keller et al., 1995). В основу главы отчета положено сообщение первого автора Р. Келлера, которое он сделал на научной сессии в Университете Сокорро (штат Нью-Мексико, США) во время экскурсионной поездки советской делегации по рифту Рио-Гранде в 1988 г. в рамках дискуссии о сходстве и отличиях рифтовых систем Рио-Гранде и Байкальской. Из других авторов этой главы только П. Морган был участником совместных советско-американских работ (Lipman et al., 1989).



Классическое понимание полосы поднятий и впадин как единого целого – Байкальской рифтовой зоны. Границы Байкальской рифтовой зоны были приняты с геоморфологической точки зрения. Вулканические поля Восточного Саяна и Витимское вулканическое поле расположены вне рифтовой зоны.

При изучении Байкальской рифтовой зоны в сопоставлении с другими рифтовыми зонами мира постепенно оформилась иркутская научная школа «Кайнозойский континентальный рифтогенез» под руководством Н.А. Логачева (Рассказов и др., 2010). Развитие научной школы имело первостепенное значение для продвижения знания как способ передачи аргументированной теории рифтогенеза, существовавших методов и основанных на них подходов. В геологии научная школа особенно важна как центр систематических исследований нескольких поколений геологов. Аргументированное первичное знание передается студентам и аспирантам. Прямая преемственность исключает повторение пройденного и несуразность мелкотемья. Аргументированное первичное знание получает развитие, если точно поставлена задача нового исследования. Корректировку вносит использование новых

методов, основанных на новых технологиях. В геологии новые результаты нередко получаются в результате вскрытия прежде неизвестных геологических тел искусственными выработками или скважинами.

Для обозначения морфоструктуры, отделяющей поднятия и впадины Байкальской рифтовой зоны от Хэнтэй-Даурского нагорья, использовалось понятие «Селенгино-Витимский прогиб» (Флоренсов, Олюнин, 1965). Одной из наиболее неясных в неотектоническом отношении территорий являлось Витимское плоскогорье (Флоренсов, 1968). Изучение осадочных и вулканогенно-осадочных отложений показало существование в Селенгино-Витимском прогибе единой области седиментации только в конце мела и в палеогене. В неоген-четвертичное время Витимский бассейн отделился от Селенгинского бассейна Сосново-Озерской перемычкой и приобрел самостоятельное значение морфоструктуры, пространственно связанной с развитием северо-восточной части Байкальской рифтовой системы. Селенгинский бассейн, обеспечивший эрозионное расчленение рельефа с поступлением существенной доли твердого стока материала с территории Центральной Монголии и Западного Забайкалья в Южно-Байкальскую впадину (Логачев, 2003), был пространственно сопряжен с развитием юго-западной части Байкальской рифтовой системы. В неотектоническое значение Витимского плоскогорья ясность внесли буровые скважины, с помощью которых под Витимским вулканическим полем была обнаружена система погребенных палеодолин глубиной 400 м и более. Впадины плоскогорья располагаются за геоморфологической границей Байкальской рифтовой зоны (рисунок), но формировались одновременно с ее впадинами и были отнесены к единому Ципа-Муяканскому сегменту (Логачев и др., 1996; Рассказов и др., 2007).

В 1996 г. на XXX Геологическом конгрессе в Пекине был представлен доклад (Logatchev et al., 1996), а двумя годами позже опубликована статья (Рассказов и др., 1998) с интерпретацией впервые полученных результатов радиоизотопного датирования вулканических пород Байкальской рифтовой системы. На основе этих результатов был выполнен общий анализ эволюции позднекайнозойского вулканизма Азии и намечена связь вулканизма ее внутренней части не только с процессами конвергенции, инициированными в кайнозое в зоне Индо-Азиатского взаимодействия, но также с процессами дивергенции, получившими развитие в области взаимодействия плит Тихого океана с восточной окраиной Азии. Двойственность силового воздействия на Азию от межплитных границ получила дополнительную аргументацию при анализе пространственно-временного распределения вулканизма относительно низкоскоростных аномалий в первой сейсмотомографической модели S-волн, построенной с высоким разрешением Т.Б. Яновской и В.М. Кожевниковым для глубин верхней мантии Азии. Был сделан вывод о том, что глубинная динамика, выраженная в вулканизме, определялась низкоскоростными доменами: Саяно-Монгольским, глубиной до 200 км во фронте Индо-Азиатской конвергенции, и Забайкальским, глубиной до переходного слоя в области взаимодействия плит Тихого океана с восточной окраиной Азии (Рассказов и др., 2003).

Новое понятие «Японско-Байкальский геодинамический коридор» (Chuvashova et al., 2017; Рассказов, Чувашова, 2018) введено исходя из представления о сегментном строении Байкальской рифтовой системы (Логачев и др., 1996). Рациональное зерно гипотезы заключается в определении феноменологии горячих и холодных трансензионных процессов в литосфере. Горячая трансенсия, обусловленная подлитосферно-литосферной эволюцией расплавных аномалий геодинамического коридора, отличается от холодной трансенсии, отражающей суть процессов деструкции коры на границах геоблоков, не обязательно согласованных с процессами, протекающими в мантийной части литосферы и подлитосферной мантии. В Витимо-

Удоканской зоне транстенсии Витимского бассейна одна горячая ветвь (витимская) активизировалась в оси Японско-Байкальского геодинамического коридора, другая (удоканская) – на его фланге.

Процессы Японско-Байкальского геодинамического коридора определялись субдукцией Тихоокеанской плиты, отраженной в смене состава извергавшихся вулканических продуктов, их источников и напряженного состояния литосферы в островной дуге Северо-Восточной Японии и в ее задуговой области. В рамках гипотезы Японско-Байкальского геодинамического коридора находит объяснение энергетическая первопричина образования первичных расплавных аномалий переходного слоя мантии (Гобийской, Западно-Забайкальской, Северо-Забайкальской) за счет обрушения в нижнюю мантию стагнировавшего в переходном слое слэбового материала закрывшихся фанерозойских палеоокеанов и возникновения противопотоков горячего материала. Спусковым механизмом обрушения мог служить сбой вращения Земли около 90 млн лет назад. Происхождение вторичных расплавных аномалий объясняется как результат эволюции первичных расплавных аномалий в связи с движением литосферы, развитием рифтогенеза и орогенеза. Гипотеза удовлетворительно объясняет все имеющиеся данные по современному напряженному состоянию литосферы Азии. С учетом ограничений, вытекающих из модели соотношений силовых полей Японско-Байкальского геодинамического коридора и области Индо-Азиатской конвергенции, определяются трассы гидроизотопного мониторинга с целью определения сейсмической опасности территорий (Чувашова и др., настоящий сборник).

Новое направление в развитии иркутской геологической школы с обоснованием гипотезы Японско-Байкальского геодинамического коридора Азии оформилось в значительной степени благодаря результатам предшествующего комплексного изучения Байкальской рифтовой системы в рамках научной школы Н.А. Логачева «Кайнозойский континентальный рифтогенез».

Работы проводятся при поддержке РНФ (проект № 18-77-10027).

Список литературы

- Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.
- Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.
- Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В. и др. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996. С. 57–80.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
- Проблемы рифтогенеза (Материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли) / Н.А. Флоренсов, Н.А. Логачев (ред.). Иркутск: Восточно-Сибирский филиал, 1975. 154 с.
- Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.
- Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с.
- Рассказов С.В., Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Кожевников В.М., Саньков В.А.

Академик Н.А. Логачев и его научная школа: вклад в изучение кайнозойского континентального рифтогенеза // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 3. С. 209–224.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Вып. 19. Серия геол. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 40–56.

Флоренсов Н.А., Олюнин В.Н. Рельеф и геологическое строение // Предбайкалье и Забайкалье. М.: Наука, 1965. С. 23–90.

Чувашова И.С., Ильясова А.М., Чебыкин Е.П., Борняков С.А. и др. От закономерностей эволюции расплавных аномалий в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре к деформационному мониторингу сейсмоопасного состояния активных разломов в Селенгинском бассейне // Настоящий сборник. С. 239–241.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8 (3). P. 435–440. doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256.

Keller G.R., Bott M.H.P., Wendlandt R.F., Doser D. I., Morgan P. The Baikal Rift System // Continental rifts: Evolution, structure, tectonics / К.Н. Olsen (Ed.) Publication No. 264 of the International Lithosphere Program. Elsevier: Amsterdam–Lausanne–New York–Oxford–Shannon–Tokyo, 1995. P. 3–26.

Lipman P.W., Logatchev N.A., Zorin Yu.A., Chapman C.E., Kovalenko V., Morgan P. Intracontinental rift comparison: Baikal and Rio Grande Rift systems // EOS. 1989. V. 70. P. 578–588.

Logatchev N.A., Rasskazov S.V., Ivanov A.V. Late Cenozoic tectonic and volcanic episodicity in the Baikal rift system: Comparisons with southern and eastern margins of the Eurasian plate // 30th International Geological Congress Abstracts. V. 1. Beijing, China, 1996. P. 245.

ОБРАЗОВАНИЕ ПЛАСТИЧНЫХ ГЛИН В РАЗРЫВАХ СЛОЯ ПАЛЕОПЕЛОИДОВ: ВЕРОЯТНЫЙ МЕХАНИЗМ ЗАРОЖДЕНИЯ ИСТОЧНИКА ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА В БАССЕЙНЕ СУНЛЯО

С.В. Рассказов^{1,2}, Женхуа Сие³, Йи-минь Сунь³, Т.А. Ясныгина¹, И.С. Чувашова^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, rassk@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³Институт вулканов и минеральных источников Хэйлуцзянской академии наук, Удаляньчи, Хэйлуцзян, Китай

Подобно магматическим проявлениям, наземные грязевые вулканы связаны с флюидизированными интрузиями, движущимися вверх под действием сил плавучести, возникающих из-за разницы в объемной плотности грязевой массы и вмещающих пород. Флюидизации грязи способствует быстрое расширение и дегазация метана, растворенного в ней на глубине около 1–2 км, что создает избыточное давление (Brown, 1990). В активных поясах сжатия избыточное давление обеспечивается тектонической нагрузкой. Грязевые вулканы часто располагаются над гребнями антиклиналей. Активность грязевого вулканизма свидетельствует об эпизодических или непрерывных потоках флюида из недр, обусловленных повышением и понижением давления. В 1997 г. грязевое извержение наблюдалось за 40 дней до сильных сейсмических событий на о-вах Тринидад и Тобаго на юге Карибского моря (Dewle, Guerlais, 2009). Хотя грязевые вулканы распространены в различных тектонических областях, большинство из них находится в складчатых поясах и погруженных аккреционных призмах конвергентных межплитных границ.

Причины и механизм запуска грязевых извержений часто не ясны. Предлагаются различные модели зарождения и деятельности грязевого вулкана. Любая модель требует обоснования исходя из параметров изверженной системы, следующих из прямых полевых наблюдений и изучения состава извергнутого материала. Рождение грязевого вулкана LUSI исследовалось в Восточной Яве в 2006 г. На основе выполненных наблюдений сделан вывод о создании начального избыточного давления жидкости в корневой части этого вулкана (Mazzini et al., 2007).

На территории Внутренней Азии, подверженной процессам Индо-Азиатской конвергенции, наземные грязевые вулканы известны только в южной части Джунгарского бассейна. Последнее большое грязевое извержение произошло здесь в июле 1995 г. На территории известны нефтяные залежи. На месторождении Душанзи нефть добывается за границей распространения верхнепермских сланцев из меловых и третичных коллекторов. Из олигоценового пласта с глубины 3644–3656 м была отобрана незрелая нефть (Nakada et al., 2011).

Нефтяные залежи в бассейне Сунляо Восточной Азии связаны с двумя крупными озерными аноксическими событиями меловых отложений формаций Нацзинь (Nenjiang) и Циньшанкоу (Qingshankou) (Pan et al., 2010). Предполагается, что территория Сунляо в мезозое и кайнозое в основном испытывала растяжение, способствовавшее утонению коры до 29–32 км. В конце мела обозначается фаза сжатия. В бассейне мог проявиться грязевый вулканизм из источника особого типа – тектонически переработанных прослоев палеопелоидов. Признаки разжижения осадочной породы (палеопелоида) обнаружены в карьере района Лесной Фермы к востоку от г. Удаляньчи (Rasskazov et al., 2017).

Однородная горизонтально лежащая толща серых однородных массивных аргиллитов, предположительно мелового возраста, вскрыта карьером на 8–10 м.

кристаллов алуногена (обр. 273), две другие – из части прослоя, в которой присутствуют отдельные (обр. 271) и многочисленные (обр. 271а) выделения этого минерала. Образец 273, взятый на расстоянии более 10 м от образцов 271, 271а, не обнаруживает алуногеновой минерализации. Макроскопически желто-охристая глина этого образца подобна глине прослоев 1 и 2. Спектр РЗЭ этого образца находится между спектрами образцов 271 и 271а (рис. 2).

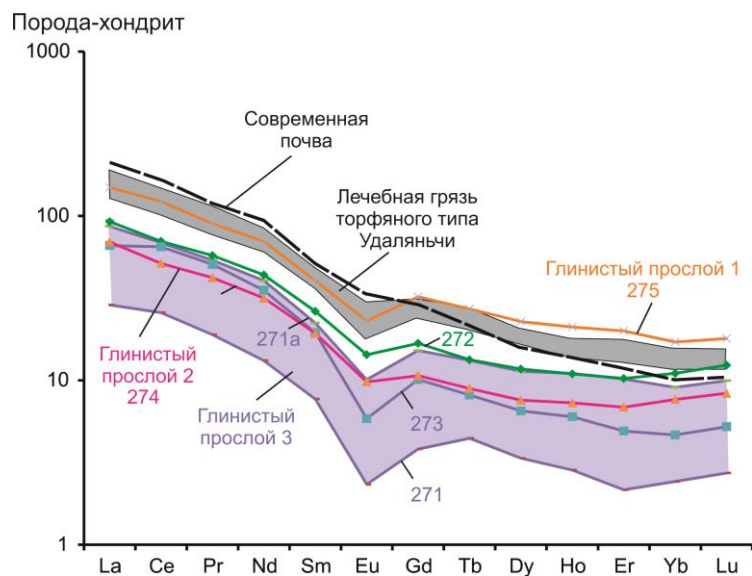


Рис. 2. Сопоставление не-измененного палеопелоида (обр. 272) с современной почвой, бес-сернистыми лечебными грязями Удаляньчи и пластичными глинами, насыщенными сульфатами и сульфидами, на диаграмме РЗЭ, нормированных к хондриту. Для нормирования использован состав хондрита (McDonough, Sun, 1995).

В слое меловых палеопелоидов мы охарактеризовали активные водопроницаемые разрывы, в которых концентрируется сера, обеспечивающая высокую пластичность глини-

того материала, образующегося в трещинах. В других частях бассейна Сунляо слой палеопелоидов залегает на глубинах первые километры. Тектоническая переработка слоя может создать начальные условия для образования существенного объема грязевого источника, достаточного для вулканического извержения.

Работа выполняется в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде, частично в рамках госзаданий ИЗК СО РАН (проект № 0346-2016-0005) и геологического факультета ИГУ.

Список литературы

- Brown K.M. The nature and hydrologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems // *Journal of Geophysical Research* 1990. V. 95B (6). P. 8969–8982.
- Deville E., Guerlais S.-H. Cyclic activity of mud volcanoes: Evidences from Trinidad (SE Caribbean) // *Marine and Petroleum Geology*. 2009. V. 26. P. 1681–1691.
- Mazzini A., Svensen H., Akhmanov G.G., Aloisi G., Planke S., Malthé-Sørenssen A., Istadi B. Triggering and dynamic evolution of the LUSI mud volcano, Indonesia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 261. P. 375–388.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120 (3–4). P. 223–253. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Nakada R., Takahashi Y., Tsunogai U., Zheng G., Shimizu H., Hattori K.H. A geochemical study on mud volcanoes in the Junggar Basin, China // *Applied Geochem.* 2011. V. 26. P. 1065–1076.
- Pan S., Wang T.-Q., Wei P., Wang J., Liu C., Liang S. Accumulation and exploration prospects of shale oil and gas in Songliao Basin, Eastern China // *Search and Discovery Article #10272*. 2010.
- Rasskazov S., Xie Zhenhua, Yasnygina T., Chuvashova I., Wang Xiying, Arsentev K., Sun Yi-min, Fang Zhenxing, Zeng Ying Geochemical and clay-mineral study of healing mud from Wudalianchi, NE China // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8 (3). P. 539–544. doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0285.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА МИШИХА, ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКАЯ ВПАДИНА

С.В. Рассказов^{1,2}, Т.Ф. Трегуб³, М.А. Волков³, А. Аль Хамуд^{1,4},
В.Л. Коломиец^{5,6}, Р.Ц. Будаев⁵

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, rassk@crust.irk.ru

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

⁴Университет Аль-Фурат, Дейр-Эз-Зор, Сирия

⁵Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁶Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

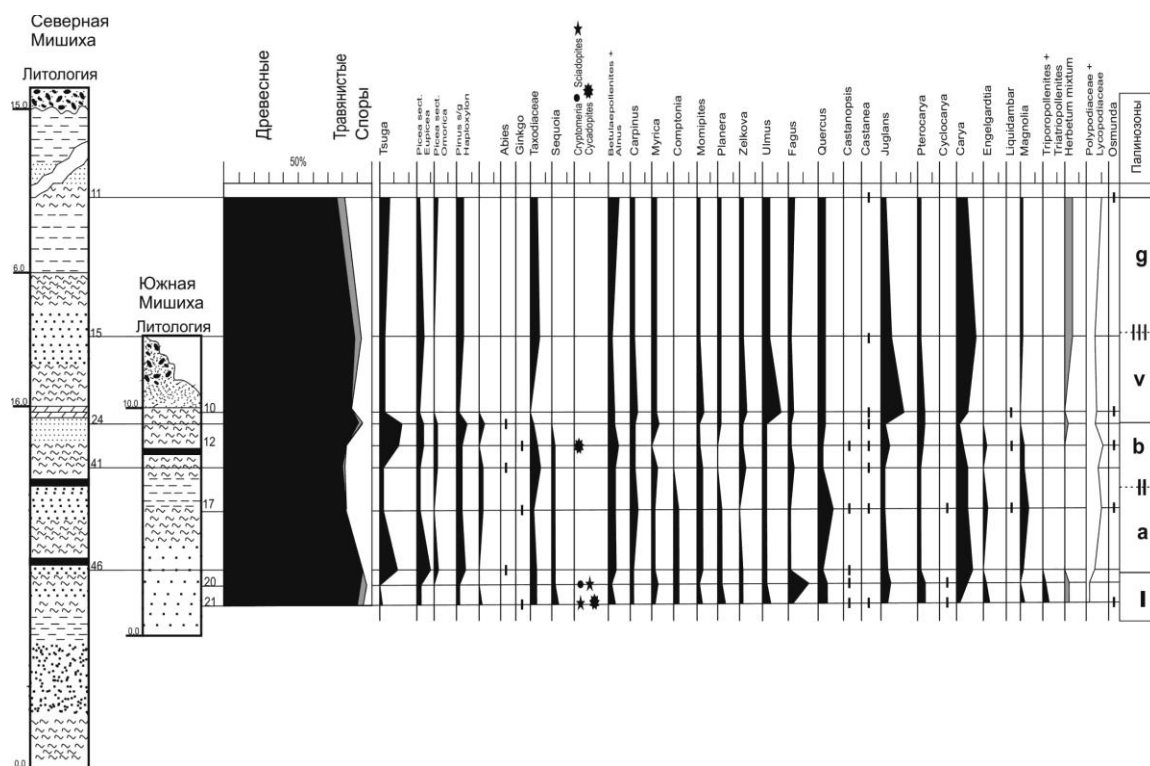
Байкальская рифтовая зона – классическая континентальная рифтовая структура, оформившаяся, по представлениям Н.А. Логачева (1974, 2003), уже в палеоцене и развивающаяся до настоящего времени. Предположение о таком развитии рифтогенеза в Байкальском регионе основывалось на трех фактах: 1. В Южно-Байкальской впадине, в дельте р. Селенга, скважина «Степной дворец» достигла эоценовых отложений на глубине 3200 м. Ниже, в нескрытой части разреза, могли залегать палеоценовые отложения. 2. В Тункинской долине, на Ахаликском месторождении бурых углей скважинами была вскрыта 60-метровая, предположительно, палеоценовая вулканогенно-осадочная толща. 3. В Предбайкальском и Селенгино-Витимском прогибах, расположенных на флангах Байкальской рифтовой зоны, распространены осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы пород возрастного диапазона от пограничных слоев мела-палеогена до квартера. Характер мел-палеогенового развития Байкальского региона остается пока слабоисследованным и требует изучения новых показательных разрезов, прежде всего во впадинах Байкальской рифтовой зоны.

Верхнемезозойские и кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи Забайкалья изучались многими исследователями (см. обзор в работе (Рассказов и др., 2007)). Из-за фрагментарности данных, однако, долгое время имелись лишь рабочие варианты стратиграфических схем. В связи с созданием серийных легенд к геологическим картам нового поколения в 2000-х гг. было выполнено комплексное обоснование последовательности стратонев территории на основе биостратиграфических данных с применением радиоизотопного датирования вулканических пород. В изучении осадочного заполнения впадин Байкальской рифтовой зоны ключевую роль играют данные о строении разреза отложений Танхойского третичного поля (Логачев, 1974). В правом борту р. Мишиха при проходке федеральной дорожной трассы Иркутск – Улан-Удэ в 2014 г. был вскрыт разрез, состоящий из северного и южного фрагментов, изучение которого открывает возможность уточнения истории развития южно-байкальской части рифтовой зоны (Аль Хамуд и др., 2018).

Изучение спор и пыльцы в отложениях Мишихинского разреза было выполнено в биостратиграфической лаборатории Воронежского государственного университета. Результаты приводятся на спорово-пыльцевой диаграмме (рисунок), на которой в соответствии с составом палинокомплексов выделяются три палинозоны и подзоны.

Палинозона I выделена на основе данных двух палиноспектров (пробы 21 и 20, южная Мишиха). Основанием является максимальное количество пыльцы родов *Fagus* и *Myrica*, а также присутствие реликтов, относящихся к родам *Cryptomeria* и *Sciadopites*. В целом палиноспектры имеют большое видовое разнообразие пыльцы как

Голосемянных, так и покрытосемянных. Травянистые растения представлены единичными зернами и к концу этапа исчезают. Споры немногочисленны в начале зоны, представлены родами *Polypodiaceae* и *Lycopodiaceae*. К концу зоны отмечено увеличение их количества.



Спорово-пыльцевая диаграмма по северному и южному фрагментам разреза Мишиха (объяснения в тексте).

Палинозона **II** включает палиноспектры проб 17 и 12 (южная Мишиха) и 46, 41, 24 (северная Мишиха). Для указанных интервалов так же, как и в **I** палинозоне, наблюдалось разнообразие как на родовом, так и на видовом уровне состава пыльцы покрытосемянных и голосемянных пород. В отличие от первой палинозоны, во второй возрастает значение спор. Палинозона выделена на основании максимальных значений пыльцы рода *Tsuga*, с большим видовым разнообразием, и рода *Taxodiaceae*. Состав палиноспектров позволил выделить в данной зоне две подзоны: **a** и **b**. Подзона **a** выделена на основании большого количества в нижней части пыльцы рода *Tsuga* и рода *Picea*, а в поздние этапы – преобладания пыльцы родов *Quercus* и *Carya* (с видами, характерными для позднего олигоцена). Подзона **b** зафиксирована по максимальным значениям пыльцы семейства *Taxodiaceae* и рода *Tsuga* с видовым разнообразием. Среди покрытосемянных пород доминирует пыльца семейства *Juglandaceae* (*Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*).

Палинозона **III** обозначена по палиноспектрам проб 10 (южная Мишиха) и 11, 15 (северная Мишиха). В целом этап характеризуется обедненным составом спор и пыльцы, как видовым, так и родовым. Но в данной зоне было встречено значительно большее количество пыльцы травянистых растений. Споры, в отличие от **II** палинозоны, представлены в меньшем количестве. На основе изменений в составе палиноспектров были выделены две подзоны: **v** и **g**. (Болотникова, 1979; Томская, 1981). Подзона **v** характеризуется резким преобладанием пыльцы трех родов: *Ulmus*,

Juglans, Carya на фоне снижения роли пыльцы голосеменных пород. Данный этап, вероятно, отразил одну из фаз миоценового оптимума.

Для уточнения возраста в северном фрагменте Мишихинского разреза было дополнительно отобрано семь образцов, палинологические данные которых позволили обосновать возраст его западной части в объеме эоцена – олигоцена. Было установлено, что разрез представляет собой лежащую складку.

Состав палиноспектров, выделенных в **I** палинозоне, позволил датировать данный интервал эоцен-олигоценым возрастом. Зону **II** по полученным данным можно отнести к нижнему миоцену, а верхнюю часть подзоны **d** и нижнюю часть подзоны **v** **III** палинозоны можно считать переходом от нижнего к верхнему миоцену. Верхнюю часть подзоны **b** и нижнюю часть подзоны **g** можно отнести к верхнему миоцену, а верхнюю часть подзоны **g** – к началу нижнего плиоцена.

По полученным данным обосновывается возраст отложений разреза Мишиха в хронологическом ряду в объеме эоцена – плиоцена, что позволяет рассматривать его в качестве нового опорного разреза Южно-Байкальской впадины. Впервые выделен тектонический элемент лежащей складки, необычный для структур растяжения Байкальской рифтовой системы. Из полученной минимальной палинологической оценки возраста слоев, смятых в складку, следует вывод о проявлении существенной плиоценовой фазы сжатия верхней части коры в Южно-Байкальской впадине.

Работа выполнена в рамках госзадания ИЗК СО РАН (проект № 0346-2016-0005) и геологического факультета ИГУ.

Список литературы

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Чувашова И.С., Рубцова М.Н. Строение опорного разреза Мишиха Танхойского третичного поля и его значение для реконструкций ранней истории Южно-Байкальской впадины и Хангайского орогена // XII Российско-Монгольская международная конференция «Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика» (к 100-летию ИГУ). Иркутск: ИГУ, 2018. С. 57–58.

Болотникова М.Д. Спорно-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. М.: Наука, 1979. 195 с.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.

Томская А.И. Палинология кайнозоя Якутии. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1981. 221 с.

**СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ ТРАНСЛЯЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ
В ТРАНСТЕНСИОННОМ СЕГМЕНТЕ ВОНДЖИ ЭФИОПСКОЙ ЗОНЫ
ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ
И В ВИТИМО-УДОКАНСКОЙ ЗОНЕ ТРАНСТЕНСИИ
БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ**

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Ю. Аило^{2,3}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, rassk@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³Университет Аль-Фурат, Дейр-эз-Зор, Сирия

Кайнозойские континентальные рифтовые системы получили развитие в рассеянных граничных областях литосферных плит, вязкость которых понижена на 1–2 порядка относительно их стабильных частей. В таких структурных условиях образуются горячие зоны трансенсии. Мы предполагаем, что они не случайны и показательны для расшифровки развития структуры континентальных рифтовых систем. В развитии горячих зон трансенсии выделяется их общее свойство трансляции тектонических напряжений от области сильной активизации литосферы к области ее относительно слабой активизации. В настоящем сообщении проводится сравнительный анализ зон горячей трансенсии, получивших развитие в двух классических кайнозойских континентальных рифтовых системах: Байкальской и Эфиопской.

На северо-востоке Байкальской рифтовой системы магомгенерирующие эффекты транслировались от Витимской расплавной аномалии к Удоканской вдоль Ципа-Муяканского и Муя-Удоканского сегментов Витимо-Удоканской трансенсионной зоны в последние 16 млн лет. Трансляция осуществлялась от осевой части Японско-Байкальского геодинамического коридора (Витимская аномалия) на его северо-северо-восточный фланг (Удоканская аномалия). Напряжения передавались от области палеозойского коллажа террейнов на край Алданского щита фундамента Сибирской платформы. Витимо-Удоканская зона вписывалась в морфоструктуру Витимского бассейна, протягивающуюся в северо-восточном направлении на 1000 км. Витимская расплавная аномалия проявилась во внутренней части бассейна, Удоканская – в его северо-восточном горном обрамлении. Большая часть Витимо-Удоканской зоны была авулканичной. Горячая трансенсия локализовалась на окончаниях трансенсионной зоны. В Витимской расплавной аномалии преобладал материал, поднявшийся из подлитосферной мантии, что обусловило восходящее движение центрального блока с образованием мантийного резургентного купола. В Удоканской аномалии преобладало плавление материала литосферы (вязкой мантии) и важную роль играли ее тектонические деформации (Рассказов, Чувашова, 2018).

В Эфиопской рифтовой зоне сочетались процессы континентального и океанического рифтогенеза. С течением времени рифт распространялся от Турканской седловины, отделяющей Кенийскую рифтовую зону от Эфиопской, через Эфиопскую зону к тройному сочленению Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов. По трансенсионному сегменту Вонджи магомгенерирующие эффекты транслировались с юга на север. В вулканотектонической эволюции Главного Эфиопского рифта обозначились две фазы. Сначала, в мио-плиоцене, деформация по системе граничных разломов привела к пространственной локализации рифтовой впадины и развитию асимметричных бассейнов в его северной части. Эта деформационная фаза сопровождалась широким распространением вулканизма, охватившего весь рифтовый

бассейн. Затем, в квартере, смещения по граничным разломам прекращались с локализацией движений на дне рифта по кулисообразной транстенсионной зоне Вонджи, включающей структурно-магматические элементы (с юго-запада на северо-восток: Гедемса, Босети, Конне, Фантале), разделенные зонами аккомодации. Протяженность зоны транстенсии составила около 100 км при ширине 20–30 км. В центральной части каждого структурно-магматического элемента зоны действовал центральный вулкан, в районе которого определяющую роль играли вулканотектонические деформации. От центра к периферии зоны транстенсии магмогенерирующие деформации сменялись их сочетанием с хрупкими деформациями с дальнейшим переходом к авулканическим хрупким деформациям (Kurz et al., 2007; Corti, 2008, 2009).

На северо-востоке Байкальской рифтовой системы и в Главном Эфиопском рифте активизировались зоны горячей транстенсии в областях литосферы с пониженной вязкостью. Из сравнительного анализа этих зон, однако, следует вывод о разном характере развития транстенсии. В первом случае реализовалась длительная пульсационная фланговая динамика Японско-Байкальского геодинамического коридора. Во втором случае косое растяжение сконцентрировалось в протерозойском шве (на реологической границе между протерозойскими террейнами) в ходе локального рифтогенного взламывания поперечной (северо-западной) неоднородности коры.

Работа выполнена по гранту РФФИ 18-77-10027.

Список литературы

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3.

Corti G. Control of rift obliquity on the evolution and segmentation of the main Ethiopian rift // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1. P. 258–262.

Corti G. Continental rift evolution: From rift initiation to incipient break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa // *Earth Science Reviews* 2009. V. 96. P. 1–53. doi:10.1016/j.earscirev.2009.06.005.

Kurz T., Gloaguen R., Ebinger C., Casey M., Abebe B. Deformation distribution and type in the Main Ethiopian Rift (MER): a remote sensing study // *Journal of African Earth Sciences*. 2007. V. 48. P. 100–114.

ОСНОВНЫЕ И АНОМАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПОРОД ВУЛКАНОВ ПОЛЯ УДАЛЯНЬЧИ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ: РОЛЬ СУЛЬФИДОВ

С.В. Рассказов^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, И.С. Чувашова^{1,2}, Йи-минь Сунь³, Е.В. Саранина¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, rassk@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³Институт вулканов и минеральных источников Хэйлунцзянской академии наук, Удаляньчи, Хэйлунцзян, Китай

Породы поля Удаляньчи характеризуются калиевым составом и подразделяются на группы с низким и умеренным содержанием MgO. В основной Mg-серии сочетается материал трех источников: Лаошантоу, Гелацю и Молабу. Материал первых двух источников (излившиеся низко-Mg трахиандезиты и тефриты) датируется по наклону вторичной изохроны на диаграмме ураногенных Pb-изотопных отношений, соответствующему возрасту 1.884 млрд лет. Эти источники характеризуют материал вязкой мантии, U–Pb-изотопная система которой была замкнута с палеопротерозоя. Умеренно-Mg материал третьего источника не дает древних возрастных оценок и рассматривается как источник конвектирующего мантийного материала позднего кайнозоя.

Вулканы поля разделяются на Центральную, Западную и Восточную группы. Центральная группа представлена постройками, извержения которых последовательно активизировались в течение 2.5 млн лет при смещении в северо-восточном направлении со средней скоростью $0.8 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$ от потока Лаошантоу до конуса Лаохейшан. Западная и Восточная группы отличаются от Центральной группы хаотичным пространственно-временным распределением извержений.

В линии Центральной группы вулканов извергался исключительно материал источников основной Mg-серии. Аномалию представляют собой породы конуса и потоков вулкана Хуошаошан. Породы умеренно-Mg состава этого вулкана характеризуются снижением роли калия с переходом к составам с отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$, снижением изотопных отношений Sr и хаотичной совокупностью фигуративных точек изотопных отношений Pb. Изотопно-геохимическая специфика пород свидетельствует о том, что на фоне активности источников основной Mg-серии, представленной в извержении 1720 г. вулкана Лаохейшан, в извержении 1721 г. вулкана Хуошаошан проявился материал особого источника Хуо. Аномальный источник активизировался по механизму распространяющегося разрыва на северо-восточном окончании Центральной линии вулканов (Rasskazov et al., 2016).

Подобно Центральной группе вулканов, Восточная группа характеризовалась поступлением материала из источников основной Mg-серии. На фоне этой активности, однако, ярко проявилась изотопно-геохимическая аномалия Pb. Конус вулкана Молабушан, конус и потоки вулкана Восточный Лонгменшан сложены породами умеренно-Mg состава, обнаруживающими, в отличие от пород основной Mg-серии, широкие согласующиеся вариации концентраций Pb и Pb-изотопных отношений. Эти породы относятся к Pb-серии, происхождение которой связывается с наличием в источнике сульфидов, не свойственных источникам основной Mg-серии.

Работа выполняется по гранту РФФИ 18-77-10027.

Список литературы

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Y. et al. Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. V. 7 (4). P. 495–532.

ГЛОБАЛЬНОЕ ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, reb@ifz.ru

Представляется мировая карта коровых напряжений, полученная на основе метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) (Ребецкий, 1997, 2003, 2005) и данных о 43664 фокальных механизмах землетрясений каталога Global CMT (<https://www.globalcmt.org>) для верхнего слоя литосферы 0–60 км (условная кора). Расчет напряжений выполнялся программой STRESSseism по алгоритму МКА. Этот метод основан на инверсии напряжений из групп сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений (однородная выборка), для которых имеет место диссипация механической энергии в каждом событии и при этом для всей группы событий достигается наибольшая диссипация упругой энергии. Такой подход принципиально отличен от подхода Зобак (Zoback, 1992; Heidbach et al., 2008, 2010), в котором под параметрами тензора напряжений понималась ориентация осей главных снимаемых напряжений Р и Т в очагах наиболее сильных землетрясений. Главным результатом методических различий является реализованная в МКА возможность определения не только ориентаций осей главных напряжений, но и относительных величин шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. Для этого используется анализ напряжений в очагах землетрясений из однородной выборки на диаграмме Мора. Дополнительные данные о величинах сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных в регионе землетрясений позволяют оценивать и сами величины напряжений. Анализ результатов реконструкции напряжений в верхнем слое 60 км (условная кора) позволяют выделить следующие закономерности:

1. Зоны океанского спрединга характеризуются ориентацией напряжений максимального горизонтального сжатия, как правило, параллельной их простиранию. Имеются также отдельные участки зон спрединга, где оси этих напряжений ориентированы косо (углы порядка 20–30°). Исключение из этого правила составляет арктическая зона спрединга. Здесь оси максимального горизонтального сжатия на нескольких участках вблизи полюса почти ортогональны простиранию оси хребта. Небольшое число данных о напряженном состоянии за пределами зоны спрединга показывает, что здесь оси максимального горизонтального сжатия становятся ортогональными простиранию зоны (например, Индийская плита вблизи Западного фланга Зондской дуги).
2. Зоны спрединга практически никогда не представлены единым геодинамическим режимом и сочетают на разных участках напряженное состояние горизонтального растяжения или горизонтального сдвига (например, Антарктическая зона и Атлантическая в Южном полушарии). Наиболее длинные и непрерывные участки горизонтального растяжения в Северном полушарии Атлантической зоны спрединга не превышают 1500–2000 км. И здесь опять выделяется арктическая зона спрединга, которая без прерывания отвечает режиму горизонтального растяжения.
3. Наиболее протяженные трансформные зоны представлены геодинамическими режимами горизонтального сдвига, хотя в них на отдельных участках могут наблюдаться режимы горизонтального растяжения и даже сжатия. Оси максимального горизонтального сжатия составляют с простиранием зоны угол около 45°.
4. В зонах спрединга ориентация поддвиговых касательных напряжений, возникающих на подошве коры и литосферы, как правило, хаотичная. Только для небольших

участков она может быть выдержана в одном направлении (например, северный сегмент Индийской зоны вблизи экватора). Отсутствует закономерная направленность этих касательных напряжений и в коре трансформных зон.

5. Зоны субдукции островных дуг имеют однотипное строение вдоль своего простирания и сложное – вкрест простирания. Наиболее стандартным является геодинамический режим горизонтального сжатия в коре островной дуги и континентальном склоне с направлением оси максимального горизонтального сжатия ортогонально простиранию дуги. В сопряженной литосфере океанского склона сразу за тальвегом желоба наблюдается режим горизонтального растяжения с ориентацией оси минимального сжатия также вкрест простирания островной дуги (пример, Курильские острова).
6. Есть зоны субдукции с еще более сложным строением, когда области горизонтального растяжения с обеих сторон ограничивают осевую зону горизонтального сжатия (например, Филиппинская и Явская островные дуги). Они представлены режимом горизонтального сжатия в центральной части островной дуги и режимом горизонтального растяжения по краям дуги. При этом направление максимального горизонтального сжатия в коре островной дуги ортогонально ее простиранию, а в океанской плите за тальвегом желоба и в литосфере задугового прогиба становится параллельным простиранию дуги.
7. Зоны субдукции в активных континентальных окраинах характеризуются переходом вкрест их простирания от режима горизонтального растяжения в океанской плите за желобом к состоянию горизонтального сжатия в континентальном склоне. Это не везде выявлено в наблюдениях из-за нехватки сейсмических станций на островах океанов. Оси минимального горизонтального сжатия (девиаторного растяжения) в океанской плите до желоба направлены ортогонально тальвегу желоба, а в коре континентального склона параллельны ему и совпадают с ориентацией оси промежуточного главного напряжения (см. Южно-Американскую зону субдукции).
8. В коре континентального (субконтинентального) склона зон субдукции поддвиговые касательные напряжения строго упорядочены и ориентированы от океана к континенту, что отвечает большей скорости течения в этом направлении в астеносфере в сравнении со скоростью движения литосферной плиты. В литосфере океанского склона эта закономерность может не выдерживаться.
9. Результаты региональных исследований (Ребецкий, 2015; Ребецкий и др., 2016), выполненные по данным каталогов о фокальных механизмах локальных сейсмических сетей, показали, что напряженные состояния коры крупных межгорных впадин и передовых прогибов представлены режимами горизонтального сдвига и растяжения, для которых ось главного девиаторного растяжения субгоризонтальна. В коре внутригорных впадин, вовлеченных в поднятия, как правило, имеет место режим горизонтального сдвига.

Данные о природных напряжениях, получаемые методами тектонофизики (Ребецкий, 2009; Rebetsky, Tatevossian, 2013; Ребецкий и др., 2013) из сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений, показывают, что уровень девиаторных напряжений в зоне субдукции в несколько раз ниже уровня этих напряжений во внутриконтинентальных орогенах. При оценке величины напряжений использовался анализ напряженных состояний на диаграммах Мора, что позволяет получить соотношение между эффективным изотропным давлением и максимальным касательным напряжением, нормированным на величину прочности сцепления пород.

Для получения абсолютных значений напряжений используются сейсмологические данные о величинах сброшенных напряжений в очагах наиболее

сильных землетрясений исследуемых регионов. В зонах субдукции уровень этих сброшенных напряжений для землетрясений с $M \geq 8.0$ редко превышает 1 МПа, а стандартным значением является 0.5–0.6 МПа. В то же время в континентальной коре стандартным значением сброшенных напряжений для землетрясений с $M=7-8$ является 3–6 МПа. Известны и существенно большие величины сброшенных напряжений – 100 и даже 300 МПа для очень больших землетрясений (Нью-Мадридское $M=8.0$). Одно это говорит о том, что напряжения в коре континентальных орогенов и щитов существенно выше напряжений в коре. Наши результаты реконструкции величин напряжения для коры Курильских остров, Японии и Западного фланга Зондской дуги показали, что максимальные касательные напряжения здесь не превышают 10 МПа, при стандартном среднем значении 3–5 МПа. В то же время в коре Алтайского орогена по данным о сброшенных напряжениях Алтайского землетрясения 2003 г. был получен уровень максимальных касательных напряжений 8–10 МПа при стандартном среднем значении 30–50 МПа. Таким образом, напряжения, вызываемые горизонтальными движениями плит, в зонах субдукции создают напряжения дополнительного горизонтального сжатия, превышающие литостатическое давление только на 5–10 МПа, и их явно недостаточно для формирования напряжений сжатия в коре.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН, а также при финансировании в рамках проекта РФФИ № 19-55-53025 ГФЕН_а.

Список литературы

Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады Академии наук. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады Академии наук. 2003. Т. 400, № 3. С. 237–241.

Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 1. С. 39–54.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 70–84.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271–291.

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.

Heidbach O., Reinesker J., Tingay M., Muller B., Sperener B., Fuchs K., Wenzel F. Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress pattern highlighted in the World Stress Map database // Tectonics. 2007. V. 26. TC6014.

Heidbach O., Tingay M., Bath A., Reinesker J., Kurfieb D., Muller B. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map data base release 2008 // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 3–15.

Rebetsky Yu.L. On the specific state of crustal stresses in intracontinental orogens // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6 (4). P. 437–466.

Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bulletin Soc. Geol. Fr. 2013. V. 184 (4–5). P. 335–346.

Zoback M.L. First and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // Journal of Geophysical Research 1992. V. 97B (8). P. 11703–11728.

ОБОБЩЕНИЕ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ДОЛГОВРЕМЕННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В РАЗЛИЧНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАХ

С.Н. Родина, Е.А. Рогожин, А.Н. Овсяченко, А.С. Ларьков

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

rodina@ifz.ru, eurog@ifz.ru, ovs@ifz.ru, las119@yandex.ru

В связи с сильнейшими землетрясениями, произошедшими в последние десятилетия на территории Горного Алтая (2003 г.), Юго-Западного Китая (2008 г.), Корякского нагорья (2006 г.), Северного Сахалина (1995 г.) и Тывы (2011 и 2012 гг.), были проведены комплексные геолого-геофизические работы, включающие сейсмо-тектонические и палеосейсмогеологические исследования методом тренчинга.

В результате палеосейсмогеологических исследований обнаружены следы ранее неизвестных сильных землетрясений. На основании сеймотектонических, сейсмологических, исторических, археологических и палеосейсмогеологических материалов были получены сведения для реконструкции графиков повторяемости долговременного сейсмического режима. Данные радиоуглеродного анализа палеопочв позволили восстановить возраст сильных сейсмических событий прошлого.

Реконструирован долговременный сейсмический режим территорий Горного и Монгольского Алтая, Северного Сахалина, Корякского нагорья, Юго-Западного Китая и Республики Тыва (рисунк). Данные о сильных древних землетрясениях позволили существенно дополнить и уточнить графики повторяемости.

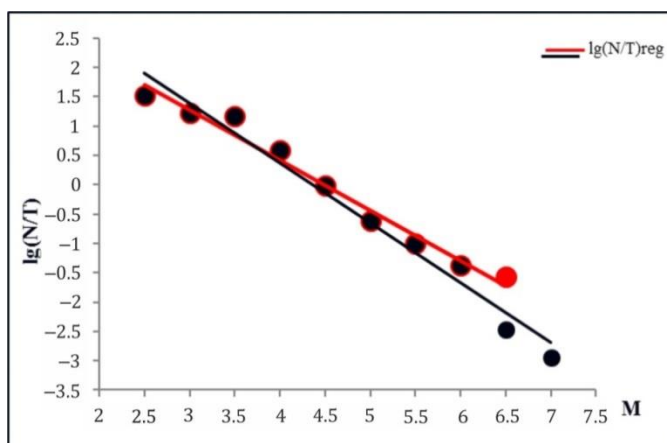


График повторяемости землетрясений в Республике Тыва.

$\lg(N/T)$ – значения для интервалов магнитуд; M – магнитуды; $\lg(N/T)_{\text{reg}}$ – линия тренда. Красная линия – линия тренда по инструментальным и историческим данным, черная – линия тренда по инструментальным, историческим и палеосейсмогеологическим данным.

Полученные в результате этих работ оценки возраста и силы древних землетрясений позволили

по-новому взглянуть на длительную сейсмическую историю этих регионов и оценить периоды повторяемости сильных толчков. Они показали, что сильнейшие землетрясения настоящего – не случайные события, они отражают современный этап развития длительной сейсмической истории различных очаговых зон. Прямолинейность графиков повторяемости говорит о том, что сейсмический режим изучаемых регионов оставался практически неизменным. Обобщение сейсмологических и палеосейсмогеологических данных позволило впервые оценить сейсмический режим на протяжении всего голоцена.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 19-55-53017 ГФЕН а, № 19-05-00535а, 18-05-00641а) и частично в рамках темы госзадания № 0144-2014-0109.

ДОМЕЗОЗОЙСКОЕ ОСНОВАНИЕ КРЫМА – ПРОДОЛЖЕНИЕ ДОБРУДЖИ? (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ КРЫМА)

*Т.В. Романюк¹, Н.Б. Кузнецов^{2,3}, С.В. Рудько², А.С. Дубенский², В.С. Шешуков²,
Д.В. Московский²*

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, *t.romanyuk@mail.ru*

²Геологический институт РАН, Москва,

³Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва

Горный Крым (ГК) хорошо изучен геологически, однако до сих пор не решен вопрос о первичной тектонической природе его структурного основания (фундамента), так как ни в естественных обнажениях, ни в скважинах здесь не вскрыты породы древнее мезозойских. На палеотектонических реконструкциях ГК попадает в область сочленения различных террейнов. С одной стороны, геологические корреляции позволяют сопоставлять раннемезозойские образования ГК и Понтид. Это дает основания полагать, что в триасе и юре – до рифтогенеза, приведшего к раскрытию Черноморских впадин, структуры, реликты которых известны в ГК и в Понтидах, располагались рядом и эти регионы имели схожую геологическую эволюцию. Это является веским основанием в пользу того, что фундамент Крыма – это часть блока Сакарья, расположенного на западе и в центральной части Понтид. С другой стороны, результаты сейсмических исследований свидетельствуют о том, что структуры фундамента Добруджи прослеживаются через Одесский шельф в ГК с запада, а структуры основания Индоло-Кубанского прогиба Предкавказья – в Степной Крым с востока. Таким образом, косвенная информация указывает на связь как домезозойского основания Горного Крыма с домезозойскими структурами Добруджи, так и Понтид.

В определении природы (первичной тектонической принадлежности) фундамента Крыма, а также решении задач, таких как уточнение палеогеографических условий формирования седиментационных комплексов в рифтогенных прогибах и определение источников сноса, может помочь комплексное геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение детритовых цирконов (**dZr**) из осадочных обломочных пород, принимающих участие в строении мезозойских толщ ГК. Эти исследования показали родственность по своему изначальному происхождению блоков фундамента различных регионов, окружающих Черное море, существенно различным частям Гондваны. Так, блоки фундамента Большого и Малого Кавказа, а также наиболее восточных частей Восточных Понтид имеют родственность Аравийско-Нубийскому щиту (Ирану). Фундамент Центральных и Западных Понтид – родственен Северной и Северо-Восточной Африке. Блоки, слагающие часть фундамента Мизийской плиты (Моэзия), Сербско-Македонского массива, Северной и Центральной Добруджи и блока Истанбул, имеют родственность Амазонии.

В настоящее время окружающие Крым регионы (сарматская часть фундамента Восточно-Европейской платформы, включая Украинский щит (**УЩ**), Добруджа, Кавказ и Понтиды) в достаточно полном (по сравнению с Крымом) объеме обеспечены геохронологическими данными (как прямыми датировками кристаллических комплексов, так и результатами изучения **dZr** из стратифицированных образований различного возраста). Сопоставление этих данных с геохронологическими данными по ГК дает возможность выявить сходства и различия отдельных структурных единиц ГК и их провенанс-сигналов с таковыми в окружающих регионах.

