

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

***ЛОМОНОСОВСКИЕ
ЧТЕНИЯ***

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

***Подсекция
динамической геологии***

Руководитель – зав. кафедрой, профессор Короновский Н.В.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Москва
2022

Содержание:

1.	Новейшие структуры полуострова Челюскин Г.В.Брянцева, Н.И.Косевич, М.С.Мышенкова	2
2.	Влияние трещиноватости на фильтрационные параметры кыновско-пашийского горизонтов Елабужского месторождения (Татарстан) В.А. Зайцев, Л.В. Панина	4
3.	Основные черты неотектонического строения Восточно-Европейской платформы Л.В. Панина, В.А. Зайцев, А.О. Агибалов, А.А. Сенцов	6
4.	Оценка максимальных магнитуд землетрясений Фенноскандии согласно руководству по безопасности РБ-019-18 А.О. Агибалов, А.А. Сенцов	8
5.	Интродукция офиолитов Таймыра В.С. Захаров, Л.И. Демина, М.Ю. Промыслова	10
6.	Изменение климата и современные экзогенные геологические процессы на побережье Северо-Ледовитого океана М.А. Романовская, В.Е. Романовский (UAF, Аляска, США), Т.В. Кузнецова	14
7.	Неотектоническая активность Лискинской системы разломов (юго-восточная часть Воронежского поднятия) Т.В. Суханова, Н.В. Макарова, А.Н. Стафеев, Л.И. Надежка	17
8.	От единичных открытий в прошлом к научным направлениям в будущем А.И. Полетаев	21
9.	Сравнение некоторых сейсмотектонических дислокаций с аналоговыми моделями сдвиговых зон Н.С. Фролова, А.Н. Корбутяк	24
10.	Геодинамический фактор в эволюции алмазоносного магматизма Земли Н.А. Божко	26

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ ПОЛУОСТРОВА ЧЕЛЮСКИН

Г.В.Брянцева, Н.И.Косевич, М.С.Мышенкова

Сложное геологическое строение Таймырского п-ва привело к появлению значительного количества работ с разной трактовкой его тектонического развития. Но все же большинство исследователей принимают подразделение Таймыра на три зоны: Северную, Центральную и Южную, границами которых являются надвиги (Верниковский, 1996). Структурно-геоморфологический анализ топографических карт п-ва Челюскин масштаба 1:200000 позволил уточнить границы выявленных ранее структур данного района (Брянцева и др., 2021). При детальном анализе рельефа выделены Нижнетаймырская впадина и Северо-Таймырское горное сооружение, а в пределах последнего структуры второго порядка: хребты-поднятия Фаддеевские и Лодочникова, впадина Гольцовая, Прибрежная низменность.

Фаддеевские хребты-поднятия занимают небольшую юго-восточную часть рассматриваемой территории. Высота хребтов, протягивающихся в северо-восточном направлении, составляет преимущественно 300–500 м. Древние разломы, такие как Ждановский, Ленинградско-Гольцовский и другие, развиваются в настоящее время унаследовано и разбиты системой разрывных нарушений СЗ простирания.

Хребты-поднятия Лодочникова имеют ССВ простирание и представляют собой протяженные, хорошо выраженные в рельефе пологие и относительно широкие хребты, разбитые системой трещин СЗ простирания, по которым происходит смещение, как хребтов, так и разрывов надвигового типа. В новейшей структуре хребты Лодочникова образуют единое поднятие, сложенное как метаморфизованными породами неопротерозоя, так и терригенными породами поздневендско-среднекембрийского возраста. Средние значения суммарных конэрозионных поднятий редко превышают 100 м. Многочисленные интрузивные массивы, хорошо выраженные в рельефе, создают изометричные или слегка вытянутые поднятия с высотами, часто превышающими 200 м. На западе поднятия Лодочникова в пределах развития терригенных пород кембрийского возраста располагается массив Аструп, который, по-видимому, поднят по разломам, что было установлено по изменению гипсометрических уровней казанцевской морской террасы, но найденные на вершине этой горы крупные валуны гранитоидов (Павлов и др., 2004), дают возможность предположить его магматическое происхождение. Главный Таймырский разлом, в северной части п-ва Челюскин, хорошо выражен в рельефе. К западу, параллельно ему дешифрируются еще два разлома, разрабатываемые реками Серебрянка и Кунар. В своем нижнем течении долины этих рек часто меняют свое простирание, что, по-видимому, связано с системой трещин ССЗ простирания. В

новой структуре этот древний разлом разбит системой сдвигов СЗ простирания и значительно смещен по ним.