В предыдущие годы нами были получены данные по двум пробам – K15-007

(г. Демерджи) и K15-003 (г. Спилия, около Балаклавской бухты) из юрских песчаников **ГК** (Рудько и др., 2018а, 2018б). В настоящей работе мы представляем новые данные по пробе K15-006, отобранной в Байдарской долине. Из этой пробы в ГИН РАН по методике (Sheshukov et al., 2018) датировано 100 зерен **dZr**. Методика обработки аналитических данных приведена в (Романюк и др., 2018). Всего 45 анализов оказались кондиционными (т.е. аналитическая ошибка измерений и коррекция на общий свинец <20 млн лет, $5\% < D \leq 10\%$), по ним построена кривая плотности вероятности (рис. 1).

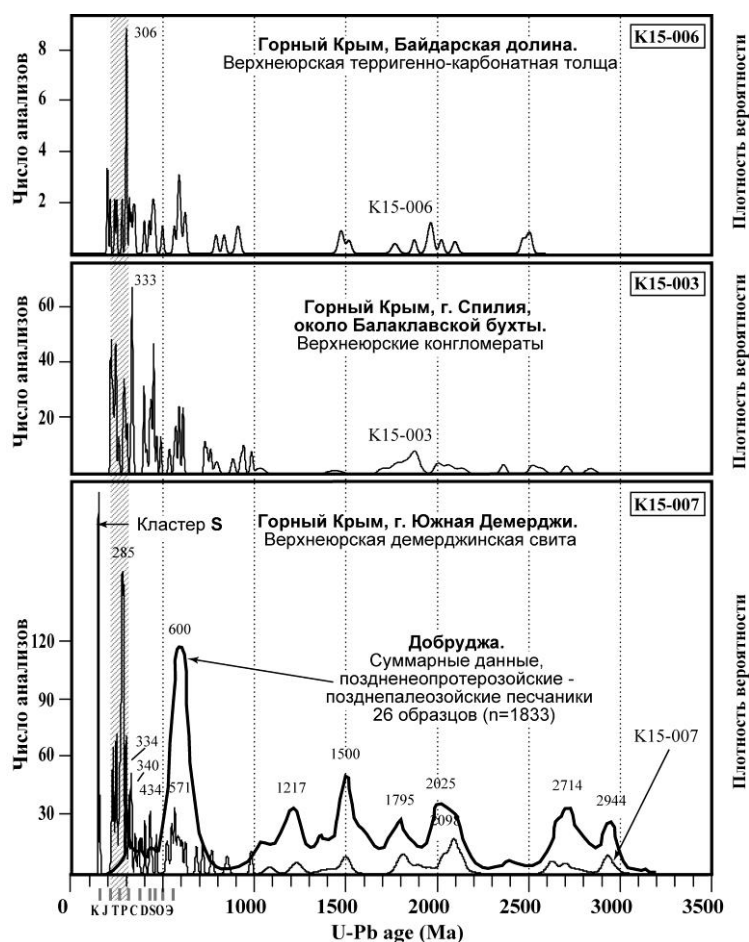


Рис. 1. Сопоставление возрастов детритовых цирконов из пород в составе мезозойских **ГК** K15-003, K15-007 и K15-006 между собой и суммарными данными, характеризующими чехол Добруджи (Balintoni, Balica, 2016).

Полученные результаты позволяют сделать следующие важные выводы:

1. Сравнение U/Pb-возрастов **dZr** из средней – верхней юры **ГК** и **dZr** из пород **УЩ** исключает их из числа первичных источников **dZr** для юрских толщ **ГК**. Поставщиками архейских и палеопротерозойских **dZr** в мезозойские **ГК** могли быть блоки коры Пери-Гондванского происхождения. Их реликты в настоящее время расположены в фундаменте **ГК** и Скифской плиты под мезозойско-кайнозойским чехлом. Другим аргументом в пользу такого вывода служит обнаружение в верхнеюрских песчаниках **ГК** многочисленной популяции **dZr** с поздневендскими и раннекембрийскими возрастами (кадомский провенанс-сигнал).

2. Сходство докембрийских частей возрастных спектров **dZr** из неопротерозойско-среднелазейских песчаников Добруджи и из пробы K15-007 (верхнеюрская демерджинская свита) не может быть случайным и представляет собой серьезный аргумент в пользу родственности домезозойских остовов **ГК** и Добруджи.

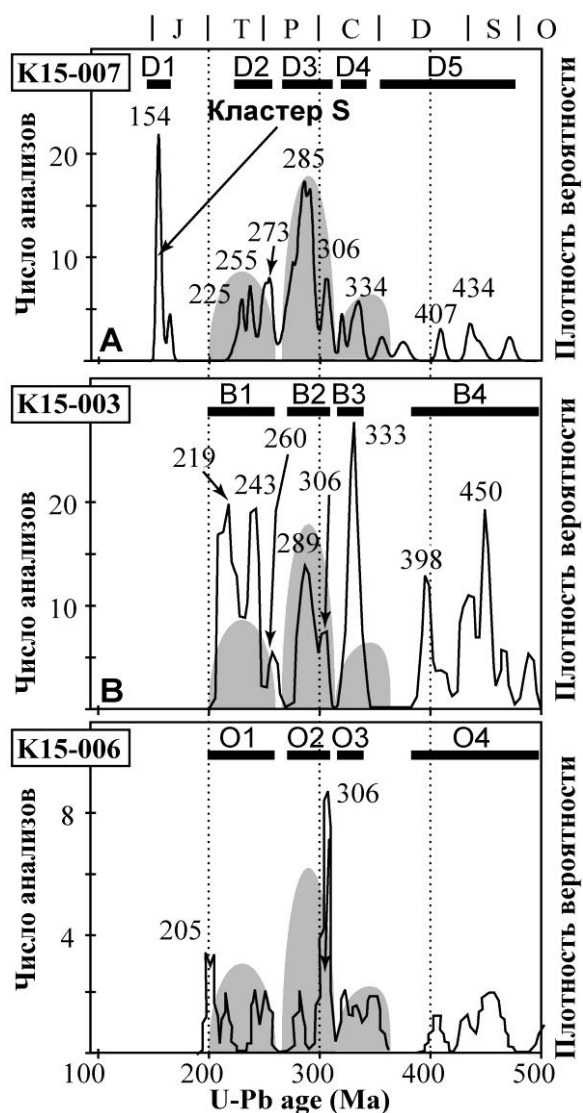


Рис. 2. Сопоставление возрастов dZr из образцов K15-003, K15-007 и K15-006 в интервале 100–500 млн лет. Черные полосы в верхних частях графиков – возрастные интервалы популяций dZr . Серые поля маркируют три импульса магматической активности.

Рудько С.В., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. О триасовом магматизме на южной окраине Лавразии: результаты сравнения данных по детритным цирконам из пород Горного Крыма // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2. Мат-лы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018б. С. 163–166.

Balintoni I., Balica C. Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): a detrital zircon study // Precambrian Research. 2016. V. 278. P. 34–51.

Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. U–Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th International Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts. Sydney, 2018. P. 63.

3. Главная фаза магматизма в мезозое в пределах Причерноморья имела место в каменноугольно-триасовое время, при этом в ней четко различаются три импульса, разделенные затишьями (рис. 2).

4. Идентифицирован близкий (локальный) магматический источник для пробы K15-007 (кластер S из 5 зерен dZr с возрастом ~154 млн лет) с возрастом магматизма ~154 млн лет, в строении которого существенную роль играли породы сиенит/монцититового типа, магомгенерирующий субстрат которых (протолит) был не старше мезопротерозоя.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме гос.заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, а также частично поддержаны проектом РФФИ 19-05-00284.

Список литературы

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 «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. №1. С. 1–37.

Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // Доклады Академии наук. 2018а. Т. 483, № 3. С. 306–309.

О ПРИЧИНАХ УНАСЛЕДОВАННОСТИ В ПРОЦЕССАХ ДЕСТРУКЦИИ НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

В.В. Ружич

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *ruzich@crust.irk.ru*

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) является одной из наиболее представительных рифтовых зон нашей планеты, зародившейся на месте эксгумированного сегмента коллизионного шва на северо-западном побережье оз. Байкал между древнейшим Сибирским кратоном и Ольхонским метаморфическим террейном (Гладкочуб и др., 2010). К результатам изучения процессов геоструктурной унаследованности БРЗ по отношению к более древнему геоструктурному устройству земной коры издавна привлекалось внимание многих исследователей, в частности (Zamarayev et al., 1975). В сообщении уделено внимание рассмотрению геомеханических причин зарождения Байкальской рифтовой впадины как первоначального ядра БРЗ, приуроченного к Прибайкальскому сегменту коллизионного шва взбросо-сдвигового типа. Об этом можно предметно судить при геологическом изучении строения и формирования зоны Приморского рифтогенного сброса, имеющего протяженность порядка 200 км. Обсуждаются вопросы, касающиеся выявленных при полевых исследованиях зон надвигов и взбросов, имеющих признаки активного развития в миоцен-четвертичное время и распространенных в пределах БРЗ. Рассматриваются причины возникновения их парагенезиса с рифтогенными сбросами, основанные на новых материалах космической геодезии и современных представлениях о роли солнечно-земных связей в геодинамике (Ружич и др., 1972; Баркин, 2009; Смольков, Баркин, 2014; Ружич и др., 2019).

Нередко наблюдаемая в БРЗ приуроченность рифтогенных сбросов к зонам древних надвигов или взбросов затрудняет распознавание кайнозойских структур сбросового типа вследствие недостаточной изученности механизмов формирования разрывных нарушений сбросового морфогенетического типа в условиях растяжения земной коры. Такой механизм остается в числе недостаточно изученных из-за сложностей физического моделирования вязкопластических деформаций в режимах коллизионных зон и в режимах сжатия-растяжения в коллизионной зоне. Наиболее благоприятные условия для распознавания при полевом изучении выявлены, например, в долинах рек Анги и Сармы, пересекающих морфологически выраженный уступ Приморского сброса. Там, в скальных обнажениях, находящихся в створе сбросовых седловин, распространены зеркала скольжения с субвертикальной штриховкой сбросового типа, видна их залеченность при проявлениях гидротермальных процессов с минерализацией, типичной для малоглубинных РТ-условий при участии низкотемпературных флюидов. Для участков с проявлениями неоген-четвертичной активности в зоне Приморского сброса в гранитоидных массивах нередко фиксируются разновидности минерализаций с окварцеванием и окремнением, а также с хлоритом и кальцитом. Причины приуроченности Приморского сброса к средне-верхнепалеозойским, юрско-меловым и неоген-четвертичным взбросам и надвигам в системе коллизионного шва, логично объясняются с позиций проявления механизмов унаследованности, проявленной как эффект «дислокационной памяти» в геологической среде (Ружич, 1975). Этот геомеханический эффект проявляется как последующее вспарывание залеченных древних разрывов. Оно происходит эффективнее при их оптимальной ориентировке относительно осей главных тектонических напряжений и при характерной пониженной прочности на сдвиг и растяжение. Для рифтогенных сбросов в БРЗ характерны процессы разрыхления и расседания массивов

катаклазированных горных пород в зонах докайнозойских древних разрывов разной ориентации и углов падений. В результате это приводит к формированию расселин и седловин в рельефе, маскирующих зоны рифтогенных сбросов. Опыт показывает, что для их распознавания необходимо привлекать не только сведения о пространственном ориентации и местоположении разрывных нарушений разного ранга. Необходимо использовать петрологические и изотопные методы углубленного изучения гидротермально-метасоматических, а также петрофизических преобразований горных пород при стресс-метаморфизме (Соболев и др., 2016).

Факт обнаружения надвигов кайнозойского возраста активизации среди рифтогенных сбросов во впадинах, перемычках и хребтах, например в Тункинских гольцах, долгое время не находил приемлемого объяснения причин подобного парагенезиса, что входило в противоречие с имеющимися моделями возникновения БРЗ. Поиски ответов на перечисленные вопросы производились с привлечением материалов многолетнего геолого-структурного изучения сбросов и надвигов на флангах и в центральной части БРЗ (Ружич, 1997). Рассмотрение этих материалов в последние годы осуществлялось в рамках научного сотрудничества со специалистами других научных направлений в геомеханике, областях численного и физического моделирования, в космологии. Подобный комплексный подход позволяет с большей объективностью выявлять и интерпретировать ранее полученные и недавно собранные материалы геолого-структурного изучения эволюции рифтогенных процессов в пределах БРЗ. Это важно для понимания механизмов, условий и причин наблюдаемой геомеханической эволюции БРЗ, которую стоит рассматривать как формирующийся в последние 70 млн лет мегаразрыв в литосфере центральноазиатской части Евразийской тектонической плиты.

Список литературы

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.

Баркин Ю.В. Относительные смещения ядра и мантии Земли и их роль в сейсмическом процессе // Геология: история, теория, практика. Мат-лы междунар. конф., посв. 250-летию Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского РАН. М.: ГГМ РАН. 2009. С. 20–24.

Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН СССР. 1972. Т. 205, № 4. С. 920–924.

Ружич В.В. Влияние древних разрывов на развитие новейших структур Байкальского рифта // Геология и геофизика. 1975. № 1. С. 130–136.

Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.

Ружич В.В., Смольков Г.Я., Левина Е.А. Об изучении влияния космофизических факторов на геодинамику в Байкальской рифтовой зоне // Тез. докл. XIII Российско-Монгольской конф. по астрономии и геофизике. Иркутск: ИСЗФ, 2019. С. 31.

Смольков Г.Я., Баркин Ю.В. К системному и междисциплинарному изучению солнечно-земных связей // Космические факторы эволюции биосферы и геосферы. Мат-лы междисциплинарного colloquium. М.: ГАИШ, 2014. С. 162–179.

Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Киреевкова С.М., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И., Морозов Ю.А., Смольская А.И., Щербаков И.П. Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС, 2016. 102 с.

Zamarayev S.M., Ruzitch V.V., Ryazanov G.V., Mazukabzov A.M., Vasilyev E.P. On relations of new rift with ancient tectonic structures // Rifting Probl. Symp. on zones of the Earth. Irkutsk, 1975. P. 37–38.

О ВОЗМОЖНОСТИ И РЕЗУЛЬТАТАХ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ОПАСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЕГО РОЛИ В СНИЖЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА

В.В. Ружич, Е.А. Левина, Е.И. Пономарёва

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *ruzhigh@crust.irk.ru*

Поиск более надежного решения общемировой проблемы снижения ущерба от сильных землетрясений во многом связывается с надеждами на достижения в прогнозе землетрясений. В мире в настоящее время существуют противоречивые представления о возможности вероятностного или точного предсказания места, энергии и времени возникновения опасных землетрясений. Известны пессимистические высказывания многих авторитетных ученых, например, Р. Геллера, который сомневается в успехах преодоления всех сложностей прогноза из-за отсутствия необходимых знаний о закономерностях формирования очагов сильных землетрясений. Однако есть немало специалистов с более оптимистическими взглядами на реальность осуществления различных видов прогноза. К настоящему времени в научном сообществе за два последних десятилетия произошел ощутимый прогресс в изучении тектонофизических условий подготовки землетрясений средствами физического и численного моделирования, натурных испытаний, глубокого бурения, петрологических и геолого-геофизических исследований в палеоочагах, обнаруженных в эксгумированных сегментах разломов (Ружич и др., 2018; Ruzhich et al., 2018).

Начатая в Институте земной коры СО РАН в 1988 г. разработка сейсмогеологического подхода к прогнозу местных землетрясений основывалась на представлениях о БРЗ как протяженной системе развивающейся трансконтинентальной зоны глубоких рифтовых впадин, перемычек и разномасштабных разломов (Ружич, 1997). Для изучения условий подготовки в ее пределах землетрясений использовалось программное обеспечение средствами геоинформационной системы “EQ” и “Prediction” (Ружич, 1997; Левина, Ружич, 2005; Ружич, Левина, 2017). С ее применением проводилось изучение условий подготовки очагов местных сильных землетрясений и мониторинг сейсмической активности не только в Прибайкалье, но и в любых регионах Земли, для которых есть каталоги землетрясений. В Прибайкалье постоянно анализировался оперативный каталог землетрясений для всей Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), получаемый от Байкальского филиала Единой геофизической службы Российской академии наук. Таким образом, была создана возможность осуществления мониторинга изменений параметров рифтогенного сейсмического режима с учетом местных землетрясений с $K \geq 8.0$. При анализе в число базовых входили следующие параметры: пространственно-временное распределение землетрясений, дифференцированных по энергии и количеству, повторяемость, изменения баланса накопления и расхода сейсмической энергии земной коры, периодичности активизаций, сейсмомиграций и ряд других. В рамках долго- и среднесрочного прогноза анализировались режимы активизаций нескольких основных эпицентральных полей и брешей с различными системами разрывных нарушений и другими геоструктурными элементами БРЗ. Достигнутые возможности созданной ГИС позволяют для целей среднесрочного прогноза в БРЗ учитывать пространственно-временные изменения взаимосвязи сейсмической активности БРЗ с районами Индо-Евразийской коллизии, а также Японско-Камчатской субдукционной зоны (Пономарёва и др., 2014; Левина, Ружич, 2015). Обработка и интерпретация поступающих данных проводились с учетом

тектонофизического анализа геолого-структурных пре-образований в зонах сейсмогенерирующих разломов, а также сведений, собранных после проведения натуральных экспериментов в геологической и ледовой средах.

Полезными практическими приложениями многолетних сейсмопрогностических исследований можно считать регулярные прогнозные сводки, посылаемые в региональные органы МЧС Иркутской области. В сводках на картах отмечалось местоположение очагов ожидаемых землетрясений с энергетическим потенциалом $M=5.0-7.5$, представленное в виде изосейст. По ним оценивались ожидаемые эффекты сейсмических сотрясений по шкале MSK-64, установленные расчетным путем при учете спадания интенсивности сотрясений при удалении от эпицентра прогнозируемого события. Достоверность результатов среднесрочного прогноза оценивалась после нанесения эпицентров произошедших позднее сейсмических событий в БРЗ на представленную ранее схему. Как и ожидалось, наиболее сложным в прогностических исследованиях был вопрос, касающийся определения времени возникновения события в ближайшие временные интервалы. Отмечается, что подобная трудность объясняется сложными сочетаниями многих недостаточно изученных сейсмогеологических параметров, контролирующих фрикционное трение и режимы генерации слабых землетрясений в глубинных сегментах активных разломов на финальной стадии подготовки опасных землетрясений.

В мире в настоящее время осуществление средне- и долгосрочного прогноза по выявлению мест подготовки опасных землетрясений достигает в лучшем случае значений 60–70 %.. Достигнутая надежность такого прогноза очагов новых очень сильных землетрясений пока оставляет желать лучшего из-за грубых ошибок в виде пропусков мест и времени новых сейсмических катастроф или ложных тревог. Нет также уверенности и в том, что принимаемые превентивные мероприятия не окажутся избыточно дорогостоящими для тех сейсмических активных районов в разных странах, где ожидаемые опасные землетрясения так и не происходили в прошлом и весьма маловероятны в ближайшие сотни и тысячи лет. В связи с высказанными сомнениями у авторов также нет серьезных оснований рассчитывать на реализацию точного прогноза параметра времени в ближайшие десятилетия. При решении общемировой проблемы прогноза, ориентированной на более надежное и адекватное по затратам обеспечение сейсмобезопасности, важно иметь в виду следующее. Достигаемые к настоящему времени результаты исследований в сфере прогноза землетрясений и общего сейсмического районирования даже при точном выявлении параметров не позволяют значительно смягчить или предотвратить огромные разрушения и гибель сотен тысяч жителей от будущих разрушительных землетрясений.

В сложившейся ситуации наиболее перспективными представляются разработки иных способов снижения или ликвидации на длительный срок угрозы от возможных сильных готовящихся землетрясений. Они основываются на применении дозированных техногенных воздействий в виде виброимпульсных воздействий и инъекции растворов через скважины в сейсмоопасные участки разломов. Последнее есть возможность распознавать при достигнутом уровне прогноза в комплексе со средствами общего сейсмического районирования. Подобный подход подтверждается теоретическими расчетами, а также проведенными испытаниями на участках активных разломов. Он запатентован учеными Российской Федерации и опубликован в ряде работ, включая зарубежные (Николаев, 2000; Способ..., 2006; Filippov et al, 2006; Ruzhich et al., 2018). Он позволяет в выявленных сейсмоопасных участках разломов умеренными и распределенными в пространстве воздействиями плавно снизить сейсмический потенциал до безопасного уровня на предстоящие сотни лет. Но для его реализации дополнительно требуется проведение крупномасштабных испытаний на

специально подобранных геодинамических полигонах для отработки более надежной безопасной технологии. В последние десятилетия данный подход в России и за рубежом находит все большее число последователей (Kisslinger, 1976; Savage et al., 2017; Rinaldi, Rutqvist, 2019).

Список литературы

Левина Е.А., Ружич В.В. Новое программное обеспечение для анализа сейсмического режима и разработки среднесрочного прогноза землетрясений // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. 2005. Вып. 3. С. 204–207.

Левина Е.А., Ружич В.В. Изучение миграций сейсмической активности с помощью построения пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, №. 2. С. 225–240.

Николаев А.В. О возможности снижения опасности инициирования сильного землетрясения // Память и уроки Нефтегорского землетрясения: Тез. докл. 2000. Южно-Сахалинск. М.: Полтекс, 2000. С. 93–95.

Пономарёва Е.И., Ружич В.В., Левина Е.А. Оперативный среднесрочный прогноз землетрясений в Прибайкалье и его возможности // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о земле». 2014. Т. 8. С. 67–79.

Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.

Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Савельева В.Б., Травин А.В. О формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Часть II. Глубинный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 3. С. 1039–1061. doi:10.5800/GT-2018-9-3.

Ружич В.В., Левина Е.А. Новый подход к изучению сейсмогеологических процессов в разломах при подготовке сильных землетрясений в Байкало-Монгольском регионе // Опасные геологические процессы и прогнозирование чрезвычайных ситуаций природного характера на территории Центральной Монголии / Отв. ред.: Д.П. Гладкочуб. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2017. С. 170–181.

Способ управления режимом смещений во фрагментах сейсмоактивных тектонических разломов. Патент 2273035 РФ / С.Г. Псахье, Е.В. Шилько, С.В. Астафуров, В.В. Ружич, О.П. Смекалин, С.А. Борняков; заявители и патентообладатели ИФПМ СО РАН, ИЗК СО РАН. № 2273035. 2006. Бюл. № 9.

Filippov A.E., Popov V.L., Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V. Converting displacement dynamics into creep in block media // Technical Physics Letters. 2006. V. 32 (6). P. 545–549.

Kisslinger C. A review of theories of mechanisms of induced seismicity // Engineering Geology. 1976. V. 10. P. 85–98.

Rinaldi A.P., Rutqvist J. Joint opening or hydroshearing? Analyzing a fracture zone stimulation at Fenton Hill // Geothermics. 2019. V. 77. P. 83–98. doi: 10.1016/j.geothermics.2018.08.006.

Ruzhich V.V., Psakhie S.G., Shilko E.V., Vakhromeev A.G., Levina E.A. On the possibility of development of the technology for managing seismotectonic displacements in fault zones // AIP Conference Proceedings. 2018. V. 2051 (1). P. 020261–1–4. doi.org/10.1063/1.5083504.

Savage H.M., Kirkpatrick J.D., Mori J.J., Brodsky E.E., Ellsworth W.L., Carpenter B.M., Chen X., Cappa F., Kano Ya. Scientific exploration of induced seismicity and stress (SEISMS) // Scientific Drilling. 2017. V. 23. P. 57–63. doi.org/10.5194/sd-23-57-2017.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ТЕРРАСООБРАЗОВАНИЕ В ДОЛИНАХ РЕК ЗАБАЙКАЛЬЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И В ГОЛОЦЕНЕ

Ю.В. Рыжов ^{1,2,3}, В.А. Голубцов ², М.Ю. Опекунова ²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ryzhov Yuriy@yandex.ru

²Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск,

³Иркутский государственный университет, Иркутск

Песчаные аллювиальные поверхности (речные террасы) различной высоты возвышаются над речными поймами и широко развиты в речных долинах Забайкалья. Четвертичные отложения террас состоят из аллювиального и покровного комплекса, представляют сочетание различных генетических типов отложений, погребенных почв, уровней криогенных образований, костных и растительных остатков и отражают неоднократную смену природно-климатических обстановок.

Несмотря на длительную историю изучения морфологии и строения террас Прибайкалья и Забайкалья, их количество и высота, возраст отложений, выявление этапов развития до сих пор остаются предметом дискуссий. Выделяют от 1–2 до 7 террас различных высотных уровней. Обобщающие работы по террасам рек Южной Сибири опубликованы во второй половине прошлого века (Равский, 1972; Базаров, 1982; Цейтлин, 1979; Константинов, 1994; Лаухин, 1982; Ендрихинский, 1982; и др.). За последние два-три десятилетия получены новые данные о возрасте аллювия, отложениях покровного комплекса в разных районах (Карасев, 2002; Коломиец, 2010; Константинов и др., 2016; Рыжов, Голубцов, 2017; и др.).

Третья терраса высотой 15–25 м локально распространена в Прибайкалье и Забайкалье. Она сложена аллювиальными осадками, перекрытыми отложениями покровного комплекса мощностью до 8 м. Третья терраса прислонена к более высокой четвертой. Для нее характерна высокая позиция галечника и маломощность песчаного аллювия первой половины морской изотопной стадии (МИС) 3. В подошве покровных отложений отмечаются палеопочвенные прослойки второй половины МИС 3. Геоморфологическое оформление третьей террасы как геоморфологического элемента произошло во второй половине МИС 3 (40–29 тыс. кал. л.н.)

Вторая надпойменная терраса высотой 12–18 м сложена аллювием МИС 3 и МИС 2. Речные отложения перекрыты более молодыми осадками покровного генетического комплекса мощностью 2.0–3.5 м. Терраса прислонена к более высокой III террасе и характеризуется галечником второй половины МИС 3, приподнятым над меженными уровнями рек на 2–3 м. Кровлей аллювия является педокомплекс возрастом 14.6–12.8 тыс. кал. л.н.. Геоморфологическое оформление второй террасы произошло на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена (14–8 тыс. кал. л.н.)

Первая надпойменная терраса высотой 5–9 м широко представлена в регионе исследования. Аллювий террасы имеет сартанский и голоценовый возраст и перекрыт покровными отложениями мощностью до 2 м. Установлено несколько этапов врезания и заполнения долин рек осадками. Последние затопления поверхностей I террас и катастрофические паводки происходили в суббореальный и субатлантический периоды голоцена. В бореальное и атлантическое время шло формирование высокой поймы. Оно фиксируется погребенными почвами разрезов Тарбагатайка-1, Ошурково, на стоянках Студёное-1, Усть-Менза-1. Геоморфологическое оформление первой террасы датируется в диапазоне 8.0–3.4 тыс. кал. л.н.

В разрезах террас выделяются короткие фазы врезания и более продолжительные этапы накопления отложений. Осадки пойменной фации и покровные отложения чередуются с прослоями почв. Низкие (I–III) речные террасы формировались в течение второй половины верхнего неоплейстоцена и голоцена.

Вторая половина верхнего неоплейстоцена и голоцен включает мегаинтерстадиал МИС 3, стадиал МИС 2, голоцен (МИС 1). Отложения МИС 3 представлены разнообразными аллювиальными и покровными отложениями, разделенными почвами. Последние датируются в диапазоне 35–27, 41–37, 51–46 тыс. кал. л.н. Осадки МИС 2 характеризуются широким распространением аллювиальных, делювиальных, эолово-делювиальных, пролювиальных, солифлюкционных отложений. Этапы почвообразования датируются 23.4–21.3 и 14.6–12.7 тыс. кал. л.н. Для Забайкалья в сартанский криохрон активно протекали криогенные процессы с фазами активизации 29.0–23.3 и 12.9–11.7 тыс. кал. л.н. В голоцене формировался аллювий пойм и первой надпойменной террасы, делювиальные, пролювиальные, эоловые отложения. В долинах рек Забайкалья выявляется девять этапов почвообразования (11.7–10.6; 8.9–8.6; 7.0–6.4; 5.9–5.4; 4.9–4.6; 3.3–3.0; 2.8–2.5; 2.2–1.6; 1.4–0.5 тыс. кал. л.н.).

Фазы повышенной водности, высоких паводков и формирования песчаного аллювия датированы 10.7–8.9 и 8.3–8.1, ~7.4–7.0, 6.4–5.9, 5.4–4.9, 4.6–4.4, 4.0–3.85, 3.6–3.4, 2.1–1.3, 0.9–0.6 и последние 0.2 тыс. кал. л.н. Они достаточно хорошо коррелируются с материалами по Северной Монголии, Верхнему и Среднему Енисею (Ямских, 1993; Goldberg et al., 2005; Lehmkuhl et al., 2012; Fukumoto et al., 2014).

Полученные результаты свидетельствуют о чередовании этапов осадконакопления в речных долинах, врезания рек, формирования почвенно-седиментационной последовательности отложений во второй половине позднего неоплейстоцена и голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-29-05064 офи_м).

Список литературы

- Базаров Д.-Д.Б., Константинов М.В., Иметхенов А.Б., Базарова Л.Д., Савинова В.В. Геология и культура древних поселений Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 161 с.
- Ендрихинский А.С. Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 6–35.
- Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. Чита, 2002. 128 с.
- Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. ... канд геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 18 с.
- Константинов М.В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан-Удэ, Чита, 1994. 180 с.
- Константинов М.В., Екимова Л.В., Верещагин С.Б. Таёжный Чикой на рубеже камня и бронзы. Чита: ЗабГУ, 2016. 261 с.
- Лаухин С.А. Верхний плейстоцен юго-запада Сибирской платформы // Верхний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 84–101.
- Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.
- Рыжов Ю.В., Голубцов В.А. Экзогенные процессы и почвообразование в малом речном бассейне Западного Забайкалья во второй половине голоцена // География и природные ресурсы. 2017. № 3. С. 114–125.

Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 288 с.

Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск: КГПИ, 1993. 226 с.

Fukumoto Y., Kashima K., Ganzorig U. The Holocene environmental changes in boreal fen peatland of northern Mongolia reconstructed from diatom assemblages // Quaternary International 2014. V. 348. P. 66–81.

Goldberg E.L., Grachev M.A., Chebykin E.P., Predorin I.A., Kalugin I.A., Khlystov O.M., Zolotarev K. Scanning SRXF analysis and isotopes of uranium series from bottom sediments of Siberian lakes for high-resolution climate reconstruction // Nuclear instruments and methods in physics. 2005. V. 543A. P. 250–254.

Lehmkuhl F., Hülle D., Knippertz M. Holocene geomorphic processes and landscape evolution in the lower reaches of the Orkhon River (Northern Mongolia) // Catena. 2012. V. 98. P. 17–28.

ПРОЯВЛЕНИЯ РИФТИНГА ЗА ПРЕДЕЛАМИ ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

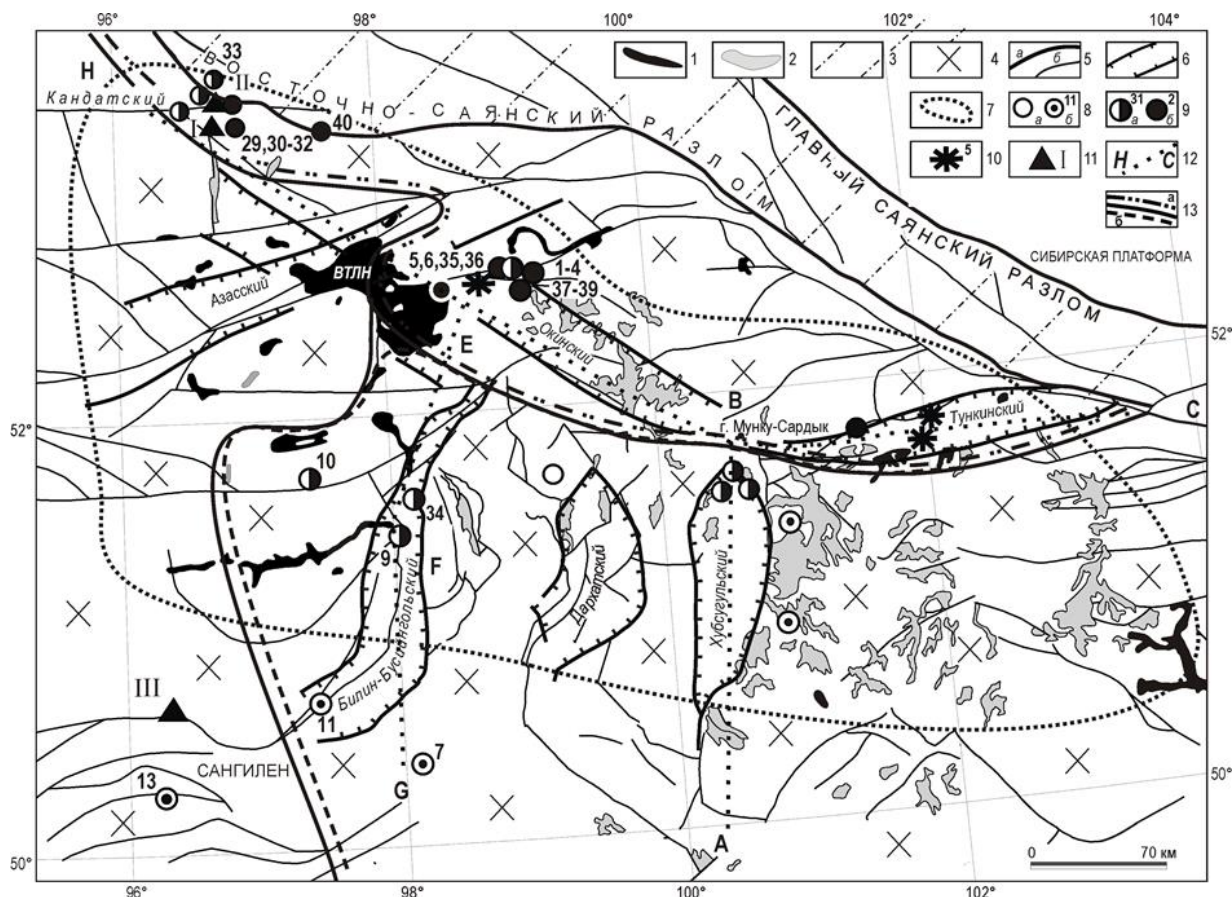
К.М. Рычкова, С.С.-С. Монгуш

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл,
tikopr@mail.ru

Нами были исследованы источники на западном фланге БРЗ с целью определения отношения изотопов гелия в подземных флюидах. Однозначной генетической меткой резервуара-источника вещества является отношение в нем концентраций легкого и тяжелого изотопов гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}=R$). Величина этого параметра в земных объектах варьируется в пределах трех порядков от $\sim n \cdot 10^{-5}$ до $\sim n \cdot 10^{-8}$. Минимальное значение $R_{\text{кор}} \sim (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$ отвечает древней платформенной коре, в которой в результате распада U и Th происходила генерация ^4He при постоянной утечке гелия в атмосферу и диссипации оттуда в космическое пространство. Величины $R > R_{\text{кор}}$ обусловлены бóльшим содержанием в общем количестве гелия легкого изотопа ^3He , благодаря чему в мантии $R_{\text{ман}} \sim 10^{-5}$. Гелий мантии поступает в кору вместе с мантийными расплавами (Поляк, 1988). Выделяясь из них в омывающие магматические тела подземные флюиды, он смешивается с коровым гелием в разной пропорции и становится региональной характеристикой структурно-тектонических единиц, как и тепловой поток. Между плотностью кондуктивного теплового потока (q_R) и изотопным составом гелия существует прямая корреляционная связь: $q_R = 18.23 \lg R + 181.82$, свидетельствующая, что оба разнородных параметра: – геохимический и геофизический – обусловлены единым процессом тепломассопереноса. Эта связь была подтверждена во многих регионах земного шара. На данный момент на крайнем западном фланге БРЗ исследованы 24 источника (рисунок). Почти все опробованные источники показали величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, значительно превосходящие фоновые для древнего фундамента региона. В Окинском грабене на западном фланге опробованы семь источников с углекисло-азотным составом газов (№ 1–4, 37–39; рисунок). Они расположены в долине р. Сенца и хребтовой части Восточного Саяна и приурочены к новейшим разломам широтного и северо-восточного простирания. Величина $R_{\text{испр}}$ в источниках Окинского грабена варьируется от 60 до $217 \cdot 10^{-8}$, в среднем составляя $141 \cdot 10^{-8}$, что практически в два раза ниже, чем в газах источника Нилова Пустынь на западном фланге Тункинской впадины ($280 \cdot 10^{-8}$) (Поляк, 2000).

На Восточно-Тувинском лавовом нагорье (ВТЛН), где произошли наиболее значительные излияния новейших лав (около 650 км^3), источники, выводимые новейшим глубинным широтным разломом в метаморфических породах кембрия, характеризуются резким возрастанием в гелии доли мантийного компонента – в среднем до 31 % (№ 5–6, 35–36). Величина R варьируется от $196 \cdot 10^{-8}$ до $422 \cdot 10^{-8}$ при среднем значении $R_{\text{ср}} = 316 \cdot 10^{-8}$. Самое высокое значение $R = 422 \cdot 10^{-8}$, выявленное в источнике № 5, показывает, что 38 % гелия, присутствующего в выделяющемся газе, представляет мантийный компонент. Такое значение R превышает установленное на западном фланге Тункинской впадины ($R = 280 \cdot 10^{-8}$), но уступает субмантийным значениям, определенным в ее центральной части. К северо-западу от ВТЛН известна группа источников, приуроченных к зоне Кандатского разлома (рисунок). Из них опробованы два углекислых источника (№ 30, № 32) и азотные газы самоизливающейся скважины месторождения Ак-Суг (№ 29). Они показали уменьшение мантийного сигнала R от 97 до $255 \cdot 10^{-8}$, в среднем составляя $165 \cdot 10^{-8}$. Доля мантийного гелия в

среднем около 14 %. В газах углекислых источников концентрации CO_2 составляют соответственно 98.0 и 96.5 %. Изотопный состав углерода этой углекислоты, т.е. значения $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2), равны -6.4 и -8.1 ‰, и они близки к приписываемым мантийному углероду. Не исключено, что источники, приуроченные к Кандатскому разлому, выводят и глубинную углекислоту.



Изотопы гелия в подземных флюидах Восточного Саяна.

1–2 – позднекайнозойские базальты: 1 – позднеплиоцен-голоценовые, 2 – допозднеплиоценовые; 3 – метаморфический комплекс рифея и венда с интрузиями нижнего кембрия; 4 – венд-кембрий с массивами нижнепалеозойских интрузий; 5 – разломы: а – структурные, б – региональные; 6 – грабены; 7 – контур Южно-Байкальской вулканической области; 8–10 – пункты определения отношения изотопов гелия, номер пробы, его величина $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-8}$ соответственно: 8а – 6–17, 8б – 18–50, 9а – 51–140, 9б – 141–420, 10 – > 420 ; 11 – пункт определения теплового потока в скважинах; 12 – осевая линия распределения изотопов гелия по простиранию рифтовых зон (распределение изотопов гелия по линии АВС по работе (Поляк, 2000)); 13 – гидроминеральные области: а – Восточно-Саянская область минеральных вод, б – Прихубсугульская область азотных терм.

Между Кандатскими источниками и районом ВТЛН, примерно посередине, находится углекислый источник Йи-Спен (№ 40), расположенный в осевой части хребта Восточный Саян. Во флюидах этого источника $R_{\text{изм}} = 250 \cdot 10^{-8}$, что указывает на сокращение доли мантийного гелия западнее района ВТЛН. Таким образом, Окинско-Саянская аномалия изотопного состава гелия протягивается от западного фланга Тункинского грабена на северо-запад по линии ВЕН (рисунок) на расстояние ~ 340 км. Она приурочена к разломным структурам Окинско-Саянского грабена и зоны Восточно-Саянского разлома. Билин-Бусийгольский грабен (ББГ) сходен по морфологии и

истории своего развития с Хубсугульской впадиной, но по размерам значительно уступает ей. Сходство их общего развития подтверждается согласованным поведением изотопно-гелиевого отношения в обеих впадинах. Изотопно-гелиевая аномалия западного фланга БРЗ характеризуется изменчивостью значений R по простиранию разломной зоны; она имеет два разновеликих максимума в центральной части, отвечающих проявлениям новейшего вулканизма, и понижается на флангах. Вариативность значений R по простиранию связана со степенью деструкции литосферы; чем выше степень деструкции, тем выше значения R в подземных флюидах.

Имеющиеся в трех пунктах (I–III) прямые измерения теплового потока (q_T) идеально совпадают со значениями теплового потока, рассчитанного по отношению изотопов гелия (q_R). Это позволяет нам говорить о сопряженности изотопно-гелиевой и тепловой аномалии. Положительная корреляция значений R с плотностью теплового потока в БРЗ, в частности в Тункинской впадине, продолжается и в Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской разломной зоне по линии СВЕН. Она выражается в наличии двух парных максимумов, отвечающих центрам новейшего вулканизма и в сопряженном убывании обоих параметров при удалении от них. Характерная особенность современных континентальных рифтов, выявленная и для Байкало-Монгольского региона (Поляк, 2004), – изменчивая сопряженность теплового потока и изотопно-гелиевого отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ по простиранию разломных зон и их убывание к фланговым сегментам продолжаются и по Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской разломной зоне.

На крайнем западе БРЗ произошло совмещение зоны деструкции и проекции мантийных масс Южно-Байкальской вулканической области, что привело к проявлению магматической активности, которая «есть следствие деформаций в перекрывающей литосфере» (Поляк, 2004). Полученные изотопно-гелиевые данные указывают на продолжение рифтогенной и магматической активности на северо-запад по простиранию разломных зон Восточного Саяна и соответствуют геотермической модели для континентальных рифтов (Хуторской, Поляк, 2014).

Список литературы

- Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 190 с.
- Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 1–21.
- Поляк Б.Г. Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника. 2004. № 6. С. 19–32.
- Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа // Геотектоника. 2014. № 1. С. 77–96.

СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ ПО ДАННЫМ GPS-МОНИТОРИНГА

*В.А. Саньков^{1,2}, А.В. Лухнев¹, А.И. Мирошниченко¹, Н.П. Перевалова³,
А.А. Добрынина^{1,4}, А.В. Саньков¹, М.А. Лебедева¹*

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск

²Иркутский государственный университет, Иркутск

³Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск

⁴Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

Высота земной поверхности испытывает значительные изменения под влиянием на литосферу эндогенных и экзогенных геологических, атмосферных и гидросферных процессов, а также приливных воздействий Луны и Солнца. Максимальная интенсивность современных движений и деформаций связана с тектонически активными зонами литосферы, чаще всего с границами литосферных плит. В более спокойных внутриплитных условиях вертикальные движения испытывают достаточно большие вариации во времени. На современном этапе развития технологий наиболее эффективными являются непрерывные измерения на постоянных пунктах. Сеть GPS-пунктов в Байкальском регионе развивается с 1994 г. и состоит из более чем 50 полевых пунктов, где измерения производятся ежегодно или эпизодически, и из 10 станций постоянных измерений. Фоновая составляющая движений получена на основе многолетних измерений на всех пунктах полигона. Выявлены основные тенденции горизонтальных и вертикальных движений земной поверхности региона. Выделены области опускания и поднятия земной поверхности, которые развивались унаследованно или показывают инверсию вертикальных движений по сравнению с данными наземных измерений, проведенных в XX веке.

Спектральный анализ длинных рядов вертикальных движений по данным постоянных GPS-измерений, иллюстрирующих сезонные вариации для разных пунктов, показывает, что основной гармоникой в спектре являются колебания с периодами около 365 дней. Выделяются колебания, близкие к периоду полугодовой гармоник, а также пики в районе 120–130 и 80–90 дней. Годовые и полугодовые гармоники полностью совпадают с характерными колебаниями атмосферного давления и температуры в регионе.

С целью оценки зависимости вертикальной составляющей современных движений от барической нагрузки проанализированы ряды GPS-измерений на постоянных станциях полигона и вариации атмосферного давления на ближайших к ним метеостанциях. Из временных рядов высот пунктов исключены тренды, связанные с тектоническими движениями. На всех пунктах наблюдается тенденция уменьшения высоты пункта с увеличением атмосферного давления. Для построения уравнений связи параметров выбраны отрезки временных рядов продолжительностью один год, наиболее полно обеспеченные данными измерений. Для всех станций установлены обратные статистические зависимости между их высотой и атмосферным давлением со значимыми коэффициентами корреляции. При этом коэффициент пропорциональности варьируется от 0.8 до 0.3. Возможно, различие в коэффициентах пропорциональности в уравнениях регрессии связано с различными свойствами субстрата в окрестностях пункта измерений или влиянием других дополнительных факторов. Так, анализ годовых временных рядов измерений высоты пунктов показывает, что в январе – начале февраля для многих пунктов характерно резкое понижение высоты на фоне

высокого атмосферного давления. Из сопоставления значений коэффициента пропорциональности зависимости высоты пункта от давления по разным станциям следует, что максимальные значения по абсолютной величине связаны с пунктами, имеющими высокое гипсометрическое положение и расположенными далеко от озера Байкал. Одновременно для станций, расположенных на берегу озера, получены минимальные по выборке коэффициенты корреляции. Экстремумы нагрузки от изменения уровня озера Байкал (многолетний статистический минимум в апреле и максимум в сентябре) не совпадают с экстремумами, связанными с барическими нагрузками (максимум атмосферного давления в январе и минимум – в июле). Это затрудняет выделение в рядах GPS-измерений сигнала, связанного с изменением уровней водных резервуаров. На основе вычитания временных рядов вертикальных движений пунктов, находящихся вблизи побережья озера Байкал и Иркутского водохранилища, и пункта, расположенного на удалении от озера, сделаны предварительные оценки влияния изменения уровня воды в водоемах на высоту пунктов измерений.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ и правительства Иркутской области (проект № 17–45–388088_p–a).

ОСОБЕННОСТИ БУРЕНИЯ МНОГОЗАБОЙНЫХ СКВАЖИН ПРИ РАЗРАБОТКЕ ТОНКИХ НЕФТЯНЫХ ОТОРОЧЕК ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

А.В. Священко, С.П. Примина

Иркутский государственный университет, Иркутск
sanet666@mail.ru, svetlana.primina@gmail.com

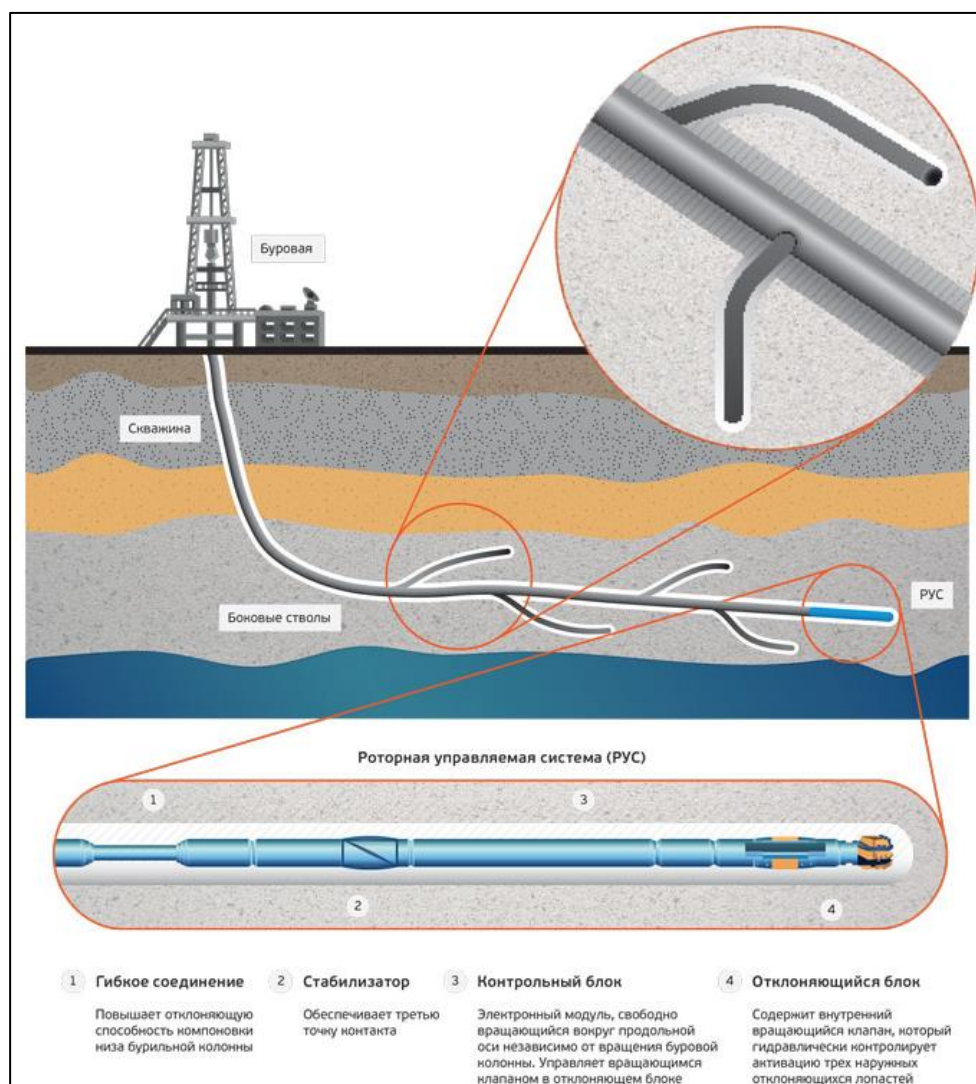
В настоящее время в России введен в разработку ряд крупных месторождений гринфилд в Восточной Сибири (гринфилды – новые месторождения). Данный регион является относительно молодым на карте нефтедобычи, а процесс извлечения нефти сопряжен с новыми вызовами по сравнению с разработкой месторождений Западной Сибири и Волго-Уральского региона России.