Впадина Гольцовая представляет собой низменную заболоченную равнину, с высотами менее 100 м, дренируемую крупными реками – Гольцовой, Ленинградской, Жданова, Поперечной и др. Небольшие интрузивные массивы в пределах впадины образуют поднятия с высотами, не превышающими 150–200 м. **Прибрежная низменность**, образованная в результате абразионно-аккумулятивной работы моря, протягивается узкой полосой вдоль западного побережья полуострова Челюскин и имеет высоты, не превышающие 100 м. Здесь наблюдаются хорошо выраженные морские террасы на высотах 35–50 м и 55–60 м между долинами рек Кратная, Анжелика и др.

Нижнетаймырская впадина протягивается вдоль восточного и южного побережья залива Толля, отделяясь от Северо-Таймырского поднятия системой практически субмеридиональных разломов, иногда разрабатываемых реками. Фундамент впадины, сложенный метаморфическими образованиями рифейского возраста, перекрыт чехлом рыхлых мезо-кайнозойских терригенных отложений, мощностью до 200–300 м (Шнейдер и др., 2013). Породы фундамента разбиты разломами, которые проявляются на поверхности в виде зон трещиноватости как СЗ, так и СВ простирания. Главный Таймырский разлом в пределах распространения рыхлых отложений Нижнетаймырской впадины выделен на основании косвенных геоморфологических признаков и, по-видимому, разбит секущими зонами трещиноватости СЗ простирания и смещен по ним.

Согласно структурно-геоморфологическому анализу рельефа в новейшей структуре полуострова Челюскин наблюдаются неотектонические поднятия блокового и складчато-блокового типа с хорошо заметными горизонтальными смещениями друг относительно друга. Молодые разломы СЗ простирания, имеющие, как правило, левосдвиговую составляющую, секут древние разломы, часто надвигового типа, которые развиваются унаследовано.

Литература

1. *Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Косевич Н.И.* Новейшие структуры Северо-Восточного Таймыра // Вестн. Моск. ун-та. Сер.4: Геология. 2021. №4. С. 60–69.
2. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
3. *Павлов М.В., Федоров Г.Б., Большианов Д.Ю., Антонов О.М.* Новые данные о строении четвертичных отложений и палеогеографии архипелага Северная Земля и Северного Таймыра // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 2. Дудинка, 2004. С. 245–257.
4. *Шнейдер Г.В., Верецагин М.Ф., Кабаньков В.Я.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ. Масштаб 1: 200000. Серии Таймырская. Лист Т-47-XXXIV, XXXV, XXXVI (р. Ниж. Таймыра) // М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 133 с.

ВЛИЯНИЕ ТРЕЩИНОВАТОСТИ НА ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ ПАРАМЕТРЫ КЫНОВСКО-ПАШИЙСКОГО ГОРИЗОНТОВ ЕЛАБУЖСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТАТАРСТАН).

В.А. Зайцев, Л.В. Панина

Елабужское нефтяное месторождение является многопластовым со сложным геологическим строением. Залежи нефти вскрыты в терригенных отложениях девона и карбонатных отложениях среднего карбона. Толщина нефтенасыщенных продуктивных пластов, их коллекторские свойства сильно варьируют в зависимости от фациального состава. В тектоническом отношении данное месторождение состоит из Елабужского и Соболековского поднятий. Елабужский участок представлен кыновско-пашийскими (D_3kn-D_3ps), мендымскими (D_3mn), верейскими (C_2vr), башкирскими (C_2b) отложениями. Соболековский участок представлен кыновско-пашийскими (D_3kn-D_3ps) и башкирскими отложениями (C_2b). Нефтепродуктивными на Елабужском нефтяном месторождении являются отложения кыновско-пашийского и верей-башкирского возраста.

В данной работе рассмотрены фильтрационно-ёмкостные свойства только кыновско-пашийских отложений, которые представлены чередованием терригенных пород: песчаников, алевролитов и аргиллитов. Тип залежи – пластово-сводовый с тектоническим экраном. Данные отложения перекрываются карбонатными породами электрорепера «аяксы», который слагается темно-серыми глинистыми известняками, нередко битуминозными. Для этой части разреза с помощью программного комплекса IrapRMS были построены 3D геологическая и геодинамическая модели. Размер ячейки составил 50x50x0.4м. При построении учитывались отбивки 139 скважин. Благодаря интерпретации сейсмических профилей выявлено 34 разрывных нарушения.