Можно выделить факторы, влияющие на сложность разработки: наличие массивной газовой шапки, низкие нефтенасыщенные толщины до 2 м, низкие температуры, высокое содержание парафинов и асфальтенов, наличие разломов (массивных и малоамплитудных), высокая минерализация пластовой воды, а также сложное геологическое строение залежей.

В основном на территории Восточной Сибири открыты подгазовые месторождения или месторождения с нефтяной оторочкой – особый тип залежей, в которых над нефтяным слоем находится газовая «шапка», как правило, значительного объема. Нефтяная и газовая части в таких месторождениях связаны и это вызывает различные сложности при их разработке. Так, например, добыча газа без учета ее влияния на нефтяную часть часто приводит к потере существенной части запасов. А прорыв газа к нефтяной скважине может сделать дальнейшую добычу нефти из нее невозможной.

Главная особенность нефтяных оторочек – небольшая мощность пласта: от 2–3 до 15 м. Над нефтяным слоем – значительно превосходящая его по объему газовая шапка, которая, как правило, находится с нефтью в динамической связи. Технические решения по разработке тонких нефтяных оторочек терригенных пластов основных разрабатываемых месторождений Восточной Сибири предлагаются при помощи многозабойных скважин (Булатов и др., 1998). Принципиальная схема представлена на рисунке. Многозабойная скважина типа «Фишбон» (англ. fishbone – дословно «рыбья кость») – многоствольная скважина особой траектории, при которой от одного горизонтального ствола отходят многочисленные ответвления. В результате скважина по своей форме напоминает рыбий скелет – отсюда и название. Такая траектория стволов позволяет существенно увеличить охват нефтенасыщенных участков пласта по сравнению с традиционной горизонтальной скважиной, при этом требует меньшего объема буровых работ, чем строительство отдельной скважины на каждый горизонтальный ствол. Данная конструкция позволяет направить каждое ответвление в отдельные нефтяные участки, не задевая соседние пласты с газом или водой.

На примере одного из месторождений в Восточной Сибири, где в условиях однородного коллектора пласта с подстилающей водой реализовываются решения по бурению многозабойных скважин (Булатов и др., 2008), показан опыт разработки с увеличенной длиной ствола с 1250 до 6000 м.



Многозабойная скважина типа «Фишбон».

Полученный опыт по бурению и проектирование разработки нефтяных оторочек формирует базу знаний по разработке месторождений второй очереди данного региона. Накопленный пул технологических решений, принятых к реализации, покрывает встреченный диапазон продуктивных терригенных коллекторов с различными геологическими условиями образования и строения залежей.

Список литературы

Булатов А.И., Макаренко П.П., Будников В.Ф., Басарыгин Ю.М. Теория и практика заканчивания скважин. М.: Недра, 1998. Т. 5. 375 с.

Булатов А.И., Проселков Е.Ю., Проселков Ю.М. Бурение горизонтальных скважин. Справочное пособие. Краснодар: Советская Кубань, 2008. 424 с.

ИТОГИ 15-ЛЕТНИХ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЮЖНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Р.М. Семенов^{1,2}, М.Н. Лопатин³, П.С. Бадминов¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *semenov@crust.irk.ru*

²Иркутский государственный университет путей сообщения, Иркутск

³Иркутский государственный университет, Иркутск

Во многих сейсмоактивных регионах России, да и в других странах, с целью обнаружения предвестников времени возникновения землетрясений проводятся гидрогеохимические исследования по изучению концентраций химического и газового состава подземных вод. Не является исключением в этом отношении и территория Прибайкалья – одна из наиболее сейсмически активных в России. Ее современная геодинамика определяется преимущественно развитием рифтового процесса. Подобные исследования в данном районе начались еще в 70-е годы XX столетия, причем гидрогеохимические наблюдения проводились как на естественных очагах разгрузки подземных вод, так и в скважинах. При этом были получены следующие результаты. Так, например, накануне Уоянского землетрясения 2 ноября 1976 г. были отмечены изменения концентраций гелия в воде Окусиканского источника, расположенного на юго-восточном склоне Северо-Муйского хребта Байкальской рифтовой зоны (Киссин и др., 1982). В скважине глубиной 750 м в г. Иркутске было зафиксировано понижение, а затем резкое повышение концентраций гелия за несколько суток перед некоторыми землетрясениями, хотя энергия подземных толчков была невысока, а эпицентральные расстояния до водозабора значительны (Пиннекер и др., 1985).

Наблюдения за водопроявлением в разведочно-дренажной штольне (РДШ) Северо-Муйского тоннеля позволили оценить влияние сейсмической активности на изменение содержания того или иного параметра состава воды (Шабынин, 2004). Сравнительная кратковременность мониторинговых исследований, а также отсутствие в это время относительно сильных подземных толчков с эпицентрами близ пунктов наблюдений не позволили прийти к сколько-нибудь ощутимым результатам по поиску краткосрочных предвестников землетрясений. Тем не менее в результате этих и некоторых других работ, проведенных в Прибайкалье, были предположительно намечены первые гидрогеохимические предвестники времени возникновения землетрясений.

Постоянные планомерные гидрогеохимические наблюдения в Южном Прибайкалье с целью обнаружения предвестников землетрясений начались в 2004 г. Первые значимые результаты были получены в связи с сильным Култукским ($M=6.3$) землетрясением 27 августа 2008 г. (Semenov, 2010; Семенов, Смекалин, 2011). За три недели до подземного толчка в глубинной воде Байкала отмечалось резкое повышение концентраций растворенного гелия, которые, постепенно снижаясь, за два дня до землетрясения достигли значений существенно ниже двух среднеквадратичных отношений.

Ранее было установлено, что гидрогеохимические предвестники землетрясений проявляются в зависимости от энергии землетрясения и его эпицентрального расстояния от пункта наблюдения. В.Л. Барсуков с коллегами считают, что гидрогеохимические предвестники землетрясений могут проявляться в пункте наблюдения в том случае, если их условная энергетическая характеристика (K') в

пункте наблюдения будет составлять $K' \geq 5,0$ (Барсуков и др., 1992). Рассчитывается она по формуле:

$$K' = K - \text{Alg}R,$$

где K' – условная энергетическая характеристика; K – энергетический класс землетрясения (десятичный логарифм энергии); A – специально подобранный численный коэффициент, равный 2.5; R – расстояние от эпицентра землетрясения до точки наблюдения, км.

При этом изучение рекомендуется проводить на двух и более точках наблюдений одновременно и по двум-трем гидрогеохимическим параметрам. С этой целью мы начали дополнительно исследовать содержания растворенных в подземных водах гелия и радона на самоизливающихся скважинах в пос. Зеленый Мыс, в г. Иркутске и в пос. Сухая (Semenov, Lopatin, 2018). В результате были получены данные, которые, на наш взгляд, можно рассматривать в качестве краткосрочных предвестников землетрясений в Южном Прибайкалье. Материалы были опубликованы в ряде журналов, а также в сборниках всероссийских и международных конференций. Кроме этого, получены два патента на изобретения. Ниже приведены несколько публикаций по сейсмогидрогеохимическим исследованиям в связи с поисками предвестников землетрясений в Южном Прибайкалье:

Список литературы

Барсуков В.Л., Беляев А.А., Бакалдин Ю.А., Игунов В.А., Ибрагимов Т.Л., Серебренников В.С., Султанходжаев А.Н. Геохимические методы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1992. 213 с.

Киссин И.Г., Пиннекер Е.В., Ясько В.Г. Подземная гидросфера и сейсмические процессы // Основы гидрогеологии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 57–77.

Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой области // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985. С. 259–265.

Семенов Р.М., Смекалин О.П. Сильное землетрясение на Байкале 27 августа 2008 г. и его предвестники // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4. С. 521–528.

Шабынин Л.Л. Гидрогеологические условия Северо-Муйского тоннеля БАМ. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. 94 с.

Semenov R.M. Earthquake of 27 August 2008 in the Southern Baikal area its precursors // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1. (4). P. 441–447.

Semenov R.M., Lopatin M.N. Hydrogeochemical precursors of earthquakes and their search in the Southern Cis-Baikal region // Proceedings of the 6th International Symposium on Innovation and Sustainability of Modern Railway (ISMR 2018). Beijing: China Railway Publishing House, 2018. P. 779–783.

**ПОДОБИЕ РАЗРЫВНЫХ СЕТЕЙ В РАЗНОРАНГОВЫХ ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА**

К.Ж. Семинский, А.А. Бобров

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *seminsky@crust.irk.ru*

Обстановка растяжения широко распространена в континентальной литосфере на разных иерархических уровнях организации вещества. Деформация реализуется по разломным системам, наиболее крупными из которых являются рифты, а более мелкими – зоны разноранговых сбросов. Строение крупных зон растяжения литосферы априори является более сложным, чем это характерно для сбросов в верхней части коры, поскольку структурообразование в этом случае осложняется воздействием аномальной мантии. Однако и разломы, формирующиеся лишь под воздействием тектонических сил, имеют достаточно сложное строение, если к их исследованию подходить с позиций тектонофизики. В этом случае объем понятия «разлом» (точнее – «разломная зона») включает, кроме узкой полосы тектонитов главного сместителя и вторичных разрывов оперения, более широкую зону нарушений, генетически связанных с формированием этого сместителя. Выявление общих закономерностей строения подобных зон растяжения имеет прикладное значение в связи с контролем сейсмической и флюидной активности, сопутствующей разрывообразованию.

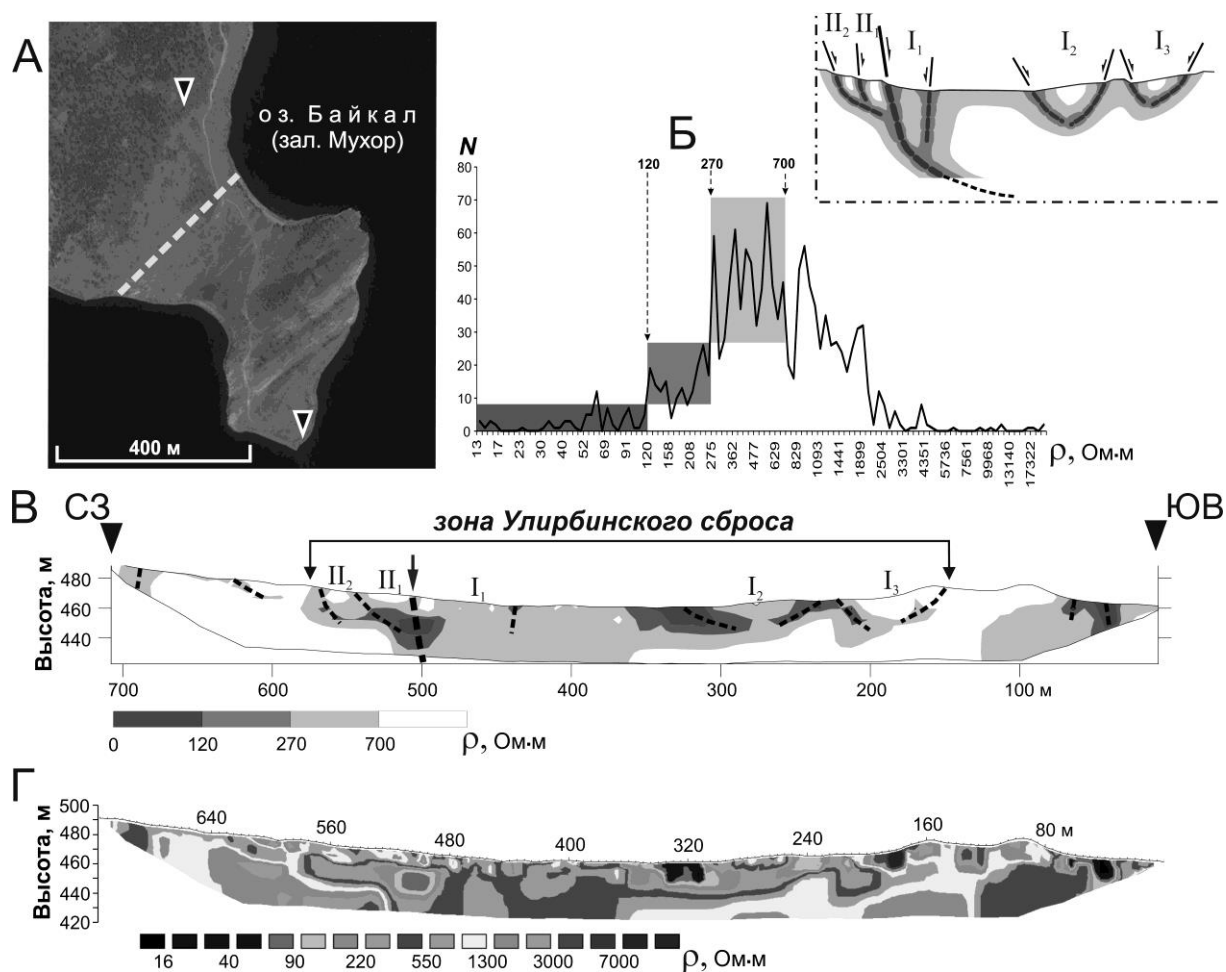
Цель исследования – изучить разноранговые зоны растяжения центральной части Байкальского рифта комплексом геолого-геофизических методов и установить главные закономерности их строения, обусловленные единством механизма деструкции земной коры.

Объекты исследования – разломы Байкальского рифта в пределах сухопутной части Маломорской впадины, которая локализуется в Приольхонье (Западное Прибайкалье) и представлена Бугульдейско-Чернорудским грабеном. С северо-запада и юго-востока он ограничен Приморским и Тынганским региональными сбросами, строение которых представлено локальными разломами 2-го, 3-го и более высоких порядков. Представители этих разноранговых сбросов стали объектами геолого-геофизических исследований, реализованных в профильном варианте. Для анализа структуры центральной части рифта в целом привлекались данные комплексных исследований, реализованных ранее вдоль трансекта Шертой – Красный Чикой (Семинский и др., 2013).

Результаты исследований, проведенных для каждой разломной зоны, базировались на геолого-структурных наблюдениях, линеаментном анализе рельефа, радоновой съемке и электроразведке. Из геофизических материалов наиболее важными для изучения зон растяжения были геоэлектрические разрезы, построенные для трансекта до глубины 30 км на базе магнитотеллурических зондирований (МТЗ) (Семинский и др., 2013), а для сбросов – на основе электротомографии (ЭТ) до глубин от 5 до 80 м. Высокая информативность ЭТ для выделения разрывов под рыхлыми наносами обусловлена использованием тектонофизического подхода к обработке полевых измерений (Семинский и др., 2016).

Геоэлектрический разрез, построенный с применением традиционной методики электротомографии (оборудование «Скала-48»; установки электродов по схемам Шлюмберже или Реверс поле-диполя; инверсия данных робастным способом на базе программы *Res2DInv*), представлен здесь в качестве примера для зоны локального Улирбинского сброса (рисунок, Г). Более информативным для выделения границ и

особенностей строения разломной зоны является модифицированный разрез (рисунок, В). Он построен по уровням изолиний, выделенным на базе гистограммы (рисунок, Б) и соответствующим разной степени нарушенности изучаемого массива горных пород. Согласно новому тектонофизическому подходу к обработке данных ЭТ (Семинский и др., 2016), выделенные разными оттенками серого цвета области соответствуют трем главным стадиям разломообразования – ранней, поздней и полного разрушения. Это позволяет выделить на разрезе внешние границы зоны сброса, а также участки в ее пределах, включающие сместители магистрального типа и оперяющие их разрывы 2-го порядка.



Результаты исследования зоны Улирбинского сброса в Западном Прибайкалье (на врезке – обобщенный геоэлектрический разрез сбросовой разломной зоны).

А – положение на космоснимке главного сместителя (пунктир) и профиля электротомографии (треугольники). Б – распределение величин УЭС (ρ): N – частота встречаемости значений, ρ ; цифры сверху – величины ρ , ограничивающие области характерных значений УЭС (окрашены разными оттенками серого цвета). В – модифицированный геоэлектрический разрез, построенный по значениям ρ , выделенным по рисунку, Б. Римские цифры – индексы пяти локализованных областей с низкими значениями УЭС; пунктир – оси наиболее низкоомных участков в их пределах, стрелка – положение главного сместителя. Г – геоэлектрический разрез, построенный со стандартным набором изолиний параметра ρ .

Так, аномально проводящая зона у поверхности имеет ширину 430 м, но у основания разреза сужается в три раза (рисунок, В). Главный сместитель Улирбинского сброса маркируется самым крупным минимумом УЭС, в пределах которого нарушенность пород закономерно достигает уровня стадии полного разрушения. Зона асимметрична и более чем на 80 % принадлежит к висячему крылу. Здесь по форме нижней границы и положению участков с низким УЭС выделяются три интенсивно нарушенные области – I_1 , I_2 и I_3 , тогда как в лежащем крыле их две – II_1 и II_2 .

Аналогичные элементы выделяются на геоэлектрических разрезах, соответствующих другим сбросовым зонам, несмотря на то, что размеры мелких локальных и региональных разломов отличаются более чем на порядок. Следовательно, сбросовые зоны Приольхонья по большому счету проявляются однотипно в поле УЭС, несмотря на различия рангов, структурной позиции и механических свойств дислоцированных пород. Это позволило предложить геоэлектрическую модель сбросовой зоны, представленную в виде обобщенного распределения УЭС в разрезе приповерхностной части земной коры (рисунок, врезка).

Главными элементами обобщенной модели (рисунок, врезка), согласующимися с геолого-структурными наблюдениями, являются низкоомная область главного сместителя (I_1), распространяющаяся на всю глубину разреза, а также четыре приповерхностных аномалии УЭС (I_2 , I_3 , II_1 , II_2), что обуславливает грибообразную и асимметричную форму приразломной аномалии. Масштабный ранг разлома влияет на абсолютные размеры отдельных элементов аномалии, но относительное положение и соотношения параметров низкоомных областей по большому счету сохраняются для разноранговых сбросов. Более того, судя по геоэлектрическому разрезу и другим материалам геолого-геофизических исследований вдоль трансекта Шертой – Красный Чикой (см. рис. 15-16 из (Семинский и др., 2013)), аналогичным строением характеризуется центральная часть Байкальского рифта. Лежащее крыло крупнейшей структуры растяжения представлено Прихребтовой (II_2) и Обручевской (II_1), а лежащее – Черско-Баргузинской (I_2) и Джиды-Витимской (I_3) зонами сбросов, имеющими в разрезе форму, подобную представленной в модели на рисунке (врезка).

Сходство строения разноранговых зон растяжения свидетельствует о единстве механизма их формирования. В рассматриваемых условиях он предопределен горизонтальной ориентацией внешних деформирующих сил, приводящих к формированию сбросового сместителя листрической формы. Судя по известным моделям строения сбросовых систем в условиях доминирования горизонтально (Burg, 2018) и вертикально (Бокун, 1985) действующих сил, первые из них определяют структурообразование в лежащем, а вторые – в висячем крыле прибайкальских зон растяжения. Структура лежащего крыла отражает веер вторичных разломов, образующихся при субвертикальных движениях в зоне, которая у поверхности круто наклонена к горизонту. Структура висячего крыла отражает систему линзоподобных грабенов, формирующихся вследствие субгоризонтального перемещения блока по подстилающей его сравнительно пологой поверхности сместителя.

Выводы. 1. Структура зон растяжения, формирующихся в континентальных обстановках на разных уровнях организации вещества, в главных чертах подобна, что обусловлено единством механизма деструкции, реализующегося при доминировании субгоризонтально действующих тектонических сил. Принципиальная модель строения зон растяжения может быть основой для интерпретации разномасштабных геоэлектрических разрезов, получаемых с целью выявления глубинной структуры коры или картирования сети близповерхностных активных разломов, представляющих опасность для регионов интенсивного природопользования.

2. Характерными элементами строения зоны растяжения у поверхности является сгущение сбросовых структур непосредственно у главного сместителя, а также наличие на некотором удалении от него серии мелких грабенов висячего крыла, которые в традиционной трактовке рассматриваются в качестве отдельных разрывных структур. Главным элементом строения зоны растяжения на глубине является ее локализация вблизи полого наклоненных структурно-вещественных неоднородностей, в качестве которых могут использоваться древние поверхности скольжения или границы мелких и крупных слоев, в том числе коры и литосферы.

Список литературы

Бокун А.Н. Развитие и характер трещин в моделях флексуорообразного изгиба // Экспериментальная тектоника в теоретической и практической геологии. М.: Наука, 1985. С. 230–237.

Семинский К.Ж., Зарипов Р.М., Оленченко В.В. Тектонофизический подход к интерпретации данных малоглубинной электротомографии разломных зон // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 9. С. 1715–1729.

Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4, № 3. С. 203–278.

Burg J. P. Script to tectonics // Lectures 650-3521-00L, 650-3521-00V. ETH Zurich, 2018.

ПАРАМЕТРЫ МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.И. Середкина^{1,2}, С.В. Филиппов²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *ale@crust.irk.ru*

²Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк

Одним из геофизических полей, широко используемых для изучения глубинного строения Земли и построения геофизически обоснованных моделей эволюции ее литосферы, является аномальное или литосферное геомагнитное поле. Так называют ту часть геомагнитного поля, источники которого расположены в коре и верхней мантии до глубин, где температура достигает температуры точки Кюри. С увеличением глубины и температуры ферромагнитные горные породы переходят в парамагнитное состояние (Яновский, 1978).

В последние десятилетия был накоплен большой объем данных разновысотных геомагнитных съемок и были созданы достаточно подробные глобальные модели литосферного магнитного поля (Lesur et al., 2016; Maus et al., 2009). В свою очередь, разработка новых методов анализа и инверсии этих данных (Bansal et al., 2013; Ravat et al., 2007; Tanaka et al., 1999) позволила провести определение параметров магнитоактивного слоя (МАС) – верхней границы (Z_1), центра масс (Z_0) и мощности (Z_b) как для отдельных регионов (Bouligand et al., 2009; Okubo, Matsunaga, 1994; Salazar et al., 2017 и др.), так и для всей Земли в целом (Li et al., 2017; Tanaka et al., 2017). На территории Сибири подобные исследования в региональном масштабе впервые были выполнены для меридионального профиля, начинающегося на Сибирской платформе (60° N, 113° E) и заканчивающегося в Забайкалье (50° N, 113° E) (Середкина, Филиппов, 2019). Настоящее исследование является продолжением данной работы по определению параметров МАС литосферы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и сопредельных территорий (50° – 60° N, 95° – 125° E).

В качестве исходного материала для исследования использовалась глобальная модель литосферного магнитного поля Земли WDMAM версии 2.0 (Lesur et al., 2016). Распределение аномалий геомагнитного поля в модели WDMAM приведено для высоты 5 км над уровнем моря и имеет горизонтальное разрешение 3 угловые минуты. Модель включает в себя данные морских, аэромагнитных, наземных и спутниковых геомагнитных съемок.

В настоящее время существует несколько различных подходов для оценки параметров МАС по спектральным характеристикам геомагнитного поля с учетом как случайного (Ravat et al., 2007; Tanaka et al., 1999), так и фрактального распределения намагниченности (Bansal et al., 2013; Bouligand et al., 2009; Li et al., 2017). В данной работе расчеты проводились в предположении случайного распределения намагниченности в МАС методом (Tanaka et al., 1999). Азимутально-усредненный Фурье-спектр мощности аномалий геомагнитного поля вычислялся с помощью пакета Fourpot 1.3b (Pirttijärvi, 2015) в окне $2 \times 2^\circ$. Для улучшения горизонтального разрешения результатов окно сдвигалось вдоль профиля на 50 % от своего размера, то есть на 1° . Погрешности вычисления параметров МАС оценивались согласно (Okubo, Matsunaga, 1994; Salazar et al., 2017).

В результате проведенных расчетов было получено, что глубина центра масс МАС изменяется от 13 км в Забайкалье до 22 км на Сибирской платформе. Близкие

значения глубин были получены в распределении, вычисленном в (Tanaka, 2017), однако наши результаты превосходят эту глобальную модель по горизонтальному разрешению почти в три раза и позволяют проследить, например, латеральные вариации глубины Z_0 в пределах БРЗ. В пределах рассматриваемого региона глубина нижней границы МАС изменяется от 22 до 42 км, а под БРЗ составляет около 33 км, т.е. принимает среднее по сравнению с прилегающими территориями значение. Результаты данной работы превышают характерные значения мощности МАС, полученные в глобальной модели (Li et al., 2017). Скорее всего, это связано с тем, что для определения глубин верхней и нижней границы МАС с помощью метода, используемого в (Li et al., 2017), требуется предварительно задать параметр β , отражающий фрактальность среды. Такая необходимость обусловлена тем, что, как показывают синтетические тесты, совместная инверсия Z_t , Z_b и β не дает устойчивых результатов (Bouligand et al., 2009). При этом данный параметр может изменяться в широких пределах в зависимости от геологического строения области исследования (Bansal et al., 2013; Bouligand et al., 2009). Таким образом, задание единого фиксированного значения β для регионов с различным глубинным строением и степенью тектонической активности, как в работе (Li et al., 2017), может привести к неверным результатам.

Общей закономерностью полученного распределения глубины нижней границы МАС является ее плавное уменьшение от Сибирской платформы к Забайкалью. Для БРЗ минимальные значения мощности МАС приурочены к ее юго-западному флангу, характеризующемуся также пониженными скоростями P - и S -волн в верхней мантии (Koulakov, Bushenkova, 2010; Seredkina et al., 2016). Выявленные тенденции подтверждаются данными температурной модели континентальной литосферы TC1 (Artemieva, 2006), согласно которой температура на глубине 50 км увеличивается с 500°C под Сибирской платформой до 800°C в Забайкалье. Похожие закономерности наблюдаются и в распределении теплового потока исследуемой территории, за исключением котловины оз. Байкал, где на значения теплового потока сильное влияние оказывает конвекция, а сами значения могут превышать 100 мВт/м^2 (Голубев, 2007). Сопоставление полученных глубин нижней границы МАС с мощностью литосферы (Seredkina et al., 2016) показывает, что глубина Z_b прямо пропорциональна мощности литосферы.

Полученное распределение глубины нижней границы МАС с максимумом под Сибирской платформой, средними значениями под Байкальским рифтом и минимальными в Забайкалье, наряду с имеющимися данными о температурном режиме литосферы и ее глубинном строении, свидетельствует в пользу гипотез пассивного образования Байкальского рифта (Артюшков и др., 1990; Крылов и др., 1981; Molnar, Tapponier, 1975; Seredkina et al., 2016) и противоречит существованию мантийного плюма или астеносферного выступа, достигающего низов коры (Liu, Gao, 2006; Zorin et al., 2003).

Список литературы

- Артюшков Е.В., Летников Ф.А., Ружич В.В. О разработке нового механизма формирования Байкальской впадины // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. 1990. С. 367–378.
- Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2007. 222 с.
- Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин П.Б., Мишенькина Р.З., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.

Середкина А.И., Филиппов С.В. Параметры магнитоактивного слоя литосферы для профиля Сибирская платформа – Забайкалье по данным модели WDMAM 2.0 // Геомagnetизм и аэрономия. 2019 (в печати).

Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Ленинградский университет, 1978. 592 с.

Artemieva I.M. Global $1 \times 1^\circ$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245–277.

Bansal A.R., Anand S.P., Rajaram M., Rao V.K., Dimri V.P. Depth to the bottom of magnetic sources (DBMS) from aeromagnetic data of Central India using modified centroid method for fractal distribution of sources // Tectonophysics. 2013. V. 603. P. 155–161.

Bouligand C., Glen J.M.G., Blakely J. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization // Journal of Geophysical Research 2009. V. 114. B11104.

Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophysics. 2010. V. 486. P. 81–100.

Lesur V., Hamoudi M., Choi Y., Dymet J., Thébault E. Building the second version of the World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM) // Earth Planets Space. 2016. V. 68 (1). P. 1–13.

Li C.-F., Lu Y., Wang J. A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2 // Sci. Rep. 2017. V. 7. 45129. doi:10.1038/srep45129.

Liu K.H., Gao S.S. Mantle transition zone discontinuities beneath the Baikal rift and adjacent areas // Journal of Geophysical Research 2006. V. 111. B11301. doi:10.1029/2005JB004099.

Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. V. 10. Q08005. doi:10.1029/2009GC002471.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.

Okubo Y., Matsunaga T. Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity // Journal of Geophysical Research 1994. V. 99. B11. P. 22363–22371.

Pirttijärvi M. 2D Fourier domain operations, FOURPOT program. 2015. <https://wiki.oulu.fi/x/0oU7AQ/>.

Ravat D., Pignatelli A., Nicolosi I., Chiappini M. A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data // Geophysical Journal International 2007. V. 169. P. 421–434.

Salazar J.M., Vargas C.A., Leon H. Curie point depth in the SW Caribbean using the radially averaged spectra of magnetic anomalies // Tectonophysics. 2017. V. 694. P. 400–413.

Seredkina A., Kozhevnikov V., Melnikova V., Solovey O. Seismicity and S-wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2016. V. 261. P. 152–160. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.011>.

Tanaka A. Global centroid distribution of magnetized layer from World Digital Magnetic Anomaly Map // Tectonics. 2017. V. 36. P. 3248–3253.

Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. V. 306. P. 461–470. 1999.

Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treussov A.V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 153–173. doi:10.1016/S0040-1951(03)00214-2.

МЕХАНИЗМ ГЕНЕРАЦИИ ОСТАТОЧНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ НА ЩИТАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ (НА ПРИМЕРЕ ХИБИНСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО МАССИВОВ)

Л.А. Сим, Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Гордеев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, sim@ifz.ru

Повышенное горизонтальное сжатие в пределах Хибинского массива фиксируется многолетними инструментальными измерениями напряжений *in situ*. В работе (Ребецкий и др., 2017) проанализирована возможность варианта формирования избыточного горизонтального напряжения, которое связано с происходящими в коре орогенов, щитов и плит внутренними литосферными процессами. К ним относятся вертикальные восходящие движения на подошве коры или литосферы и связанные с ними экзогенные процессы. Последние сопровождаются денудацией и эрозией поверхностей формирующихся поднятий. Впервые выполненную оценку остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния для верхних горизонтов коры Кольского п-ова можно трактовать как источник внутриплатформенных тектонических напряжений, не связанных с воздействием извне направленных относительно платформ процессов. Источником для расчета остаточных напряжений послужили данные об объемах осадков, накопленных в арктических морях с мезозоя (Сим, 2012). В работе (Ребецкий, 2008) показано, что в областях поднятия в коре формируется напряженное состояние горизонтального сжатия, а в областях опускания – горизонтального растяжения. Механизм генерации избыточных напряжений горизонтального сжатия в массиве горных пород показывает, что в условиях действия только массовых (гравитационных) сил в породах существуют области: а) чисто упругого деформирования, непосредственно примыкающие к кровле коры; б) упруго-катакластического течения, где из-за превышения предела трещинной текучести уровень горизонтального сжатия может приближаться к литостатическому давлению, оставаясь при этом ниже него; в) упругой разгрузки, вызванной эксгумацией пород при воздымании поверхности ее денудации. Последнее условие максимально приближено к формированию остаточных горизонтальных напряжений на Фенноскандинавском щите и, в частности, к обстановке горизонтального сжатия в Хибинском массиве. Полученные рассчитанные данные позволяют говорить о возможном уровне остаточных напряжений горизонтального сжатия до 90 МПа в приповерхностных горизонтах коры. Это хорошо согласуется с результатами измерений, производившихся в Горном институте КНЦ РАН в течение 40 лет.

Исследования тектонических напряжений на Балтийском щите комплексом методов свидетельствовали о доминировании регионального сдвигового поля неотектонических напряжений с ЗСЗ ориентацией оси сжатия и меридиональной – оси растяжения. Такое напряженное состояние было установлено на Западно-Европейской платформе, Балтийском щите и западе Белорусской антеклизы и могло быть обусловлено влиянием спрединга в Северной Атлантике на тектоническое напряжение платформ (Сим, 2000). Реконструкция тектонических напряжений Хибинского массива показала, что общее поле напряжений этой структуры характеризуется взбросовым типом. Хибинский щелочной массив морфологически близок к лополиту с асимметричными более крутыми восточным и северным и с более пологими западным и северным контактами; на глубине он становится конической структурой центрального типа. Тектонические напряжения в пределах массива восстановлены

преимущественно кинематическим методом (Гущенко, 1979) и методом выделения сколовых сопряженных трещин (Гзовский, 1954). Возраст восстановленных полей напряжений принимается за неотектонический и современный, так как в определении общего поля напряжений участвуют и локальные стресс-состояния в четвертичных породах (Сим и др., 2011). Общее взбросовое поле напряжений или режим горизонтального сжатия находится в согласии с воздыманием Хибинского массива на новейшем этапе. Предложенную концепцию избыточного горизонтального сжатия в коре щитов предлагается использовать как собственный источник тектонических напряжений. Воздыманию Хибинского массива под воздействием избыточного горизонтального сжатия способствует как коническая структура массива, так и постгляциальная тенденция подъема всего щита в новейший и современный этапы.

Новейшая геодинамика восточной окраины Сибирской платформы (северо-восточная периферия Анабарской антеклизы – Оленекский и Мунский своды, Вилуйская синеклиза и западная часть Предверхооянского прогиба) изучена комплексом геологических, структурно-геоморфологических и тектонофизических методов. Неотектонические напряжения восстанавливались структурно-геоморфологическим методом (Сим, 1991). Было установлено доминирование сдвигового типа напряженного состояния и выделены разломы с разными геодинамическими обстановками формирования в неотектонический этап. В структуре восточной окраины Анабарской антеклизы наблюдаются многочисленные разрывные нарушения, которые, по данным геологической съемки масштаба 1:200000 и 1:1000000, в основном имеют сбросовую кинематику и являются либо вертикальными, либо крутопадающими. Разрывы нарушают породы фундамента и осадочного чехла и отчетливо картируются при анализе современного рельефа, т.е. подновлены в неотектонический этап. Такая ориентация плоскостей сместителей разломов дала возможность применить структурно-геоморфологический метод реконструкции сдвиговых тектонических напряжений (Сим, 1991). Оси сжатия в горизонтальной плоскости, радиально расходящиеся от центра Оленекского и Мунского поднятий (на рисунке выделены зеленым цветом), дали возможность предположить, что механизм формирования этих структур обусловлен внутриплатформенными источниками тектонических напряжений. Природа избыточных горизонтальных напряжений на щитах исследована в работе и показана выше (Ребецкий и др., 2017).

Для определения степени устойчивости воздымания Оленекского и Мунского сводов Н.А. Гордеевым построены 3D модели фундамента и чехла указанных поднятий (Гордеев, 2016). Постпротерозойское устойчивое воздымание сводов отчетливо проявилось при сопоставлении этих моделей, при этом более активно в новейший этап растет Оленекское поднятие, продолжающийся рост которого обусловил разделение древнего Оленек-Анабарского прогиба на Бурскую и Келимярскую впадины, а также смещение оси Кютингдинского новейшего прогиба на юго-запад относительно оси Кютингдинского древнего грабена. Устойчивое воздымание Оленекского и Мунского поднятий с протерозоя возможно объяснить разгрузкой «разряжающихся» гравитационных горизонтальных напряжений, которое выражено радиально расходящимися осями сжатия.

Изучение механизма генерации остаточных горизонтальных напряжений в коре орогенов, плит и щитов показало, что такие напряжения могут объясняться как разгрузка остаточных напряжений при эрозии и денудации длительно развивающихся поднятий. К таким структурам относятся Хибинский, Онекекский и Мунский древние массивы на Балтийском и щите и Сибирской платформе. Предлагается считать, что горизонтальное сжатие в этих массивах обусловлено внутренними источниками тектонических напряжений.

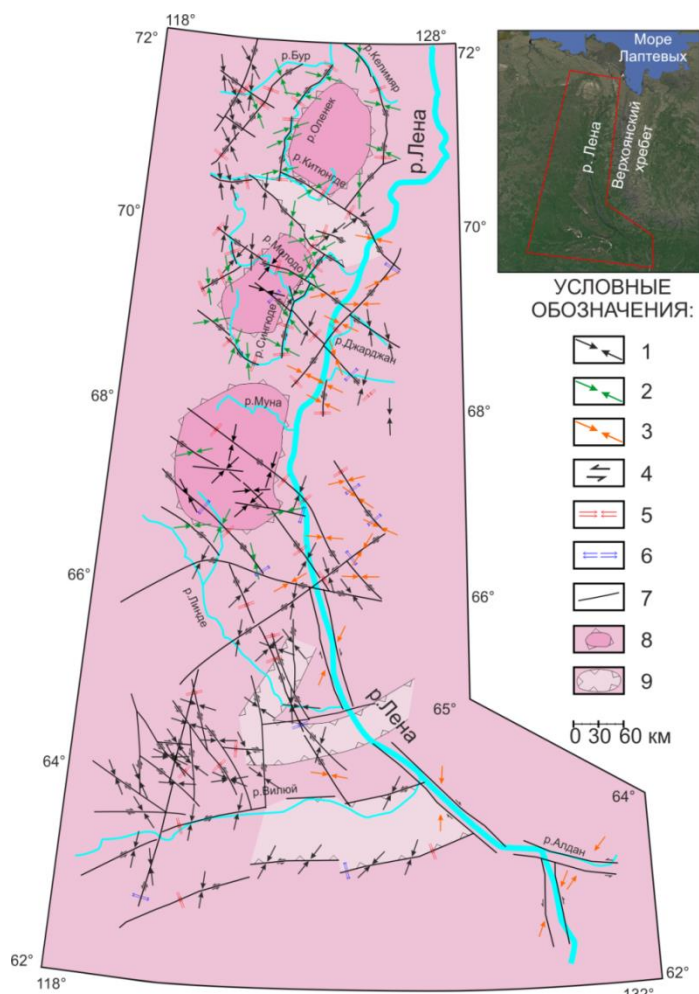


Схема неотектонических напряжений и геодинамики восточной окраины Восточно-Сибирской платформы. На врезке выделен район исследований на космическом снимке. 1–3 – оси сжатия в горизонтальной плоскости, восстановленные структурно-геоморфологическим методом, характеризующие: 1 – разломы, 2–3 – влияние на платформенные структуры: 2 – сводовых поднятий, 3 – орогена; 4 – сдвиги; 5–6 – локальные геодинамические обстановки: 5 – сжатия, 6 – растяжения; 7 – разрывные структуры; 8–9 – структуры фундамента: 8 – поднятия, 9 – грабены (Сим и др., 2018).

Работа выполнена при поддержке Госпрограммы ИФЗ РАН.

Список литературы

- Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Известия АН СССР, сер. геофиз. 1954. № 5. С. 390–410.
- Гордеев Н.А. Тектонофизический анализ линейментов Оленекского поднятия // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Мат-лы докладов четвертой тектонофизической Всерос. конф. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2016. С. 48–52.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
- Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады Академии наук. 2008. Т. 423, № 4. С. 538–542.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 4. С. 263–280.
- Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Известия вузов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22.
- Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.
- Сим Л.А. О связи объема осадконакопления в бассейнах обрамления с величиной эрозионного среза с Фенноскандинавского щита в мезозое // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ: Мат-лы XLIV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. С. 398–401.
- Сим Л.А., Гордеев Н.А., Маринин А.В. Новейшая геодинамика восточной окраины Сибирской платформы // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2, № 4, С. 280–289.
- Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 3. С. 212–243. <https://doi.org/10.5800/GT-2011-2-3-0044>.

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ*Л.А. Сим¹, Д.А. Селиванов², Г.В. Брянцева³*¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, sim@ifz.ru²SRK Consulting, Москва³Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва

Район исследования ограничен 64–68° с.ш. и 162–180° в.д., расположен в пределах Тихоокеанского складчатого пояса и состоит из ряда крупных систем, которые сформировались в результате взаимодействия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит и характеризуются покровно-складчатой структурой, сформированной в начале – середине мела, а позднее осложненной разломами и сдвигами. Северная и западная части рассматриваемой территории входят в состав Верхояно-Чукотской складчато-покровной области, которая подразделяется Южно-Аньюйской офиолитовой сутурой, представляющей собой след закрывшегося в середине мезозоя Протоарктического океана, на западную – Верхоянский складчатый пояс с Колымской петлей и восточную – Новосибирско-Чукотскую складчатую систему, охватывающую северо-северо-восточную часть России и прослеживающуюся от Новосибирских островов на Чукотский полуостров (Соколов и др., 2006). В пределы рассматриваемого района входит Аньюйско-Чукотская ветвь Новосибирско-Чукотской складчатой системы, а также Охотско-Чукотский меловой вулканический пояс. Залегающие в основании разреза палеозойско-мезозойские отложения представлены здесь в основном карбонатными и терригенно-морскими шельфовыми толщами, которые в середине мела подверглись складчатости в результате коллизии Евразии и Северной Америки. На шельфовые отложения в раннем мелу с юго-востока были надвинуты офиолиты, а в начале позднего мела все структуры были осложнены сдвигами. В это же время произошло внедрение многочисленных гранитоидных тел. На складчатом основании развивались грабенообразные впадины. В южном направлении граница Аньюйско-Чукотской ветви перекрыта образованиями окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, возникшего в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты под северо-восточную часть Азиатской континентальной окраины и резко несогласно наложенного на более древние структуры. Мощность вулканических пород достигает 2 км, а интрузивы занимают 25 % площади и представлены преимущественно малоглубинными гранитами, гранодиоритами, диоритами.

Южная часть района исследований расположена в пределах северной части Корякско-Камчатской позднемезозойской складчатой области. Корякское нагорье выполнено мозаикой большого количества террейнов. В рассматриваемую зону входит Алганский и Ганычала – Усть-Бельский террейны. Анадырская впадина выполнена породами неоген-четвертичного возраста.

Структуры Колымской петли представляют собой коллаж из террейнов. В пределы рассматриваемой территории входит Олойский террейн. Он сложен среднепалеозойскими офиолитами, среднедевонскими риолитами, их туфами, алевролитами, известняками, перекрываемыми известняками, песчаниками с покровами базальтов. Выше залегают терригенные породы карбона и перми, перекрытые кислыми вулканитами верхней юры. Олойский террейн граничит по

крупному разлому с Южно-Ануйской сутурой. После замыкания океанических бассейнов произошло внедрение многочисленных плутонов гранитов.

Сформированный в процессе мезозойских деформаций горный рельеф региона были сnivelирован к концу миоцена (Парфенов и др., 2003). Неотектонический этап развития Чукотского полуострова начался в плиоцене с преобладанием вертикальных тектонических движений (Парфенов и др., 1993).

Целью исследований являлось изучение новейшей тектоники и реконструкция неотектонических напряжений Центральной Чукотки для оценки степени унаследованности развития структуры в новейший этап.

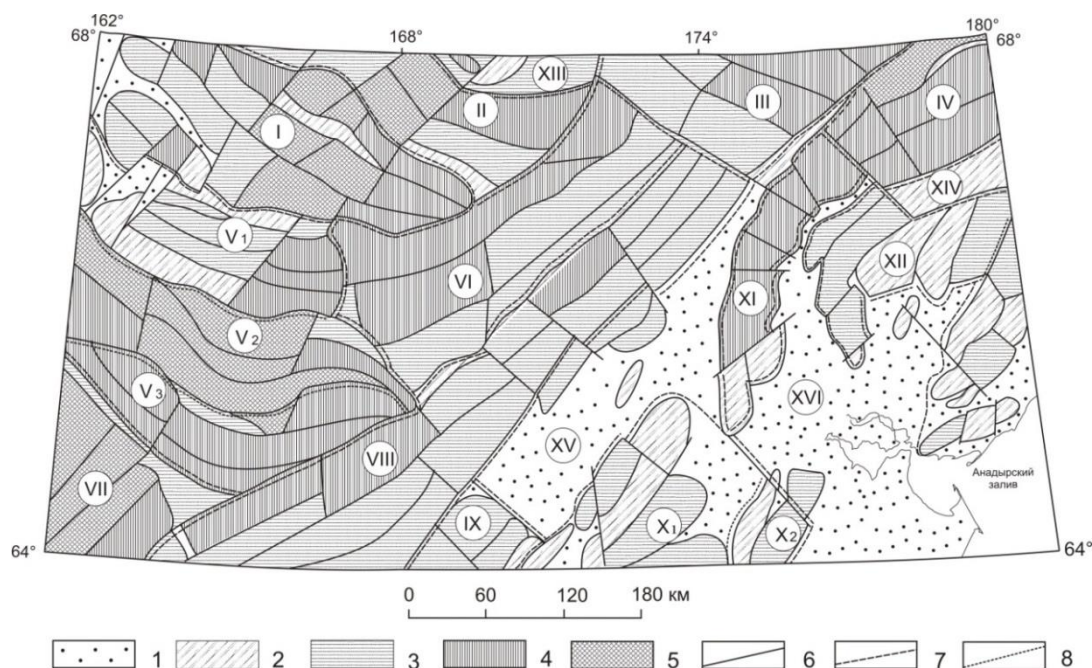


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема центральной части Чукотки.

I–5 – суммарные конэрозионные поднятия, м: 1 – до 100, 2 – 101–500, 3 – 501–1000, 4 – 1001–1500, 5 – более 1500; 6 – границы отдельных структур – разрывные нарушения и зоны трещиноватости, выделенные по геоморфологическим данным; 7 – границы структур первого порядка; 8 – границы структур второго и более высоких порядков.

Цифрами на карте обозначены: горные сооружения: I – Ануйское, II – Илirianейское, III – Палечваамское, IV – Центрально-Чукотское, V – Алучинское (хребты-поднятия: V₁ – Олойский, V₂ – Уш-Урэшкчэнский, V₃ – Кедонский), VI – Анадырское, VII – Колымское, VIII – Чуванско-Щучинское, IX – Русское, X – Корякское (хребты-поднятия: X₁ – Майнские, X₂ – Рарыткинские), XI – Пекульнейское, XII – Южно-Чукотское. Впадины: XIII – Чаунская, XIV – Амгуэмская, XV – Парабольско-Бельская, XVI – Анадырская.

На рис. 1. представлена структурно-геоморфологическая схема Центральной Чукотки, составленная по методике Н.П. Костенко (Костенко, 1999; Корчуганова и др., 2001), на которой выделены разновысокие хребты-поднятия и впадины. Сложнопостроенная Южно-Ануйская сутура (Соколов и др., 2006) практически целиком совпадает с Ануйским горным сооружением и рассмотрена нами отдельно (рис. 2). Особый интерес представляют реконструкции тектонических напряжений в пределах этой структуры. Здесь по разломам ЗСЗ–ВЮВ простираения восстановлены структурно-геоморфологическим (СГ) методом реконструкции сдвиговых тектонических напряжений (Сим, 1991) левосдвиговые перемещения, противоречащие установленным геологическими методами правосдвиговым смещениям на позднемезозойской стадии

развития структур. Вторая значительная Кони-Мургабская сутура (Богданов, Тильман, 1992; Тильман, Богданов, 1992) отчетливо прослеживается в новейшей структуре, протягиваясь с ЮЗ на СВ и ограничивает с запада Палечваамское и Чуванско-Щучинское поднятия. Последние ступенеобразно понижаются на ЮВ и разбиты серией разломов ЮЗ-СВ простирания. По этим разломам на разных отрезках восстанавливаются субмеридиональные ориентации осей сжатия в горизонтальной плоскости, определяющие правосдвиговый кинематический тип разломов. Поздние сдвиговые подвижки по разломам разного масштаба отмечались в работах (Соколов и др., 2006; Читалин и др., 2013).