Геодинамическая модель построена для северо-западной ориентировки внешнего, по отношению к месторождению, сжатия. Обоснование такой ориентировки главных осей напряжений заключалось в построении моделей напряженного состояния всех возможных типов (сжатие, растяжение, сдвиг) для любых ориентировок (с шагом 22,5 градуса) и выбора тех ориентировок, для которых коэффициент корреляции с дебитами жидкости является максимальным. Всего было построено и проанализировано 24 модели. Геодинамическая модель содержит в себе следующие параметры, построенные благодаря специального модуля «Fracture modeling»:

1. Величина изгиба пласта (Curvature);
2. Удаленность от зоны разрыва (Fault Proximity);
3. Величина максимальных и минимальных напряжений (Sh_{max} и Sh_{min});
4. Вероятность появления новообразованных трещин (FractureLikelihood);

5. Величина деформации модели по осям X, Y, Z (DisplacementX, DisplacementY, DisplacementZ);

Кроме этого были построены карты величины начальных дебетов скважин для жидкости и нефти, величин поровой и вторичной проницаемости, эффективной мощности пласта, параметра «Сигма». Сопоставление данных параметров между собой проводилось с помощью коэффициента корреляции Пирсона.

В результате выполненного анализа удалось установить, что территории Елабужского и Саболековского поднятий находятся в разной геодинамической обстановке и, как следствие этого, напряженное состояние по-разному влияет на дебиты добываемой нефти и, следовательно, вторичную проницаемость коллектора. Из чего следует необходимость построения двух моделей отдельно на Елабужское и Саболековское поднятия. Величина поровой проницаемости практически не влияет на работу скважин (коэффициент корреляции между этими параметрами равен 0,06). Коэффициент корреляции между вторичной (трещиноватой) проницаемостью и дебитами скважин значительно более высокий – для Елабужского поднятия он составляет 0,60, а для Саболековского – 0,54. Это обстоятельство свидетельствует о том, что вторичная (трещиноватая) проницаемость имеет первостепенное значение для миграции нефти и добычных возможностей скважин. И это несмотря на то, что мы имеем дело с классическим, т.е. поровым коллектором. Кроме этого, только новейшая (современная) трещиноватость в терригенных отложениях может оказывать влияние на фильтрационные параметры среды, поскольку процесс коагуляции или естественного внесения мелких (главным образом коллоидных, глинистых и пылеватых) частиц в «древние» трещины не способствует миграции флюидов.

Отметим, что рассчитанная корреляция между дебитами работы скважин и параметром «сигма» (данная величина характеризует обмен между первичной поровой и вторичной трещиноватой проницаемостями) оказалась невысокой для Елабужского поднятия и значительно выше для Саболековского. Этот параметр позволяет выполнить районирование территории по степени влияния вторичной проницаемости и соответственно процентов на 10 поднять коэффициент корреляции между вторичной проницаемостью и дебитами.

Таким образом, выполненное моделирование подтвердило принципиальную возможность создания новейших геодинамических моделей месторождений нефти и газа и высокую степень влияния новейшей геодинамики на фильтрационные параметры геологической среды.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Л.В. Панина (доцент, МГУ имени М.В. Ломоносова), В.А. Зайцев (в.н.с, МГУ имени М.В. Ломоносова), А.О. Агибалов (с.н.с, ИФЗ РАН), А.А. Сенцов (н.с., ИФЗ РАН)

Проведенные структурно-геоморфологические исследования с применением комплекса современных методов и материалов выявили сводово-блоковый стиль новейших дислокаций для различных районов Восточно-Европейской платформы, среди которых Воронежская и Волго-Уральская антеклизы, Московская, Балтийская и Прикаспийская синеклизы, а также области обрамления – прилегающая с юга Скифская плита и Предуральский прогиб, граничащего с платформой на востоке [1,2,3,4]. Комплекс методов включал визуальное структурно-геоморфологическое дешифрирование в масштабе 1:500 000, компьютерную обработку рельефа с помощью программы LESSA и сопоставление результатов с геолого-геофизическими материалами. С целью оценки геодинамической активности привлекались данные о проявлении сейсмичности, GPS наблюдений и распределении теплового потока, а также результаты геохимических съемок. Было выполнено 3D геодинамическое моделирование.

Согласно нашим исследованиям новейшая структура Восточно-Европейской платформы представляет собой сочетание поднятий и впадин разного ранга. Первые преобладают, что свидетельствует о вовлечении Восточно-Европейской платформы в процесс поднятия на новейшем этапе. Ярким примером является Окско-Донской прогиб, практически весь «заросший» поднятиями, наиболее выразительным из которых является Окско-Цнинский вал. Другим примером служит Прикаспийская впадина, наиболее прогнутая (до 22 км) по фундаменту структура, которая в современном рельефе осложнена многочисленными от первых метров до 250 м локальными поднятиями. Новейшие поднятия и впадины нарушены малоамплитудными разрывами, зонами трещиноватости, которые скрыты под чехлом четвертичных отложений, и проявляются в рельефе в виде слабых зон или линеаментов. Выделенные линеаменты подтверждены максимальными значениями эманацій гелия и водорода, данными космической геодезии, приуроченностью эпицентров землетрясений. Эпицентры низко - и высокомагнитудных землетрясений тяготеют к перифериям новейших поднятий, линеаментам и их пересечениям (Воронежская антеклиза). Сравнительный анализ сейсмичности и компьютерное геодинамическое моделирование сейсмоактивных областей Балтийской синеклизы и северной части Воронежской антеклизы показал, что преобладающие здесь линеаменты северо-западного направления ориентированы вкрест простираения оси растяжения. Рассматриваемые области развиваются в сдвиговой обстановке при ориентировке оси сжатия в северо-западных румбах. Численная корреляция между энергией землетрясений, интерполированной на всю территорию Балтийской синеклизы, и вероятностью формирования

трещин отрыва составляет, согласно коэффициенту корреляции Пирсона, 0.58 для осадочного чехла и 0.42 для фундамента. Для северной части Воронежской антеклизы установлена корреляция между плотностью эпицентров землетрясений и параметром «Fracture regions», по которому выделены области возможного формирования новых разрывов малой протяженности (коэффициент корреляции Пирсона - 0.41) [5].

Получены новые данные о высокой степени взаимосвязи рельефа с характером новейших движений и обстановке формирования предполагаемых активных разломов, выраженных в рельефе, на территории впадин Ладожского и Онежского озер. Согласно проведенному компьютерному геодинамическому моделированию их формирование происходит в обстановке северо-восточного растяжения, ось которого ориентирована вкрест простирания рассматриваемых озерных котловин [6].

Особого внимания заслуживают вопрос о соотношении новейших дислокаций Восточно-Европейской платформы и структур фундамента. Проведенные исследования показали соответствие выраженных в рельефе структур глубинным дислокациям, вплоть до фундамента, что может указывать на его существенную роль в формировании новейшего плана Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника восточной части Воронежской антеклизы // Геологическая среда, минерагенические и сеймотектонические процессы. Воронеж, Научная книга, 2012, С. 256-260.
2. Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника Прикаспия // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014. № 1. С. 17-23.
3. Панина Л.В., Зайцев, В.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Неотектоника центральной части Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отдел геологический. 2016. Т. 91, № 4-5. С. 51-60.
4. Панина Л.В., Зайцев В.А. Влияние фундамента на формирование новейшей структуры Восточно-Европейской платформы // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. №3. С.13-20.
5. Агибалов А. О., Зайцев В. А., Сенцов А. А. Сравнительный анализ новейшей геодинамики Балтийской синеклизы и северного склона Воронежской антеклизы. // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2021. Т.12. № 4. С. 951–968.
6. Агибалов А. О., Зайцев, В. А., Сенцов А. А., Мануилова Е. А., Полещук А. В. Оценка влияния неотектонических движений на рельеф котловин Ладожского и Онежского озер. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2021. № 4 С. 32–37.

ОЦЕНКА МАКСИМАЛЬНЫХ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ФЕННОСКАНДИИ СОГЛАСНО РУКОВОДСТВУ ПО БЕЗОПАСНОСТИ РБ-019-18

А.О. Агибалов (ИФЗ РАН, agibalo@yandex.ru), А.А. Сенцов (ИФЗ РАН, alekssencov@yandex.ru)