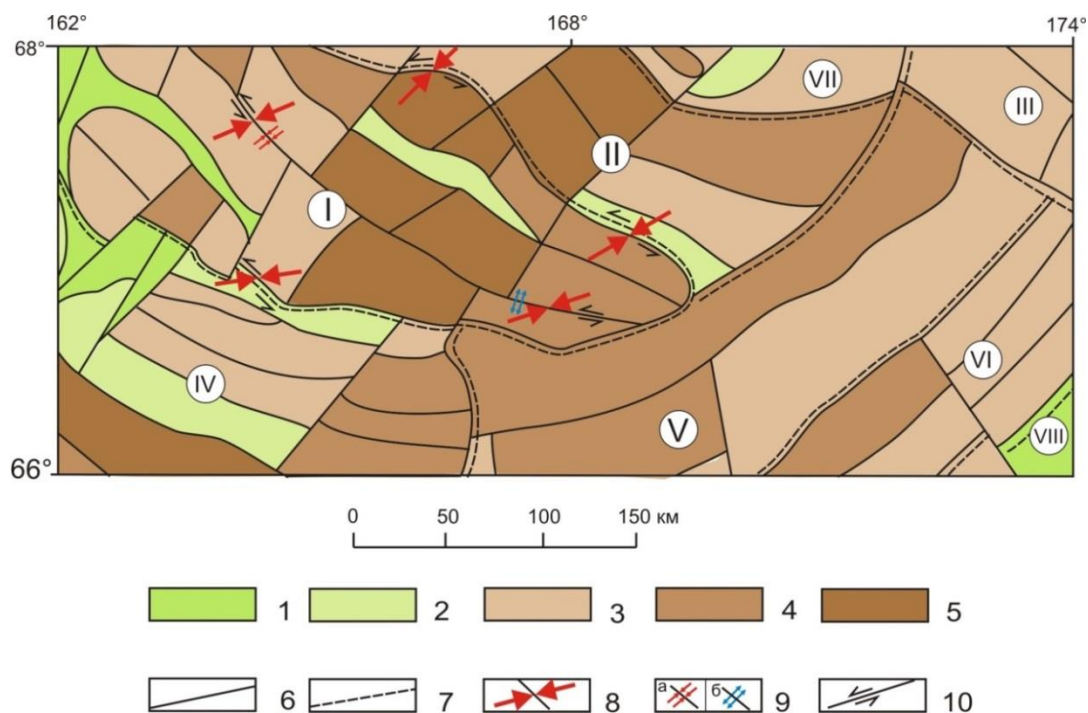


Рис. 2. Схема новейшей тектоники и неотектонических напряжений Южно-Ануйской сутуры.

1–5 – суммарные конэрозионные поднятия, м: 1 – до 100, 2 – 101–500, 3 – 501–1000, 4 – 1001–1500, 5 – более 1500; 6 – границы отдельных структур (разрывные нарушения и зоны трещиноватости, выделенные по геоморфологическим данным); 7 – границы структур первого порядка; 8–10 – неотектонические напряжения: 8 – ориентация оси сжатия в горизонтальной плоскости, 9 – геодинамические обстановки формирования (активизации) разломов в новейший этап: а – сжатия, б – растяжения, 10 – сдвиги. Цифрами на карте обозначены: горные сооружения: I – Ануйское, II – Илирнейское, III – Палечваамское, IV – Алучинское, V – Анадырское, VI – Чуванско-Щучинское; впадины: VII – Чаунская, VIII – Парабольско-Бельская.

На рис. 1. Кони-Мургабская сутура делит новейшую структуру района исследований на две части: 1) северо-западную с дугообразными субширотными структурами, которые меняют ЗСЗ ориентации на западе на СВ при приближении к Кони-Мургабской сутуре и 2) юго-восточную часть с дугообразно изгибающимися структурами (изгиб в противоположном направлении по сравнению с западной частью района), с развитием впадин, в пределах которых отмечаются мелкие растущие новейшие структуры. В последние годы принято считать, что общий подъем территории в позднем кайнозое с формированием сводовых и сводово-блоковых дислокаций предопределен возникшей на северо-востоке Азии обстановкой сжатия в

результате сближения океанических плит Евразийского и Тихоокеанского бассейнов с окраиной континента. Тихоокеанская плита начинает двигаться в СЗ направлении в начале олигоцена, а в Арктике продолжает формироваться Евразийский океанический бассейн, раскрытие которого началось в начале кайнозоя. Вследствие косо-го сближения океанических плит с окраиной континента образуются крупные продольные сдвиги, примерно параллельные границе континент – океан. Вполне вероятно, что это косое сближение крупных океанических структур повлияло на столь асимметричное формирование новейших структур.

Работа выполнена при поддержке Госпрограммы ИФЗ РАН.

Список литературы

Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии. Объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии масштаба 1:5000000. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 54 с.

Корчуганова Н.И., Костенко Н.П., Межеловский Н.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М.: МПР РФ, Геокарт, МГГА, 2001. 212 с.

Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 397 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Нокленберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003, Т. 22, № 6. С. 7–41.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Известия вузов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Тучкова М.И., Лейер П. Тектоническая позиция и происхождение вулканогенно-осадочных образований Полярного поднятия (Южно-Анжуйская сутура, Западная Чукотка) // Доклады Академии наук. 2006. Т. 410, № 8. С. 1199–1202.

Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта северо-востока Азии. Масштаб 1:5000000 / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Ин-т литосферы АН РАН, 1992.

Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баймская рудная зона – кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 6. С. 68–73.

АКТУАЛИЗАЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ТЕРРИТОРИЙ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В.С. Ситников, Р.Ф. Севостьянова, К.А. Павлова

Институт проблем нефти и газа, ФИЦ ЯНЦ СО РАН, Якутск,
sitgeo@mail.ru, rose_sevos@mail.ru, pavlova_kapitolina@mail.ru

Обобщение результатов геологоразведочных работ разных лет и анализ геологической основы, используемой при их размещении на перспективных территориях Западной Якутии в течение длительного времени практически без изменений, свидетельствуют в целом о назревшей необходимости существенного обновления карт тектонического и нефтегазогеологического районирования.

Целый ряд открытий новых залежей и месторождений нефти и газа, состоявшихся в последние годы в пределах Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НГО), в том числе на юго-западе Республики Саха (Якутия) и на соседней территории Иркутской области, а также многочисленные проявления и притоки углеводородных флюидов во многих одиночных скважинах на лицензионных участках недропользовательской деятельности в своей совокупности косвенно подтверждают наш более ранний прогноз о том, что все пласты-коллекторы в продуктивных горизонтах вендского терригенного комплекса в рассматриваемой НГО почти повсеместно в плане и по разрезу являются газонасыщенными или нефтенасыщенными (Ситников и др., 2014).

В связи с весьма высоким углеводородным потенциалом этой НГО, одной из наиболее богатых углеводородным сырьем на всей Сибирской платформе, вопрос о ее границах, площади перспективных территорий и особенностях строения является принципиально важным в плане оценки запасов углеводородов (УВ) и дальнейших прогнозов нефтегазоносности. В данном случае в порядке оптимизации значительно уточнены северная и западная границы Непско-Ботуобинской антеклизы и одноименной нефтегазоносной области, что привело к существенному расширению ее северного контура, увеличению общей площади и повышению суммарных прогнозных ресурсов.

В последние годы довольно остро стоял вопрос о границах, размерах и геологической позиции Сюгджерской седловины. При ее выделении в 1984 г. за основу были приняты сейсморазведочные материалы тех лет, позволившие максимально увеличить площадные размеры этой новой НГО главным образом за счет площади Анабарской антеклизы и сопряженных с ней Вилюйской и Курейской синеклиз. После бурения многочисленных параметрических и поисковых скважин, когда выяснилось, что строение этой территории является гораздо более сложным, чем это представлялось ранее и что предположение о значительном геологическом сходстве ее с Непско-Ботуобинской антеклизой в целом не подтвердилось, а поиски прогнозируемых месторождений УВ требуют здесь более детального изучения геологической основы, размеры седловины на картах Сибирской платформы были резко уменьшены, причем без необходимого детального анализа.

По данным бурения многочисленных глубоких скважин нами была составлена структурная схема строения области сочленения Анабарской и Непско-Ботуобинской антеклиз, Вилюйской и Курейской синеклиз по поверхности кристаллического фундамента, позволившая внести достаточно обоснованные уточнения в границы

седловины. В результате существенно изменились границы прилегающих надпорядковых тектонических элементов (антеклиз, синеклиз) и соответствующих им НГО.

Высокоперспективные территории, выделяемые в пределах восточной части Непско-Ботубинской НГО, в определенной мере продолжают в соседних зонах, прогнозируемых по обрамлению Западно-Вилуйской НГО, а также непосредственно в ее пределах в краевых частях Сунтарского свода и сопряженных впадин (Кемпендяйская, Ыгыаттинская). При этом особо следует отметить вопрос о возможном изменении статуса Западно-Вилуйской НГО, в пределах которой до последнего времени каких-либо открытий месторождений нефти и газа не было установлено. Однако в соответствии с результатами проведенных нами исследований эта НГО должна относиться к разряду территорий с установленной нефтегазоносностью. Этот вывод основан на структурных построениях по отражающему сейсмическому горизонту КВ, по которым Сунтарский свод отчетливо оконтуривается несколькими замкнутыми изогипсами. При этом Вилуйско-Джербинское газоконденсатное месторождение, традиционно относимое совместно с Верхневилучанским нефтегазоконденсатным месторождением к Вилучанской седловине и вместе с ней включаемое в состав Непско-Ботубинской НГО, фактически находится в пределах вышеуказанного структурно-тектонического элемента первого порядка (Сунтарский свод), на территории Западно-Вилуйской НГО. О достаточно высоких перспективах нефтегазоносности этой НГО свидетельствуют также результаты поискового бурения на Буягинской площади, которая, судя по притокам газа и интенсивным газопроявлениям в отдельных скважинах, находится вблизи от крупного месторождения. Аналогично интерпретируется геолого-геофизическая информация, полученная по итогам бурения Атыяхской и Южно-Сунтарской параметрических скважин.

Впервые намечена необходимость четкого разграничения по степени потенциальной нефтегазоносности западной (Нюйско-Джербинская впадина) и восточной (Березовская впадина) части Предпатомского полигенетического прогиба, которые в перспективе могут быть выделены в качестве двух самостоятельных НГО.

В осадочном чехле Нюйско-Джербинской впадины по данным сейсморазведочных работ и глубокого бурения установлены интенсивные и весьма разнообразные проявления надвиговой тектоники, выделены автохтонный и аллохтонный этажи нефтегазоносности.

В Березовской впадине широко распространены крупные, высокоамплитудные, горстовидные выступы и разделяющие их узкие, протяженные депрессии, имеющие сквозное развитие по всему разрезу осадочного чехла. Отмечаемое здесь на некоторых площадях несовпадение структурных планов разновозрастных осадочных комплексов имеет иную геологическую природу, не связанную с надвиговыми дислокациями.

Территории в южной части Анабарской антеклизы в нефтегазоносном отношении традиционно оцениваются невысоко. Это связано со значительными сложностями выделения и прослеживания здесь зон развития терригенных и карбонатных коллекторов и надежных экранирующих толщ. С учетом последних сейсморазведочных данных, полученных, в частности, в районе Мунского сводового поднятия и свидетельствующих о наличии здесь мощных толщ рифейского возраста, оценка перспектив нефтегазоносности рассматриваемой части Анабарской НГО, прилегающей к северному борту Вилуйской синеклизы, может быть в определенной степени уточнена в сторону увеличения ее углеводородного потенциала.

На фоне относительно невысоких перспектив нефтегазоносности северного склона Алданской антеклизы, традиционно отмечаемых при оценке прогнозных

ресурсов УВ Сибирской платформы, следует отметить, что материалы геофизических работ последних лет, полученные в районе Якутского сводового поднятия и Алдано-Майской впадины, указывают на необходимость уточнения границ этих тектонических элементов и более высокой оценки их потенциальной нефтегазоносности. Учитывая значительное отличие восточной части Алданской антеклизы от ее северного склона по комплексу условий, предопределяющих нефтегазообразование и нефтегазонакопление в осадочном чехле, считаем целесообразным выделить здесь новую Восточно-Алданскую нефтегазоносную область, вычленив соответствующую территорию из состава Северо-Алданской НГО.

В пределах Вилуйской НГО, наряду с ранее установленными зонами газонакопления, приуроченными к Хапчагайскому и Логлорскому поднятиям, в последнее время прогнозируется вполне вероятное открытие новых нефтеносных районов на южном и северо-западном борту Вилуйской синеклизы, в первую очередь за счет детального изучения более глубоких и более древних комплексов многоярусного осадочного чехла. Вполне очевидно также необходимость возврата на многие другие территории этой НГО, опосредованные в 60-е годы XX века сейсморазведкой методом отраженных волн (МОВ) с невысокими методическими возможностями в условиях адаптации вновь созданной геофизической службы к новым весьма сложным горно-геологическим условиям (наличие толщ многолетнемерзлых пород, резкая изменчивость верхней части разреза в плане и по разрезу и др.).

В Предверхоянской НГО на внешнем борту одноименного прогиба условия нефтегазоносности в целом оцениваются как сходные с восточной частью Вилуйской НГО, однако с некоторым их ухудшением в восточном направлении в связи со значительными палеоглубинами и современными глубинами залегания перспективных отложений, а также из-за существенного повышения степени их глинистости.

Отмечена целесообразность в ближайшем будущем детально рассмотреть и в принципе решить вопрос о границе между сопряженными частями Вилуйской и Предверхоянской НГО, условность которой в течение многих десятилетий вызывает у специалистов споры и неоднозначные предложения по ее уточнению.

Во внутренних районах Предверхоянской НГО прогнозируется практически повсеместное проявление надвиговой тектоники. В аллохтонной части разреза установлены небольшие газовые месторождения, а также многочисленные газопроявления. Автохтонная часть разреза глубоким бурением почти не изучена. Вопросы оптимизации соответствующих геологических границ в указанных условиях пока не решены.

Обобщая приведенные данные, следует подчеркнуть, что в целом наиболее перспективные территории Западной Якутии сосредоточены в пределах Патомско-Вилуйского мегабассейна, в геологическом отношении весьма мобильного, имеющего древнее заложение и длительное унаследованное развитие. По всем нефтегазоносным областям, входящим в его пределы, в процессе выполненных исследований в той или иной мере актуализированы границы тектонических структур и связанных с ними элементов нефтегазогеологического районирования. В дальнейшем эти исследования должны быть продолжены.

Список литературы

Ситников В.С., Кушмар И.А., Баженова Т.К., Бурова И.А., Семенов В.П., Шибина Т.Д., Шостак К.В., Яценкова Л.К. Геология и нефтегазовый потенциал юго-запада Республики Саха (Якутия): реалии, перспективы, прогнозы / Под ред. В.С. Ситникова, О.М. Прищепы. Спб.: ФГУП «ВНИГРИ», 2014. 436 с.

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ФОРМИРОВАНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ СУЛЬФИДОВ СРЕДИННО- АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

В.Л. Скаковский, И.Г. Добрецова

АО Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург,
Ломоносов, *skakovski.czech@yandex.ru*

В ходе рейсов НИС «Профессор Логачёв» в период с 2009 по 2018 г. в пределах Российского разведочного района (РРР) на Срединном Атлантическом хребте на многочисленных станциях опробования были подняты образцы сульфидных руд, кристаллизовавшихся из гидротермальных растворов, прошедших через слой карбонатных осадков. Осадки исследуемого района представлены пелагическими рыхлыми кокколито-фораминиферовыми илами. Мощность осадков от первых сантиметров до первых метров, реже – до первых десятков метров. Структуры рудных построек в осадках отличаются от структур руд, образованных в виде черных курильщиков при излиянии гидротермального раствора в придонную толщу воды. Рудные постройки в осадках сохраняют отчетливые следы наложенных изменений, обусловленных взаимодействием между гидротермальным флюидом и карбонатным осадком.

Типы взаимодействия между гидротермальным флюидом и карбонатным осадком:

Первый тип. Сфокусированный гидротермальный флюид с достаточно высокой тепловой энергией проникает в карбонатные осадки на всю их мощность (сечение флюидного канала более 5 см). В этом случае карбонатное вещество растворяется примерно на две трети. При выходе флюида на поверхность дна происходит интенсивное смешивание гидротермального раствора с остатками карбонатного вещества и морской водой, следствием чего является его резкое охлаждение, повышение pH и кристаллизация растворенных веществ. Вместе с рудными минералами кристаллизуется и растворенный органический карбонат в новых минеральных формах: моногидрокарбонате и арагоните.

Присутствие кристаллического карбоната в руде является своеобразным индикатором, указывающим на резкую смену кислой среды флюида на более щелочную, что возможно только при смешении его с морской водой уже в верхней части разреза осадочной пачки. Здесь же происходит смена состава гидротерм. Изначально его основу составляют сульфиды железа, кристаллизующиеся в форме пирита и марказита; в подчиненном объеме могут присутствовать сульфиды меди и железа и/или сульфиды цинка, кристаллизующиеся в виде халькопирита, изокубанита, вюртцита и сфалерита, а также кремнистое вещество и барит.

Второй тип. Сфокусированный гидротермальный флюид, проникающий в осадок, имел меньшую температуру и давление, что при малом сечении проникающего канала (менее 5 см) не позволяло ему выйти на поверхность дна. Для этого типа характерны рудные постройки, покрытые слоем литифицированного осадка в форме грибной шляпки. Внешние боковые контакты рудной постройки покрыты ожелезненными осадками, создающими впечатление окисленной руды. Сульфидные руды свежие, без признаков окисления. В нижней части рудной зоны сульфиды представлены агрегатами одноразмерных шариков, состоящих из мелких кристаллов пирита, марказита и, реже, сульфидов меди.

По мере просачивания гидротермального флюида сквозь осадок, снижения его температуры и насыщенности растворенным карбонатным веществом происходит смена кристаллических форм отлагаемых сульфидов. В нижней части рудного разреза формируется слой из рудных шариков фораминиферовой размерности, на более высоком уровне сульфиды образуют мелкокристаллическую однородную массу, которая выше сменяется слоем из рудных сульфидов, часто дендритовой структуры.

В том случае, когда в растворе флюида содержится кремний, может образоваться тонкая стекловатая полоска железосиликатного состава или агрегаты из кристаллов низкотемпературного кварца и кристаллического карбоната. В самом литифицированном осадке на контакте с рудой возможно появление игольчатого карбоната (арагонита). Кристаллы барита исчезают в верхней части рудного разреза, не достигая границы с литифицированным осадком.

Если в гидротермальном растворе присутствуют сульфиды меди, кристаллизующиеся обычно в форме халькопирита, борнита или изокубанита, то на верхнем контакте рудного столба с литифицированным осадком иногда появляется атакмит.

Третий тип. Гидротермальный флюид просачивается в осадок в виде диффузий. Там, где в осадке преобладают фораминиферы с уплощенными раковинами, гидротермальные растворы растекаются горизонтально. В результате формируются слоистые рудные постройки, напоминающие по структуре песчаники, и тонкие (толщиной первые миллиметры) рудные слои-пластины. В третьем типе взаимодействия гидротермального раствора с осадками часто наблюдаются ячеистые структуры.

Четвертый тип. Гидротермальный флюид проникает в карбонатный осадок в виде серии вертикальных диффузных струй, как параллельных друг другу, так и расходящихся веерообразно. Каждая струйка оставляет в осадке вертикальный столбик рудной постройки. Биогенные карбонатные осадки при этом замещаются гидроксидами железа и частично преобразовываются в кристаллически-зернистый карбонат.

Выводы

1. Основная масса сульфидных руд на рудных полях РРР сформировалась при прохождении гидротермальных растворов через рыхлые биогенные карбонатные осадки и не в днище рифтовой долины, а в ее бортах и даже за ее пределами, в рифтовых грядах второго порядка, где уже успели накопиться осадки.

2. Кристаллы карбоната в глубинных сульфидных рудах образуются в процессе проникновения гидротермального флюида в карбонатные донные осадки, в результате чего следует активное растворение органического карбоната, замещение его гидроксидами железа и переотложение его в новой минеральной форме.

3. Там, где с гидротермальными сульфидными растворами идет барит, в зоне нижнего контакта флюида с карбонатным осадком происходит обычно смена минеральных фаз: исчезает барит и появляется кристаллически-зернистый карбонат; в зоне верхнего контакта может сформироваться характерный слой, состоящий из псевдоморфоз сульфидов по фауне. По этим выявленным особенностям можно реконструировать поступление и отложение рудного материала в поднятых образцах, а также определять их начальную пространственную ориентировку.

Изучение процесса формирования руд в осадках в настоящее время позволяет лучше разобраться в генезисе континентальных гидротермальных сульфидных месторождений. Без понимания генетических особенностей формирования глубоководных полиметаллических сульфидов невозможно выбрать работающие поисковые критерии.

THE NEW VIEW ON THE SEAFLOOR MASSIVE SULFIDE FORMATION FROM THE NORTHERN EQUATORIAL MID-ATLANTIC RIDGE

V.L. Skakovski, I.G. Dobretsova

Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, *skakovski.czech@yandex.ru*

During the cruises of RV "Professor Logatchev" for the period from 2009 to 2018 in the Central Atlantic within Russian Prospecting Area (RPA) of Mid-Atlantic Ridge at numerous stations of approbation samples of the sulphide ores crystallized from the hydrothermal solutions which passed through a layer of biogenic carbonate sediments (BCS) were lifted. Biogenic carbonate sediments of the researched area are presented by pelagic incoherent coccolite and foraminifer mud. The thickness of BCS is from the first centimeters to the first meters, is more rare to the first tens of meters. Structures of ore constructions in BCS differ from structures of the ores formed in the form of black smokers in the effusion of hydrothermal solution in bottom water. Ore constructions in BCS keep distinct traces of the superimposed changes caused by reaction between the hydrothermal fluid and BCS.

Types of interaction between the hydrothermal fluid and BCS:

The first type

The focused hydrothermal fluid with quite high thermal energy gets into BCS on all their thickness (with section of the fluid channel more than 5 cm). In this case, carbonate substance is dissolved approximately on two thirds. At the fluid outlet on the bottom surface, an intensive mixing of hydrothermal solution with residues of carbonate substance and seawater happens, as a result, there are fluid's sharp cooling, increase its pH and crystallization of the dissolved substances. With ore minerals, also the dissolved organic carbonate crystallizes in new mineral forms: monohydrocalcite and aragonite.

Presence of crystalline carbonate in ore is the peculiar indicator pointing sharp change of acidic environment of the fluid to more alkaline that is possible only in admixture of the carbonate substance with seawater already in the top part of the sedimentary pack's section. There is a change of mineral composition of the hydrotherms here. Initially the fluid composition's basis is made by the iron sulfides crystallizing in the form of pyrite and marcasite; in a subordinate volume there can be sulfides of copper, iron and/or zinc, crystallizing in the form of chalcopyrite, isocubanite, würtzite and sphalerite and also siliceous substance and barite.

The second type

The focused hydrothermal fluid getting into BCS had the smaller temperature and pressure that at the small section of the getting channel (less than 5 cm) did not allow it to come to the bottom surface. The ore constructions covered with the layer of lithified BCS in the form of a mushroom hat are characteristic. External side contacts of the ore construction are covered with the ferruginate BCS, making an impression of the oxidized ore. The sulphide ores are fresh, without signs of oxidation. In the lower part of the ore zone, sulfides are presented by aggregates of the one-dimensional balls consisting of small crystals of pyrite, marcasite and copper sulfides (less often).

In process of infiltration of the hydrothermal fluid through BCS, decrease its temperature and saturation of dissolved carbonate substance, change of crystal forms of the deposited sulfides happens. In the lower part of the ore section the layer of ore foraminifer dimension's balls is formed, at the higher level sulfides form fine-crystalline homogeneous mass which is replaced above with the layer from ore sulfides of dendritic structure (quite often).

In that case, when solution of the fluid contains silicon, the thin strip of iron-silicon glass or aggregates of low-temperature crystalline quartz and mineral carbonate can be formed. In the lithified BCS on contact with the ore emergence of mineral needle carbonate is possible (aragonite). Crystals of barite disappear in the top part of the ore section, without reaching the border with lithified BCS.

If there are copper sulfides in hydrothermal solution crystallizing usually in the form of chalcopyrite, bornite or isocubanite, then on the top contact of the ore column with lithified BCS atacamite appears.

The third type

The hydrothermal fluid filters into BCS in the form of diffusions. The hydrothermal solutions spread horizontally if foraminifer in BCS with the flattened shells prevail. As a result, the layered ore constructions reminding on structure sandstones and thin (thickness first millimeters) ore layers-plates are formed.

In the third type of interaction of hydrothermal solution with BCS cellular structures are often observed.

The fourth type

The hydrothermal fluid gets into BCS in the form of the series of vertical diffusion streams both parallel each other, and dispersing fanlikely. Each stream leaves in BCS a vertical column of the ore construction. At the same time BCS are replaced with iron hydroxides and partially transformed into the crystal and granular carbonate.

Short conclusions

1. The majority of sulphide ores on the ore fields RPA were created when passing hydrothermal solutions through incoherent BCS and not in the bottom of the rift valley, but in its boards and even outside the rift valley, in rift ridges of the second-order, where BCS already managed to collect.

2. Carbonate crystals in the polymetallic massive sulphides are formed in the course of penetration of the hydrothermal fluid into BCS with the result that active dissolution of the organic carbonate, its replacement with iron hydroxides and redeposition in the new mineral form follows.

3. In the zone of the lower contact of the fluid with BCS, there is usually a change of mineral phases (where there is barite with hydrothermal sulphide solutions): barite disappears and the crystal and granular carbonate appears; in the zone of the top contact, the characteristic layer consisting from the sulphide pseudomorph on fauna can be created. On these revealed features, it is possible to reconstruct influx and deposition of the ore material in the lifted samples and also to define their initial spatial orientation.

The studying of the process of the ore's formation in BCS allows understanding genesis of continental hydrothermal sulphide fields better now. Without understanding of genetic features of formation of the seafloor polymetallic massive sulphides, it is impossible to choose the working search criteria

О РОЛИ КОСМОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ГЕОДИНАМИКЕ

Г.Я. Смольков¹, В.В. Ружич², Е.А. Левина²

¹Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, smolkov@iszf.irk.ru

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ruzich@crust.irk.ru, Levina@crust.irk.ru

Геодинамику целесообразно рассматривать с позиций астрофизики и геофизики как ответную реакцию на космофизические воздействия на Землю в обобщенной системе солнечно-земных связей (СЗС). В большинстве примеров обсуждаются долевые воздействия Солнца на процессы и явления, происходящие на Земле, начиная с роли солнечной активности (СА) в формировании общего теплового поля планеты и ее влияния на термохимические процессы в мантии и литосфере. При этом не уделяется внимание основополагающей значимости гравитационного поля во внеземном пространстве. Изучение СЗС часто сводится лишь к поиску корреляций при использовании одного или немногих факторов внеземных воздействий на Землю, что нередко приводит к неопределенности выводов о механизмах, причинах и последствиях этих воздействий, а также недооценке их влияния.

Энергетический баланс Земли и мощность процессов взаимодействия между небесными телами и оболочками Земли составляет: для сейсмических событий 3×10^{10} Вт, вулканических событий – 10^{10} Вт, тепловой конвекции – 10^{13} Вт, теплового потока – 4×10^{13} Вт, приливов – 4×10^{11} Вт, диссипации из-за колебаний ядра и вязкоупругих деформаций мантии – 3.38×10^{14} Вт, полная мощность диссипации энергии в мантии Земли – 10^{14} – 10^{15} Вт (Авсюк, 1996; Баркин, 2002; Смольков, Баркин, 2015). Все остальные эндогенные источники энергии либо несоизмеримо меньше перечисленных, либо полностью обратимы благодаря конвективному массообмену в мантии. Важно учитывать, что процесс гравитационной дифференциации земного вещества – мощнейший источник эндогенной энергии на Земле – одновременно также может питать собой и магнитное поле Земли.

Основным источником энергии, управляющим геодинамическими процессами нашей планеты, является подвижное колеблющееся ядро и его взаимодействие с мантией. Циклические смещения ядра с его колоссальной избыточной массой, названные «галопированием ядра» (Гончаров и др., 2012; Баркин, 2013), оказывают циклические гравитационные воздействия на все оболочки Земли. Все геологические, геофизические и геодинамические процессы имеют *циклический характер* и происходят *синхронно*. Современные данные космической геодезии о вариациях положения центра масс Земли (ЦМЗ) однозначно свидетельствуют в пользу существования векового тренда в режиме колебаний ядра Земли. Активизация сейсмического планетарного процесса может быть объяснена накоплением и сбросом эндогенной упругой энергии в слоях мантии и литосферы. Активизация магматических процессов, обусловленная изменениями режима теплового потока Земли в разных геосферах, может быть вызвана сходными причинами.

В научных подходах, основанных на традиционно сложившемся ограниченном понимании роли космофизических факторов, необходимо дополнительно учитывать значимые последствия гравитационного воздействия на Землю со стороны Луны, Солнца и других планет в процессе движения Солнечной системы в гравитационном поле Галактики. Очень важно при изучении всех проявлений СЗС учитывать и воздействия извне на Солнечную систему в целом при междисциплинарном подходе к

выяснению физических механизмов возмущений и инициированных наземных откликов (Смольков, Баркин, 2013, 2014).

Земля находится одновременно под воздействием непрерывно изменяющихся потоков излучения Солнца, солнечного ветра, галактических космических лучей (ГКЛ), а также гравитационных сил со стороны Луны, Солнца и других планет, поэтому природные процессы, происходящие в оболочках Земли, обуславливаются не только СА и ГКЛ, но и эндогенной активностью нашей планеты. Гравитационное воздействие на Землю осуществляется как непосредственно каждым, так и всеми телами Солнечной системы в целом в процессе их движения относительно барицентра (ее центра масс) в целом под влиянием Галактики. Вследствие этого Земля имеет не сферически-симметричную, а грушевидную форму (Смольков, Баркин, 2014). Поэтому суть СЗС не ограничивается понятиями, привычными при изучении и учете космической погоды, обусловленной откликами на СА и потоки ГКЛ.

С учетом рассмотренных выше сведений ряд наблюдаемых геодинамических и геофизических явлений в тектонике плит получили теоретическое объяснение в хорошем согласии с геодинамическими данными, в частности при объяснении векового дрейфа полюса оси вращения и неприливного ускорения в осевом вращении Земли (Баркин, 2013). Обнаружено явление дрейфа и субмеридионального сжатия континентальной и океанической литосферы, вектор которых направлен на север-северо-восток в сторону полуострова Таймыр (Гончаров и др. 2012; Авсюк, 1996). Среди различных структурных форм и их парагенезов индикаторами сжатия с проявлением субмеридиональной конвекции в мантии являются такие разрывные нарушения, как взбросо-надвиги и взбросо-сдвиги северной вергентности. Этот циклический процесс проявляется в деструкции литосферы и сочетается с межплитными взаимодействиями в виде коллизионного орогенеза, аккреции плит и спрединга в виде океанического или внутриконтинентального рифтогенеза, например такого, как Байкальская рифтовая зона (БРЗ).

В пределах БРЗ геологическими исследованиями с высокой достоверностью еще в семидесятые годы были выявлены субширотные зоны надвигов и взбросов средне- и верхнепалеозойского возраста заложения, рвущие системы молодых базальтовых образований в виде даек и деформирующие базальтовые поля (Ружич и др., 1972; Ружич, 1997). Этот малопонятный феномен длительного пространственно-временного проявления горизонтального сжатия земной коры в субмеридиональном направлении при рифтогенезе находит в настоящее время приемлемое объяснение с учетом рассмотренных представлений о СЗС с участием конвекции в мантии северо-восточного направления.

В итоге появляется возможность создания новой более модифицированной термогравитационной модели возникновения БРЗ, имеющей большее сходство с представлениями Н.А. Логачева и других (Логачев, 2003; Ружич, 1997). В такой модели будут учтены эндогенные и космогенные факторы: подъем огромного мантийного плюма с генерацией растяжения в направлении северо-запад – юго-восток и планетарное сжатие север-северо-восточного направления. Индо-Евразийская коллизия в рамках такой модели рассматривается лишь как одно из следствий субмеридионального планетарного сжатия, связанного с дрейфом центра масс Земли, но не основополагающего влияния на формирование БРЗ. Дополнительным подтверждением такого вывода могут быть новые сведения в публикациях, например о пространственно-временном проявлении базальтового вулканизма в БРЗ (Рассказов, Чувашова, 2018) и установленных периодичностях в режимах сейсмической активности и проявлениях сейсмомиграций (Ружич и др., 1972; Ружич, 1997; Левина, Ружич, 2010, 2015).

Работа выполнена в рамках базового финансирования программы ФНИ П.16.

Список литературы

- Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
- Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. С. 45–97.
- Баркин Ю.В. Данные современной космической геодезии свидетельствуют о северном полярном дрейфе ядра Земли относительно мантии // Тез. докл. науч. конф. «Ломоносовские чтения-2013». Секция «Физика». М.: Физический факультет МГУ, 2013. С. 209 – 212.
- Гончаров М.А., Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В. Особенности деформации континентальной и океанической литосферы как следствие северного дрейфа ядра Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3, № 1. С. 27–54.
- Левина Е.А., Ружич В.В. Миграция землетрясений как проявление волновых деформаций твердой оболочки Земли // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания. М.: ГЕОС, 2010. С. 71–78.
- Левина Е.А., Ружич В.В. Изучение миграций сейсмической активности с помощью построения пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, №. 2. С. 225–240.
- Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3.
- Ружич В.В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
- Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН СССР. 1972. Т. 205, № 4. С. 920–924.
- Смольков Г.Я., Баркин Ю.В. О вкладе гравитационного воздействия на Землю в солнечно-земные связи // Физика Солнца и околоземного космического пространства. Труды Всерос. конф. по солнечно-земной физике, посвященной 100-летию В.Е. Степанова. Иркутск, 2013. С. 210.
- Смольков Г.Я., Баркин Ю.В. К системному и мультидисциплинарному изучению солнечно-земных связей // Космические факторы эволюции биосферы и геосферы. Мат-лы междисциплинарного colloquium. М.: ГАИШ, 2014. С. 162–179.
- Смольков Г.Я., Баркин Ю.В. Внешние факторы солнечно-земных связей // Астрономия от ближнего космоса до космологических далей. Мат-лы науч. конф. М.: ГАИШ МГУ, 2015. С. 30.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ АРГИЛЛИТОВ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЛИТОХИМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Т.М. Сокур

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, *sokurvsesvit@ukr.net*

Поздний докембрий представляет собой один из интереснейших этапов геологической истории Земли. С этим периодом связаны события, которые кардинально изменили ход истории. На границе раннего и позднего венда произошла перестройка структурного плана и перераспределение областей осадконакопления.

В юго-западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) вследствие расширения областей погружения Вольно-Подольской плиты образовывается новая тектоническая структура – Днестровский перикратонный прогиб. Днестровский перикратон представляет собой юго-восточное звено более протяженной Балтийско-Приднестровской системы перикратонных опусканий, появление которой связывается с раскрытием и активным развитием смежной мобильной области в венде – раннем палеозое (Чебаненко и др., 1990). Перикратон является структурой позднебайкальского (начальная стадия) и каледонского этапов развития западной окраины Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальская эпоха знаменует переход территории на качественно новый (плитный) этап развития.

К верхнему венду исследуемого района относятся могилев-подольская и каниловская серии. Могилев-подольская серия состоит из трех свит – могилевской, ярышевской и нагорянской. В могилевской свите выделяются ольчедаевские, ломозовские, ямпольские и лядовские слои. Ярышевская свита подразделяется на бернашевские, бронницкие и зиньковские слои. Нагорянская свита подразделяется на джуржевские и калюсские слои. Каниловская серия залегает на могилев-подольской со структурным несогласием и объединяет четыре свиты – даниловскую (пилиповские, шебутинецкие слои), жарновскую (кулешовские, староушицкие слои), крушановскую (кривчанские, дурняковские слои), студеницкую (поливановские, комаровские слои).

Отложения могилев-подольской и каниловской серий Днестровского перикратона, окаймленного с востока внутриплатформенной областью сноса Украинского щита, а с юго-запада тектонически активной зоной байкалид Добруджи, Ю.Р. Беккер относит к нескладчатым молассовым образованиям (Беккер, 1988).

В работе был использован массив из 250 химических силикатных анализов аргиллитов из коллекции автора, а также А.В. Сочавы и Л.В. Коренчук (банк литохимических данных Precsed, ИГГД РАН), отобранных из всех структурных единиц стратотипического разреза верхнего венда Днестровского перикратонного прогиба.

Петрохимическая характеристика аргиллитов, проведенная с учетом классификации и литохимических приемов Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (Юдович, Кетрис, 2000), рассмотрена в (Сокур, 2012). Для оценки степени химического выветривания породных литотипов были использованы индекс химического выветривания ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + NaO + K_2O)] \times 100$) (Nesbitt, Young, 1982), индекс выветривания ($CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + NaO)] \times 100$) (Harnois., 1988), индекс зрелости осадков ($ICV = [(Fe_2O_3 + CaO + NaO + K_2O + MgO + TiO_2) / Al_2O_3]$) (Cox, Lowe, 1995).

Из анализа полученных данных следует, что для аргиллитов могилев-подольской серии индекс интенсивности химического выветривания (CIA) варьируется в широких пределах – от 63.0 до 91.3. Это свидетельствует о том, что поступавший

терригенный материал имел различную степень выветривания пород в источнике сноса, а также о нескольких источниках сноса и дальности их нахождения. Согласно (Nesbitt, Young, 1982), индекс CIA, находящийся в интервале 60–75, отражает умеренное выветривание – режим, типичный для формирования минералов группы монтмориллонита, мусковита, иллита, смектита. Аргиллиты с индексом CIA в интервале 80–100 показывают высокую степень выветривания. Это является условием для образования большого количества алюминиевых глинистых минералов (таких, как каолинит), которые формируются в течение интенсивного химического выветривания в обстановках теплого и влажного климата. Самый большой разброс значений CIA соответствует аргиллитам ямпольских слоев с разницей в 26 единиц, а минимальный – аргиллитам ломозовских слоев с разницей в 9.3 единицы. Анализ поведения индекса интенсивности химического выветривания аргиллитов в слоях по скважинам показывает, что снизу вверх по разрезу отмечается закономерный рост значений CIA, кроме показателей, отвечающих аргиллитам ямпольских, лядовских и бронницких слоев, в которых отмечается обратная тенденция. Для пород каниловской серии распределение индекса зрелости пород CIA более ровное по сравнению с показателем индекса могилев-подольской серии и варьируется в пределах 72.4–82.6. Наибольшая разница в 10.2 единицы в показателях CIA отвечает пилиповским слоям, являющимся базальными для слоев каниловской серии, а минимальные – поливановским слоям с разницей в 1.3 единицы. Какой-либо закономерности в распределении индекса CIA снизу вверх по разрезу в скважинах для аргиллитов в слоях каниловской серии не отмечается, за исключением кривчанских и поливановских слоев, где зафиксировано закономерное понижение CIA вверх по разрезу.

Индекс зрелости осадков (ICV) демонстрирует широкий диапазон значений для аргиллитов могилев-подольской серии. В целом, значение $ICV > 1$ говорит о незрелости осадков, что характерно для тектонически активных обстановок. Индекс $ICV > 1$ отвечает аргиллитам лядовских, бернашевских, бронницких, зиньковских слоев могилев-подольской серии, содержащим в своем составе вулканогенный материал. Для аргиллитов каниловской серии индекс зрелости осадков колеблется от 0.46 до 0.92. Минимальная разница с показателем 0.12 единицы индекса ICV соответствует дурняковским, а максимальная в 0.34 единицы – пилиповским слоям.

Индекс выветривания (CIW) возрастает с ростом степени разложения исходных пород. Максимальный разброс значений характерен для аргиллитов ямпольских слоев могилев-подольской серии. Максимальную степень разложения исходных пород (порядка 98 единиц) имеют аргиллиты лядовских, зиньковских, калюсских слоев могилев-подольской серии.

Анализ химического состава аргиллитов Днестровского перикратона с использованием диаграммы НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000) выявил, что в поля с преобладанием монтмориллонита с примесью каолинита и в подчиненном количестве гидрослюд (II) попадают точки, отвечающие аргиллитам ямпольских, зиньковских, джуржевских, калюсских слоев, а также в подчиненном количестве пилиповских и староушицких слоев каниловской серии. В поле с преобладанием хлорита и примесью железистых гидрослюдов (III) фиксируются точки, соответствующие ломозовским, ямпольским, лядовским и зиньковским слоям. Полю хлорит-гидрослюдистого состава (IV) соответствуют точки, отвечающие аргиллитам ломозовских, лядовских и бронницких слоев. В поле хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава (V) попадают все точки, характеризующие аргиллиты всех слоев могилев-подольской серии (за исключением ямпольских и калюсских слоев) и всех слоев каниловской серии. В поле, отражающее аргиллиты с преимущественно гидрослюдистым составом с

примесью дисперсных частиц полевых шпатов (VI), попадают точки, отвечающие лядовским слоям.

Для восстановления химического состава исходного вулканогенного материала была применена TAS-диаграмма (Le Maitre, 2002). Точки, отвечающие аргиллитам лозовских слоев, группируются в полях основного и среднего состава (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит), ямпольских слоев – располагаются в полях ультраосновного и основного состава (пикритобазальт, базальт), лядовских слоев – основного и среднего состава (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит, андезит). В бернашевских слоях исходная пирокластика имела средний состав (базальтовый андезит, базальтовый трахиандезит, трахиандезит). В бронницких слоях, наряду с эффузивными породами среднего состава, преобладающей становится пирокластика кислого состава (дацит и риолит). В зиньковское время фиксируется вулканогенный материал основного и среднего состава (базальт, базальтовый андезит и андезит). Джуржевские слои – среднего и кислого состава (базальтовый андезит, андезит, дацит). Аргиллиты калюсских слоев – среднего состава (базальтовый андезит, андезит). Для аргиллитов каниловской серии характерна группировка фигуративных точек в полях среднего и кислого состава (андезита и дацита).

Таким образом, комплексный литолого-геохимический анализ аргиллитов верхнего венда на юго-западной окраине ВЕП (Днестровский перикратонный прогиб) позволил создать модель процессов осадконакопления и реконструировать основные особенности (характер поступающей в бассейн алюмосиликокластики, палеоклимат, состав источников сноса, степень химического выветривания) бассейна осадконакопления.

Различия минеральных постседиментационных ассоциаций в аргиллитах свидетельствуют об участии разнообразных по составу пород в питающих провинциях с различной степенью разложения исходных пород.

Установлено, что «камуфлированная пирокластика» распространена в докембрийских отложениях юго-западной окраины ВЕП практически повсеместно. Источниками сноса послужили породы различного состава – от ультраосновного до кислого.

Список литературы

- Беккер Ю. Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
- Сокур Т.М. Литологические и геохимические особенности аргиллитов верхнего венда и нижнего кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Наук. праці ДНТУ, серія «Гірнично-геологічна». 2012. Вип. 16 (206). С. 12–19.
- Чебаненко И.И., Вишняков И.Б., Власов Б.И. и др. Геотектоника Воыно-Подоліи. Киев: Наук. думка, 1990. 244 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Cox R., Lowe D. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // Journal of Sedimentary Research. 1995. V. A65. P. 1–12.
- Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering // Sedimentary Geology. 1988. V. 55. P. 20–41.
- Le Maitre R.W. (editor), Streckeisen A., Zanettin B. et al. Igneous Rocks: A classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. New York, Melbourne: Cambridge University Press. 2002. 236 p.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ВУЛКАНОВ УДАЛЯНЬЧИ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ) И ИХ РОЛЬ В ИЗВЕРЖЕНИЯХ 1720–1776 гг.

Йи-минь Сунь¹, С.В. Рассказов^{2,3}, И.С. Чувашова^{2,3}, Женхуа Сюе¹,
Чень Янг¹, Т.А. Ясныгина², Е.В. Саранина², В.Н. Иванова³

¹Институт вулканов и минеральных источников Хэйлунцзянской академии наук, Удаляньчи, Хэйлунцзян, Китай, 894817259@qq.com

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, rassk@crust.irk.ru

³Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

На вулканическом поле Удаляньчи породы калиевой серии представлены лавовыми потоками и пирокластическими отложениями. По пространственно-временному распределению вулканизм разделяется на три этапа: 1) 2.5–2.0 млн лет назад, 2) 1.33–0.80 млн лет назад и 3) <0.6 млн лет назад. В центральной группе построек извержения смещались с юго-запада на северо-восток, от потока Лаошантоу, через вулканы Уэйшан, Бидзиашан к вулканам Лаохейшан и Хуошаошан (Rasskazov et al., 2016). Два последних вулкана извергались около 97 тыс. лет назад и в 1720–1776 гг. (Wei et al., 2003; Liu, Taniguchi, 2001).

По содержаниям петрогенных оксидов, соотношениям микроэлементов и изотопов Sr и Pb на вулканах различается материал источников Лаошантоу, Гелацю, Молабу, Уоху и Хуо. Первые три были пространственно индивидуализированы. Источник Лаошантоу, представляющий материал возрастом 1.884 млрд лет, активизировался около 2.5 млн лет назад извержением трахиандезитов, источник Гелацю с материалом такого же возраста – около 2 млн лет назад извержением низко-Mg тефритов, источник Молабу с материалом, не поддающимся возрастной оценке, – около 0.6 млн лет назад извержением умеренно-Mg тефритов. Источник Уоху, который был производным материала источника Гелацю, модифицированного около 150 млн лет назад, извергался в интервале 1.3–0.4 млн лет назад. Наконец, источник Хуо, образовавшийся из материала, подобного материалу источника Молабу, частично модифицированного около 100 млн лет назад, извергся в 1721 г.

Извержение на вулкане Лаохейшан около 97 тыс. лет назад было датировано K–Ar методом (Wei et al., 2003). Продукты извержений этого эпизода – шлаки и вулканические бомбы – образовали конус, от которого в южном направлении, вниз по течению р. Бэйхэ, распространился лавовый поток. В породах низко-Mg состава сочетался материал источников Лаошантоу, Гелацю и Молабу. При возобновлении извержения на вулкане Лаохейшан в 1720–1721 гг. внутри древнего кратера сформировалась новая постройка с вершинным кратером глубиной 145 м. Через полгода после угасания деятельности вулкана Лаохейшан начались извержения вулкана Хуошаошан в 3.5 км северо-восточнее конуса Лаохейшан. После перерыва, продолжавшегося 55 лет, в 1776 г., вулкан Лаохейшан активизировался вновь извержением умеренно-Mg магм. В отличие от низко-Mg продуктов исторических извержений вулкана Лаохейшан, в этих продуктах присутствовал только материал источников Гелацю и Молабу.

Для регистрации последнего извержения 1776 г. изучался прослой тефры в донных отложениях озера Нанагелацюшан, расположенного в вершинном кратере вулкана Южный Гелацюшан. Диаметр озера составляет около 400 м. В нем были отобраны две колонки кернa, в которых обозначились одинаковые слои, идентифицированные по пониженным потерям при прокаливании и повышенной магнитной восприимчивости. В материале тефры определялись содержания Na, Mg, Al,

Si, P, K, Ca, Ti, Mn и Fe и сравнивались с содержаниями этих элементов в тефре вулкана Лаохейшан. Выявленный гетерогенный (тефрифанолитовый и трахиандезитовый) состав тефры 1776 г. был свойствен в целом стеклам извержений 1720–1721 гг. на вулканах Лаохэйшан и Хуошаошан (Sun et al., in press).

Ранее был сделан вывод о том, что вулкан Лаохейшан извергался в 1720–1721 гг. расплавами из источника с обогащенным мантийным материалом, подобным материалу предшествующих извержений поля Удаляньчи, а вулкан Хуошаошан – в 1721 г. расплавами из нового менее обогащенного мантийного источника, не свойственного предшествующим четвертичным извержениям этого поля (Чувашова и др., 2007). Предполагалось, что во время извержений вулканов Лаохейшан и Хуошаошан, продолжавшихся около 1 года и 5 месяцев, произошла смена источников под Удаляньчи, подобная переходу от литосферного к астеносферному источнику под поднятием Люсеро в рифте Рио-Гранде во время продолжительного (миллионы лет) позднемиоценового магматического затишья (Chuvashova et al., 2011). Полученное подтверждение извержения вулкана Лаохейшан, произошедшего в 1776 г., подводит к новому пониманию роли источников поля Удаляньчи. Проявление источника Хуо в извержении 1721 г. не закрепилось в последующих продуктах извержения 1776 г. вулкана Лаохейшан. После начальных извержений с резкой сменой источников материала вулканов Лаохейшан и Хуошаошан 1720–1721 гг. последовало финальное извержение вулкана Лаохейшан 1776 г. с лавами умеренно-Mg состава, свойственными основной Mg-серии поля Удаляньчи. Следовательно, источник Хуо не имел всеобъемлющего значения смены материала на поле Удаляньчи, а скорее отразил короткий импульс проникновения разрыва, вызвавшего декомпрессионное плавление в гетерогенной вязкой мантии аномального источника Хуо.

Работа выполнена по гранту РФФИ 18-77-10027 при совместных работах в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде.

Список литературы

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.

Chuvashova I., Liu J., Rasskazov S. Unique drastic change of magmatic sources during the Laoheishan–Huoshaoashan eruptions of 1720–1721, Heilongjiang Province: New insight into the problem of relations between the lithosphere and asthenosphere // International seminar on the geological and ecological values of protected volcanic fields. Ext. abstrs. Harbin, 2011. P. 37–42.

Liu J., Taniguchi H. Active volcanoes in China // Northeast Asian Studies. 2001. V. 6. P. 173–189.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Yi-min, Yang Chen, Xie Zhenhua, Yasnygina T. A., Saranina E. V., Zhengxing Fang Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7 (4). P. 495–532.

Sun C., Németh K., Zhan T., You H., Chu G., Liu J. Tephra evidence for the most recent eruption of Laoheishan volcano, Wudalianchi volcanic field, northeast China // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.014.

Wei H., Sparks R.S.J., Liu R., Fan Q., Wang Y., Hong H., Zhang H., Chen H., Jiang C., Dong J., Zheng Y., Pan Y. Three active volcanoes in China and their hazards // Journal of Asian Earth Sciences. 2003. V. 21. P. 515–526.

MELT SOURCES OF WUDALIANCHI VOLCANOES, NORTHEAST CHINA, AND THEIR ROLE IN THE ERUPTIONS OF 1720–1776

*Yimin Sun¹, S.V. Rasskazov^{2,3}, I.S. Chuvashova^{2,3}, Zhenhua Xie¹,
Chen Yang¹, T.A. Yasnygina², E.V. Saranina², V.N. Ivanova³*

¹Institute of Volcano and Mineral Springs, Heilongjiang Academy of Science, Wudalianchi,
Heilongjiang, China, 894817259@qq.com

²Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia, rassk@crust.irk.ru

³Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

On the Wudalianchi volcanic field, lava flows and pyroclastic cones show rocks of potassic series. In terms of spatial-temporal distribution, volcanism is subdivided into three stages: 1) 2.5–2.0 Ma, 2) 1.33–0.8 Ma, and 3) <0.6 Ma. In the central group of volcanic edifices, eruptions shifted northeastwards from Laoshantou flow, through Weishan and Bijiaoshan volcanoes to Laoheishan and Huoshashan ones (Rasskazov et al., 2016). The last two volcanoes erupted about 97 Ka and in 1720–1776 (Wei et al., 2003; Liu, Taniguchi, 2001).

In terms of major oxide, trace element concentrations and Sr–Pb isotope ratios, the volcanoes show 5 sources: Laoshantou, Gelaqiu, Molabu, Wohu, and Huo. The first three were spatially individualized. The Laoshantou one exhibits a material of 1.884 Gyr erupted by trachyandesite flow about 2.5 Myr ago. The Gelaqiu source had a material of the same age erupted by low-Mg tephrite flow about 2.0 Myr ago. The Molabu source that shows no amenable age estimate erupted by moderate-Mg tephrite since about 0.6 Ma. The Wohu source originated through modification of a material from the Gelaqiu one at about 150 Ma was erupted between 1.3 and 0.4 Myr ago. The Huo source contained material the similar of Molabu and partly modified about 100 Ma.

The eruption of ca. 97 Ka on Laoheishan volcano was dated by K–Ar method (Wei et al., 2003). Accumulated cinder and volcanic bombs into a cone was followed with a lava flowed downstream the Beihe river. In low-Mg rocks, the material was combined from Laoshantou, Gelaqiu, and Molabu sources. During the rejuvenation of eruptions on Laoheishan volcano within the older crater in 1720–1721, the new edifice was formed with a new crater as deep as 145 m. After the Laoheishan volcano extinction, Huoshaoshan volcano began erupting 3.5 km to the north-east of the Laoheishan cone in a half year. Laoheishan volcano reactivated again in 1776 by eruptions of moderate-Mg liquids. Unlike low-Mg products of Laoheishan eruptions, the moderate-Mg ones were derived from the Gelaqiu and Molabu sources only.

For recording the latest eruption, the tephra layer was studied in bottom sediments of Nananelaqiushan Lake located in the summit crater of South Gelaqiushan volcano. Diameter of the lake is about 400 m. Two columns were sampled in the lake and the similar layers were observed and identified through decreasing loss of ignition and increasing magnetic susceptibility. In this tephra material, the contents of Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, and Fe were determined and compared with ones of the Laoheishan tephra. The defined heterogeneous compositions (tephriphonolitic and trachyandesitic) of the 1776 tephra were characteristic of volcanic glasses from Laoheishan and Huoshaoshan eruptions in 1720–1721 (Sun et al., in press).

Earlier, it was inferred that melts erupted on Laoheishan in 1720–1721 were derived from the enriched mantle sources that were similar to those of the previous eruptions in the Wudalianchi volcanic field, and melts erupted on Huoshaoshan afterwards (i.e. in 1721) with

melts from a new less enriched mantle source that is not characteristic of the previous Quaternary eruptions of this field (Chuvashova et al., 2007). It was proposed that during the Laoheishan and Huoshaoshan eruptions, lasted about one year and five months, there was a drastic change of sources under Wudalianchi similar to the transition from the lithospheric source to the asthenospheric one under the Lucero uplift in the Rio Grande rift during the long-lasting (millions of years) late Miocene lull of magmatic activity (Chuvashova et al., 2011). The obtained confirmation of the Laoheishan eruption in 1776 leads to the new understanding roles of the Wudalianchi magmatic sources. The Huo source, displayed in the eruption of 1721, was not retained in subsequent products of the 1776 eruption of Laoheishan volcano. After initial eruptions with sharp change of the magmatic sources of Laoheishan and Huoshaoshan volcanoes in 1720–1721, the final eruption of Laoheishan followed in 1776 with moderate-Mg lavas similar to the main moderate-Mg series of the Wudalianchi field. As a result, the Huo source did not show a comprehensive change of sources beneath the Wudalianchi volcanic field, but rather reflected an impulse crack propagation that caused decompression melting in heterogeneous viscous mantle of the anomalous Huo source.

The work was supported by RNF grant 18-77-10027 and was done in the Chinese-Russian Wudalianchi-Baikal Research Center on recent volcanism and environment.

References

Chuvashova I., Liu J., Rasskazov S. Unique drastic change of magmatic sources during the Laoheishan–Huoshaoshan eruptions of 1720–1721, Heilongjiang Province: New insight into the problem of relations between the lithosphere and asthenosphere // International seminar on the geological and ecological values of protected volcanic fields. Ext. abstr. Harbin, 2011. P. 37–42.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fefelov N.N. Holocene volcanism in Central Mongolia and Northeast China: Asynchronous decompressional and fluid melting of the mantle // Journal of Volcanology and Seismology. 2007. V. 1 (6). C. 372–396.

Liu J., Taniguchi H. Active volcanoes in China // Northeast Asian Studies. 2001. V. 6. P. 173–189.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Yi-min, Yang Chen, Xie Zhenhua, Yasnygina T.A., Saranina E.V., Zhengxing Fang Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7 (4). P. 495–532.

Rasskazov S., Sun Yi-min, Chuvashova I., Yasnygina T., Yang Chen, Xie Zhenhua, Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Origin of sources for potassic rocks from Wudalianchi, Northeast China: Case study of the Longmenshan and Molabushan volcanoes // Geochemica Acta (in press).

Sun C., Németh K., Zhan T., You H., Chu G., Liu J. Tephra evidence for the most recent eruption of Laoheishan volcano, Wudalianchi volcanic field, northeast China // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.014.

Wei H., Sparks R.S.J., Liu R., Fan Q., Wang Y., Hong H., Zhang H., Chen H., Jiang C., Dong J., Zheng Y., Pan Y. Three active volcanoes in China and their hazards // Journal of Asian Earth Sciences. 2003. V. 21. P. 515–526.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РИФТОГЕНЕЗА

А.Н. Сутурин

Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, *san@lin.irk.ru*

История становления Байкальской впадины по представлению Н.А. Логачёва (2005) начинается с конца верхнего мел-палеоцена. Некомпенсируемое погружение Байкальской впадины привело к формированию самого глубокого и самого емкого резервуара пресной воды. Н.А. Флоренсов (1968) среди озерных котловин Южной Сибири выделил рифтогенный байкальский тип и впервые показал влияние генезиса на многие параметры озер. К ним относятся: приуроченность котловины к новейшим тектоническим движениям, расположение в крутых бортах древних кристаллических пород, преобладание длины над шириной и большая глубина, наличие обильного речного питания и регулярный сток.

Исследования последних лет позволили получить новые сведения о влиянии рифтогенеза на лимнические характеристики озера. Рифтогенные озера, в первую очередь озеро Байкал, имеют многомиллионнолетний возраст.

Сохранение олиготрофности связано с тем, что микробо-фито- и зоопланктон фототрофной зоны открытого Байкала являются организмами – фильтраторами, многократно пропускающими через себя водную массу. В планктоне остаются все поступающие извне вещества, которые в последующем при отмирании организмов опускаются на дно в виде «морского снега», пелет зоопланктона, створок диатомовых. Влияние рек на состав воды озера Байкала ограничено устьевыми зонами. В этих участках кроме гидродинамических факторов, обеспечивающих осаждение из речных вод взвешенных веществ, свою роль играет кислородный геохимический барьер, на котором выпадают поливалентные элементы, такие как Fe и Mn. Важное значение для озера Байкал имеет формирование на существенной части побережья каменной литорали эффективных биогеохимических барьеров, охраняющих олиготрофную зону озера. Здесь прослеживается специфическая черта большинства рифтогенных озер, в которых олиготрофность пелагиали сочетается не только с большим биоразнообразием литоральной зоны, но и с ее высокой биопродуктивностью (Coulter, 1991; Naraguchi, 2004). Основная часть побережья озера Байкал представлена клифами, сложенными древними изверженными и метаморфическими породами, подверженными катаклазу и метасоматическим преобразованиям. Рифтогенное происхождение озера и сейсмоактивность обеспечивают абразию берегов и постоянное поступление кластогенного материала в водную систему (ежегодно свыше 1.5 млн м³) (Тимошкин и др., 2001).

В литоральной зоне осуществляется сложное взаимодействие каменного материала, атмосферы и гидросферы с бентосными и планктонными организмами. Только за счет этого взаимодействия идет постоянное восполнение элементов, необходимых для функционирования аквальных биогеоценозов. Основой живых систем, кроме органоидов C, H, O, N, P, S, являются нутриенты K, Na, Ca, Mg, Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Mo, биогенные элементы-неметаллы Cl, Br, Si, As и металлы Li, Sn, Ti, V, Cr. Металлы, благодаря их высокой каталитической способности, обеспечивают высокую активность металлоферментов и других металлодержащих биомолекул (Naraguchi, 2004). Важнейшую роль металлов, как первичных катализаторов, в становлении и эволюции метаболических систем и минеральные источники металлов отмечает в своих работах М.А. Федонкин (2003, 2008). В рифтовых зонах и на

тектонических окраинах континентов можно наблюдать первичные процессы биогеохимических взаимодействий воды и биоты с древними магматическими и метаморфическими породами. Каменная литораль озера Байкал представляет собой уникальный объект изучения протобиогеохимических процессов и выявления роли биоты в вовлечении макро- и микроэлементов в биогеохимический круговорот и перераспределении химических элементов между горными породами, бентосными и планктонными организмами и водой (Suturin et al., 2003).

Процессы разложения горных пород происходят под действием байкальской воды, агрессивность которой по отношению к большинству минералов определяется недонасыщенностью по большинству ионов и катионов, наличием растворенных кислорода, углекислого газа и азота, концентрации которых меняются в течение суток (рН – от 7.4 до 8.5, кислород – от 87 до 117 % насыщения) и воздействием органических кислот (Сутурин, 2013).

Биологическое выветривание предполагает физическое и химическое изменение горных пород и минералов под воздействием гидробионтов и продуктов их жизнедеятельности. Организмы извлекают из породы минеральные вещества, аккумулируют их, переводя избыточную часть в раствор. Фитобентосные организмы образуют органические кислоты (щавелевую, лимонную, яблочную, янтарную), которые оказывают разрушающее воздействие на минералы. Нитрификаторы образуют азотную кислоту, серобактерии и тионовые бактерии – серную. Лишайники, выделяя углекислоту и специфические кислоты, разрушают породу как химически, так и механически в результате проникновения гиф по плоскостям спайности первичных минералов.

Симбиотические организмы – лишайники и губки – обеспечивают извлечение из пород фосфора и фиксацию азота. Симбионтное сообщество гриба с водорослями включает также и азотобактер. Хелатирование является основным процессом дезинтеграции пород и извлечения лишайниками металлов, кальция и магния.

В литоральной зоне побережья Байкала формируются биогеоценозы, в которых подстилающий каменный субстрат служит источником биофильных элементов для зоо- и фитобентоса. Поступление дополнительных питательных компонентов в бентосный биоценоз идет как за счет выщелачивания элементов водой из пород, так и в результате жизнедеятельности симбионтных организмов. Важное значение для продуктивности биогеоценозов и биоразнообразия имеет петрографический и геохимический состав каменного субстрата. Биогеохимические процессы на каменной литорали оз. Байкал обеспечивают биоразнообразие и биопродуктивность бентосных гидробионтов.

Еще одна причина значительного биоразнообразия и биопродуктивности литорали озера Байкал заключается в том, что рифт является зоной глубинной дегазации. Через систему планетарных разломов (рифтов) поступают эндогенные потоки водорода, метана, азота и гелия. Центр водородно-метановой дегазации в Байкальском рифте – один из наиболее мощных в мире. Как отмечает М.А. Федонкин (2008), универсальной физической характеристикой живого является формирование ионных градиентов и перенос электрона от донора к акцептору. Водород был и остается главным субстратом микробной жизни и основой энергетики метаболизма. Начальным этапом заселения каменного материала являются литофильные бактерии, развитие которых стимулируется наличием в аквальных биоценозах свободного водорода. Вторым по мощности потоком в рифтовых зонах является метан. На Байкале имеется метан всех известных генетических типов (бактериальный, термогенный и эндогенный) (Калмычков, 2006). Эндогенный метан, обогащенный тяжелым изотопом углерода, зафиксирован в термальных источниках на побережье, термогенный метан содержит углерод, заимствованный из озерных осадков. В газах прибрежных азотных

терм количество метана составляет первые проценты, основная их масса представлена, помимо азота, водородом и гелием. Изучая процессы в береговых зонах Байкала, можно определить роль биогенного углерода и ювенильного водорода в метано- и нефтеобразовании. Биопродуктивность литорали и снос органики по склону и вынос по разломным зонам ювенильного водорода могут быть причиной формирования газовых и нефтяных месторождений, которые всё чаще вскрываются в рифтовых зонах.

Список литературы

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Отв. ред. К.Г. Леви, С.И. Шерман. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 9–32.

Калмычков Г.В. Генетические типы метана озера Байкал // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411, № 5. С. 672–675.

Сутурин А.Н. Извлечение химических элементов из горных пород байкальской водой и органическими соединениями // Геохимия. 2013. № 5. С. 471–480.

Тимошкин О.А., Ситникова Т.Я., Русинек О.Т. Аннотированный список фауны озера Байкал и его водосборного бассейна. Т. 1. Озеро Байкал. Кн. 1. Новосибирск: Наука, 2001. 832 с.

Федонкин М.А. Сужение геохимического базиса жизни и эвкаримизации биосферы: причинная связь // Палеонтологический журнал. 2003. № 6. С. 33–40.

Федонкин М.А. Роль водорода и металлов в становлении и эволюции биосферы // Проблемы зарождения и эволюции биосферы. М.: «Либроком», 2008. С. 417–437.

Флоренсов Н.А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 59–73.

Coulter G.W. Lake Tanganyika and its life. London: Oxford University Press, 1991. 354 p.

Haraguchi H. Metallomics as integrated biometal science // Journal Analytical Atomic Spectrometry. 2004. V. 9. (1). P. 5–14.

Suturin A.N., Timoshkin O.N., Paradina L.F. Kravtsova L.S., Rozhkova N.A., Kulikova N.N., Saibatalova Ye.V., Semiturkina N.A. Biogeochemical processes on the story littoral-unlimited element and nutrient source for Baikal ecosystem // Berliner Paläobiologische Abhandlungen. 2003. S. 129–139.

ЗЕРКАЛА СКОЛЬЖЕНИЯ РИФЕЙСКИХ МЕТАМОРФИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ПРОБЛЕМА ДЕФОРМАЦИОННЫХ ЦИКЛОВ

Т.Ю. Тверитинова

Геологический факультет Московского государственного университета
им. М.В. Ломоносова, Москва

Все геологические объекты эволюционируют. Возраст наблюдаемых в породных массивах тектонических структур лежит в интервале от возраста пород, в которых эти структуры наблюдаются, до возраста новейших деформаций, которым подвергался данный породный массив. В верхней хрупкой части земной коры широко распространены трещины различной природы: сколовые структуры, зеркала скольжения, жилы, отрывы и малые дизъюнктивы другой морфологии. Они образуют закономерные структурные парагенезы (Лукьянов, 1991; Расцветаев, 1987; Расцветаев и др., 1987). Большинство дизъюнктивных структур разновозрастных комплексов альпийских и древних складчатых систем, чехлов древних и молодых плит являются новейшими (позднеальпийскими) – структуры предшествующих (допозднеальпийских) деформационных циклов сохраняются в значительно меньшей мере. Наиболее молодые зеркала скольжения и связанные с ними дизъюнктивы образуют единые структурные парагенезы, формирование которых отвечает региональным полям напряжений, определяемым по современным сейсмологическим данным. Свидетельства проявления древних процессов выражены различным минеральным выполнением трещин, присутствием нескольких направлений штриховок на одной поверхности зеркал скольжения, структурами пересечения и др.

Взаимное расположение в регионах стабильных блоков и разделяющих их подвижных зон может сохраняться в течение нескольких тектономагматических эпох. Вследствие этого даже при неоднократном изменении общих для регионов геодинамических параметров, сопровождающихся переориентировкой осей эллипсоида напряжений, возникают условия, когда наложенные деформации отвечают тектодинамическим обстановкам, сходным с обстановками предыдущих циклов. При этом со временем в структурах определенной ориентировки происходит накопление однотипных деформаций.

Данные по распределению минидизъюнктивов в породных массивах различных геодинамических областей – от альпийских складчатых сооружений (Большой Кавказ) до древних складчатых систем (Восточный Саян), от древних платформ (Восточно-Европейская платформа) до современных рифтогенных областей (Байкальская рифтовая зона) – заставляют задуматься, насколько поздние деформации влияют на структурный статус породных массивов.

При наличии представительных статистических замеров минидизъюнктивных структур в разновозрастных комплексах пород возможно получение данных о нескольких деформационных циклах, оставивших следы в морфологическом облике этих структур. Ручная обработка массовых замеров трещиноватости трудоемка, более оптимально использование компьютерных программ, позволяющих по количественному признаку разделять структурные парагенезы на основе кинематического принципа относительной хронологии палеонапряжений как основного алгоритма тектонического стресс-мониторинга литосферы (Гущенко, 1979, 1999; Леонов и др., 2001) и дальнейшие разработки метода (Васильев, Мострюков, 2001). Программа стресс-мониторинга позволяет по замерам зеркал скольжения в некотором геологическом объеме выделять до шести последовательных непрерывных

деформационных стадий одного цикла, закономерно связанных между собой в режиме переиндексации одной из осей главного поля напряжений при развитии деформационного процесса. Каждый цикл соответствует одному крупному деформационному этапу, начавшемуся с деструкции какого-либо геологического объема в условиях растяжения (формирование сбросо-раздвиговых структур вплоть до заложения осадочного бассейна) и закончившемуся формированием структур сжатия (вплоть до складчатых или складчато-надвиговых систем на месте осадочных бассейнов или их частей).

Зеркала скольжения рифейских метаморфических толщ Восточного Саяна.

История формирования Восточного Саяна, возникшего как граничная структура в обрамлении древней Сибирской платформы (СП), включает несколько крупных деформационных этапов, начинающихся с активизации процессов рифтогенеза и заканчивающихся процессами сжатия и гранитизации (Галимова и др., 2012). Фундамент СП и раннедокембрийские блоки АССО разделены сложной Удинско-Колбинской зоной вдоль Главного Саянского разлома (ГСР), включающей ряд разновозрастных деформированных рифтогенных прогибов. При последовательном смещении активной динамики в пределы АССО (в сторону осевой части Центрально-Азиатского подвижного пояса) в тылу активной окраины Палеоазиатского океана вдоль ГСР в раннем, среднем и позднем рифее, раннем и среднем кембрии возникали и закрывались рифтогенные прогибы. Наиболее поздние каледонские деформации завершились внедрением ордовикских гранитоидов. В девоне вдоль ГСР вновь проявились процессы рифтогенеза, в позднем палеозое происходили покровно-сдвиговые деформации (Буслов, 2015), в триасе произошло внедрение интрузивов основного состава, в позднем мезозое формировался позднекеммерийский, а в кайнозое – альпийский Восточно-Саянские орогены. Каждому рифтогенному этапу соответствовали преобладающие условия латерального растяжения вкрест простирания структур, а складчатости имели место в условиях поперечного структурам сжатия, то есть вдоль зоны ГСР неоднократно чередовались обстановки растяжения и сжатия.

Зеркала скольжения в рифейских метаморфических толщах рифтогенных прогибов Восточного Саяна отличаются многообразием минерального выполнения, количественными параметрами борозд скольжения и ориентировками штриховок, что однозначно указывает на проявление в регионе в разное время различных геодинамических обстановок (Тверитинова, 2016). Значительная часть минидизъюнктивных структур образует парагенез латерального меридионального сжатия – широтного латерального растяжения, отвечающий современной геодинамической обстановке региона, выявляемой по сейсмологическим данным. Оставшиеся минидизъюнктивы группируются в пять структурных парагенезов, формирование которых предшествовало формированию структур последней деформационной стадии. Эти парагенезы выстраиваются (при достаточной представительности количества замеров) в последовательный ряд семейств взбросовых, сдвиговых и сбросовых типов полей напряжений, связанных между собой устойчивым положением осей эллипсоида напряжений и деформаций. Выявляемые, но наименее контрастно проявленные сбросовые поля напряжений отвечают последнему этапу активизации в зоне ГСР рифтогенных процессов.

Учитывая пространственные вариации типов полей напряжений в Саяно-Байкальском регионе (Шерман, Лунина, 2001) и факт, что проявлению позднекайнозойского рифтогенеза в условиях субширотного растяжения (Байкальская рифтовая зона) предшествовало проявление позднемезозойского рифтогенеза Забайкалья с субмеридиональной ориентировкой оси растяжения, начало последнего тектонического цикла в зоне ГСР можно отнести к кайнозою или позднему мезозою.

Таким образом, каждому тектоническому этапу соответствует свой деформационный цикл, т.е. все шесть стадий последовательной смены полей напряжений. Однозначной тенденции усложнения структурных рисунков в более древних породах не отмечается. Часто, наоборот, в более древних комплексах мы наблюдаем более устойчивые ориентировки эллипсоидов напряжений и деформаций. Это может быть связано с тем, что повторение деформационных циклов приводит к кинематическому упорядочиванию региональных структур и формированию устойчивых структурных планов, определяющих близкие параметры полей напряжений и деформаций различных тектодинамических этапов, в результате чего происходит многократное наложение кинематических признаков на различно ориентированные дизъюнктивы. Именно поэтому при различном составе заполнителя жил и отрывов, разнообразии качественных характеристик зеркал скольжения и наличии противоречивых кинематических индикаторов, часто взаимоисключающих друг друга, мы фиксируем в породных массивах малочисленные устойчивые закономерные структурные парагенезы.

Список литературы

Буслов М.М. Тектоника, геодинамика и пространственно-временные соотношения Центрально-Азиатского складчатого пояса с окружающими кратонами // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы науч. совещ. Иркутск, 2015. С. 22–24.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Мат-лы XXXIV Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС. 2001. С. 90–93.

Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В., Намолова М.М., Андриященко С.В., Денисенко Е.П., Пермьяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N–47–Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 108–125.

Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере: Труды ГИН. Вып. 460. М.: Наука, 1991. 145 с.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.

Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Тверитинова Т.Ю. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96.

Тверитинова Т. Ю. Анализ зеркал скольжения рифейских метаморфитов центральной части Восточного Саяна // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Мат-лы III Всероссийского совещания и II Всероссийской молодежной школы по современной геодинамике. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 116–120.

Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // Доклады Академии наук. 2001. Т. 378, № 5. С. 672–674.

THE MIRRORS OF SLIDING OF THE RIPHEAN METAMORPHIC COMPLEXES OF THE EAST SAYAN AND THE PROBLEM OF DEFORMATION CYCLES

T.Yu. Tveritinova

Geological Faculty of the Lomonosov Moscow State University, Moscow

All of the geological objects evolve. The age of tectonic structures observed in rock massifs lies in the range from the age of the rocks in which these structures are observed to the age of the newest deformations to which this rock mass was exposed. Fractures of various types (cracks, shear structures, slip mirrors, veins, simoidal veins, and other small disjunctives of a different morphology) are widespread in the upper brittle part of the earth's crust. They form regular structural parageneses (Lukyanov, 1991; Rastsvetaev et al., 1987). Most of these disjunctive structures of different age complexes of Alpine and ancient folded systems, covers of ancient and young plates are the newest (Late Alpine) ones. The preceding (pre-Alpine) deformation cycle's structures are preserved to a much lesser extent. The youngest slip mirrors and related disjunctives form regular structural parageneses. The formation of these parageneses corresponds to regional stress fields, determined by the modern seismological data. Evidence of the ancient processes manifestation is expressed by various mineral fracturing, the presence of several displacement directions on one slip mirror surface, intersection structures, etc.

The mutual arrangement in the regions of stable blocks and separating mobile zones may be maintained for several tectonic-magmatic eras. As a result, even with repeated changes in the geodynamic conditions common for the regions, accompanied by reorientation of the ellipsoid axes of stresses, conditions arise when the superimposed deformations correspond to tectodynamic settings similar to those of previous cycles. In this case, over time, the accumulation of uniform deformations occurs in the structures of a certain orientation.

Data on the mini disjunctive structure's distribution in rock masses of various geodynamic regions - from Alpine folded structures (Greater Caucasus) to ancient folded systems (Eastern Sayan), from ancient platforms (Eastern European platform) to modern rift areas (Baikal rift zone) make you think about late deformations affect the structural status of rock massifs.

In the presence of representative statistical measurements of mini-disjunctive structures in uneven-aged rock complexes, it is possible to obtain data on several deformation cycles that left a mark on the morphological appearance of these structures. Manual processing of mass measurements of fracturing is laborious, more optimal use of computer programs that allow to divide structural parageneses on a quantitative basis based on the kinematic principle of the relative paleo-stress chronology as the main algorithm for tectonic stress-monitoring of the lithosphere (Gushchenko, 1979, 1999, Leonov et al., 2001) and further development of the method (Vasiliev, Mostryukov, 2001).

The stress monitoring program allows, according to measurements of slip mirrors, to allocate up to six consecutive continuous deformation stages of one cycle in a certain geological volume, regularly connected with each other in the reindexing mode of one of the axes of the main stress field during the development of the deformation process. Each cycle corresponds to one major deformation stage, which began with the destruction of a geological volume under tension (formation of dropping-sliding structures up to the sedimentary basin)

and ending with the formation of compression structures (up to fold or fold-thrust systems at the site of sedimentary basins or their parts).

Slip mirrors of Riphean metamorphic strata of the Eastern Sayan. The history of the formation of the Eastern Sayan, which emerged as a boundary structure in the frame of the ancient Siberian platform (SP), includes several major deformation stages, starting with the activation of the processes of rifting and ending with the processes of compression and granitization (Galimova, 2012). The foundation of SP and the early Precambrian blocks of ASSO are separated by a complex Uda-Kolbinsk zone along the Main Sayan Fault (MSF), which includes a number of uneven-age deformed rift-induced deflections.

With a consistent displacement of the active dynamics within the limits of the ASSO (in the direction of the axial part of the Central Asian mobile belt) in the rear of the active margin of the Paleo-Asian ocean along the MSF in the Early, Middle-Late Riphean, Early and Middle Cambrian, rift basins appeared and closed. The most recent Caledonian deformations ended with the Ordovician granitoids intrusion. Riftogenesis processes reappeared along the MSF in the Devonian, cover-shear deformations occurred in the Late Paleozoic (Buslov, 2015), intrusions of the basic composition occurred in the Triassic, the Late-Kimmerian East Sayan orogen was formed in the Late Mesozoic, and the Alpine East Sayan orogen was formed.

The prevailing conditions of lateral extension across the strike of the structures corresponded to each rift stage, and folding occurred under conditions of transverse compression structures, that is, along the MSF zone, the extension and compression settings alternated several times.

Slip mirrors in the Riphean metamorphic strata of the rift-induced troughs of the Eastern Sayan are distinguished by a variety of mineral performance, quantitative parameters of gliding grooves and shading directions, which clearly indicates the different geodynamic settings in the region at different times (Tveritinova, 2016). A significant part of the mini-disjunctive structures forms a paragenesis of the lateral meridional compression – latitudinal lateral extension, which corresponds to the modern tectodynamic setting of the region, as revealed by seismological data. The remaining mini-disjunctions are grouped into five structural parageneses, the formation of which preceded the formation of the last deformation stage structures. These parageneses are lined up (with sufficient representativeness of the number of measurements) into a sequential series of families of reverse fault, shear, and normal fault types of stress field, interconnected by the stable position of the ellipsoid axes of stresses and strains. The detected but less contrasting stress relief fields correspond to the last stage of activation of rift processes in the MSF zone.

Given the spatial variations types of stress fields in Sayano-Baikal region (Sherman Lunina, 2001) and the fact that expression of the Late riftogenesis under sublatitudinal extension (Baikal rift zone) preceded expression of the Late riftogenesis Transbaikalian with submeridional orientation extension axis, the beginning of the last tectonic cycle The MSF zone may refer to Cenozoic or Late Mesozoic.

Thus, each tectonic stage corresponds to its own deformation cycle, i.e. all six stages of successive change of stress fields. The unequivocal trend of the complication of structural patterns in more ancient rocks is not observed. Often, on the contrary, in more ancient complexes, we observe more stable orientations of the ellipsoids of stresses and strains. This may be due to the fact that the repetition of deformation cycles leads to the kinematic ordering of regional structures and the formation of stable structural plans defining similar parameters of stress fields and deformations of different tectodynamic stages, resulting in multiple imposition of kinematic features on differently oriented disjunctives. That is why, with a different composition of shear and sigmoidal veins, a variety of quality characteristics of slip

mirrors and the presence of conflicting kinematic indicators, often mutually exclusive, we record small stable regular structural parageneses in rock masses.

References

Buslov M.M. Tectonics, geodynamics and space-time relationships of the Central Asian fold belt with the surrounding cratons // Geodynamic evolution of the Central Asian mobile belt's lithosphere (from ocean to continent): materials of scientific meeting (Irkutsk, October 13–16, 2015). Irkutsk, 2015. P. 22–24 (in Russian).

Galimova T.F., Pashkova A.G., Povarintseva S.A., Perfiliev V.V., Namolova M.M., Andriushchenko S.V., Denisenko E.P., Permiakov S.A., Mironiuk E.P., Timashkov A.N., Plekhanov A.O. State map of Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (the third generation). Angaro-Yenisei series. Sheet N–47–Nizhneudinsk. Explanatory note. St-Petersburg: The Cartographic Factory of VSEGEI, 2012. 652 p. (in Russian).

Gushchenko O.I. Method for kinematic analysis of fracture structures during the reconstruction of tectonic stress fields // Fields of stress and strain in the lithosphere. Moscow: Nauka, 1979. P. 7–25 (in Russian).

Gushchenko O.I. The kinematic principle of the relative chronology of paleostresses (the main algorithm for the tectonic stress monitoring of the lithosphere) // Theoretical and regional problems of geodynamics. Moscow: Nauka, 1999. P. 108–125 (in Russian).

Leonov Yu.G., Gushchenko O.I., Kopp M.L., Rastsvetaev L.M. Relationship between the Late Cenozoic stresses and deformations in the Caucasian Sector of the Alpine Belt and its northern foreland // Geotectonics. 2001. V. 35 (1). P. 30–50.

Lukyanov A.V. Plastic deformation and tectonic flows in the lithosphere. Proceedings of the Geological Institute. Issue 460. Moscow: Nauka, 1991. 145 p. (in Russian).

Rastsvetaev L.M. Paragenetic method of structural analysis of disjunctive tectonic disturbances // Problems of structural geology and physics of tectonic processes. Moscow: GIN AS USSR, 1987. P. 173–235 (in Russian).

Rastsvetaev L.M., Birman A.S., Kurdin N.N., Tveritinova T.Yu. Paragenetic analysis of the Alpine disjunctives of the Mineralovodsk region // Geology and minerals of the Greater Caucasus. Moscow: Nauka. 1987. P. 69–96 (in Russian).

Sherman S.I., Lunina O.V. A new map representing stressed state of the upper part of the Earth's lithosphere // Doklady Earth Sciences. 2001. V. 379. P. 553–555.

Tveritinova T.Yu. Analysis of slickensides in Riphean metamorphic rocks of the Central Eastern Sayan // Modern geodynamics and natural hazards: the results of studies on the quantitative base. Proceedings of the III All-Russian meeting and the II All-Russian school for young scientists on modern geodynamics. Irkutsk: IEC SB RAS, 2016. P. 116–120 (in Russian with English abstract).

Vasiliev N.Yu., Mostryukov A.O. Patterns of evolution of deformation cycles in the processes of tectogenesis // Neogaeus tectonics: global and regional aspects. Proceedings of the XXXIVth Tectonics meeting. V. 1. Moscow: GEOS, 2001. P. 90–93 (in Russian).

DISTRIBUTION AND GEOTECHNICAL CHARACTERISTICS OF SOFT SOILS IN HANOI, VIETNAM

Tran Thi Thu Hien¹, Nguyen Thi Phuong Thanh²

¹Geotechnical Department of University of Transport and Communications, Hanoi, Vietnam

²Geological Faculty of Hanoi University of Natural Resources and Environment, Hanoi, Vietnam,
tranhiennxht@gmail.com

Hanoi, the capital of Vietnam, is one of the largest cities in the Asia with area of 3.348 km² and more than 8 million people. Most of Hanoi is located in the delta area of the Red River (Fig. 1). The surface level decreases from north to south and from west to east. Plain terrain covers three-quarters of the Hanoi area with an average elevation of 8–12m a.l.s in the north; 12 to 15 m a.l.s in the north-west; 5 to 7 m a.l.s in the center; and 3–4m a.l.s in the south and south-east (Vu, 2011). The Red River is the largest river flowing through Hanoi, with a length of 163 km (Nguyen, 2004).

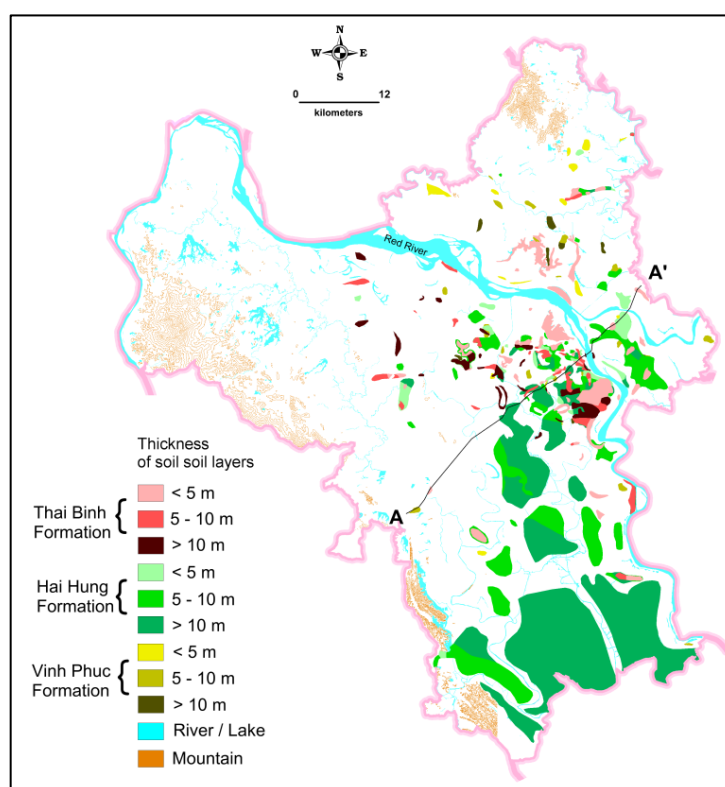


Fig. 1. Distribution of soft soil layers in the Hanoi area, made by Phi, H.T. and Tran T.T.H. (2019).

Distribution and geotechnical characteristics of the Quaternary deposits are identified by the results of geotechnical surveys for many objects (bridges, roads, multi-storey buildings) and hydrogeological surveys in Hanoi area, collected by Phi Hong Thinh from colleagues and his personal participation in the process of geotechnical surveys in the Hanoi area. In this work, author used data from 691 boreholes with the depth of 11 to 281 m to the Neogene deposits and laboratory testing results of 4536 soil samples. In the section of Quaternary sediments, five formations are distinguished, differing in age and origin (from bottom to top): Early Pleistocene – alluvial deposits (Le Chi formation – *allc*), represented by

pebbles, gravel, with the lenses of sand, clayey sand or sandy clay; Middle-Late Pleistocene – alluvial-proluvial and alluvial sediments (Ha Noi formation – ap, aII-III¹hn) are composed of pebbles, gravel and sand, sometimes clayey sand and sandy clay, developed in the upper part of the section; Late Pleistocene – alluvial, alluvial-lake-marsh and alluvial-marine sediments (Vinh Phuc formation – a, alb, amIII²vp_{1,2,3}) have certain regularities of the transition from sands in the lower part of the section to sandy clay and clays in the upper part, sandy clay is traced in places with organic residues; the early and middle Holocene – lake-marsh, alluvial-sea-marsh and sea sediments (Hai Hung formation – lb, amb, mIV¹⁻²hh_{1,2,3}) are specific weak water-saturated soils in Hanoi and are represented by sandy clay and clay with organic residues in the basis of the section, gradually replacing the marine clay of greenish grey color; Late Holocene – alluvial and alluvial-lake-marsh sediments (Thai Binh formation – a, albIV³tb_{1,2}), are widespread and are characterized by a gradual transition from sand to clayey sand and sandy clay, sometimes with organic residues.

Analysis of the geotechnical properties of soil layers (Table) allowed us to divide the Quaternary deposits of the Hanoi area into 24 layers.

We found that the geological structure of the Hanoi area contains thick, soft soil layers such as layers No. 2, 7, 11, 13 and 16 (Fig. 1–2).

Some geotechnical characteristics of Quaternary deposits of the Hanoi area, prepared by Phi, H.T. and Tran T.T.H. in 2019.

Soil layer No.	Natural moisture content W %	Natural unit weight ρ g/cm ³	Plastic index I _p %	Liquid index I _L	Internal friction angle φ Degree	Cohesive strength c kPa	Defor. modulus E ₀₍₁₋₂₎ MPa	Organic matter O %	The number of the tested samples
2	55.8	1.64	16.9	1.12	5°33'	7.1	1.6	–	52
3	32.6	1.79	15.6	0.58	10°32'	16.5	6.9	–	29
4	–	–	–	–	25°57'	–	7.2	–	16
5	32.8	1.85	19.0	0.35	10°43'	29.3	11.1	–	87
6	29.1	1.89	14.3	0.37	12°51'	26.8	11.6	–	733
7	42.6	1.72	14.8	0.89	7°10'	12.0	4.0	5.7	385
8	31.6	1.82	9.7	0.78	12°50'	14.7	7.6	–	249
9	–	–	–	–	27°29'	–	10.7	–	545
10	34.3	1.74	12.1	0.73	10°44'	16.1	5.4	–	89
11	40.1	1.76	15.6	0.96	6°35'	9.6	3.4	12.2	27
12	35.1	1.80	18.6	0.47	10°22'	24.2	8.9	5.3	163
13	53.3	1.61	15.9	1.26	5°39'	9.1	1.6	9.7	628
14	30.6	1.87	18.5	0.25	12°50'	30.8	15.2	–	196
15	26.6	1.92	13.9	0.28	14°01'	30.4	14.8	–	608
16	36.4	1.76	12.8	0.88	10°40'	12.0	4.9	8.0	54
17	26.0	1.85	7.5	0.77	15°30'	14.5	11.5	–	167
18	–	–	–	–	33°39'	–	19.8	–	195
19	–	–	–	–	36°04'	–	30.1	–	215
20	27.3	1.84	10.8	0.59	9°45'	18.2	7.0	–	08
21	–	–	–	–	–	–	12.4	–	10
22	–	–	–	–	–	–	>50.0	–	80
23	–	–	–	–	–	–	15.0-20.0	–	–
24	–	–	–	–	–	–	>50.0	–	–

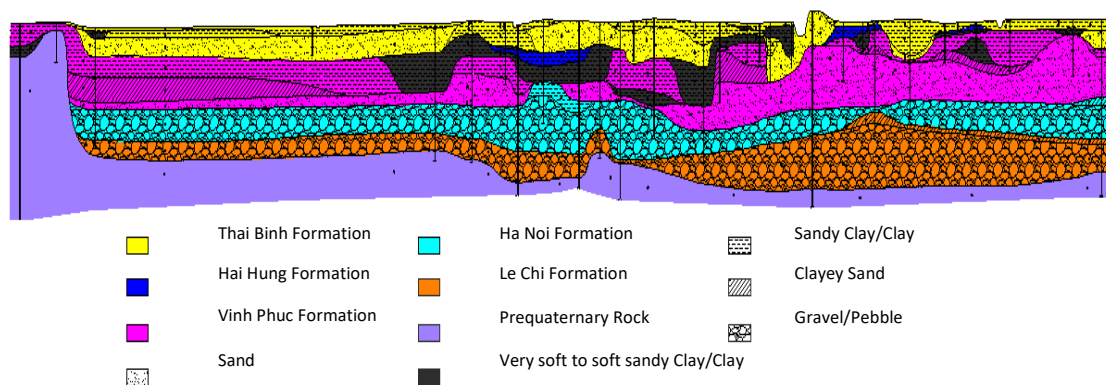


Fig. 2. Distribution of soft soil layers (in black color) in geotechnical cross-section AA' in the Hanoi area, made by Phi, H.T. and Tran T.T.H. (2019). The greatest drilling depth is 100 m; the section length is 41.3 km.

The soft soil layers with wide and shallow distribution and great thickness which create dangerous engineering-geological processes, including land subsidence caused by intensive groundwater exploitation for water supply; the deformation of buildings and other structures; stability of the highways and roads and etc. (Phi, Strokova, 2012). For designing and constructing structures, presence of soft soil layers should be paid attention.

Acknowledgements: We would like to thank University of Transport and Communications with the Fund No. T2019-CT-052 for supporting of this research.

References

- Nguyen H.P. Report on collecting and verifying data, additional studies for mapping of soft soils distribution in Hanoi to plan for construction in the capital of Vietnam // Hanoi University of Mining and Geology. 2004. P. 101–163 (in Vietnamese).
- Phi H.T., Strokova L.A. Geohazards in Hanoi, Vietnam // Journal of Tomsk National University. 2011. V. 349. P. 200–204 (in Russian).
- Phi H.T., Strokova L.A., Minh N.N. Assessment and prediction of land subsidence caused by groundwater exploitation in Hanoi, Vietnam // Russian Journal of Engineering Geology. 2012. V. 2. P. 52–59 (in Russian).
- Vu V.P. Geology, geomorphology, and natural resources of Hanoi, Vietnam. Hanoi Publisher, 2011. 280 p. (in Vietnamese).

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ РИТМИЧНОЙ ТОЛЩИ ПЕСЧАНОГО МАССИВА ВЕРХНИЙ КУЙТУН В БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

А. Хассан^{1,2}, *В.Л. Коломиец*^{3,4}, *Р.Ц. Будаев*³,
С.В. Рассказов^{1,5}, *И.С. Чувашова*^{1,5}, *Н.В. Кулагина*⁵

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, *abdulmonemhassan86@gmail.com*

²Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁴Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

⁵Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Баргузинская долина – одна из осевых структур Байкальской рифтовой зоны – обрамлена горными поднятиями Баргузинского и Икатского хребтов. В ее днище выделяется три основных элемента строения рельефа: а) наклонно-волнистая равнина, прослеживаемая по подножью Баргузинского хребта, б) террасовый комплекс р. Баргузин, в) песчаные увалы (куйтуны) вдоль юго-восточного макросклона Икатского хребта. Увалы имеют отчетливое морфологическое выражение и представлены Верхним и Нижним Куйтунами (до 200 м относительной высоты), которые разделены между собой долиной р. Аргада. Массивы выполнены толщами алевритово-псаммитового материала комплексного озерно-речного происхождения и примесью фаций пролювиального, делювиального и эолового генезиса.

Скважина № 538 в районе с. Аргада, наращивает разрез осадочной толщи, вскрытой до глубины 355 м. Керна скважины с шагом до 1 м был отобран для изучения структурных особенностей отложений посредством гранулометрического анализа с дальнейшей обработкой его данных методами математической статистики и палеопотамологии (Коломиец, 1998). Следуя общей схеме структурно-текстурных свойств аллювиального и озерного четвертичных стратонов Баргузинской долины, приведем уточняющие данные по условиям и обстановкам их седиментации.

Перекрывающая разрез толща в интервале 0.0–2.0 м состоит из алевропесков и мелкозернистых песков с добавлением гравийно-галечного материала (до 7 %) как аллювиального (коэффициент вариации осадков, $v < 2.0$), так и аквального генезиса с примесью осадков, отличных от речного происхождения ($v > 2.0$).

Рыхлая толща в интервале 2.0–47.0 м представлена песками различной структуры – песчаными алевритами (средневзвешенный диаметр частиц, $x = 0.08–0.11$ мм), алевропесками ($x = 0.12–0.14$ мм), алевритово- и алевритистыми мелкозернистыми песками ($x = 0.18–0.26$ мм), а также мелкозернистыми и среднемелкозернистыми их разностями ($x = 0.27–0.31$ мм) с незначительным включением (до 1 %) обломков гравийной размерности. Отложения характеризуются особенно хорошей, совершенной и умеренной сортировкой (стандартное отклонение, $\sigma = 0.06–0.44$), асимметричным распределением со сдвинутой в сторону крупных частиц модой. Динамика седиментации при их накоплении была невысокой (коэффициент асимметрии α в среднем около 2 единиц), тектонические условия относительно стабильные (экссесс τ главным образом в пределах первого десятка единиц). Коэффициент вариации определяет генезис данных осадков ($v = 0.43–0.8$), как аквальный (поле совмещения лимнических и аллювиальных условий формирования осадков).

Наносы аккумуляровались в мелководных (до 3.4 м) озерных проточных водоемах. Реки, доставлявшие в седиментационный бассейн осадки, имели

слабоподвижные (ϕ -критерий устойчивости русел < 100) русла равнинного типа (число Фруда $Fr=0.01-0.08$) с площадью водосбора $>100 \text{ км}^2$ в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды (коэффициент шероховатости, $n>40$). Вычисленные значения числа Лохтина (в среднем, $\Lambda=1.7-1.8$) свидетельствуют о приближении исследуемых водотоков к конечному водоему (придельтовые условия), чем, по-видимому, обусловлена некоторая изменчивость ширины русел за счет деления единого более крупного русла (130–217 м) на ряд рукавов (34–80 м).

Отложения в интервале 48.0–112.0 м – перемежающиеся слои разномерного псаммитового материала с добавками до 3 % мелкогравийных обломков ($x=0.18-0.66 \text{ мм}$). Особенно изменчивым становится состав песчаных пород в интервале 100–112 м – чередование по вертикали крупно- и среднезернистых, средне- и мелкозернистых, алевритово-мелкозернистых песков, алевропесков и песчаных алевритов. Наблюдается общее «огрубение» осадка, по сравнению с толщиной в интервале 2.0–47.0 м, что проявляется в ухудшении сортировки (от хорошей до умеренной и недостаточной, $\sigma=0.15-0.82$) и росте энергетического потенциала, вызвавшего ярко выраженный модальный перекося в сторону крупных частиц в эмпирическом полигоне распределений ($\alpha<9$). Для тектонического фона характерно изменение состояния в сторону стабилизации с увеличением глубины разреза (от первого десятка до десятков единиц). Вся толща имеет аллювиальный генезис ($v=0.81-1.95$), от более спокойных турбулентных речных условий формирования осадков в верхней части до усиления динамических процессов к низу толщи и наибольшего контраста ($v=0.91-1.88$) в интервале 100–112 м.

Накопление осадков осуществлялось преимущественно большими и средними палеореками шириной до 340 м (в среднем 130–180 м), характеризующимися в основном равнинным ($Fr=0.02-0.10$), реже полугорным ($Fr=0.11-0.16$) типом естественных блуждающих русел с площадью водосбора $>100 \text{ км}^2$ в благоприятных и весьма благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды ($n=36-46$). Осадки, образовавшиеся в исходных условиях, по фациально-генетической природе относятся к аллювиальным русловым грядовым и в меньшей степени – пойменным пескам речной макрофации.

В интервале 113–114 м залегает горизонт особенно хорошо сортированных песчаных алевритов комплексного генезиса, формировавшихся при устойчивом тектоническом фоне ($x=0.08-0.09 \text{ мм}$; $\sigma=0.06-0.07$; $v=0.75-0.77$; $\tau=32.41-95.96$).

Далее, до глубины 170 м, осадочная толща сформирована ритмичным залеганием песков четырех ритмов – речного (1, $v=0.82-1.31$), чередующегося между собой речного и комплексного лимноаллювиального (2, $v=0.64-1.29$), смешанного озерно-речного (3, $v=0.54-0.8$) и аллювиального (4, $v=1.07-1.39$).

Первый ритм – песчаные породы разной структуры: алевропески ($x=0.10-0.16 \text{ мм}$), пески с преобладанием мелкозернистых частиц ($x=0.22-0.27 \text{ мм}$) среднезернистые и близкие к ним по составу ($x=0.38-0.59 \text{ мм}$). Преобладает хорошая до умеренной сортированность ($\sigma=0.16-0.56$), левосторонний модальный сдвиг и переменные тектонические условия – от стабильных и менее стабильных. Среда осадконакопления – стационарный водоток равнинного, реже полугорного типа средних рек с ложем, выработанным в рыхлых породах, и поступательным движением воды от истока к устью. Второй ритм состоит из перемежающихся по вертикали в различных комбинациях песчаных алевритов ($x=0.08-0.10 \text{ мм}$), алевропесков ($x=0.14-0.15 \text{ мм}$), алевритово-мелкозернистых ($x=0.21-0.23 \text{ мм}$), средне- и мелкозернистых ($x=0.29-0.40 \text{ мм}$) и среднезернистых, а также средне- и крупнозернистых песков ($x=0.47-0.78 \text{ мм}$). Присутствуют последовательно 12 смен условий седиментации – от

комплексных до речных. Третий ритм представлен алевритово-мелкозернистыми ($x=0.24-0.29$ мм) и средне- и мелкозернистыми песками ($x=0.30-0.38$ мм), накапливавшимися в условиях проточного неглубокого (1.5–2.6 м) озеровидного водоема. В четвертом ритме преобладают мелко- и среднезернистые пески ($x=0.31-0.69$ мм), формировавшиеся водотоками равнинного ($Fr=0.06-0.10$) полугорного ($Fr=0.15-0.17$) типа.

В интервале 170–244 м наблюдается развитие слоистой толщи, имеющей трехчленное строение. Венчающие и подстилающие слои представлены песками речного происхождения ($v=0.83-1.97$), состоящими из частиц мелкой, средней и крупной размерности ($x=0.23-1.59$ мм) разной степени сортировки, с левосторонним модальным смещением в сторону крупных частиц и их хорошим структурированием, тектонический фон – стабильный устойчивый. Аккумуляция осадков осуществлялась речными потоками преимущественно средней величины (40–200 м) равнинного ($Fr=0.03-0.09$) и полугорного ($Fr=0.11-0.30$) типа в благоприятных условиях состояния ложа и течения при близком положении устья ($\Lambda=1.3-2.6$). Для палеоводотоков полугорного типа характерно возрастание гидродинамических параметров – ширины до 580 м. Скорость течения составляла 0.6–0.8 м/с, глубина – 3–7 м, уклон продольного профиля – 1.4–3.1 м/км. Средний горизонт сложен песчаными алевритами, алевритово-, тонко- и мелкозернистыми песками с небольшими добавками более крупных частиц ($x=0.08-0.33$ мм). Преобладают осадки лимноаллювиального происхождения ($v=0.66-0.80$), формировавшиеся в озеровидных мелководных (1.0–1.6 м) бассейнах. Такими же структурно-генетическими и динамическими свойствами обладает горизонт песчаных алевритов комплексного происхождения, залегающий на разделе (интервал 239–243 м) с нижележащей толщей.

Толща в интервале 244–303 м представлена разными по мощности ритмами (до шести, сверху вниз) неоднородного генезиса: в первом ритме преобладают алевритово-тонкопесчаные породы ($x=0.08-0.31$ мм) комплексного происхождения, во втором – мелко- и среднезернистые и средне- и мелкозернистые пески ($x=0.16-0.63$ мм) речного генезиса, в третьем – лимноаллювиальные алевриты и тонкозернистые пески ($x=0.08-0.10$ мм), в четвертом – речные крупно-, мелко- и среднезернистые пески ($x=0.19-0.55$ мм), в пятом – чередуются тонкообломочные (смешанного генезиса) и грубообломочные (речного происхождения) пески с внедрением в интервале 288–290 м порций пролювиального и склонового материала ($v=2.19-4.84$), в шестом ритме присутствуют речные алевритово-мелкозернистые пески ($x=0.12-0.15$ мм) с добавлением материала неаллювиального происхождения (296–299 м; $v=2.44-3.14$).

Самым низам вскрытой части разреза (интервал 303–352 м) свойственно то же ритмичное чередование алевритов, алевритосодержащих пород и разнотернистых песков, отличающихся своим происхождением. Установлена следующая последовательность формирования осадков: первый и третий ритмы содержат преимущественно средне- и мелкозернистые пески с добавлением гравия и мелкой гальки аллювиального генезиса ($v=1.10-1.99$), второй и четвертый ритмы – алевриты и пески смешанного происхождения с горизонтами речных псаммитов ($v=0.66-0.80$) и пятый ритм – чисто аллювиально-озерные песчаные алевриты ($v=0.66-0.79$).

Пробы интервала 353–355 м состоят из речных крупно- и среднезернистых песков с небольшими включениями гравия и мелкой гальки ($v=0.85-1.65$).

Список литературы

Коломиец В.Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам // Вестник Бурятского университета. Серия 3: география, геология. Вып. 2. Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 1998. С. 92–100.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИТМИЧНОГО (АЛЛЮВИАЛЬНОГО) И ПЕСЧАНОГО (ОЗЕРНОГО) ЧЕТВЕРТИЧНЫХ СТРАТОНОВ БАРГУЗИНСКОЙ ДОЛИНЫ

А. Хассан^{1,2}, *С.В. Рассказов*^{1,3}, *И.С. Чувашова*^{1,3}, *Н.В. Кулагина*³,
В.Л. Коломиец^{4,5}, *Р.Ц. Будаев*⁵, *А. Аль Хамуд*^{1,6}

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, *abdulmonemhassan86@gmail.com*

²Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

⁵Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁶Университет Аль-Фурат, Дейр-Эз-Зор, Сирия

Выявление обстановок морфо- и седиментогенеза четвертичных толщ во впадинах Байкальской рифтовой зоны – ключевой вопрос ее плейстоценовой истории, требующий, прежде всего, рассмотрения соотношений накопления руслового аллювия и озерных песчаных толщ. В настоящей работе приводится литологическая и палинологическая характеристика представительного разреза аллювиального и озерного стратонов, изученных в Баргузинской долине.

В 2012 г. в Хонхинской котловине долины, в районе с. Аргада, четвертичные отложения были вскрыты на глубину 355 м скважиной 538 Байкальского филиала «Сосновгеология» ФГУГП «Урангеологоразведка». В глубинном интервале 355.0–100.7 м наблюдалась ритмичная аллювиальная толща. Каждый ритм, отражающий изменение динамики водного потока речной долины, начинался слоем песка различной зернистости, от крупной до мелкой, и сменялся слоем серого однородного алевролита. Отложения, составляющие верхнюю толщу на глубинах 100.7 м и менее, сложены мелкозернистым однородным песком озерного происхождения.

По характеру ритмичности вскрытая нижняя аллювиальная толща подразделяется на четыре глубинных интервала. Первый интервал (355.0–302.9 м) представлен пятью ритмами чередующейся мощности, от минимальной (5 м) до максимальной (19 м). Второй интервал (302.9–244.0 м) включает шесть ритмов, мощность отложений которых последовательно увеличивается снизу вверх по разрезу от 1.7 до 18.5 м. Третий интервал (244–170 м) объединяет три ритма: начальный и завершающий с мощностью отложений 20 и 11 м соответственно, средний с мощностью отложений 43 м. Четвертый интервал (170–109 м) включает четыре ритма приблизительно с одинаковой мощностью отложений 15–16 м. Ритмичная толща венчается переходным слоем 109.0–100.7 м с хаотичной слоистостью. Этот слой подстилает пески Верхнего Куйтуна, слагающие осадки, вскрытые в верхней части скважины. Общая мощность вскрытой ритмичной толщи составляет 254 м, приблизительно на 150 м меньше мощности толщи, вскрытой прежде глубокой скв. Р-1.

Песчаная толща верхней части разреза характеризует отложения уровней низких эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террасоувалов и террас. Отложения высоких уровней формировались главным образом в сложных озерно-речных условиях, низкие – в условиях медленного течения крупной реки. Такой сценарий предполагает локальные подпоры долин рек, обусловленные тектоническими движениями (Коломиец, 2010). Песчаными «куйтунами»: – Верхним, Нижним и Сувинским – занята

почти половина территории долины (Флоренсов, 1960; Логачев, 1974). Самый крупный, Верхний Куйтун, отделен от склона Икатского хребта долиной р. Аргада, русло которой вскрывает контакт песчаного покрова с кристаллическим фундаментом. Пески обнажены в 100–140-метровом уступе, протягивающемся почти вдоль всего северо-восточного отрезка реки. На водоразделе рек Гарга и Аргада песчаный массив причленяется к склону Икатского хребта.

По результатам анализа спор и пыльцы в отложениях, вскрытых в скв. 538, выявлены изменения состава растительности.

В верхней части песчаной толщи (глубина 27.5 м), наряду с темнохвойными лесными сообществами *Pinus sec. Cembra*, *Abies sibirica*, *Picea obovata*, развиты светлохвойные *P. sylvestris*, а также *Betula sp.* и *Salix sp.* Распространены остепненные разнотравно-полынные ассоциации. Присутствует тсуга (скорее, в результате переотложения). В средней и нижней частях песчаной толщи (глубины 30, 39, 90 м) содержатся малочисленные миоспоры. Соотношения между основными видами спор и пыльцы подобны их соотношениям в верхней части песчаной толщи. Ниже по разрезу (с глубины 91 м) пыльца темнохвойных пород уступает светлохвойным породам.

Подстилающий озерные осадки горизонт (глубина 101 м) характеризуется в целом снижением роли древесных пород. Отмечается увеличение участия ели. В травянистом покрове развиты разнотравно-папоротниковые сообщества с примесью растений – обитателей щебнистых склонов.

Ниже по разрезу колебания видового состава спор и пыльцы вписываются в четыре интервала ритмичной аллювиальной толщи.

Интервал 170–109 м (обр. глубин 123 и 147 м) характеризуется спектрами, для которых свойственно преобладание пыльцы травянистых растений, в частности цикориевых, осоковых, маревых и других, а также споровых – риччии, папоротников, плаунов. Растительность смешанных лесов представлена сосной, елью, редко лиственницей, березой.

Интервал 170–244 м (обр. глубин 171, 223, 235 м) дает чередование травянистых, споровых или древесных доминант. Так, в пробе 171 м распространены полынно-марево-осоковые группы пород открытых участков, темнохвойные с участием сосны обыкновенной, лиственницы и березы значительно уступают им по площади. В пробе 223 м отмечается, при сходном составе травянистой растительности, увеличение вклада ели. В пробе 235 м в составе темнохвойных лесов, наряду с елью, возрастает роль кедровидных сосен.

В начале интервала 302.9–244.0 м (обр. с глубины 247.5 м) из-за малого числа миоспор трудно судить о растительности. Однако в образце 283 м фиксируется широкое развитие споровых растений: гроздовника, риччии, папоротников. Хвойные леса сильно разрежены.

В интервале 355.0–302.9 м (обр. с глубин 305, 339, 349 м) наблюдается смена доминант ели и споровых. Ель достигает максимума в середине толщи (339 м).

В целом, выявляется следующая закономерность: в осадочных отложениях глубин 355–223 м основная лесообразующая порода представлена пылью ели при вариациях встречаемости сопутствующих видов. Выше по разрезу (до 91 м), наряду с пылью ели, возрастает роль других темнохвойных пород – кедровидных сосен и пихты. В самой верхней части разреза проявляется участие пыли сосны обыкновенной.

Ритмичная толща Баргузинской долины формировалась при быстром некомпенсированном осадками погружении ложа оз. Байкал. О времени образования глубоководной Байкальской впадины выдвигались разные гипотезы. Предполагалось ее зарождение на рубеже среднего и позднего плейстоцена (Аносов, 1964) (т.е. около 126

тыс. лет назад). По скорости отложения осадков время накопления дельтовых толщ рек Верхняя Ангара и Кичера оценивалось в 560 тыс. лет (Гурулев, 1959). Скоростной разрез авандельты р. Селенга интерпретировался, исходя из средней скорости накопления отложений 17 см за 1000 лет. Клиноформные пакеты перемежаемости отложений авандельты с пелагическими осадками были идентифицированы в верхней двухкилометровой части разреза. Сделан вывод о том, что депоцентр дельты развивался в последние 3–2 млн лет (Scholz, Hutchinson, 2000). Последние оценки времени образования глубокого Байкала согласуются с отсутствием на antecedentном отрезке долины р. Селенга отложений древнее эоплейстоценовых (Логачев, 1974). Оценка возраста глубокого Байкала 3–2 млн лет принимается как наиболее реальная.

В Баргузинской долине наиболее полно четвертичные отложения были вскрыты глубокой скв. Р-1, пройденной в Хонхинской котловине. Было вскрыто 408 м нижнечетвертичной толщи (галечники, глины, пески) и 306 м – среднечетвертичной, образующей куйтуны (песчанистые глины, разнотерристые пески с примесью гальки и гравия). Общая мощность среднечетвертичной толщи по ее положению в рельефе, возможно, превышала 520 м (Исаев, 2006).

Судя по ориентировочным термолюминесцентным датировкам около 400 тыс. лет (Коломиец, 2010), пески Верхнего Куйтуна начали формироваться в середине неоплейстоцена в связи с проявлением Хубсугульской тектонической фазы структурной перестройки рельефа, в результате которой ритмичное накопление аллювия сменилось накоплением песчаной толщи. Следовательно, ритмичная толща Баргузинской долины сформировалась во временном интервале с 3–2 млн лет назад до 0.4 млн лет назад и в дальнейшем сменилась накоплением толщи песков.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00417 мол_а).

Список литературы

Аносов В.С. Некоторые данные о древней речной сети в Юго-Западном и Центральном Прибайкалье // Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М.: Недра, 1964. С. 247–251.

Гурулев С.А. О возрасте оледенения в Северном Прибайкалье // Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та ВСФ АН СССР. Иркутск, 1959. Вып. 2. С. 175–186.

Исаев В.П. Природные газы Баргузинской впадины. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2006. 220 с.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7–163.

Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 18 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Вып. 19. Серия геол. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Scholz C.A., Hutchinson D.R. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga delta accommodation zone, Lake Baikal, Siberia // International Journal of Earth Sciences. 2000. V. 89. P. 212–228.

ПОДВОДНЫЙ ГРЯЗЕВОЙ ВУЛКАНИЗМ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

О.М. Хлыстов

Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

Известно, что грязевой вулканизм в Мировом океане связан с зонами сжатия или наличием нефтегазовых месторождений. Корни таких грязевых вулканов залегают на глубинах, измеряемых первыми километрами, и находятся в зонах аномально высокого пластового давления. Отсутствие подобных условий в зоне растяжения, центральной впадине Байкальского рифта, долгое время не предполагало наличия грязевых вулканов на дне озера Байкал. Но открытие в последние два десятилетия нескольких десятков небольших положительных форм рельефа на дне озера с приповерхностным скоплением газовых гидратов и сложенных грязевулканической брекчией доказало обратное. Аномалии в рельефе нижней границы стабильности газовых гидратов (BGHSZ) под грязевыми вулканами, полученные по сейсмическим и геотермическим данным, диатомовая биостратиграфия и комплексное геологическое изучение грязевулканической брекчии позволили доказать небольшую (до 450 м), по сравнению с морскими грязевыми вулканами, глубину их корней. Причиной возникновения очага с обводненным и газонасыщенным осадком на такой поддонной глубине стало разложение газовых гидратов, а не области с повышенным давлением на многокилометровых глубинах, что отличает байкальские грязевые вулканы от морских. Именно на нижней границе стабильности байкальских газовых гидратов происходит формирование грязевулканического, газонасыщенного флюида и выталкивающей его силы. В результате разложения газовых гидратов за счет подвода тепла с больших глубин по трещиноватым зонам разломов образуется дополнительный объем газа и обводнение донных отложений в районе BGHSZ. Образовавшаяся смесь газа, воды и древних отложений, прорвавшись на поверхность дна озера, формирует тела грязевых вулканов и вторичные газовые гидраты в них. Таким образом, грязевые вулканы на Байкале имеют иную природу возникновения, чем морские, и никак не связаны с наличием областей сжатия или нефтегазовых месторождений в регионе, а зависят только от наличия и стабильности скоплений газовых гидратов в донных отложениях. Этот факт позволил выделить новый, «байкальский», тип образования подводных грязевых вулканов с корнями в зоне BGHSZ.

Известные в настоящее время байкальские грязевые вулканы обнаружены только в Южном и Среднем Байкале на глубинах более 500 м, в зонах гидратообразования, согласно Р–Т условиям и статистике открытий скоплений газовых гидратов на дне озера. Анализ сейсмических и геотермических данных фиксирует практически под каждым грязевым вулканом аномальный подъем BGHSZ, и вблизи некоторых из них выявлены разрывные нарушения разного порядка. Байкальские грязевые вулканы обнаружены не только в центральных частях котловин и вдоль крупных известных рифтообразующих разломов западного берега озера, где мощность осадочного тела озера лежит в интервале 4.0–7.5 км, но и вдоль восточного берега с мощностями донных отложений до 1.5 км. Наибольшее их количество сосредоточено на склоне средней котловины практически вдоль одной линии от авандельты р. Селенга до траверза устья р. Турка и далее на северо-восток. Это может указывать на наличие одного или нескольких крупных разрывных нарушений, не выраженных в современном рельефе, но играющих основную роль в распределении данных грязевых вулканов.

Кроме одиночных грязевых вулканов диаметром от 200 м до 1 км на дне озера обнаружены грязевые вулканы, слившиеся друг с другом хаотично или в одну линию. Природа линейного расположения цепочки грязевых вулканов поперек склона на подводной возвышенности Академический хребет связана с второстепенными разломами между Академическим и Ольхонским хребтами. Хаотичное срастание структур между собой как группа грязевых вулканов района Кукуйского каньона до конца еще не изучены. Но уже сейчас можно сказать, что распределение грязевых вулканов на дне озера Байкал, центральной части одноименного рифта, контролируется в основном разломами и маркирует зоны повышенной проницаемости в донных отложениях впадин для глубинных теплых флюидов. Наиболее масштабной в этом плане является средняя котловина озера.

ХИМИЧЕСКИЙ ЭЛЕМЕНТНЫЙ И U-ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД УДАЛЯНЬЧИ И СЯОГУЛИХЕ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ) В СОПОСТАВЛЕНИИ С ГЛУБИННОЙ ВОДОЙ БАЙКАЛА

Е.П. Чебыкин^{1,2}, Йи-минь Сунь³, С.В. Рассказов^{1,4}, Женхуа Сие³,
Чень Янг³, А.М. Ильясова¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия, *cheb@lin.irk.ru*

³Институт вулканов и минеральных источников Хэйлунцзянской академии наук, Удаляньчи,
Хэйлунцзян, Китай

⁴Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) исследовано содержание 72 химических элементов, а также изотопный состав урана в 38 образцах поверхностных и подземных вод, отобранных в июле 2018 г. на территории Удаляньчи («Пять озёр») и Сяогулихе в Северо-Восточном Китае. Наиболее минерализованными являются углекислые источники Северный (1.5 г/л; Ca>Mg>K>Na>Si>Cl) и Южный (1.0 г/л; Ca>K>Mg>Na>Si>Cl) в геопарке Удаляньчи. В этих же источниках обнаружены высокие концентрации Mn (4.9, 7.5 мг/л), Fe (29, 28 мг/л) и повышенные аномалии следовых элементов: Li, Be, Sc, Co, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Nb, Ag, Cd, I, Ba и U. Частично эта аномалия сохраняется и в купажированной воде Sparking Natural Mineral Water (st. 40, bottled, 350 ml, «Miraculous Water», China, Wudalianchi Volcanic Cold Mineral Spring).

Среди других подземных самоизливающихся источников выделяются следующие положительные аномалии:

1) в лавовом поле северо-восточнее вулкана Молабушан (st. 9–11): Be, Al (1–2 мг/л!), Ti (27–43 мкг/л), Cu, Ga (0.3–0.5 мкг/л), Ge, Y, Zr, Nb, Ag, Sn, Cs, REE, Hf, Ta, Tl, Pb, Bi, Th. Данная аномалия сохраняется, но менее выражена и для некоторых других источников восточнее системы пяти озёр: st. 12 (вблизи влк. Вэйшан), st. 28 (вблизи влк. Сяогошан) и южнее озёр, в течении р. Шилонг ниже окончания лавового потока (st. 32, 33), а также в одном из восточных притоков озера № 3 (st. 35). Такая же аномалия, но с добавлением Sr, Ba и P характерна для подземного источника вблизи вулкана Гули (Coulee) (st. 20), расположенного в 250 км к ССЗ от Удаляньчи;

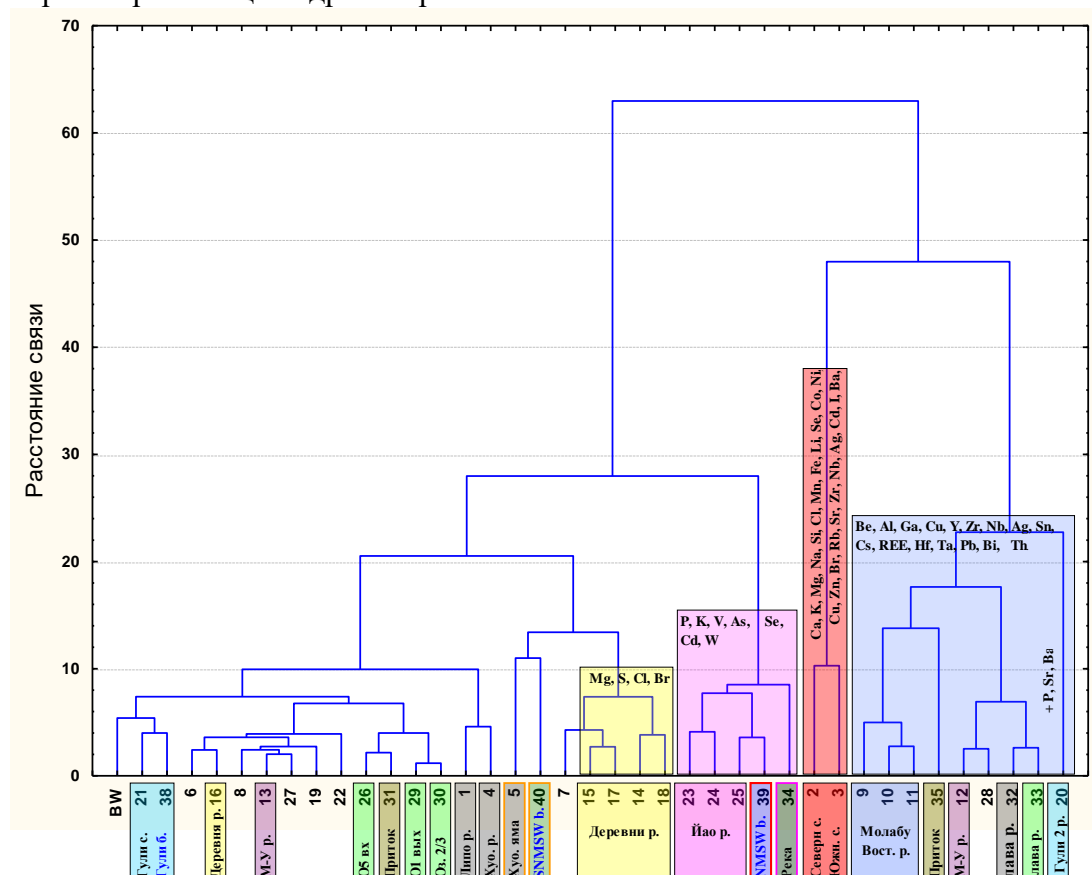
2) вблизи вулкана Йаоцюаншан (st. 23–25) повышенные концентрации P, K, V, As, Se, Mo, Cd, W. Эта же аномалия наследуется в разливаемой бутилированной воде Natural Mineral Spring Water (st. 39, bottled, 350 ml, «Miraculous Water») и реке (st. 34), которая берет начало из водоема, формируемого за счет этих подземных вод;

3) в источниках, обнесённых бетонными конструкциями, расположенных в деревнях или вблизи них (st. 14, 15, 17, 18), наблюдается повышенное содержание Mg, S, Cl, Br, Sr, вероятно, вследствие антропогенного влияния и фона от бетонных стенок.

Пробы воды, взятой на входе в систему пяти озёр (st. 26, река Шилонг, выше озера № 5), между озёрами № 2/№ 3 (st. 30) и на выходе из системы пяти озёр (st. 29, ниже озера № 1), свидетельствуют об изменении гидрологического статуса вод (река/озеро) и о возможном влиянии подземных источников / речных притоков на формирование элементного состава р. Шилонг на данном участке: концентрации Si, P, Mn, Fe и Co падают, а Li, S, Cl, K, V, Cu, Br, Rb, Mo, W и U, наоборот, возрастают. В наибольшей степени увеличивается концентрация урана (от 0.0066 до 0.3300 мкг/л – в 50 раз!) при уменьшении доли нуклида ²³⁴U: отношение активностей (²³⁴U/²³⁸U) (ОА4/8)

снижается от 1.46 до 1.32. Не исключено, что часть элементов (S, Cl, K) поступает за счёт смыва удобрений с сельскохозяйственных полей.

Кластерный анализ элементных составов вод (по методу Варда) в целом хорошо отражает найденные закономерности (рисунок). Из исследованных наиболее близкой к составу глубинной воды оз. Байкала является вода, добываемая из 180-метровой скважины вблизи вулкана Гули (st. 21) и разливаемая в бутылки (st. 38, bottled, 390 ml, «Coulee Volcano», China, www.gulihuoshan.com). Эта вода с низкой минерализацией (220–260 мг/л) отличается от байкальской воды повышенным содержанием основных элементов (в скобках в разы): Na (6.4), Mg (3.4), S (1.7), Cl (2.3), K (10.7), Ca (1.8) и некоторых следовых элементов: Li (8), P (34), Si (11.4), V (4.7), Mn (4.6), Ga (12.8), Ge (8), As (6), Sr (5.3), Mo (4), Cs (24). По остальным элементам различия незначительны. Концентрации элементов соответствуют нормативам качества питьевой воды России и Всемирной организации здравоохранения.



Кластерная диаграмма элементных составов байкальской воды (BW) и поверхностных и подземных вод Северо-Восточного Китая (Удаляньчи, Сяогулихе). В расчет включены 64 элемента: Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Y, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U. Кластерный анализ выполнен в программе Statistica 8.0 для 39 переменных методом Варда с евклидовыми расстояниями между кластерами. Синим шрифтом в цветных заливках помечена бутылкированная вода, зелеными заливками – поверхностные воды (реки, озера), О – озеро, р. – подземный источник (желтой заливкой – в деревнях). Молабу Вост. – источники в восточном лавовом потоке влк. Молабушан, Хуо – в потоке влк. Хуошаошан (яма – яма с водой, в которую выделяются газы), Йао – в потоке влк. Йаоцюаншан, М-В – в потоке между вулканами Молабушан и Вэйшан, Гули – в потоке вблизи влк. Сяогулихе (лава – в потоках лавы), Липо – в лавовом потоке вблизи озера Липо.

Изотопный состав урана варьируется в пределах $OA4/8=1.11-4.74$. Значительный избыток ^{234}U обнаружен в подземных водах st. 22 ($OA4/8=4.74$, у дороги на плантациях ~ в 120 км северо-западнее Удаляньчи) и st. 21 ($OA4/8=2.41-2.56$, скважина 180 м возле вулкана Гули). В объектах Удаляньчи значения $OA4/8$ невелики (1.11–1.71). Значение $OA4/8$ st. 21 приближается к значению в глубинной воде Южного Байкала (1.96).

Исследование проведено при совместных работах в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде.

CHEMICAL ELEMENTAL AND U-ISOTOPIC COMPOSITIONS OF SURFACE AND GROUND WATER FROM WUDALIANCHI AND XIAOGULIHE, NE CHINA, AS COMPARED TO DEEP WATER FROM LAKE BAIKAL

E.P. Chebykin^{1,2}, *Yimin Sun*³, *S.V. Rasskazov*^{1,4}, *Zhenhua Xie*³, *Chen Yang*³,
*A.M. Ilyasova*¹

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

²Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia, *cheb@lin.irk.ru*

³Institute of Volcano and Mineral Springs, Heilongjiang Academy of Sciences, Wudalianchi, Heilongjiang, China

⁴Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Concentrations of 72 chemical elements, as well as isotopic compositions of uranium were determined in 38 samples of surface and ground water (sampling in July 2018) in the Wudalianchi ("Five Lakes") area and Xiaogulihe of North-East China using the inductively coupled mass-spectrometry (ICP-MS). The most mineralized are the carbon North Spring (1.5 g/l; $Ca > Mg > K > Na > Si > Cl$) and South Spring (1.0 g/l; $Ca > K > Mg > Na > Si > Cl$) in Wudalianchi Geopark. In the same springs, there are high concentrations of Mn (4.9, 7.5 mg/l), Fe (29, 28 mg/l) and elevated anomalies of trace elements: Li, Be, Sc, Co, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Nb, Ag, Cd, I, Ba and U. Partially, this anomaly is displayed in blended water – Sparking Natural Mineral Water (st. 40, bottled, 350 ml, "Miraculous Water", China, Wudalianchi Volcanic Cold Mineral Spring).

Among other groundwater self-flowing springs, following positive anomalies are found:

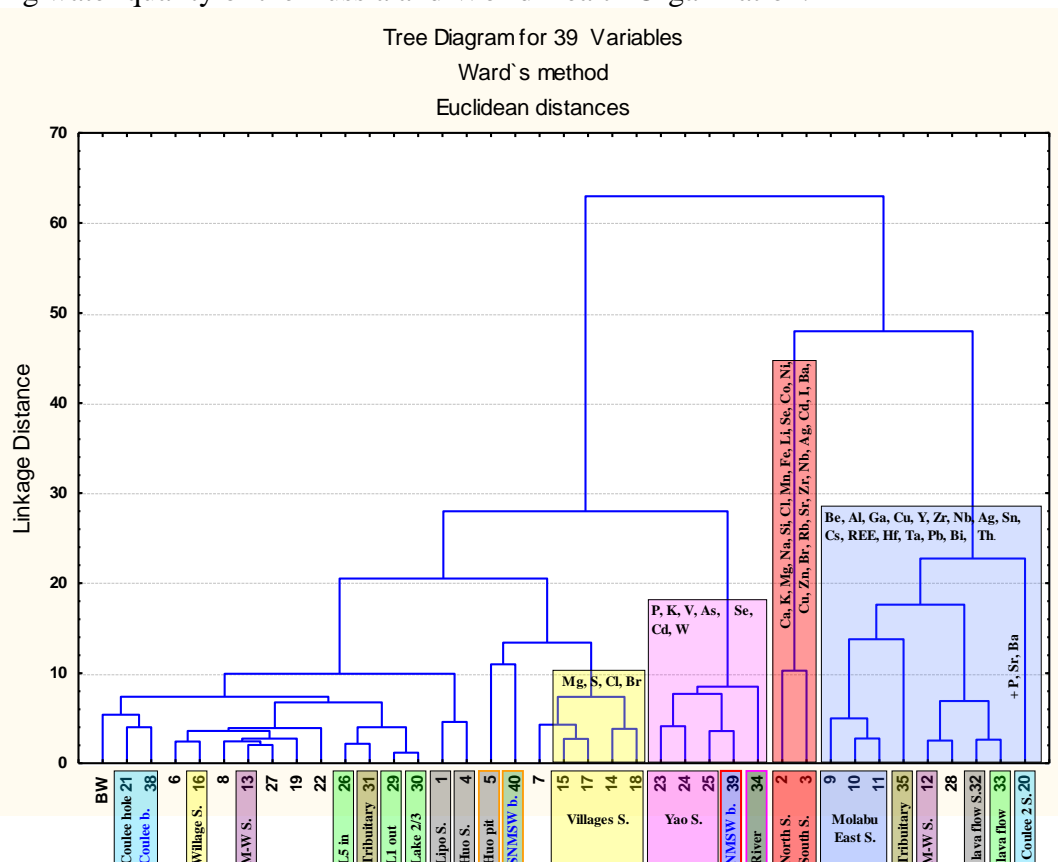
1) on a lava field northeast of Molobushan volcano (st. 9–11): Be, Al (1–2 mg/l!), Ti (27–43 µg/l), Cu, Ga (0.3–0.5 µg/l), Ge, Y, Zr, Nb, Ag, Sn, Cs, REE, Hf, Ta, Tl, Pb, Bi, Th. This anomaly persists, but is less pronounced for some other springs east of the five lakes system: st. 12 (near volcano Weishan), st. 28 (near volcano Xiaogushan) and south of the lakes, in the course of the Shilong River at the end of the lava flow (st. 32, 33), as well as in one of the eastern tributaries of lake No. 3 (st. 35). The same anomaly, but with the addition of Sr, Ba and P, is characteristic of a spring sampled near the Xiaogulihe (Coulee) volcano (st. 20), located 250 km NNW of Wudalianchi;

2) near Yaoquanshan volcano (st. 23–25): elevated concentrations of P, K, V, As, Se, Mo, Cd, W. The same anomaly is preserved in bottled water Natural Mineral Spring Water (st. 39, bottled, 350 ml, "Miraculous Water", China, Wudalianchi) and is found in the river (st. 34), which originates from a reservoir formed by this groundwater;

3) in springs surrounded by concrete constructions located in or near villages (st. 14, 15, 17, 18): elevated contents of Mg, S, Cl, Br, Sr, probably, due to anthropogenic influence and background from concrete walls.

Water samples taken at the entrance to the system of five lakes (st. 26, Shilong river, upper lake No. 5), between lakes No. 2 and No. 3 (st. 30) and at the exit from the system of five lakes (st. 29, lower lake No. 1) indicate a change in the hydrological status of water (river/lake) and possible influence of ground sources / river tributaries on the formation of the elemental composition of Shilong River in this area: concentrations of Si, P, Mn, Fe, and Co fall and those of Li, S, Cl, K, V, Cu, Br, Rb, Mo, W, and U, on the contrary, increase. The uranium concentration increases to the greatest extent (from 0.0066 to 0.33 $\mu\text{g/l}$ – 50 times!) with decreasing the fraction of the nuclide ^{234}U : the activity ratio ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) (AR4/8) decreases from 1.46 to 1.32. It is possible that some elevated concentrations of elements (S, Cl, K) come due to fertilizer washing from agricultural fields.

The found features of elemental compositions of water are illustrated through comparisons of results obtained with data on deep water from Lake Baikal using cluster analysis (Fig.). The closest composition to the deep Baikal water is defined for a water sample from a 180 m well near Coulee volcano (st. 21) and its bottled portion (st. 38, bottled, 390 ml, “Coulee Volcano”, China, www.gulihuoshan.com). As compared to the low-mineralized Baikal water (mineralization about 100 mg/l), these samples also show relatively low mineralization (220–260 mg/l) with a higher contents of basic elements (in brackets several times): Na (6.4), Mg (3.4), S (1.7), Cl (2.3), K (10.7), Ca (1.8) and some trace elements: Li (8), P (34), Si (11.4), V (4.7), Mn (4.6), Ga (12.8), Ge (8), As (6), Sr (5.3), Mo (4), Cs (24). Other elements reveal minor differences. Concentrations of elements satisfy to standards for drinking water quality of the Russia and World Health Organization.



Cluster diagram of the elemental compositions of surface and ground water in Northeast China (Wudalianchi, Xiaoguli) compared to the Baikal water (BW). The calculation was performed for 64 elements (Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge,

As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Y, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U) in the Statistica 8.0 program. Bottled water is marked by blue color text, surface water – in green fillings (in villages – in yellow fillings). L – lake, S – ground source. Molabu East – springs in the eastern lava flow of Molabushan volcano, Huo – in a flow of Huoshaoshan volcano (pit – a pit with water into which gases are emitted), Yao – in a flow of Yaoquanshan volcano, M–W – in a flow between Molabushan and Weishan volcanoes, Coulee – in a flow near Xiaogulihe volcano, Lipo – in a lava flow near small Lipo Lake.

Isotopic compositions of uranium in water samples studied vary ($AR_{4/8}=1.11-4.74$). High excess ^{234}U detected in sample from st. 22 ($AR_{4/8}=4.74$, on agricultural plantation ~120 km north-west of Wudalianchi) and st. 21 ($AR_{4/8}=2.41-2.56$, 180 m bore hole near Coulee volcano). In the Wudalianchi area, $AR_{4/8}$ values are low (1.11–1.71). The $AR_{4/8}$ value of st. 21 is close to the one of deep water from Southern Baikal (1.96).

The work was done in the Chinese-Russian Wudalianchi-Baikal Research Center on recent volcanism and environment.

ХИМИЧЕСКИЙ ЭЛЕМЕНТНЫЙ И U-ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУНКИНСКОЙ ДОЛИНЫ (БУРЯТИЯ, РОССИЯ)

Е.П. Чебыкин^{1,2}, Йи-минь Сунь³, С.В. Рассказов^{1,4}, Женхуа Сюе³,
Чень Янг³, А.М. Ильясова¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия, *cheb@lin.irk.ru*

³Институт вулканов и минеральных источников Хэйлунцзянской академии наук, Удаляньчи, Хэйлунцзян, Китай

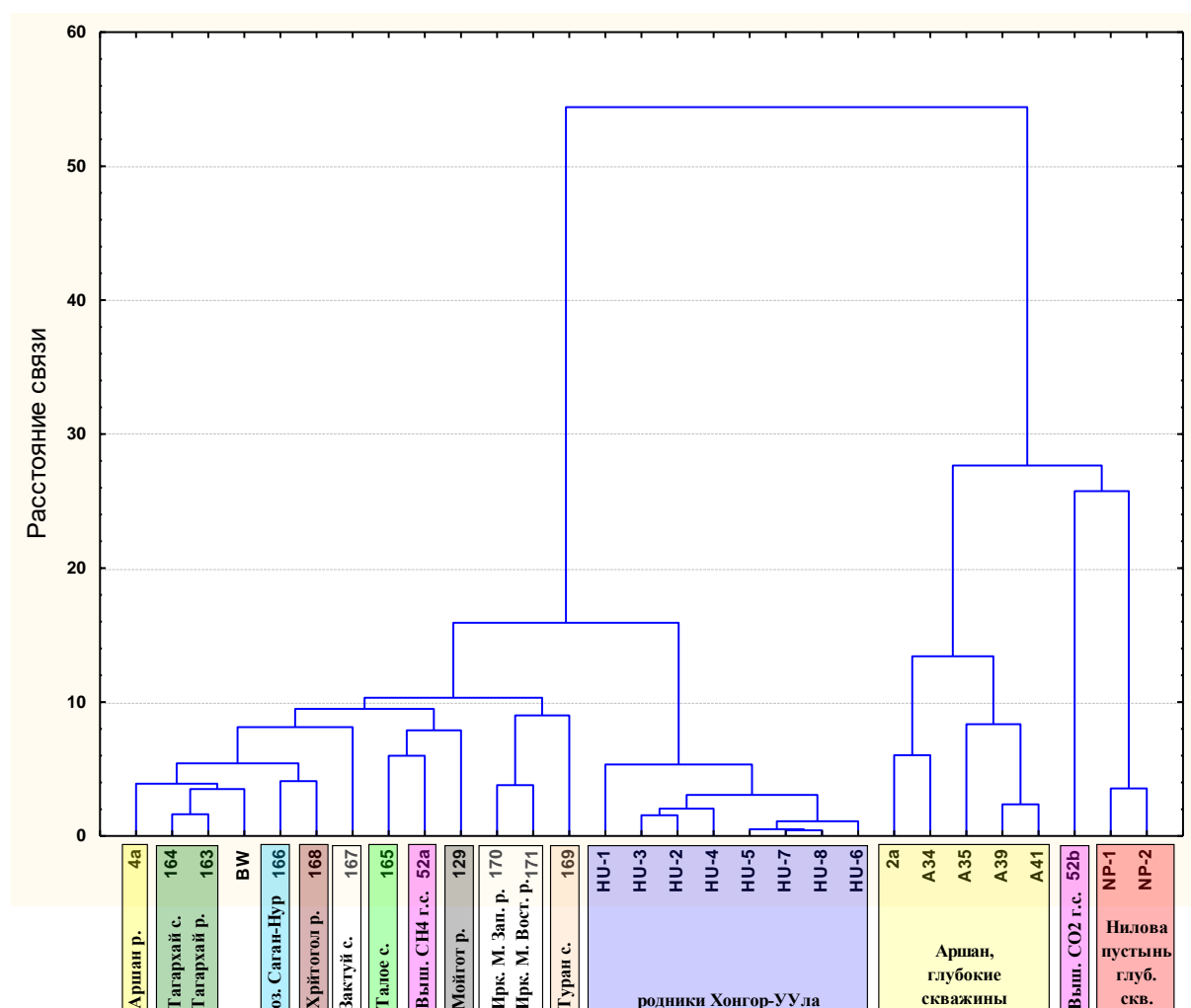
⁴Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Центральная часть Тункинской долины характеризуется распространением минеральных вод различного состава (Павлов и др., 2018). Методом ИСП-МС в водах этой территории исследовано содержание 72 химических элементов, а также изотопный состав урана в 28 образцах из скважин и родников (отбор в сентябре 2018 г.). По элементному составу высокоминерализованные воды глубоких (>90 м) скважин группируются в отдельный кластер (рисунок): Аршан (углекислые воды скважин: st. 2а «Мальчик», смешение вод отводной трубы от st. А35 и самоизливающейся скважины в русле Кынгарги – 3.3, st. А34 – 1.5, st. А35 – 4.5, st. А39 – 4.4., st. А41 – 4.4 г/л), Вышка (st. 52b – скважина углекислой воды, 5.5 г/л), Нилова Пустынь (st. NP-1 и NP-2 – скважины радоновых вод на территории санатория, 1.1 и 1.3 г/л). Метановая вода скважины Вышка имеет также достаточно высокую минерализацию (st. 52а, 1.4 г/л), однако попадает в другую ветвь кластера, наряду с остальными пробами (рисунок). Эта вода обладает аномально низкой концентрацией Mg (3.8 мг/л) и S (2.8 мг/л), сопоставимой с концентрациями этих элементов в байкальской воде (3.0 мг/л, и 1.78 мг/л), и низкой концентрацией К (3.1 мг/л), относительно высокими концентрациями Na, Cl и некоторых следовых элементов: Р, Ti, V, Cr, Se, Br, I, Hf, Hg. Углекислая вода Вышки (st. 52b) имеет также сравнительно низкую концентрацию S (16.2 мг/л).

Каждый тип вод первого кластера обогащен специфическими элементами (жирным шрифтом – максимальные концентрации среди всех исследованных проб): Аршанские скважины – Li, **Be**, B, Na, Mg, **Al**, Si, **S** (0.06–0.25 г/л), Cl, K, **Ca** (0.24–0.73 г/л), Sc, Ti, Mn, Fe, **Co** (0.4–1.06 мкг/л), **Ni** (3.3–6.5 мкг/л), Cu, **Zn** (5.6–42 мкг/л), Ge, **As** (2.6–8.7 мкг/л), Se, Br, Rb (30–100 мкг/л), **Sr** (3.7–12.9 мг/л), **Y** (0.24–1.07 мкг/л), **Zr** (0.13–0.63 мкг/л), Nb, **Cd** (0.01–0.026 мкг/л), Te, Cs, Ba, **REE** (0.2–0.9 мкг/л), Hf, Ta, Re, **Tl** (0.1–0.37 мкг/л), **U** (1.03–8.7 мкг/л); скважины Вышки (st. 52b, углекислая вода) – **Li** (2.8 мг/л), Be, **B** (5.2 мг/л), **Na** (1.06 г/л), **Mg** (0.21 г/л), **Si** (0.13 г/л), **Cl** (1.25 г/л), **K** (39 мг/л) **Sc** (8.4 мкг/л), Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, **Ge** (16 мкг/л), As, **Se** (10 мкг/л), **Br** (3.2 мг/л), Rb (108 мкг/л), Sr, Zr, **Nb** (0.03 мкг/л), **Ag** (0.006 мкг/л), **Te** (0.13 мкг/л), **I** (73 мкг/л), Cs, **Ba** (260 мкг/л), Hf, Ta, Hg, **Bi** (0.005 мкг/л); Нилова пустынь – Li, B, Na, Si, S, Cl, K, Ti, V, Cr, **Ga** (0.32–0.54 мкг/л!), Ge, **Rb** (93–110 мкг/л), Sr, **Mo** (17–19 мкг/л), Cd, I, **Cs** (33–41 мкг/л!), **Hf** (0.006 мкг/л), Ta, **W** (54–77 мкг/л!), **Hg** (0.2–0.25 мкг/л), U (1.17–2.0 мкг/л). Особенность радоновых вод Ниловой Пустыни – очень низкая концентрация Mg (1.9–3.9 мг/л) и Ba (~7 мкг/л), на уровне байкальской воды (3.0 мг/л и 10.1 мкг/л, соответственно).

Остальные исследованные воды относятся к пресным (общая минерализация TDS < 1 г/л) и характеризуются повышенными концентрациями следующих элементов: Аршан (st. 4а, родник у водопада по правому борту р. Кынгырга, TDS=0.29 г/л); Тагархай (st. 163, 164, родник и скважина, TDS=0.6, 0.34 г/л), V (st. 163), Cr, Ba, U.

Воды родника у р. Кынгарги и Тагархая наиболее близки по составу глубинной воде оз. Байкал и образуют вместе с ней единый подкластер (рисунок). Талое (st. 165, TDS = 0.28 г/л) – **V** (3.4 мкг/л), Cr, P, U; оз. Саган-Нур (st. 166, TDS = 0.84 г/л) – Mg, P, Mo, Ba, Ta; родники у старого моста через р. Иркут по дороге в п. Аршан (st. 170, 171, TDS = 0.54, 0.55 г/л) – **P** (168–185 мкг/л), Mn, **Ta** (st. 171 – 0.043 мкг/л); скважина 90 м в старом овчарнике с. Зактуй (st. 167, TDS = 0.37 г/л) – **Fe**, Co, Cu, Ba, **Re** (0.009 мкг/л); источники Хонгор-Уула (st. HU1-HU8, TDS = 0.16-0.33 г/л) – **Mn** (st. HU1, 390 мкг/л), Y, REE; родник у р. Хаюрта вблизи д. Хойтогол (st. 168, TDS = 0.35 г/л) – Co, **Cu** (3.8 мкг/л), Ba, U; п. Туран, скважина в автомойке (st. 169, TDS = 0.63 г/л) – P (143 мкг/л), Cl, Mn, Fe, Co, Zn, Zr, Nb, Ba, REE, Hf, **Th** (0.005 мкг/л), U; родник Мойгот, 46-й км дороги Монды-Култук (st. 129, TDS = 0.29 г/л) – V, **Cr** (1.75 мкг/л), Ba, **Pb** (6.2 мкг/л), U.



Кластерная диаграмма элементных составов байкальской воды (BW), озера Саган-Нур и подземных вод центральной части Тункинской долины (Бурятия, Россия). В расчет включены 48 надежно измеренных элементов (Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Te, I, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U), а также сумма REE и общая минерализации (TDS). Кластерный анализ выполнен в программе Statistica 8.0 методом Варда с евклидовыми расстояниями между кластерами. В подписях внизу: р. – самоизливающийся источник (родник), с. – скважина, г.с. – глубокая скважина. Расшифровка номеров станций – в тексте.

Изотопное отношение активностей урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ОА4/8) варьируется в пределах ОА4/8=1.02–2.94. Высокие избытки ^{234}U (ОА4/8>2) обнаружены в большинстве родников Хонгор-Уула (st. НУ3–НУ8, 2.05–2.94), а также в скважинах Ниловой Пустыни (st. NP-1 – 2.43, st. NP-2 – 2.21). Необычный результат получен в воде st. 167 (с. Зактуй) – существенно обедненный нуклидом ^{234}U состав урана ОА4/8=0.77. Повышенное значение ОА4/8=1.75 получено для углекислой воды скважины Вышка (st. 52b). В метановой воде скважины Вышка (st. 52a) измерить изотопный состав урана не удалось из-за его крайне низкого содержания (0.0006 мкг/л). В аршанских глубоких скважинах изотопный состав урана варьируется от равновесных значений ОА4/8=1.02–1.05 (st. А35 – 140 м; st. А34 – 314 м, $t = 18\text{--}22\text{ }^{\circ}\text{C}$; st. 2a – «Мальчик») до умеренно высоких ОА4/8=1.33 (st. А39 – 650 м, $t = 43\text{ }^{\circ}\text{C}$) и ОА4/8=1.83 (st. А41 – 657 м, $t = 45\text{ }^{\circ}\text{C}$). За исключением воды, законсервированной st. А34, эти значения ложатся на одну прямую на диаграмме смешения ОА4/8 – 1/U.

Исследования выполнены при совместных работах в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде.

Список литературы

Павлов С.Х., Чудненко К.В., Голубев В.А., Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюкова И.Г. Геологические факторы и физико-химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 1. С. 221–248.

CHEMICAL ELEMENTAL AND U-ISOTOPIC COMPOSITIONS OF GROUND WATER IN THE CENTRAL PART OF THE TUNKA VALLEY (BURYATIA, RUSSIA)

*E.P. Chebykin^{1,2}, Yimin Sun³, S.V. Rasskazov^{1,4}, Zhenhua Xie³, Chen Yang³,
A.M. Ilyasova¹*

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

²Limological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia, *cheb@lin.irk.ru*

³Institute of Volcano and Mineral Springs, Heilongjiang Academy of Sciences, Wudalianchi,
Heilongjiang, China

⁴Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

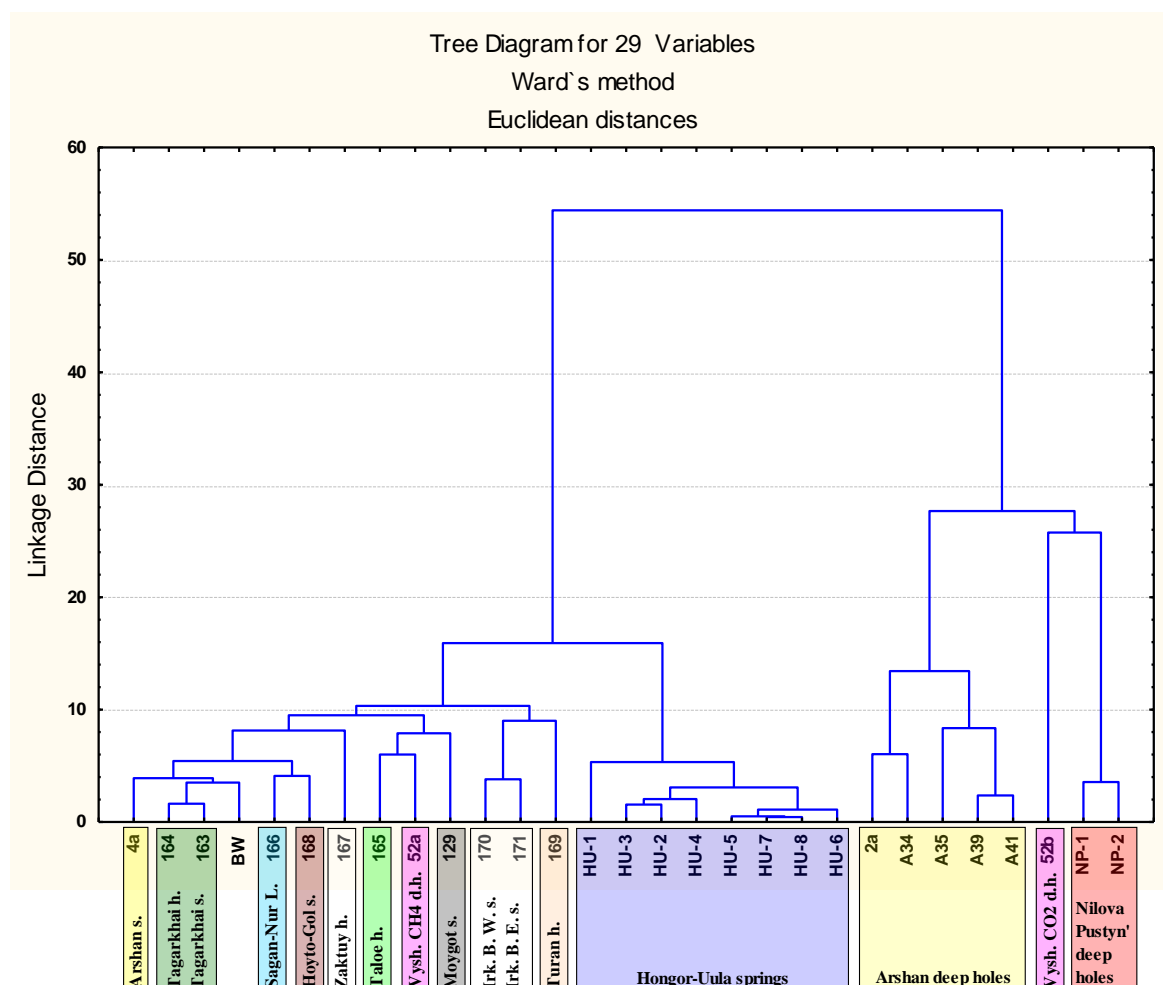
The central part of the Tunka valley is characterized by mineral waters of various compositions (Pavlov et al., 2018). Contents of 72 chemical elements, as well as the U-isotopic compositions were measured by ICP-MS in 28 water samples from wells and springs in this territory (sampling in September 2018). In terms of elemental compositions, highly mineralized water from deep wells (> 90 m) are grouped into a separate cluster (Fig.): Arshan (carbon dioxide water (g/l): st. 2a “Boy”, mixing of water from an outlet pipe from st. А35 and a self-inflating well in the Kyngarga River bed – 3.3, st. А34 – 1.5, st. А35 – 4.5, st. А39 – 4.4., St. А41 – 4.4), Vyshka (st. 52b – carbon dioxide water from a well, 5.5), Nilova Pustyn’ (NP-1 and NP-2 – radon water from wells in a spar, 1.1 and 1.3). The well’s methane water from Vyshka also has an elevated salinity (st. 52a, 1.4 g/l), but it falls into another branch of the cluster, along with other samples (Fig.). This water has low concentrations of Mg (3.8 mg/l) and S (2.8 mg/l), as compared to those in deep water from Lake Baikal (3.0 mg/l and 1.78 mg/l, respectively), low concentration of K (3.1 mg/l),

elevated concentrations of Na, Cl and some trace elements: P, Ti, V, Cr, Se, Br, I, Hf, Hg. The carbon dioxide water of the Vyshka well (st. 52b) also shows relatively low concentration of S (16.2 mg/l).

Each type of water in the first cluster is enriched with specific elements (in bold – the maximum concentrations among all the samples studied): Arshan wells – Li, **Be** (0.3–1.2 µg/l), B, Na, Mg, **Al** (8.6–22 µg/l), Si, **S** (0.06–0.25 g/l), Cl, K, **Ca** (0.24–0.73 g/l), Sc, Ti, Mn, Fe, **Co** (0.4–1.06 µg/l), **Ni** (3.3–6.5 µg/l), Cu, **Zn** (5.6–42 µg/l), Ge, **As** (2.6–8.7 µg/l), Se, Br, Rb (30–100 µg/l), **Sr** (3.7–12.9 mg/l), **Y** (0.24–1.07 µg/l), **Zr** (0.13–0.63 µg/l), Nb, **Cd** (0.01–0.026 µg/l), Te, Cs, Ba, **REE** (0.2–0.9 µg/l), Hf, Ta, Re, **Tl** (0.1–0.37 µg/l), **U** (1.03–8.7 µg/l); Vyshka wells (st. 52b, carbonic acid water) – **Li** (2.8 mg/l), Be, **B** (5.2 mg/l), **Na** (1.06 g/l), **Mg** (0.21 g/l), **Si** (0.13 g/l), **Cl** (1.25 g/l), **K** (39 mg/l), **Sc** (8.4 µg/l), Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, **Ge** (16 µg/l), As, **Se** (10 µg/l), **Br** (3.2 mg/l), Rb (108 µg/l), Sr, Zr, **Nb** (0.03 µg/l), Ag (0.006 µg/l), **Te** (0.13 µg/l), **I** (73 µg/l), Cs, **Ba** (260 µg/l), Hf, Ta, Hg, **Bi** (0.005 µg/l); Nilova Pustyn' – Li, B, Na, Si, S, Cl, K, Ti, V, Cr, **Ga** (0.32–0.54 µg/l), Ge, **Rb** (93–110 µg/l), Sr, **Mo** (17–19 µg/l), Cd, I, Cs (33–41 µg/l), **Hf** (0.006 µg/l), Ta, **W** (54–77 µg/l), **Hg** (0.2–0.25 µg/l), U (1.17–2.0 µg/l). The peculiarities of radon water from Nilova Pustyn' are very low concentrations of Mg (1.9–3.9 mg/l) and Ba (~7 µg/l) at levels of the Baikal water concentrations (3.0 mg/l and 10.1 µg/l, respectively).

The rest of samples, represented fresh water (TDS <1 g/l), are characterized by elevated concentrations of the following elements: Arshan (st. 4a, spring near the waterfall of the Kyngyrga river, TDS=0.29 g/l) – Mo, Re (0.007 µg/l), Bi, U (4.2 µg/l); Tagarkhay (st. 163, 164, spring and well, TDS=0.6, 0.34 g/l), V (st. 163), Cr, Ba, U. Water of the springs Kyngarga and Tagarkhay are resemble in compositions to the deep water of Lake Baikal and form with it a single subcluster (Fig. 1). Sites of Taloe (st. 165, TDS=0.28 g/l) – V (3.4 µg/l), Cr, P, U; Lake Sagan-Nur (st. 166, TDS=0.84 g/l) – Mg, P, Mo, Ba, Ta; springs near the old bridge of Irkut River on the road to Arshan (st. 170, 171, TDS=0.54, 0.55 g/l) – P (168–185 µg/l), Mn, Ta (st. 171 – 0.043 µg/l); 90 m well in the old shepherd of Zaktui (st. 167, TDS = 0.37 g/l) – Fe (6.5 mg/l), Co, Cu, Ba, Re (0.009 µg/l); Hongor-Uul sources (st. HU1–HU8, TDS=0.16–0.33 g/l) – Mn (st. HU1, 390 µg/l), Y, REE; spring near Hayurta River, Khoytogol village (st. 168, TDS=0.35 g/l) – Co, Cu (3.8 µg/l), Ba, U; Turan, a well in a car-wash station (st. 169, TDS=0.63 g/l) – P (143 µg/l), Cl, Mn, Fe, Co, Zn, Zr, Nb, Ba, REE, Hf, Th (0.005 µg/l), U; Moigot spring, the 46th km of the Mondy–Kultuk road (st. 129, TDS=0.29 g/l) – V, Cr (1.75 µg/l), Ba, Pb (6.2 µg/l), U.

The activity ratio of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (AR4/8) varies within from 1.02 to 2.94. High excess ^{234}U (AR4/8>2) was found in the most of the Khongor-Uul springs (st. HU3–HU8, 2.05–2.94), as well as in the Nilova Pustyn' wells (st. NP-1–2.43, st. NP-2–2.21). An unusual result was obtained for water of st. 167 (Zaktui) – AR4/8=0.77, substantially depleted in the ^{234}U nuclide. The elevated AR4/8 value of 1.75 is measured for carbon dioxide water of the Vyshka well (st. 52b). Measurement of uranium isotopic composition in methane water from another Vyshka well (st. 52a) is failed because of its extremely low U content (0.0006 µg/l). In Arshan deep wells, the isotopic composition of uranium varies from equilibrium values (AR4/8=1.02–1.05, st. A35 [140 m], st. A34 [314 m, t=18–22 °C], st. 2a ["Boy"]) to moderately high (AR4/8=1.33, st. A39 [650 m, t = 43 °C], AR4/8=1.83, st. A41 [657 m, t=45 °C]). With the exception of conserved st. A34, these values fall on one straight line in the AR4/8 versus 1/U mixing diagram.



Cluster diagram of elemental compositions of the Baikal water (BW), Lake Sagan-Nur, and groundwater from the central part of the Tunka valley (Buryatia, Russia). Calculations include 48 reliably measured elements (Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Te, I, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U), as well as the sum of REE and total mineralization (TDS). Cluster analysis was performed using Statistica 8.0. In the captions below: “s.” – self-inflating source, “h.” – well, “d.h.” – deep well. Stations are described in the text.

This work was done in the Chinese-Russian Research Center Wudalianchi–Baikal on the latest volcanism and environment.

References

Pavlov S.Kh., Chudnenko K.V., Golubev V.A., Orgilyanov A.I., Badminov P.S., Kryukova I.G. Geological factors and physicochemical processes of groundwater formation in the Tunka depression // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. V. 9 (1), P. 221–248. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0346.

**ОТ ВЫЯСНЕНИЯ ХАРАКТЕРА ЭВОЛЮЦИИ РАСПЛАВНЫХ АНОМАЛИЙ
В ЯПОНСКО-БАЙКАЛЬСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ КОРИДОРЕ
К ПОСТАНОВКЕ ДЕФОРМАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА
СЕЙСМООПАСНОГО СОСТОЯНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ
В СЕЛЕНГИНСКОМ БАССЕЙНЕ**

*И.С. Чувашова^{1,2}, А.М. Ильасова¹, Е.П. Чебыкин^{1,3}, С.А. Борняков^{1,2},
С.В. Рассказов^{1,2}*

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, chuvashova@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск

³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

Развитие тектонических и магматических процессов Центральной и Восточной Азии определялось динамикой Японско-Байкальского коридора – ограниченной по латерали подвижной полосы литосферы и подлитосферной мантии, подверженной воздействию сил затягивания материала от ее периферии к оси (Chuvashova et al., 2017). Ось коридора протягивается от спредингового сегмента океанической коры Японского моря к центральной части Байкальской рифтовой системы. Другой геодинамический фактор – конвергентное взаимодействие Азии с Индостаном – не повлиял на развитие структуры литосферы северо-северо-восточного фланга геодинамического коридора, но проявился в развитии литосферных структур его юго-юго-западного фланга.

Переход от процессов, свойственных геодинамическому коридору, обеспечившему растяжение литосферы в центральной и северо-восточной части Байкальской рифтовой системы, к более сложному пространственно-временному сочетанию растягивающих и сжимающих усилий в литосфере ее юго-западной части демонстрируется характером пространственно-временной активности расплавных аномалий Витимского и Селенгинского бассейнов. Миграция вулканических импульсов, обусловленных эффектом затягивания материала от периферии к оси Японско-Байкальского геодинамического коридора и эффектом продвижения разрывов к северу в области Индо-Азиатской конвергенции, по длительности квазипериодов приближается к великим циклам эксцентриситета и наклона вращения Земли 2.4 и 1.2 млн лет.

Осевое затягивание материала литосферы и подлитосферной мантии северо-северо-восточного фланга геодинамического коридора в полной мере реализовалось в Витимском бассейне. Развитие Витимо-Удоканской горячей зоны транстенсии литосферы сопровождалось шестью вулканическими импульсами. Начальные миграционные вулканические события (импульс I – 16–14 млн лет назад и импульс II – 13.6–8.7 млн лет назад) сменялись чередованием синхронных событий в оси и на фланге геодинамического коридора (импульс III – около 7.5 и импульс V – 1.8–1.7 млн лет назад) и возобновлявшихся миграционных вулканических событий (импульс IV – 5.2–2.3 млн лет назад и импульс VI – 1.1 млн лет назад – настоящее время).

В Селенгинском бассейне осевое затягивание в идеальном случае должно было привести к симметричному (относительно Витимского бассейна) вовлечению в движение материала юго-юго-западного фланга геодинамического коридора. Этот эффект, однако, подавлялся противоположным движением материала, обусловленным Индо-Азиатской конвергенцией. В обстановке сочетания эффектов геодинамического коридора и конвергенции получили развитие субширотные левосторонние горячие зоны транстенсии литосферы Восточного Хангая во временном интервале 17–8 млн лет

назад с более поздней активизацией субмеридиональной правосторонней горячей Чулутынской зоны транстенсии. Ограничивающая роль области конвергенции по отношению к геодинамическому коридору отразилась в субширотной смене характера проявления миграционных вулканических импульсов западной (Хубсугул-Чулутынской) и восточной (Култук-Долино-Озерской) трасс расплавных аномалий. В Хубсугул-Чулутынской трассе миграционные импульсы вулканизма определялись преимущественно эффектом Индо-Азиатской конвергенции. Начальные миграционные конвергентные вулканические импульсы Прихубсугуля (импульс I – 27–14 млн лет назад и импульс II – 17.5–7.8 млн лет назад) сменялись миграционными конвергентными вулканическими импульсами Чулутынской горячей зоны транстенсии (импульс III – 9.6–7.5 млн лет назад, импульс IV – 5.4–4.0 млн лет назад и импульс V – <2.7 млн лет назад). В Култук-Долино-Озерской трассе главенствовал эффект затягивания материала юго-юго-западного фланга геодинамического коридора к его оси, проявившийся в последние 18 млн лет в восьми импульсах миграции вулканизма в направлении с севера на юг.

В распределении вулканических импульсов обозначилась общая динамическая перестройка Витимского и Селенгинского бассейнов около 6 млн лет назад, которой сопутствовало поднятие высоких хребтов. Перестройке предшествовало устойчивое и длительное проявление фаз затягивания материала к оси коридора в Витимском бассейне и в восточной трассе расплавных аномалий Селенгинского бассейна, а также эффекта конвергенции в западной трассе его расплавных аномалий. Динамическая перестройка привела к временному ослаблению эффекта затягивания материала от северо-северо-восточного фланга к оси геодинамического коридора и отчетливому проявлению подобного эффекта осевого затягивания материала от юго-юго-западного фланга геодинамического коридора в интервале 6–4 млн лет назад. В это время деламинировалась литосфера Восточно-Хангайского орогена. В дальнейшем дифференциация сил затягивания к оси коридора и конвергенции, существовавшая до динамической перестройки, восстановилась с ускорением динамических эффектов в Витимском и Селенгинском бассейнах и соответствующим укорочением миграционных вулканических импульсов.

Динамическое отличие западной (Хубсугул-Чулутынской) и восточной (Култук-Долино-Озерской) трасс расплавных аномалий Селенгинского бассейна отразилось в разном характере источников вулканических пород. Если вулканические породы западной трассы были производными источников, подобных источникам базальтов океанических островов, вулканические породы восточной трассы были выплавками из реститовой литосферной мантии, утратившей коровую составляющую (Рассказов и др., 2012).

Исходя из выявленной латеральной смены импульсной динамики вулканизма и его источников в Селенгинском бассейне, определяются трассы постановки мониторинга с целью определения сейсмической опасности территории: восточная, Арвайхэр – Могод – Култук, и западная, Чулутын – Мурэн – Монды. Предполагается, что разный контроль позднекайнозойских миграционных вулканических импульсов вдоль этих трасс реализуется в настоящее время в разном характере подготовки сильных землетрясений.

Об этом свидетельствуют результаты выполненного 5-летнего мониторинга деформаций по вариациям отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (O44/8) в подземных водах на структурных окончаниях Тункинской долины. В течение этого времени на западном окончании значения O44/8 ступенчато снижались вследствие закрытия трещин, препятствовавшего циркуляции глубинных вод с подготовкой и реализацией землетрясения энергетического класса $K=13.9$ под Северным Хубсугулом. На

восточном окончании значения $OA4/8$ снижались с переходом к резкому возрастанию и малоамплитудным вариациям вследствие закрытия трещин, сменявшегося их открытием и циркуляцией глубинных вод с подготовкой и реализацией землетрясения энергетического класса $K=12.4$ под Южным Байкалом (Рассказов и др., 2018).

Работы проводятся при поддержке РФФ (проект № 18-77-10027).

Список литературы

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах Мондинского полигона как отклики землетрясений на окончании Тункинской долины в Байкальской рифтовой системе // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 4. С. 1217–1234. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0392.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинаторовая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 351 с.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8 (3). P. 435–440. doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256.

ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОЗДНЕГО КВАРТЕРА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Шейнкман^{1,2,3}, В.П. Парначёв⁴, С.Н. Седов^{1,2,3}

¹Тюменский индустриальный университет, Тюмень

²Тюменский государственный университет, Тюмень

³Институт криосферы Земли ФИЦ ТюмНЦ СО РАН, Тюмень

⁴Научно-исследовательский Томский государственный университет, Томск
vlad.sheinkman@mail.ru

Долгое время для квартера севера Западной Сибири применялась модель устойчивой, периодически перекрываемой покровными ледниками платформы, и возможные тектонические явления связывались тогда с появлением или снятием нагрузки на земную кору огромного, в несколько километров толщиной, ледника (Земцов, 1976; Архипов, 2000). В пользу этого говорило отсутствие в историческое время ощутимых землетрясений и то, что возвышенность Сибирские Увалы на правобережье Средней Оби по аналогии с внешне похожими образованиями Русской равнины считали конечной мореной древнего ледника, так как здесь встречаются эрратические валуны, но кристаллический фундамент находится на большой глубине.

Проанализировав данные сторонников и противников отмеченной модели и изучив большой массив новой (Кузин, 2005; Чувардинский, 2012; Арктический бассейн..., 2017; Крапивнер, 2018) информации, авторы провели свое исследование в верхнем и среднем течении рек Таз, Пур и Надым. Реликтов ледников выявлено не было – только господство в квартере процессов глубокого промерзания земной коры на фоне саморазвития речной сети, а валуны оказались лишь вкраплены в аллювиальную толщу, являясь результатом обычного для сибирских рек ледово-речного разноса захваченных льдинами обломков горных пород (Шейнкман и др., 2017; Sheinkman, 2016). Большинство из них, как выяснили авторы, перенесены с правобережья Енисея (базальты, долериты, анамезиты) через невысокий водораздел на его левобережье при подъеме воды во время весенних ледоходов. Встал вопрос о природе Сибирских Увалов: в отсутствие воздействия ледников они могли быть только результатом тектонических процессов, и усилия авторов были направлены на поиск их следов.

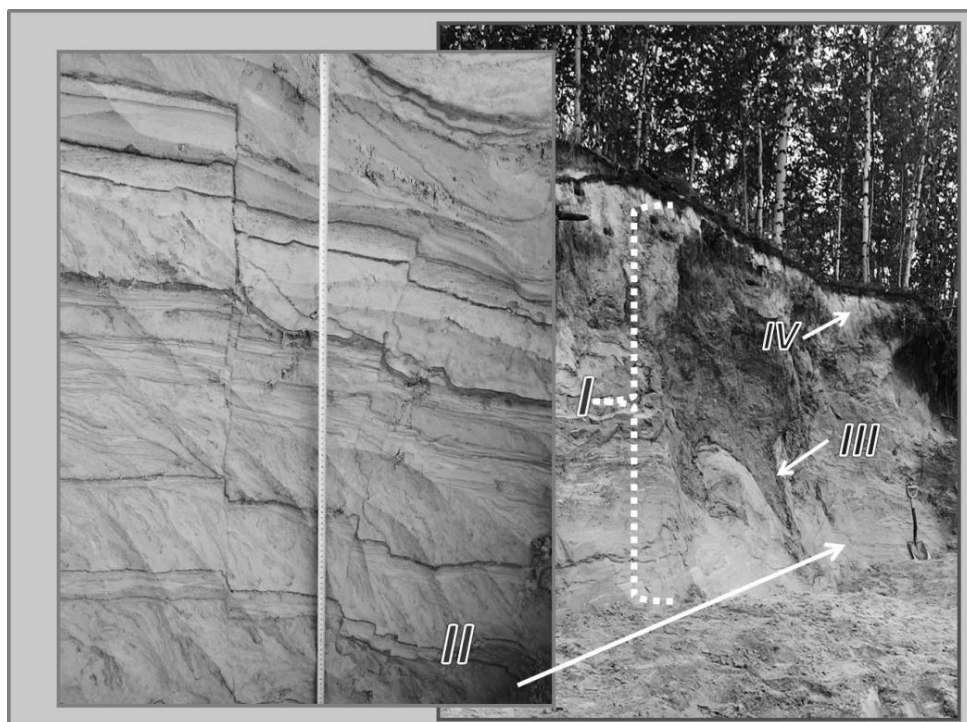
Предпосылки развития таких процессов определялись структурно-геодинамической зональностью данной территории (Григорьева, Макаров, 2014). Но в осадках квартера ее следы не искали – все старались объяснять моделью с развитием ледниковых покровов, хотя в соседних районах Арктики только в 2015 г. (Маловичко и др., 2017) зарегистрировано шесть землетрясений с магнитудой от 3.7 до 4.5, и вообще проявление тектонической активности фиксировалось здесь давно.

Об активном блоковом поднятии изучаемой территории говорят высокие террасы – итог вреза рек в песчаную, в основном, толщу аллювия: их высота достигает в Сибирских Увалах 30–40 и 15–20 м, порой 25 м, севернее. Объяснить такой врез можно воздействием на Западно-Сибирскую плиту срединно-океанического хребта Гаккеля, расширяющегося в квартере, что находит отражение в субмеридиональном сжатии осадочной толщи на данной территории и ее вздымании (Арктический бассейн..., 2017), в частности, в районе Сибирских Увалов. При этом авторы выявили в теле террас много сейсмитов – это ликвефакции и различные разрывные нарушения.

Ликвефакция проявляется при землетрясениях в неконсолидированных породах как внедрение осадочных пород, обретающих текучесть при землетрясении. Она часто наблюдалась авторами во время землетрясения 2003 г. на Алтае, а на севере Западной

Сибири фиксировалась в талых осадках, тогда как разрывные деформации отмечались в прежде мерзлых породах. Выявленные напряженные микроскладки свидетельствовали о значительном субмеридиональном сжатии, и, судя по наклону их осей, максимальное его воздействие осадки испытали в направлении север-северо-восток – юг-юго-запад, с последующим разрывом слоев и их смещением. Для оценки сейсмических событий использование данных о ликвификации предложено в (Никонов, 2007), будучи основанным на соотношениях между порогом возникновения ее структур и интенсивностью порождающих их землетрясений. Согласно этому, различные текстуры внедрения наподобие язычков пламени, цветков и др., вызываются землетрясениями в 7–8 баллов по шкале MSK-64, а если образуются еще и лежащие складки, и надвиговые структуры при широком распространении деформаций, – более 8 баллов. Однако в (Мусатов, 1990) отмечается, что для их реконструкции нужно знать изначальные реологические свойства и мощность ликвифицированных и перекрывающих осадков, механизм деформаций и многие другие параметры, поэтому об однозначности взаимоотношений между степенью ликвификации и интенсивностью землетрясений пока говорить не приходится. Помогает в таких случаях оценка блоковых смещений горных пород.

Вдоль древних глубинных разломов по всей их системе в регионе развиты крупные морфоструктуры сдвигового и взбросо-сдвигового типа (Чувардинский, 2012), включая Транссибирский разлом, сопряженный с Сибирскими Увалами, причем позднекайнозойская тектоническая активность проявлялась здесь (Гоговенков и др., 2007) на всех стратиграфических уровнях. Следы ее активизации в позднем квартере и голоцене нашли отражение и в верхних частях высоких террас региона, где осадки, как было установлено авторами, представлены сартанским (МИС-2) аллювием (рисунок).



Верхняя часть террасы высотой около 20 м в долине р. Левая Хетта, приток р. Надым. *I* – перекрытый голоценовыми осадками сартанский аллювиальный комплекс; *II* – сейсмичность в виде вертикальных смещений мерзлых, в прошлом, слоев аллювия; *III* – холодная гидроморфная палеопочва, окаймляющая псевдоморфозу по полигонально-жильному льду; *IV* – позднеголоценовый подзол. Фото из архива В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

В криохрон МИС-2 эта толща промерзала, консолидировалась, становилась хрупкой и во время землетрясений легко поддавалась разрывным деформациям. Так, в долине р. Надым и ее притоков (район г. Надым) повсеместно встречаются террасы высотой около 20 м и вверху развиты псевдоморфозы МИС-2 по полигонально-жильному льду (ПЖЛ) – индикатор сильного промерзания в прошлом. В среде этих осадков широко представлены не связанные с оседанием блоков породы при вытаивании ПЖЛ, секущие всю сартанскую толщу вертикальные трещины со смещением слоев вдоль них на 5–10 см (порой до 15 см). Это могут быть только сейсмита, причем величина смещений позволяет судить о их возникновении во время землетрясений интенсивностью до 5–6 баллов. Сартанский возраст данного комплекса обоснован тем, что по окаймлявшим ПЖЛ холодным гидроморфным палеопочвам, выявленным в этом регионе впервые, авторы (Шейнкман и др., 2017) получили серию ^{14}C -датировок в пределах 10–12 тыс. лет, фиксируя время вытаивания ПЖЛ, возникших раньше. (Прежде подобные образования в данном районе никто не искал, поскольку считалось, что под ледниковым покровом их не существовало). Учитывая то, что выше по разрезу эти осадки перекрыты позднеголоценовыми подзолами (рисунок), можно сделать вывод, что произошло вздымание данной толщи на двадцатиметровую высоту (в восточной части Сибирских Увалов – на высоту до 40 м) не раньше начала голоцена. Следовательно, скорость поднятия составляла 2–4 мм/год, что также говорит о высокой активности тектонических процессов в регионе в то время, тем более что аналогичные явления были зафиксированы авторами и в центре разреза террас, по крайней мере, до датированных (Шейнкман и др., 2017) осадков МИС-5.

Список литературы

- Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИ Океангеология, 2017. 291 с.
- Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 792–799.
- Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–10.
- Григорьева С.В., Макаров В.И. Новейшая структурно-геодинамическая зональность Западно-Сибирской платформы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 2. С. 114–126.
- Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск: ТГУ, 1976. 344 с.
- Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 320 с.
- Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб.: Изд-во Государственной полярной академии, 2005. 176 с.
- Маловичко А.А., Коломиец В.В., Рузайкин А.И. Сейсмичность России в 2015 году // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2017. № 4. С. 21–34.
- Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Известия вузов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.
- Никонов А.А. Сейсмодетформации в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 56–58.
- Чувардинский В.Г. Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2012. 179 с.
- Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначёв В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности // Доклады Академии наук. 2017. Т. 477, № 4. С. 480–484.
- Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quaternary International V. 420. 2016. P. 15–23.

EVIDENCES OF TECTONIC PROCESSES IN THE LATE PLEISTOCENE ALLUVIAL DEPOSITS OF NORTHWESTERN SIBERIA.

V.S. Sheinkman^{1,2,3}, V.P. Parnachev⁴, S.N. Sedov^{1,2,3}

¹Tyumen Industrial University, Tyumen

²Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen

³Tyumen State University, Tyumen

⁴National Research Tomsk State University, Tomsk

A model of stable platform periodically covered by an ancient ice sheet has been applied for a long time for North-Western Siberia's area; possible tectonic phenomena were associated then with the pressure effect, or its discontinuance, of a growing and, thereafter, melting huge glacier several km thick (Zemtsov 1976; Archipov 2000). Absence of significant earthquakes during historic period favoured this hypothesis; it also agreed with interpretation of origin of the upland, named "the Siberian Uval", as an end morain of an ancient ice sheet similar to geoforms in the Russian plain, because erratic boulders are present here in spite of the crystalline base of the platform is quite deep in Siberian Uval's area. The authors analyzed the results of the followers and sceptics of the above mentioned model from a number of recent publications (Kuzin, 2005; Chuvardinskiy, 2012; Arctic Basin..., 2017; Krapivner, 2018), and carried out their own research in the upper and middle reaches of the rivers Taz, Pur and Nadym. No relicts of glaciations were found as a result – there occurred only evidences of strong rock freezing during the Quaternary at the background of the river self-development. As to the boulders, they have been embedded in alluvial deposits being a result of the river rafting of the rock fragments trapped by ice-floes; it is typical for Siberian Rivers (Sheinkman, 2016; Sheinkman et al., 2017). Major part of the stones (these are basalts, dolerites, anamesites) were transported, as detected by the authors, from Enisei River's right-hand bank across the low watershed at its left-hand bank during the water rise at the time of the spring river ice-drift. The problem of origin of the Siberian Uval was put forward: in the absence of glacial effects it could be only a result of tectonic processes; so the authors directed their efforts to the search of the traces of those processes.

The precursors of the tectonic processes are defined by the structural-geodynamic zonality of the considered area (Grigorieva, Makarov, 2014). However their traces were never looked for in the Quaternary sediments because the earlier researches were focused on the ice sheet model, despite the fact that in the neighbouring Arctic regions 6 earthquakes with the magnitude of 3.7 to 4.5 have been registered only in 2015 (Malovichko et al., 2017); in general, evidences of recent tectonic activity have been encountered since long time.

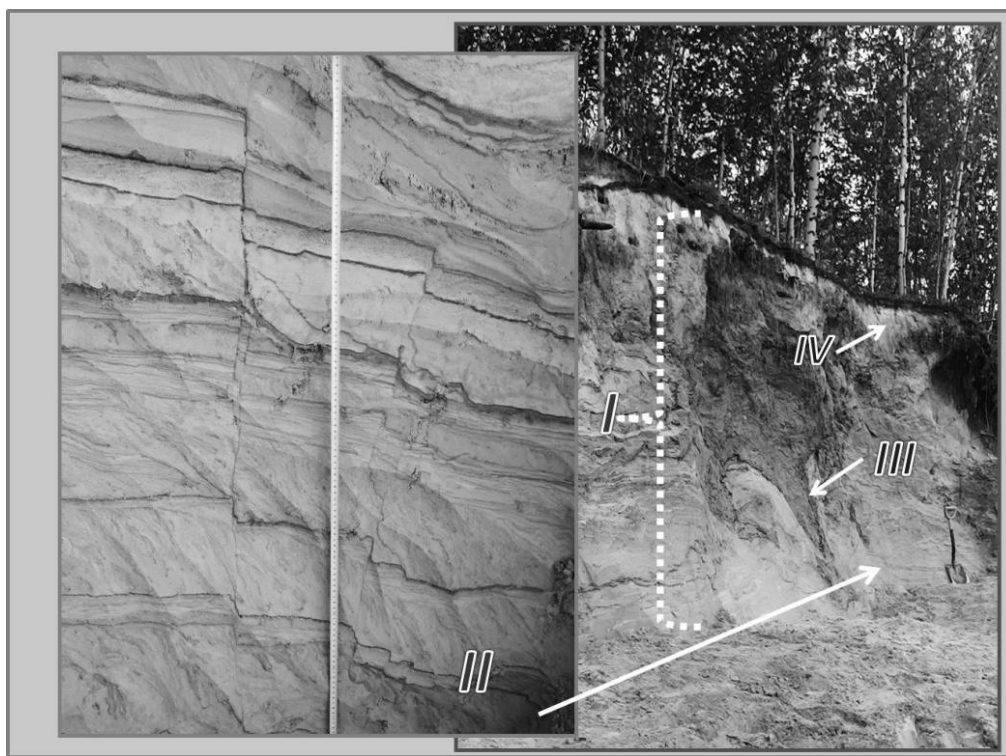
High river terraces evidence active block uplift within the study area that results in the river incision into the mainly sandy alluvial sequences: the terrace elevation reaches 30–40 m within the Siberian Uval and 15–20 m, sometimes up to 25 m, more to the north. The authors explain the incision by the impact of the Gakkel Mid-Ocean Ridge, expanded during the Quaternary, on the West-Siberian tectonic Plate, resulting in the sub-meridional compression of the sediment mantle (Arctic Basin..., 2017) in the study area and its uplifting – in the area of the Siberian Uval in particular. In this concern, the authors have detected numerous seismites – these are liquefaction, and different sediment fracturing and deformation.

Liquefaction reveals itself in the unconsolidated sediments as a small intrusion of sediments which obtain liquid properties under an effect of earthquakes. The authors observed this phenomenon frequently during the Altay earthquake in 2003, and in North-Western Siberia it occurred in the thawed deposits, whereas fracturing took place in the formerly permafrost stratum. The detected strained micro-folds evidence a considerable sub-meridional compression; judging from the inclination of the fold axes the maximal

compression impact on the sediments has been oriented from NNE to SSW, that afterwards has been resulted in the deformation and displacement of rocks along the seams.

The use of liquefaction for evaluation of seismic events was introduced by A. Nikonov (2007) – it consists in the relation between the threshold of the development of the liquefaction structures and the magnitude of earthquakes producing them. According to that author, various intrusion structures (like “flame tongues”, “flowers” etc.) are generated by the earthquakes of 7-8 units in intensity (scale MSK-64), whereas lying folds with internal fractures and overthrust faults require magnitude more than 8 units. However E. Musatov (1990) states that for the correct reconstruction the data in respect to the reologic properties, thickness of liquefied and overlying sediments, mechanism of deformation and other parameters are needed. This means that the establishment of direct interrelation between the grade of liquefaction and the earthquake intensity is still problematic. The assessment of block displacement of rocks helps to carry out the reconstruction.

Large morphostructures of normal and reverse oblique-slip types are developed along the major ancient deep-laid faults (Chuvardinskiy, 2012), including the Trans-Siberian fault related to the Siberian Uval. It should be noted that the Late Cenozoic tectonic activity occurred here at all stratigraphic levels (Gogovenkov et al., 2007). At that, traces of its Late Quaternary activation are found in the upper strata of the high terraces in the study area where the sediments are presented (as the authors revealed) by Sartanian (MIS-2) alluvium (Fig.).



The upper part of the terrace at a relative height of about 20 m in the valley of the Left-hand Hetta River, a tributary of the Nadym River. *I* – Sartanian alluvial complex overlain by the Holocene sediments; *II* – Seismites in the form of the vertical displacement of alluvial layers (frozen in the past); *III* – cryogenic hydromorphic paleosol delimiting the polygonal ice wedge pseudomorph; *IV* – Late Holocene Podzol soil.

Photos from V.S. Sheinkman’s archive. Explanations are in the next.

During the cryochrone MIS-2 the alluvial sequences were frozen, consolidated and it could be easily fractured and deformed under the effect of earthquakes. For example, in the

valley of the Nadym River and its tributaries (the area near the Nadym-town) high terraces at a relative height of about 20 m are encountered, and in their upper parts large pseudomorphs after polygonal ice wedges are observed evidencing strong rock freezing in the past. Continued fractures developed within these alluvial sediments dissect the whole Sartanian stratum and cause the 5–10-cm (at times up to 15 cm) displacement of layers along them. At that, the fractures are not caused by the sediment sinking during the polygonal ice wedge melting. These formations could be only seismites; then the range of displacement allows conclude that they were produced by the earthquakes of 5-6 units in intensity (scale MSK-64). The Sartanian age (MIS-2) of the studied alluvial complex is supported by the set of radiocarbon dates from the cryogenic hydromorphic paleosols delimiting the polygonal ice wedge pseudomorphs; the ages are in the range of 10-12 ka BP that sets the time of melting of the wedges formed earlier. (Earlier such cryogenic phenomena were never looked for and studied, because their formation was thought to be impossible under a hypothetic ice cover). Taking into account that these sediments and cryogenic structures are overlain by the Late Holocene Podzols (Fig.) we conclude that the uplift of the alluvial sequence to the 20-m elevation (in the eastern part of the Siberian Uval – up to 40 m) took place not earlier than in the beginning of the Holocene. It means that the uplift rate was about 2–4 mm per year that also evidence high tectonic activity then in the region; this conclusion is supported by the authors' findings of similar seomite structures also in the central parts of the inviolate continual sections of the high terrace, down to the MIS-5 deposits dated by the authors as well (Sheinkman et al., 2017).

References

- Arctic Basin (Geology and Morphology). SPb: VNII Ocean-Geology, 2017. 291 p. (in Russian).
- Arkhipov S.A. Main geological events of the Late Quaternary (West Siberia) // *Geology and Geophysics*. 2000. V. 41 (6). P. 792–799 (in Russian).
- Chuvardinskiy V.G. Quaternary. New geological conception. Apatiti: Kola Science Center Publ., RAS, 2012. 179 p. (in Russian).
- Gogonenkov G.N., Kashik A.S., Timurziev A.I. Horizontal shifts of the West-Siberian basement // *Oil and gas geology*. 2007. Issue 3. P. 3–10 (in Russian).
- Grigorieva S.V., Makarov V.I. Newest structural-geodynamic zonality of the West-Siberian platform // *Geocology. Engineering geology. Geocryology*. 2014. Issue 2. P. 114–126 (in Russian).
- Krapivner R.B. Crisis of the glacial theory. Moscow: GEOS, 2018. 320 p. (in Russian).
- Kuzin I.L. Geomorphology of the West-Siberian. SPb.: State Polar Academy, 2005. 176 p. (in Russian).
- Malovichko A.A., Kolomiets V.V., Ryzaikin A.I. Russian seismicity in 2015 // *Geocology. Engineering geology. Geocryology*. 2017. Issue 4. P. 21–34 (in Russian).
- Musatov E.E. Neotectonics of Barents-Kara Shelf // *Izvestiya vuzov. Geology and Exploring*. 1990. Issue 5. P. 20–27 (in Russian).
- Nikonov A.A. Seismic deformations in loose deposits and their use in paleoseismic reconstructions // *Problems of modern seismology and geodynamics of Central and East Asia*. V. 2. Irkutsk. IEC SB RAS, 2007. P. 56–58 (in Russian).
- Sheinkman V.S. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – new evidence and interpretation // *Quaternary International* 2016. V. 420. P. 15–23.
- Sheinkman V.S., Melnikov V.P., Sedov S.N., Parnachev V.P. New evidence of the nonglaciaded development of the Northern part of the Western Siberian Lowland in the Quaternary period // *Doklady Earth Sciences*. 2017. V. 477 (2). P. 1430–1433.
- Zemtsov A.A. Geomorphology of the West-Siberian Plain (north and central parts). Tomsk: TSU, 1976. 344 p. (in Russian).

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПОДХОД ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ КЛЮЧЕВЫХ УЧАСТКОВ В ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЕ)

С.И. Штельмах, Н.Н. Ухова, Ю.В. Рыжов, Т.Г. Рященко

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, *fotina78@gmail.com*

Объектами данного исследования являются образцы погребенных почв геолого-литологических разрезов лессовидных отложений в Тункинской впадине (Юго-Западное Прибайкалье). Погребенные почвы являются свидетелями перерывов в процессе накопления отложений и важным материалом для восстановления палеогеографических условий времени их образования.

Большая часть почв сформирована в среднем и раннем голоцене, одна почва – в позднем плейстоцене, что было выявлено из абсолютных датировок возраста почвенных образцов, полученных радиоуглеродным методом в лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ (Рыжов и др., 2011; Рыжов, 2012).

Ключевые участки расположены в районе пос. Тунка (точка наблюдения 1Р), пос. Еловка (точка наблюдения 6Р) и в районе древнего вулкана «Тальская вершина» вблизи д. Цаганур (точка наблюдения 10Р в заброшенном шурфе). Погребенные почвы зафиксированы в лессовидных супесях делювиально-пролювиального нерасчлененного комплекса (dpQ), которые были вскрыты в действующем овраге в районе пос. Тунка (1Р), в разрезе уступа первой (3–4 м) надпойменной террасы р. Еловка, в современных аллювиальных отложениях (aQ₄) (6Р) и в заброшенном шурфе в районе древнего вулкана «Тальская вершина», где погребенный почвенный горизонт разделил два разновозрастных эоловых комплекса, представленных связными песками эолового верхнечетвертичного – современного комплекса (vQ₃₋₄) и лессовидными суглинками эолового верхнечетвертичного (vQ₃) комплекса (10Р). Также был изучен циклично построенный разрез Икубур, расположенный на территории Еловского отрога. Разрез сложен делювиально-пролювиальными отложениями древнего конуса выноса. В разрезе Икубур зафиксированы и опробованы пять погребенных почвенных горизонтов.

Следует отметить, что мерзлотные явления (глубина и динамика промерзания) представляют собой региональные факторы, определяющие специфику почвенного покрова (Силаев, 2016). В результате криогенных воздействий в погребенных почвах, так же как и в лессовидных отложениях, появились макропоры, увеличилась карбонатность и в отдельных случаях пылеватость (Рященко и др., 2014). Почвы характеризуются легким гранулометрическим составом, в основном представляют собой пылеватые супеси.

В лабораторных условиях в Институте земной коры СО РАН было проведено комплексное исследование рассматриваемых почв. Для определения химического состава были использованы силикатный (Рященко, Ухова, 2008) и рентгенофлуоресцентный (Ревенко и др., 2002) методы анализа. Определение содержания гумуса в исследуемых погребенных почвах и анализы водной вытяжки почв были проведены по стандартным методикам (Аринушкина, 1970). Содержания CaCO₃ были вычислены с помощью программы PetroExplorer, разработанной Е.В. Кориневским (Институт минералогии УрО РАН, Миасс).

Полученные содержания породообразующих оксидов и микроэлементов были использованы для расчета различных геохимических индикаторов. На основе анализа данных по значениям «климатических» геохимических коэффициентов (CIA, CIW и ICV) установлено, что формирование почв происходило в условиях относительно холодного аридного климата со слабым развитием процессов химического выветривания. Это подтверждают выявленные особенности минерального состава почв, заключающиеся в преобладании слоистых силикатов (слюд и гидрослюд). Вышеуказанные климатические условия способствовали накоплению карбонатов, а также водорастворимых солей в исследуемых погребенных почвах. По содержанию CaCO_3 почвы относятся к слабо- и среднекарбонатным, а также они характеризуются слабой и средней степенью сульфатного (гипсового) засоления в большинстве случаев.

Проведенный анализ распределения концентраций различных химических элементов и гумуса в почвах, а также полученных значений определенных геохимических индикаторов позволил идентифицировать относительно более теплый и более влажный интервал в среднем голоцене (приблизительно 6180 л.н.) и относительно наиболее засушливый в раннем голоцене (приблизительно 9040 л.н.). Погребенный почвенный горизонт, сформированный в относительно более теплом и наиболее влажном интервале, характеризуется максимальным содержанием гумуса (12.44 %), минимальными концентрациями Co (10 мг/кг), V (120), As (7), Pb (10) и Sr (370) среди всех исследуемых почв и максимальным значением геохимического индикатора гидролитического выветривания (Rb/Sr). Для почвенного горизонта относительно наиболее засушливого периода свойственны более низкое содержание гумуса (3.12 %), более высокие концентрации Sr (1118 мг/кг) и Zr (704) среди всех исследуемых погребенных почв и минимальные значения геохимических индикаторов Rb/Sr, Ba/Sr, Ca/Sr и Ti/Zr.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 05-05-97234).

Список литературы

- Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 488 с.
- Ревенко А.Г., Ревенко В.А., Худоногова Е.В., Жалсараев Б.Ж. Рентгенофлуоресцентное определение Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sn, Ba, La, Ce в горных породах на энергодисперсионном спектрометре с поляризатором // Аналитика и контроль. 2002. Т. 6, № 4. С. 400–407.
- Рыжов Ю.В. Хронология эрозионно-аккумулятивных процессов в овражно-балочных системах Юго-Западного Прибайкалья в голоцене // География и природные ресурсы. 2012. № 4. С. 108–116.
- Рыжов Ю.В., Арсланов Х.А., Кобылкин Д.В., Опекунова М.Ю., Рященко Т.Г. Оврагообразование в позднеледниковье и голоцене в Юго-Западном Прибайкалье // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 341–350.
- Рященко Т.Г., Акулова В.В., Рубцова М.Н. Процессы эоловой седиментации в Прибайкалье // Вестник ИрГТУ. 2014. № 10 (93). С. 109–114.
- Рященко Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (юг Восточной Сибири). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. 131 с.
- Силаев А.В. Картографический анализ состояния геосистем с длительной историей хозяйственного освоения на примере Тункинской котловины: Дис. ...канд. геогр. наук. Иркутск, 2016. 165 с.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СИСТЕМА «ТЕКТОНИКА – СЕЙСМИЧНОСТЬ» (К МЕТОДОЛОГИИ ИССЛЕДОВАНИЯ КОРЯКСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ)

Г.П. Яроцкий

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
ecology@kscnet.ru

Северо-восток Азии – геодинамически и геоэнергетически напряженный сектор литосферы суши и акватории северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Это утверждение следует из сложной геотектоники сочленения материковых геоструктур полного возрастного спектра от архея с выступами древних массивов до позднего кайнозоя островных дуг и прибрежий глубоководных желобов активных окраин континента. В нашем исследовании ярким аргументом напряженности литосферы является классическая «Карта рельефа подошвы литосферы» (1996).

На карте подошвы рельефа литосферы выделены крутосклонные мантийные участки рельефа – трог и гребни, которые, в совокупности с высокоградиентными зонами мантийного рельефа, являются индикаторами субвертикальных геодинамических систем. Системы в приповерхностных частях земной коры трансформируются в рифты, структурные швы, вулканические и сейсмические пояса – объекты корово-мантийного происхождения. В таких системах Якутии, СВ Азии представлен Крайнеморский литоблок территории от р. Лены к востоку, включающий Колыму, Камчатку, Корякию, Чукотку. Решётчатое чередование мантийных гребней и трогов, градиентных линий особенно характерно для территории к юго-востоку от р. Колымы в интервале меридианов Камчатский перешеек (60° с. ш.) – мыс Шмидта – Дежнёва (69° с. ш.). Подобные территории в России – лишь в Южно-Сибирском литоблоке с оз. Байкал. Этот аспект проблемы геологии рельефа сейсмичности будет ниже аргументирован, хотя заметим, что исследователями пояса он не используется.

Карта рельефа подошвы литосферы – сильный аргумент в понимании геологии территории одного из сейсмических центров Корякского сейсмического пояса – Хаилинского. Центр находится на территории прогнутой глыбы литосферы побережья Олюторского залива. Залив лежит на линии пересечения регионального Ямского юго-восточного трога литосферы длиной 1800 км от Ямского залива моря Лаптевых до села Хаилино на р. Вывенке. Трог торцово упирается в СВ Анадырскую градиентную линию по линии пролив Литке – г. Анадырь. Глубина Ямского трога в торце составляет около 80 км, залива – 62 км. На линии трога в побережье лежит Олюторский залив шириной около 240 км. В рельефе подошвы литосферы по дну моря на берег надвинуты морские террейны с высокоплотными породами (Карта полезных ископаемых..., 1999). В всячем крыле Анадырской высокоградиентной линии образовался Ильпинско-Тылговаямский прогиб, заполненный вулканогенно-осадочными породами, ограниченный с севера и юга покровами террейнов позднего мела – палеогена.

Система «тектоника – сейсмичность» является множеством геолого-геофизических элементов, которые находятся в соотношениях друг с другом и образуют целостность исследуемого реального или виртуального объекта. Совокупность элементов, создавших объект, исследуется системным анализом, устанавливающим структурные связи между ними. С точки зрения автора, концепцией

исследования является постулат о геологической среде, в которой сейсмичность как физический процесс не существует в природе вне геологических структур. В исследовании положен конструкционный принцип связи элементов геологической среды, накопления и релаксации сейсмических волн в природном объекте – системе «тектоника – сейсмичность». При этом под тектоникой приняты как разломные дислокации, так и геотектоника как объекты учения о геологических структурах. Такой подход к изучению сейсмичности на южной окраине позднемелового континента СВ Азии является естественным в отношениях сейсмологов и геологов. Именно тектоника (геотектоника) является реальным объектом природы, в которой происходят сейсмические процессы, являющиеся фактически в итоге виртуальными как следствие расчетов математического либо физического моделирования.

Вместе с тем на изучаемой территории проявления сейсмичности в той или иной полноте известна геология пространства, полученная геолого-геофизическими съёмками (Геол. карта., 1966, 1987; Карта полезных ископаемых, 1999). Геологический объект, как правило, есть виртуальный результат, о котором договариваются исследователи, однако богатейшие геологические знания о тектонике (геотектонике) позволяют оперировать ее элементами в анализе системы «тектоника – сейсмичность». Такая возможность имеется на территории отрезка Корякского сейсмического пояса на побережье Олюторского залива Берингова моря в виде геоструктур, их блоков и складок, горизонтов, их замков и килей и т.д. и их элементов.

Корякский сейсмический пояс является признанным в геологии и геофизике и существующим объектом в геотектонике литосферных плит (Ландер и др., 1994, 2007). Он обрамляет малую литосферную плиту Берингию с севера. Его структура на активной палеогеновой окраине позднемелового континента юга СВ Азии сопряжена с Чукотско-Корякским миоценовым вулканическим поясом от Камчатского перешейка на широте 60° с. ш. до мыса Дежнёва на Чукотке (Карта полезных ископаемых, 1999). В геотектонике окраина находится в глыбово-клавишной структуре литосферы, выраженной в геоморфологии северного побережья Берингова моря закономерным чередованием полуостровов и заливов. Эти геоструктуры отражают на окраине континента воздымающиеся и погружающиеся глыбы литосферы, разделенные поперечными СЗ литосферными разломами, простирающимися от моря в глубь континента (Яроцкий, 2016). В погруженной глыбе литосферы Олюторского залива в складчато-блоковом северном отрезке регионального Ильпинско-Тылговаямского прогиба локализуются облака Хаилинского (1991 г., $M = 6.6$) и Олюторского (2006 г., $M = 7.6$) землетрясений. Прогиб простирается на юго-запад вкост Ильпинского п-ова в пролив Литке. На территории погруженной глыбы литосферы Олюторского залива его максимальная мощность – в локальной Вывенской впадине с глубиной метаморфического (кристаллического) фундамента более 10 км. Разрез впадины вмещает максимум афтершоков Олюторского землетрясения в широком спектре глубин до 40 км (Белявский и др., 2007; Яроцкий, 2016)

Облака афтершоков обоих землетрясений взаимно ортогональны при общем эпицентре их главных толчков. Разрез прогиба погруженной глыбы залива – прогнутая система всех геолого-геофизических горизонтов ее литосферы. В их максимальных прогибах – киях – лежит Хаилинский продольно-осевой СЗ разлом литосферы глыбы, делящий глыбу на две равные части. На вертикальной линии килей складчатости разреза лежит глубинное наложение фронтов морских террейнов позднего мела и палеогена разреза литосферы глыбы залива, рассматриваемое как гипоцентр Олюторского землетрясения (Федотов и др., 2011). На линии – гипоцентры вышеуказанных землетрясений ($h = 35$ и 1 км, соответственно). Эллипс СЗ облака афтершоков Хаилинского землетрясения целиком лежит в зоне продольно-осевого

Хаилинского разлома глыбы на его пересечении Вывенской локальной впадины. Зона как волновод запечаталась афтершоками Хаилинской релаксации, поэтому последующая через 15 лет энергия релаксации Олюторского главного толчка, поднявшись по колонне линии килей вверх к поверхности, ушла в стороны на ЮЗ и СВ разреза Вывенской впадины. Закрылась Олюторская релаксация у поперечных межглыбовых СЗ литосферных разломов, ограничивающих Вывенскую впадину на юго-западе и северо-востоке. За ними – воздымающаяся глыба п-вов Говена-Ильпинский – Ильпыр на западе и п-ова Олюторского на востоке и за ними нет афтершоков по сей день!

На площади облаков афтершоков обоих землетрясений в течение 2007–2018 гг. зафиксирован ряд афтершоков разной интенсивности. Наиболее сильный Левтыриновьямский афтершок (06.04.2018, $M = 5.0$) произошел близ эпицентров главных толчков Хаилинского и Олюторского землетрясений. Его положение определяется юго-восточным отрезком Хаилинского продольно-осевого разлома между с. Хаилино и землетрясением № 13 в бухте Сомнения. Таким образом, продольно-осевая линия сейсмогенного Хаилинского разлома еще раз принимается как место килей горизонтов осевого разреза погруженной глыбы залива. Также получило подтверждение и гравиметрическое трассирование разлома и на юго-восток в акваторию моря, разделяющего пополам Олюторско-Командорский прогиб по разной мощности осадков и отраженной в поле силы тяжести. На линии внутриблокового СЗ Ветвейского разлома произошли афтершоки, подтверждающие локализацию в Олюторском облаке западной высокомагнитудной площади группы Олюторских афтершоков ($M=5.0-6.6$). Эта площадь – преграда в Ильпинско-Тылговьямском прогибе, созданная поперечным межглыбовым разломом, ограждающим глыбу залива с юго-запада. Примечательностью афтершоков периода 2007–2018 гг. является и аргументация ими особенностей разломной тектоники складчато-блокового разреза Ильпинско-Тылговьямского прогиба на глубине до 30 км.

Территория облаков Хаилинского и Олюторского землетрясений характеризуется как высокомагнитудный Хаилинский сейсмический центр. Здесь в одной и той же очаговой области – сейсмогенной колонне килей горизонтов на Хаилинском продольно-осевом литосферном разломе – уже на протяжении около 28 лет (с 1991 г.) состоялся ряд землетрясений с $M \geq 5.0$. Такой высокомагнитудный рой возник вследствие положения высокосейсмичной территории глыбы Олюторского залива на ее пересечении на окраине континента Ямским региональным юго-восточным трогом подошвы литосферы. Именно на пересечении возник широкий (около 240 км) Олюторский залив в Японско-Курило-Камчатско-Корякско-Чукотской окраине. Подобное положение в рельефе подошвы литосферы имеет и Анадырский залив, где в 1986 г. произошло землетрясение, но лишь с $M = 5.2$. Однако на этой территории характеристика рельефа подошвы свидетельствует об интенсивных энергетических перестройках в литосфере. Она насыщена решетчатыми высокоградиентными линиями и линейными трогами и гребнями рельефа протяженностью 300–500 км к юго-востоку от п. Певек. Здесь же и проявления миоценового вулканизма Чукотско-Корякского пояса на поверхности. В связи с этим особый интерес представляет в общей оценке геотектоники Корякского сейсмического и Чукотско-Корякского вулканических поясов рельеф подошвы литосферы СВ Азии. Он отражает состояние коры и верхней мантии в процессах энергетической перестройки литосферы в условиях перемещения малой литосферной плиты Берингия. (Заметим, что плита Берингия предположительно движется на юго-запад с центром вращения 67°N , 176°E (Ландер и др., 1994, 2007)).

Приведенные и другие обширные геологические аспекты сейсмичности Корякского сейсмического пояса и его высокомагнитудного Хаилинского центра на юго-западе Корякского нагорья показывают, в свою очередь, возможности актуализации элементов системы «тектоника (геотектоника) – сейсмичность». Этот аспект методологии исследования не менее важен, чем системное определение природного объекта в целом. Так появилось решение проблем определения геологической природы локализации сейсмогенных структур: разломной – для загадочного северо-западного облака афтершоков Хаилинского землетрясения 1991 г. и складчато-блокового – для северо-восточного Олюторского землетрясения 2006 г.

Корякский сейсмический пояс еще не стал объектом энергичных исследований, несмотря на последовательный ряд сильных землетрясений: Анадырское (1986 г., $M = 5.2$), Корякское (1988 г., $M = 5.9$), Хаилинское (1991 г., $M = 6.6$), Олюторское (2006 г., $M = 7.6$), Ильпырское (2013 г., $M = 5.2$). Эта цепь говорит об общей активности в поясе, а с Левтырынываямским событием (2018 г., $M = 5.0$) близ эпицентров главных толчков Хаилинского и Олюторского землетрясений активизировался в период 2007–2018 гг. и весь Хаилинский высокомагнитудный центр. Левтырынываямский афтершок в 42 км от берега залива вместе с афтершоком № 13 в фиорде бухты Сомнения (29.04.2006, $M = 6.6$) и большой группой сильных афтершоков (2006 г., $M = 5.0–6.6$) близ пп. Корф-Тиличики и залива Корфа дают основание думать о вероятных цунами в узких бухтах-фиордах побережья на Севморпути.

Список литературы

Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А., Нурмухамедов А.Г., Попруженко С.В., Шпак И.П., Храпов А.В. Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны в пределах профиля Корф – Верхнее Пенжино // Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский, 2007. С. 277–288.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-57-XXXVI, Р-58-XXXI / Составители А.Г. Погожев, В.И. Голяков. Камчатское геологическое управление, 1966. 75 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р-58-XXVIII / Составители Л.И. Кравченко, В.Ф. Мишин. М., 1987. 147 с.

Карта рельефа подошвы литосферы России. Масштаб 1: 10 000 000. Объяснительная записка / В.В. Соловьёв, В.М. Рыжкова. М.–СПб.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, 1996. С. 187–194.

Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500 000 / Гл. редакторы А.Ф. Литвинов, Н.Г. Патока, Б.А. Марковский. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 19 л.

Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В. и др. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология. Вып. 26. М.: Наука, 1994. С. 103–122.

Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И. Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. $M_w=7.6$: сейсмическая история региона и предварительные результаты исследования серии афтершоков // Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский, 2007. С. 14–33.

Федотов С.А., Чехович В.Д., Егоркин А.В. Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона // Доклады Академии наук. 2011. Т. 437, № 5. С. 655–658.

Яроцкий Г.П. Феномен Хаилинского землетрясения 1991 г. на юго-западе Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, КамГУ им. В. Беринга, 2016. 177 с.

Яроцкий Г.П. Глыбово-клавишная структура литосферы активной окраины континента на СВ Азии. Корякско-Камчатский регион // Геология и геофизика юга России. 2017. № 2. С. 135–151.

МЕТАЛЛЫ В НЕФТЯХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НА ДУЛИСЬМИНСКОМ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ, СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Т.А. Ясныгина¹, Е.П. Попов¹, С.В. Рассказов^{1,2}, О.В. Зарубина³, В.И. Ложкин³,
Е.П. Чебыкин^{1,4}, А.М. Ильясова¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ty@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

⁴Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

Нефти месторождений Сибирской платформы находятся в слоях позднего докембрия – раннего палеозоя. По некоторым особенностям органической геохимии нефти отличаются от нефтей фанерозоя. В нефтях Сибирской платформы фитан преобладает над пристаном, среди стеранов преобладают этилхолестаны, определяются высокие концентрации 12, 13-монометилалканов, сравнительно низкие значения C_{34}/C_{35} среди гопанов, сильное обогащение изотопом ^{12}C и другие характеристики, свидетельствующие о восстановительной обстановке при их образовании и о составляющей нефти, связанной с древним морским живым веществом (Конторович, 2004; Ким, 2009). Металлы и другие микроэлементы в нефтях этого типа содержатся в ультрамалых количествах. Данные по содержанию металлов в нефтях Сибирской платформы до сих пор ограничены вследствие трудностей при их определении.

В нефтях Ярактинского, Аянского и Атовского месторождений смолы присутствуют в небольшом количестве (до 6.23 %), асфальтены, как правило, отсутствуют (менее 2.48 %), порфирины не определяются (Нефти и конденсаты..., 1980). Именно в порфиринах, а с позиции группового состава – в асфальтенах обычно концентрируются V, Ni, Fe и другие металлы, содержащиеся в нефтях (Поконова и др., 1984; Баженова и др., 2004). В целом, средние концентрации металлов в нефтях Ярактинского, Западно-Аянского и Атовского месторождений существенно ниже, чем в нефтях Западной Сибири и шельфа о. Сахалин, за исключением Sr, Rb, Sm, Th и Ti (Ясныгина и др., 2015).

Дулисьминское месторождение, как и Ярактинское, относится к промышленно эксплуатируемым месторождениям Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НО). Залежь приурочена к преимущественно кварцевым, средне- и мелкозернистым песчаникам ярактинского горизонта нижнемоготской подсвиты. Вышележащие горизонты (осинский, усть-кутский, преображенский), представленные известняками и доломитами, промышленно продуктивны на других месторождениях (Нефти и конденсаты..., 1980; Анциферов и др., 1986).

Микроэлементы определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в нефтях Дулисьминского месторождения из семи скважин ярактинского горизонта и одной – усть-кутского, а также в подземных водах с минерализацией от 0.6 до 69.0 г/л. Химическую подготовку проб нефтей проводили в ИЗК СО РАН кислотным разложением и озолением. Для каждого образца выполняли от двух до четырех параллельных определений. Нефть в кварцевой посуде выдерживали в течение нескольких часов при температуре 40–60 °С, добавляли HNO_3 и H_2O_2 и медленно нагревали на платформе с тефлоновым покрытием при температуре от 60 до 150 °С, затем на электроплите при 200–250 °С. Озолье проводили в муфельной

печи ПМ-10 при медленном повышении температуры до 350–400 °С по показаниям термопары. В качестве внутренних стандартов использовали Rh либо In и Bi. Для проб нефтей измерения проводили на масс-спектрометре Element-II центра коллективного пользования (ЦКП) изотопно-геохимических исследований в ИГХ СО РАН. Пробы воды анализировали на масс-спектрометре Agilent 7500se в ЦКП «Ультрамикроанализ» в ЛИИ СО РАН.

В подземных водах Дулисьминского месторождения установлено повышение минерализации с востока на запад. Образцы нефтей отбирались из двух скважин на восточном участке, с низкой минерализацией подземных вод, двух – в центральной части месторождения и четырех – на западном участке, с высокой минерализацией вод.

В подземных водах месторождения концентрации Na, Mg, K, Ti, V, Fe, Ni, Ga, Se, Nb увеличиваются с ростом минерализации. На участке в северной части месторождения при средней величине минерализации подземные воды отличаются высокими концентрациями Li, Mn, Sr и Ba. Концентрации S, K, Sr в нефтях заметно ниже, чем в воде, Pb и легких редкоземельных элементов (от La до Sm) – выше. Содержания большинства микроэлементов в нефтях не зависят от минерализации подземных вод, за исключением Sr и легких РЗЭ, показывающих обратную зависимость.

В нефтях месторождения определены наиболее низкие содержания V и Ni, относительно нефтей других месторождений Сибирской платформы. Сравнительно низкие содержания V и Ni выявлены также в нефтях Ярактинского, Западно-Аянского и Атовского месторождений. Другая особенность нефтей большинства скважин Дулисьминского месторождения, общая с нефтями Ярактинского месторождения, – отсутствие европиевой аномалии в спектре РЗЭ. Сходство содержаний металлов в нефтях месторождений Непско-Ботуобинской НО свидетельствует о сходных условиях их образования.

Список литературы

Анциферов А.С., Бакин В.Е., Воробьев В.Н., Гребенкин Т.Я., Дробот Д.И., Зотеев А.М., Конторович А.Э., Ларичев А.И., Леонтович В.Б., Мандельбаум М.М., Матвеев В.Д., Мельников Н.В., Обухович Г.А., Рыбьяков Б.Л., Самсонов В.В., Старосельцев В.С., Сурков В.С., Трофимук А.А., Фрадкин Г.С., Фукс Б.А., Черский Н.В., Шамаль А.И., Шемин Г.Г. Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 245 с.

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, издательский центр «Академия», 2004. 398 с.

Ким Н.С. Органическая геохимия докембрийских нефтей Сибирской, Восточно-Европейской и Аравийско-Нубийской платформ // Геология нефти и газа. 2009. № 1. С. 101–107.

Конторович А.Э. Эволюция нафтидогенеза в истории Земли // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 7. С. 784–802.

Нефти и конденсаты венда и нижнего кембрия Сибирской платформы (Справочное руководство) / Отв. ред. Д.И. Дробот. Иркутск: Вост.-Сиб. НИИГГиМС, 1980. 93 с.

Поконова Ю.В., Гайле А.А., Спиркин В.Г., Чертков Я.Б., Фахрутдинов Р.З., Сафиева Р.З., Тахистов В.В., Батуева И.Ю. Химия нефти. Л.: Химия, 1984. 360 с.

Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е. Металлы в нефтях месторождений южной части Лено-Тунгусской провинции // Известия Иркутского государственного университета. Серия наук о Земле. 2015. Т. 14. С. 139–150.

СОСТАВ ИЛОВЫХ ЛЕЧЕБНЫХ ГРЯЗЕЙ ОЗ. НУХА-НУР (БАЯНДАЕВСКИЙ РАЙОН ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ), СОПОСТАВЛЕНИЕ С ПОПУЛЯРНЫМИ ЛЕЧЕБНЫМИ ГРЯЗЯМИ МИРА

Т.А. Ясныгина¹, С.В. Рассказов^{1,2}, Е.П. Чебыкин^{1,3}, Е.В. Саранина¹, Йи-минь Сунь⁴

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, ty@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

⁴Институт вулканов и минеральных источников, Хэйлунцзянской академии наук, Удаляньчи, Хэйлунцзян, Китай

Грязелечение – древний метод, используемый в ревматологии, дерматологии, косметологии, гастроэнтерологии и других областях медицины, проверенный многолетней народной практикой (сотни и тысячи лет). Общие полезные свойства различных типов пелоидов (глинистых отложений в соединении с минеральными водами), используемых в качестве лечебных грязей и в народной, и в официальной медицине, связаны с реологическими, минералогическими характеристиками, химическим составом, бактериальным компонентом. Пелоиды характеризуются комплексом физико-химических свойств – вязкостью, теплоемкостью, содержанием сероводорода, силикатов, карбонатов, сульфатов, степенью и видом минерализации водной фазы, кислотностью (рН) и окислительно-восстановительным потенциалом (Еh) среды, содержанием органических веществ и фармакологически активных микроэлементов и т.д. (Ступникова, Мурадов, 2005; Намсараев и др., 2007; Бокучава, 2009; Леонова и др., 2018; Baschini et al., 2010; и др.). Пелоиды, используемые для грязелечения, обладают высокой теплоемкостью, абсорбционной и адгезионной способностью, высокой биологической активностью, вследствие чего элементы и их соединения, содержащиеся в грязях, способны легко проникать в организм. Изучение химического и минерального состава пелоидов может способствовать пониманию процессов их формирования и воздействия на организм человека.

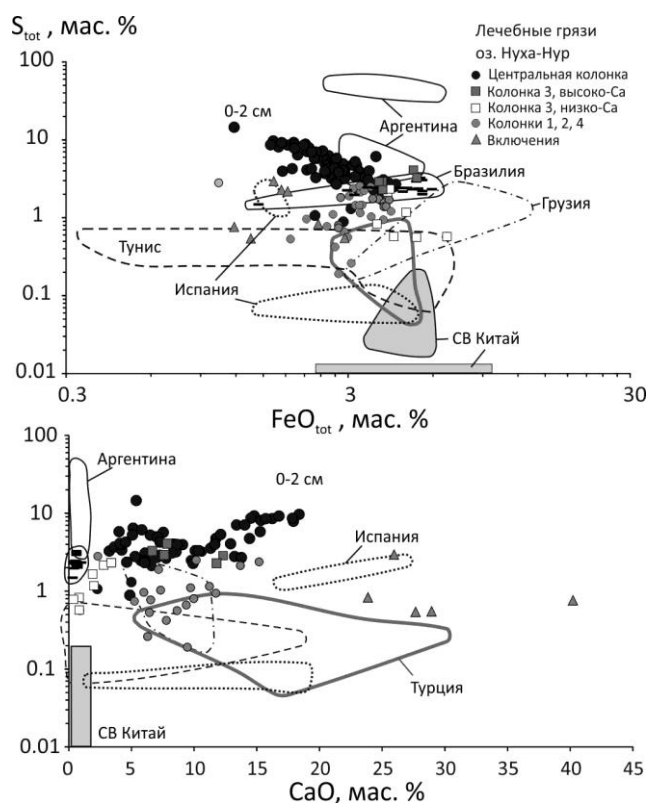
Лечебные грязи нередко имеют высокие содержания серы в составе сульфатов, сульфидов и сероводорода, а также тиолов и других органических соединений. Формы присутствия серы в грязях регулируются жизнедеятельностью бактерий, перерабатывающих одни виды соединений серы в другие. В частности, распространены сульфатредуцирующие бактерии, в своем жизненном цикле потребляющие сульфаты и переводящие их в сульфиды (Леонова и др., 2018; Goldhaber, 2005). Пелоиды с низким содержанием серы также широко используются в грязелечении. Примером могут служить лечебные грязи на вулканическом поле Удаляньчи, СВ Китай, применяемые на одноименном курорте (Rasskazov et al., 2017). Вулканизм на поле Удаляньчи активно проявлялся в последние 2.5 млн лет, при этом последние извержения происходили в историческое время – в 1720–1776 гг. (Rasskazov et al., 2016).

Оз. Нуха-Нур находится в Баяндаевском районе Иркутской области. Сернистые иловые грязи со дна этого озера используются в грязелечении в санатории «Нагалык», расположенном вблизи одноименного села. На озере было отобрано пять колонок донных осадков (грязей). Наиболее представительный материал получен из центральной части озера в колонке длиной более 2 м. Четыре других колонки, длиной от 40 до 80 см, отбирались на расстоянии 1–2 м от берега с северной, восточной, южной и западной стороны озера.

Материал верхней части центральной колонки до 137 см и одной из окраинных колонок предварительно анализировали методом рентгенофлуоресцентного анализа

(РФА) на портативном спектрометре. Образцы центральной колонки, отобранные с интервалом 2–5 см, высушивали и анализировали комплексом методов классической мокрой химии и масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (ИСП–МС). Грязи из окраинных колонок анализировали с интервалами отбора проб 3–10 см.

По химическому составу центральная колонка условно подразделена по глубине на пять интервалов (в см): 0–30, 30–50, 50–130, 130–173, 173–220. В первом, третьем и пятом интервалах образцы пелоидов имеют сравнительно низкое содержание CaO (от 5.15 до 15.28 мас. %) и общей серы S_{tot} (от 2.7 до 6.4 мас. %), за исключением самой верхней части колонки, повышенные содержания общего железа FeO_{tot} (до 3.96 мас. %) и SiO_2 (до 36.71 мас. %) за вычетом потерь при прокаливании. В пробах второго и четвертого интервалов содержания серы и кальция высокие: $\text{CaO} = 13.40\text{--}18.39$ мас. %, S_{tot} до 9.7 мас. %, а FeO_{tot} – низкие, (1.62–2.73 мас. %). Во втором интервале химический состав образцов варьируется слабо, в четвертом – сильно. В нижней части (~60 см и ниже) чередуются полосы темного и светлого материала. Последний содержит частично переработанные остатки травянистых растений. В окраинных колонках он присутствует также в виде включений. В материале светлых полос, по сравнению с темными, повышены содержания CaO , Sr и Ba . В высушенном состоянии грязь, начиная с глубины ~50 см, становится более плотной, имеет сильный запах сероводорода. На глубине 70–80 см и 120–130 см повышается доля сульфидной серы.



Соотношения содержаний серы, железа и кальция в пелоидах оз. Нуха-Нур и других районов мира. Для сопоставления использованы данные (Baschini et al., 2010; Carretero et al., 2010; Karakaya et al., 2010; Khiari et al., 2014; Da Silva et al., 2015; Rasskazov et al., 2017) и новые аналитические данные.

Содержания SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 и FeO_{tot} в пелоидах центральной колонки изменяются с глубиной сходным образом. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ изменяется подобно FeO_{tot} . Образцы грязей с высоким содержанием серы отличаются высоким или повышенным CaO , в то время как для CO_2 характерно противоположное поведение. Наиболее отчетливо это проявляется во втором интервале. Содержания MgO и Na_2O понижаются с глубиной, а P_2O_5 – слабо изменяется.

В грязях центральной колонки содержания SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , FeO_{tot} , CO_2 и большинства микроэлементов (Be , V , Co , Ni , Ga , Rb , Y , Nb , Cs , Ba , $\text{P}_3\text{Э}$, Hf , Ta , Th) имеют значимую обратную корреляцию с содержанием серы. Для них коэффициент корреляции с серой изменяется от -0.74 (Ta) до -0.89 (SiO_2).

В материале центральной колонки интервал содержаний CaO от 5.2 до 16.3 мас. % (рисунок). Грязи третьей окраинной колонки подразделяются на высококальциевые (CaO 4.2–10.5 мас. %) и низкокальциевые ($\text{CaO} < 1.4$ мас. %), лежащие в основном ниже 35 см. В грязях второй окраинной колонки вблизи фунда-

мента содержание кальция понижено до 2.3 мас. %. В породах других колонок аналогов низкокальциевых составов не обнаружено. Высококальциевые грязи верхней части третьей колонки по содержаниям серы и микроэлементов близки грязям центральной части озера с пониженным содержанием серы (рисунок), при этом на берегах озера содержание серы в пелоидах не превышает 3 мас. %.

По содержанию серы, натрия, калия и некоторых микроэлементов (Mn, Zr, Ba и др.) пелоиды оз. Нуха-Нур частично подобны иловым лечебным грязям района Перуиба на побережье Атлантического океана, юго-восток Бразилии (Da Silva et al., 2015) (рисунок). Высокие содержания серы преимущественно в сульфатной форме характерны для грязей, связанных с деятельностью вулкана Копажуэ, Аргентина (Baschini et al., 2010). Грязи оз. Нуха-Нур отличаются сравнительно высокими содержаниями CaO и Sr, коррелирующими между собой, и низкими – TiO₂, Rb, PЗЭ, Th. Низкокальциевые грязи оз. Нуха-Нур и грязи окраинных колонок с пониженным содержанием серы сопоставимы с лечебными грязями Грузии, Турции, Туниса и др. и приближаются по химическому и микроэлементному составу к низкосернистым пелоидам Удаляньчи Северо-Восточного Китая.

Список литературы

Бокучава Н. Лечебные грязи Грузии. Тбилиси: Издательский дом «Технический университет», 2009. 157 с.

Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Меленевский В.Н., Мирошниченко Л.В., Кондратьева Л.М., Бобров В.А. Геохимия диагенеза органогенных осадков на примере малых озер юга Западной Сибири и Прибайкалья // Геохимия. 2018. № 4. С. 363–382.

Намсараев Б.Б., Хахинов В.В., Гармаев Е.Ж., Бархутова Д.Д., Намсараев З.Б., Плюснин А.М. Водные системы Баргузинской котловины. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского государственного университета, 2007. 154 с.

Ступникова Н.А., Мурадов С.В. Физико-химические и микробиологические исследования лечебной грязи месторождения Озеро Утиное Камчатской области // Вестник ДВО РАН. 2005. № 3. С. 76–82.

Baschini M.T., Pettinari G.R., Valles J.M., Aguzzi C., Cerezo P., Lopez-Galindo A., Setti M., Viseras C. Suitability of natural sulphur-rich muds from Copahue (Argentina) for use as semisolid health care products // Applied Clay Science. 2010. V. 49. P. 205–212.

Carretero M.I., Pozo M., Martin-Rubi J.A., Pozo E., Maraver F. Mobility of elements in interaction between artificial sweat and peloids used in Spanish spas // Applied Clay Science. 2010. V. 48. P. 506–515.

Da Silva P.S.C., Torricilha J.K., de Macedo Gouvea P.F., Maduar M.F., de Oliveira S.M.B., Scapin M.A. Chemical and radiological characterization of Peruibe Black Mud // Applied Clay Science. 2015. V. 118. P. 221–230.

Goldhaber M.B. Sulfur-rich sediments // Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. Treatise on Geochemistry. 2005. V. 7. P. 257–288.

Karakaya M.C., Karakaya N., Sarioglan S., Koral M. Some properties of thermal mud of some spas in Turkey // Applied Clay Science. 2010. V. 48. P. 531–537.

Khiari I., Mefteh S., Sanchez-Espejo R., Cerezo P., Aguzzi C., Lopez-Calindo A., Jamoussi F., Iborra C.V. Study of traditional Tunisian medina clays used in therapeutic and cosmetic mud-packs // Applied Clay Science. 2014. V. 101. P. 141–148.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Yimin, Yang Chen, Xie Zhenhua, Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fang Zhenxing Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7 (4). P. 555–592. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0223.

Rasskazov S., Xie Z., Yasnygina T., Chuvashova I., Wang X., Arsentev K., Sun Y., Fang Z., Zeng Y. Geochemical and clay-mineral study of healing mud from Wudalianchi, NE China // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8 (3). P. 539–544. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0285.

THE COMPOSITION OF HEALING MUD FROM LAKE NUKHA-NUR, BAYANDAY AREA, IRKUTSK REGION, COMPARISON WITH POPULAR HEALING MUDS OF THE WORLD

T.A. Yasnygina¹, S.V. Rasskazov^{1,2}, E.P. Chebykin^{1,3}, E.V. Saranina¹, Yimin Sun⁴

¹Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia, *ty@crust.irk.ru*

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Limnological Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia

⁴Institute of Volcano and Mineral Springs, Heilongjiang Academy of Science, Wudalianchi,
Heilongjiang, China

The mud therapy is an ancient method used in rheumatology, dermatology, cosmetology, gastroenterology and other areas of medicine, tested by many hundred and thousand years of ethnic medicine. Various types of peloids (healing mud associated with mineral water) are used for curing in ethnic and official medicine. Their general useful properties are due to rheological, mineralogical characteristics, chemical composition, and bacterial components. Peloids are characterized by complex of physical and chemical properties, such as viscosity, heat capacity, content of hydrogen sulfides, sulfates, silicates, carbonates, degree and type of mineralization of the aqueous phase, hydrogen index (pH) and redox potential (Eh) of the medium, contents of organic substances, pharmacologically active microelements, etc. (Stupnikova, Muradov, 2005; Namsaraev et al., 2007; Bokuchava, 2009; Baschini et al., 2010; Leonova et al., 2018, and others). Peloids used for treatment have high heat capacity, absorption and adhesive ability, high biological activity. As a result the elements and their compounds contained in the healing mud can easily enter the body. Study of chemical and mineralogical compositions of peloids can help to understand their formation and therapeutic effects.

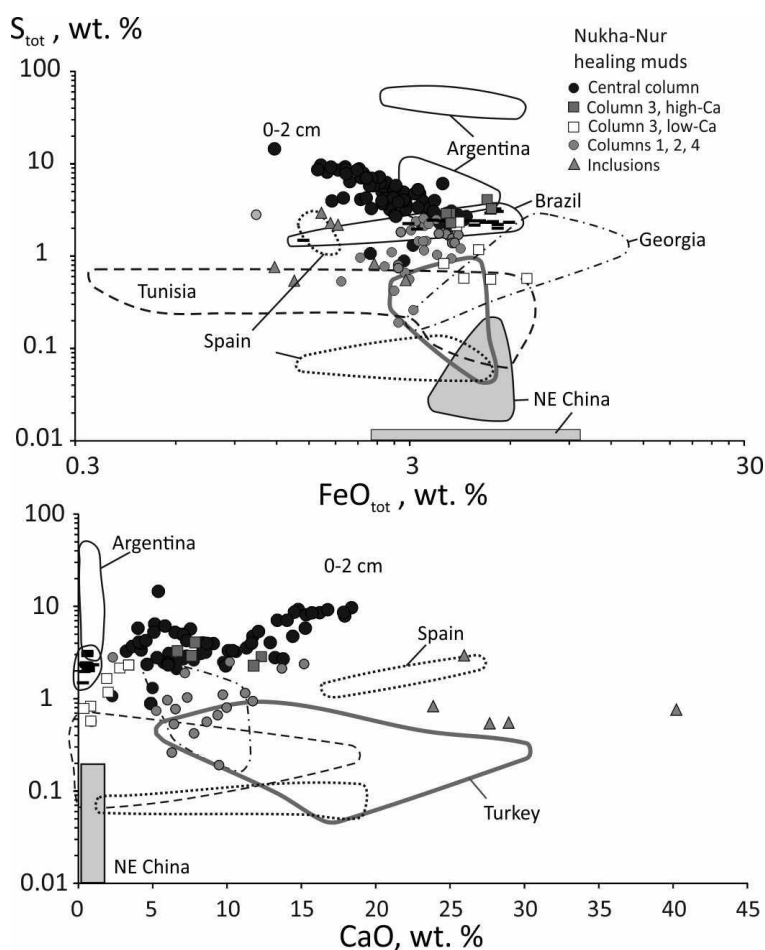
Healing mud often has high content of sulfur in the form of sulfates, sulfides and hydrogen sulfide, as well as thiols and other organic compounds. Forms of mud sulfur are regulated by activity of bacteria transferred one type of sulfur species to another. In particular, sulfate-reducing bacteria are common. They consume sulfates in the life cycle and convert them to sulfides (Goldhaber, 2005; Leonova et al., 2018). Peloids with low content of sulfur are also widely used as healing muds. For example, the healing muds from Wudalianchi volcanic field, NE China, are used on the resort of the same name (Rasskazov et al., 2017). Volcanism on the Wudalianchi field was active in the last 2.5 million years. The latest eruptions occurred in 1720–1776 (Rasskazov et al., 2016).

Lake Nukha-Nur is located in Bayanday area of Irkutsk region. High-sulfur muds from the bottom of the lake are used as healing muds in the resort named Nagalyk and situated near the settlement of the same name. On the lake, five columns of bottom sediments (muds) were sampled. The most representative material was obtained from ice in the central part of the lake in the column more than two meter length. Four other columns from 40 to 80 cm length were taken at 1–2 m from lake shore at the northern, eastern, southern, and western sides of the lake.

The material of the upper part of the central column up to 137 cm of deep and one of the marginal columns was preliminarily analyzed by portable X-ray fluorescence analysis (PXRF). Peloids from the central column with sampling interval 2–5 cm were dried and analyzed by wet chemistry and inductively coupled plasma mass-spectrometry (ICP-MS). Peloids from the marginal columns were analyzed with sampling intervals from 3 to 10 cm.

Material from the central column is preliminarily divided in terms of chemical compositions into five depth intervals (cm): 0–30, 30–50, 50–130, 130–173, 173–220. In the first, third, and fifth intervals, peloids have relatively low contents of CaO (from 5.15 to 15.28 wt. %) and S_{tot} (from 2.7 to 6.4 wt. %), except of the top part of the column, higher content of FeO_{tot} (up to 3.96 wt. %) and SiO_2 (up to 36.71 wt. %) without loss on ignition. Samples of the second and fourth intervals show high contents of sulfur and calcium ($\text{CaO} = 13.40\text{--}18.39$ wt. %, S_{tot} up to 9.7 wt. %) and low iron ($\text{FeO}_{\text{tot}} = 1.62\text{--}2.73$ wt. %). Chemical compositions of samples slightly vary in the second interval and greatly – in the fourth one. There are dark and light stripes in the lower part of the sequence (~60 cm and lower). The light material contains partly destroyed fossils of herb plants. It occurs also in the marginal columns. Material of the light stripes has higher contents of CaO, Sr, and Ba as compared to the dark stripes. Dried mud from the depths of ~50 cm and below is dense and strongly smells of hydrogen sulfide. At the depths of 70–80 and 120–130 cm, role of sulfide sulfur increases.

Similarly, SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , and FeO_{tot} vary with the depth in peloids from the central column. The $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio correlates with FeO_{tot} content. Samples with high sulfur differ in high or medium contents of CaO, and the CO_2 shows opposite behavior that is more notable in the second interval. MgO and Na_2O decrease with depth, and P_2O_5 slightly varies.



Comparison of sulfur, iron and calcium in peloids of Lake Nuha-Nur and other areas of the world. Data from (Baschini et al., 2010; Carretero et al., 2010; Karakaya et al., 2010; Khiari et al., 2014; Da Silva et al., 2015; Rasskazov et al., 2017) and new analytical data are used.

In the central column, SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , FeO_{tot} , CO_2 and most of trace elements (Be, V, Co, Ni, Ga, Rb, Y, Nb, Cs, Ba, PЗЭ, Hf, Ta, and Th,) show significantly inverse correlations with sulfur content. For these elements, correlation coefficient varies with sulfur from -0.74 for Ta to -0.89 for SiO_2 .

In the muds from the central column, CaO varies from 5.2 to 16.3 wt. %. Peloids of the third marginal column from the southern part of lake shore are divided into high-Ca (4.2–10.5 wt. %) and low-Ca (<1.4 wt. %) lying mainly the lower portion of the section (below 35 cm). CaO decreases to 2.3 wt. % in the peloids of the second marginal column from the eastern part near the base. In peloids of other columns, such a low-Ca material is not found. High-Ca peloids of the upper part of the third column are similar to the muds from the central part of the lake with relatively low sulfur content (fig.). On the lake shore, sulfur content does

not exceed 3 wt. %.

Contents of sulfur, sodium, potassium and trace elements (Mn, Zr, Ba, and some others) in peloids from Lake Nukha-Nur are partly similar to ones in healing mud from Peruibe at the coast of Atlantic Ocean, SE Brazil (fig.). High sulfur mainly in a sulfate form is typical for healing mud related to volcanic activity of Copahue, Argentina (Baschini et al., 2010). Healing muds from Lake Nukha-Nur differ in rather high contents of CaO and Sr correlated with each other, and low TiO₂, Rb, P3Э, and Th. Low-Ca muds from the Nukha-Nur and muds from the marginal columns with low sulfur content are similar to healing muds from Georgia, Turkey, Tunisia, and other. Their major-oxide and trace-element compositions are compared with low-sulfur peloids from Wudalianchi, NE China.

References

- Baschini M.T., Pettinari G.R., Valles J.M., Aguzzi C., Cerezo P., Lopez-Galindo A., Setti M., Viseras C. Suitability of natural sulphur-rich muds from Copahue (Argentina) for user as semisolid health care products // *Applied Clay Science*. 2010. V. 49. P. 205–212.
- Bokuchava N. Healing muds of Georgia. Tbilisi: Publishing house "Technical University", 2009. 157 p. (in Russian).
- Carretero M.I., Pozo M., Martin-Rubi J.A., Pozo E., Maraver F. Mobility of elements in interaction between artificial sweat and peloids used in Spanish spas // *Applied Clay Science*. 2010. V. 48. P. 506–515.
- Da Silva P.S.C., Torricilha J.K., de Macedo Gouvea P.F., Maduar M.F., de Oliveira S.M.B., Scapin M.A. Chemical and radiological characterization of Peruibe Black Mud // *Applied Clay Science*. 2015. V. 118. P. 221–230.
- Goldhaber M.B. Sulfur-rich sediments // *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. Treatise on Geochemistry*. 2005. V. 7. P. 257–288.
- Karakaya M.C., Karakaya N., Sarioglan S., Koral M. Some properties of thermal mud of some spas in Turkey // *Applied Clay Science*. 2010. V. 48. P. 531–537.
- Khiari I., Mefteh S., Sanchez-Espejo R., Cerezo P., Aguzzi C., Lopez-Calindo A., Jamoussi F., Iborra C.V. Study of traditional Tunisian medina clays used in therapeutic and cosmetic mud-packs // *Applied Clay Science*. 2014. V. 101. P. 141–148.
- Leonova G.A., Maltsev A.E., Miroshnichenko L.V., Bobrov V.A., Melenevsky V.N., Kondratieva L.M., Geochemistry of diagenesis of organogenic sediments: an example of small lakes in southern West Siberia and western Baikal area // *Geochemistry International* 2018. V. 56 (4). P. 344–361.
- Namsaraev B.B., Khakhinov V.V., Garmaev E.Zh., Barkhutova D.D., Namsaraev Z.B., Plyusnin A.M. Water systems of the Barguzin basin. Ulan-Ude: Buryat Univ. Publ., 2007. 154 p. (in Russian).
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Yimin, Yang Chen, Xie Zhenhua, Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fang Zhenxing Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. V. 7 (4). P. 555–592. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0223.
- Rasskazov S., Xie Z., Yasnygina T., Chuvashova I., Wang X., Arsentev K., Sun Y., Fang Z., Zeng Y. Geochemical and clay-mineral study of healing mud from Wudalianchi, NE China // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8 (3). P. 539–544. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0285.
- Stupnikova N.A., Muradov S.V. Physicochemical and microbiological studies of healing mud in the Lake Utinoye of the Kamchatka region // *Bulletine of the Far East Branch of the Russian Academy of Sciences*. 2005. Issue 3. P. 76–82 (in Russian).

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Аило Ю. 12, 155
Айсуева Т.С. 36
Алексеева Н.В. 60
Алокла Р. 18, 20
Аль Хамуд А. 22, 141, 152, 228
Амосова А.А. 36
Ангахаева Н.А. 134
Аракчеев В.А. 25
Аржанников С.Г. 27
Аржанникова А.В. 27

Б

Бадминов П.С. 180
Балуев А.С. 29
Баршин А.В. 87
Бат Б. 32
Безрукова Е.В. 36, 60
Блинова С.А. 40
Бобров А.А. 182
Борняков С.А. 243
Брянцева Г.В. 192
Будаев Р.Ц. 22, 80, 141, 152, 225, 228
Бызов Л.М. 42

В

Вилор М.А. 44
Вилор Н.В. 44
Волков М.А. 152
Волчатова Е.В. 36
Вонг К. 97
Вонг Ю. 97
Воронцов А.А. 47

Г

Газизова Т.Ф. 49
Ганбаатар З. 32
Гао Ю. 97
Голубцов В.А. 170
Гордеев Н.А. 189
Гладков А.А. 97
Гладков А.С. 97
Гордиенко И.В. 52
Гринёв О.М. 47

Д

Давыденко Ю.А. 44
Денисенко И.А. 97
Добрецова И.Г. 199
Добрынина А.А. 40, 55, 57, 176
Дубенский А.С. 162

Е

Ербаева М.А. 60
Ермаков А.В. 64
Ермаков В.А. 64

Ж

Жанг Ш. 97

З

Замана Л.В. 68, 124
Зарубина О.В. 258

И

Иванов Е.В. 36
Иванов Е.Н. 71
Иванова В.Н. 209
Ильясова А.И. 233, 238, 243, 258
Исаев В.П. 72

К

Казанский А.Ю. 60
Кербер Е.В. 36
Коваленко С.Н. 75
Колесникова А.А. 87
Коломиец В.Л. 22, 78, 80, 141, 152, 225, 228
Кононов Е.Е. 141
Крайнов М.А. 36
Крюкова И.Г. 124
Кузин А.М. 84
Кузнецов Н.Б. 87, 162
Кулагина Н.В. 36, 225, 228

Л

Ларин С.И. 89
Ларьков А.С. 161
Лебедева М.А. 176
Левина Е.А. 92, 167, 203
Левина О.В. 36
Летунова П.П. 36
Ли Д. 97
Ли М. 97
Лив Я. 97
Ложкин В.И. 258
Лопатин М.Н. 95, 180
Лунина О.В. 97
Лухнёв А.В. 176

М

Макаров С.А. 101
Маринин А.В. 103, 108
Матасова Г.Г. 60
Мигурский А.В. 115

Мирошниченко А.И. 176
Михеев И.Е. 124
Монгуш С.С.-С. 173
Московский Д.В. 162
Мягков Д.С. 118

Н

Намзалова О.Д.Ц. 60
Намсараева С.Б. 60

О

Овсяченко А.Н. 161
Опекунова М.Ю. 170
Оргильянов А.И. 124

П

Павлова К.А. 196
Парначёв В.П. 246
Перевалова Н.П. 176
Перевозников Д.Д. 97
Перфилова О.Ю. 47
Перязева Е.Г. 134
Петров Д.М. 127
Плюснин А.М. 134
Предеин П.А. 55
Пономарёва Е.И. 138, 167
Попов Е.П. 258
Примица С.П. 25, 49, 144, 178
Пыряев А.Н. 124

Р

Рассказов С.В. 12, 18, 20, 141, 144,
149, 152, 155, 157, 209, 225, 228, 233,
238, 243, 258, 260
Ребецкий Ю.Л. 158, 189
Рогожин Е.А. 161
Родина С.Н. 161
Романюк Т.В. 87, 162
Рудько С.В. 162
Ружич В.В. 92, 165, 167, 203
Рыжов Ю.В. 170, 252
Рычкова К.М. 173
Рященко Т.Г. 252

С

Санжанова С.С. 134
Санжиева Д.П.-Д. 55
Саньков А.В. 40, 176
Саньков В.А. 55, 57, 176
Саранина Е.В. 157, 209, 260
Священко А.В. 178
Севостьянова Р.Ф. 196
Седов С.Н. 246
Селиванов Д.А. 192
Семенов Р.М. 95, 180

Семинский К.Ж. 182
Середкина А.И. 186
Сивцев А.И. 71, 127
Сие Ж. 149, 209, 233, 238
Сим Л.А. 189, 192
Ситников В.С. 196
Скаковский В.Л. 199
Смольков Г.Я. 201
Сокур Т.М. 206
Сунь Й. 149, 157, 209, 233, 238, 260
Сутурин А.Н. 213

Т

Тверитинова Т.Ю. 103, 108, 216
Терешкин С.А. 44
Ткаченко Л.Л. 36
Трегуб Т.Ф. 152
Тубанов Ц.А. 55

У

Усманов М.Т. 124
Ухова Н.Н. 252

Ф

Филинов И.А. 36, 60
Филиппов С.В. 186

Х

Хажеева З.И. 134
Хассан А. 141, 225, 228
Хензыхенова Ф.И. 60
Хлыстов О.М. 231

Ч

Чебыкин Е.П. 233, 238, 243, 258, 260
Чечельницкий В.В. 57
Чувашова И.С. 12, 20, 144, 149,
155, 157, 209, 225, 228, 243
Чулуун О. 32

Ш

Шацилло А.В. 87
Шейнкман В.С. 246
Шешуков В.С. 162
Шкиря М.С. 44
Штельмах С.И. 252

Щ

Щетников А.А. 36, 60

Я

Янг Ч. 209, 233, 238
Яроцкий Г.П. 254
Ясныгина Т.А. 12, 144, 149, 157,
209, 258, 260

AUTHOR INDEX

A

Aisueva T.S. 38
Alexeeva N.V. 62
Amosova A.A. 38
Angakhaeva N.A. 136

B

Bezrukova E.V. 38, 57

C

Chebykin E.P. 235, 240, 263
Chuvashova I.S. 211

D

Denisenko I.A. 99
Dobretsova I.G. 201

E

Erbajeva M.A. 62

F

Filinov I.A. 38, 62

G

Gao Yu. 99
Gladkov A.A. 99
Gladkov A.S. 99

I

Ilyasova A.M. 235, 240
Ivanov E.V. 38
Ivanova V.N. 211

K

Kazansky A.Yu. 62
Kerber E.V. 38
Khazheeva Z.I. 136
Khenzykhenova F.I. 62
Kraynov M.A. 38
Kulagina N.V. 38

L

Letunova P.P. 38
Levina O.V. 38
Li D. 99
Li M. 99
Lunina O.V. 99
Lyv Y. 99

M

Marinin A.V. 105, 110
Mart Y. 112
Matasova G.G. 62

N

Namsaraeva S.B. 62
Namzalova O.D.-Ts. 62
Nguyen D.M. 120
Nguyen H.H. 120
Nguyen Th.L. 120
Nguyen Th.Ph.Th. 222

P

Parnachev V.P. 249
Perevoznikov D.D. 99
Peryazeva E.G. 136
Pham N.M. 130
Phi H.Th. 130
Plyusnin A.M. 136

R

Rasskazov S.V. 211, 235, 240, 263

S

Sanzhanova S.S. 136
Saranina E.V. 211, 263
Sedov S.N. 249
Shchetnikov A.A. 38, 62
Sheinkman V.S. 249
Skakovski V.L. 201
Sun Y. 211, 235, 240, 263

T

Tkachenko L.L. 38
Tran Thi Thu H. 222
Tveritina T.Yu. 105, 110, 219

V

Volchatova E.V. 38

W

Wang K. 99
Wang Y. 99

X

Xie Zh. 211, 235, 240

Y

Yang Ch. 211, 235, 240
Yasnygina T.A. 211, 263

Z

Zhang Sh. 99

Научное издание

РИФТОГЕНЕЗ, ОРОГЕНЕЗ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых,
посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева
Иркутск, 14–15 октября 2019 г.

Литературный редактор: *Е.А. Балукова*
Компьютерная верстка: *Т.А. Ясныгина*
Оформление обложки: *Е.В. Саранина*

Подписано к печати 02.08.2019

Формат 60×84 1/8. Бумага типографская. Печать офсетная.

Уч.-изд. л. 19,9. Усл. печ. л. 31,3. Тираж 150 экз. Заказ XXX.

Отпечатано в ИЗК СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128