Оценка максимальных магнитуд землетрясений (M_{\max}) — актуальная научно-практическая задача, решение которой востребовано в том числе для проектирования ответственных инженерных сооружений. Существуют разные подходы к ее решению; один из них изложен в «Руководстве по безопасности при использовании объектов атомной энергии РБ-019-18» [1], введенном в действие 2 марта 2018 года. Суть упомянутой методики заключается в расчете M_{\max} по эмпирическим формулам, в которых M_{\max} зависит от линейных размеров (L) зон возможных очагов землетрясений. При расчетах также учитывают значения скорости деформации (G) и физические свойства геологической среды (эффективный и максимальный упругие пределы и др.). Согласно данным ГНСС, в Фенноскандии $G \sim 10^{-9}$ год $^{-1}$. Линейные размеры сейсмогенерирующих неоднородностей (достоверных и предполагаемых активных разломов, сейсмолинеаментов) определены по ранее составленной нами схеме блоковой делимости Фенноскандии, приведенной в статье [2]. Среднее значение длины таких неоднородностей (\bar{L}) составляет 443 км, максимальное (L_{\max}) — 1055 км. При оценке максимальной магнитуды по значениям L и G получены значения M_{\max} 5,4 и 6,1 для \bar{L} и L_{\max} , соответственно. Они хорошо согласуются с данными о современной сейсмичности: в Фенноскандии происходят землетрясения с магнитудами около 5, а максимальное значение магнитуды, зафиксированное за инструментальный период наблюдений, равно 5,8 [3]. Однако при использовании других эмпирических формул, приведенным в РБ-019-18 [1], значения M_{\max} существенно возрастают: расчеты показывают, что на рассматриваемой территории возможны сильные землетрясения с магнитудой до 8,8. Такие события не известны для инструментального периода наблюдений и представляются маловероятными в ближайшем будущем, поскольку значения G на несколько порядков ниже предельного, при котором разрушаются породы верхней части земной коры (Приложение 4 РБ-019-18). В то же время, согласно результатам палеосейсмологических исследований, землетрясения с магнитудой ≥ 8 происходили при дегляциации Фенноскандии [4], когда интенсивность движений земной коры была существенно выше современной [5].

Таким образом, выполненные нами согласно РБ-019-18 оценки максимальной магнитуды землетрясений показали, что при современной скорости деформации сильные сейсмические события в Фенноскандии маловероятны. Однако, исходя из размеров линейных

сейсмогенерирующих неоднородностей, землетрясения магнитудой около 8 происходили в период дегляциации территории.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. Руководство по безопасности при использовании атомной энергии «Оценка исходной сейсмичности района и площадки размещения объекта использования атомной энергии при инженерных изысканиях и исследованиях» РБ-019-18. URL: <https://docs.secnrs.ru/documents/rbs/РБ-019-18/РБ-019-18.pdf> (дата обращения 07.03.2022).

2. Сенцов А.А., Агibalов А.О. Выделение зон возможных очагов землетрясений в Фенноскандии по данным анализа сейсмичности и компьютерного геодинамического моделирования // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2021. № 1. С. 15–22.

3. Сенцов А.А. Сейсмотектоника опасных областей Восточно-Европейской платформы. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 116 с.

4. Лукк А.А., Леонова В.Г., Сидорин А.Я. Еще раз о природе сейсмичности Фенноскандии // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 1. С. 74–90.

5. Николаева С.Б., Евзеров В.Я., Петров С.И. Сейсмичность Фенноскандии в позднем плейстоцене и голоцене // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Мат-лы Шестой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ЕГС РАН, 2011. С. 220–223.

ИНТРОДУКЦИЯ ОФИОЛИТОВ ТАЙМЫРА

В.С. Захаров, Л.И. Демина, М.Ю. Промыслова

На Северо-Восточном Таймыре в пределах Центрально-Таймырской тектонической зоны расположены Челюскинский и Становской офиолитовые пояса, расстояние между которыми составляет около 200 км. Их продолжение прослеживается на сотни километров на ЮЗ, где в бассейнах рек Тревожная, Ленивая, Гусиная, Шренк установлены отдельные фрагменты офиолитовой ассоциации [1]. Офиолитовые пояса Таймыра существенно различаются как по геологическому положению в общей структуре складчатой области, так и по внутреннему строению, а также по геохимическим и петрологическим характеристикам.

Челюскинский офиолитовый пояс ограничен разрывами и протягивается более чем на 70 км от верховьев р. Клязьма до побережья бухты Мод субпараллельно Главному Таймырскому надвигу. В составе офиолитовой ассоциации развиты метаперидотиты (первичные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты), метагабброиды, толеитовые metabазальты, метадолериты. Турбидиты, преимущественно углеродистые серицит-хлорит-кварцевые сланцы, слагают отдельные тектонические клинья и относятся к образованиям аккреционной призмы. Степень метаморфизма пород не превышает РТ-уровня зеленосланцевой фации. Отличительной особенностью Челюскинского офиолитового пояса является присутствие в его составе плагиогранитов океанического типа [2]. Согласно С.Г. Самыгину [6] Челюскинские офиолиты внедрились в аккреционную призму островной дуги, которая сформировалась перед фронтом надсубдукционного вулканоплутонического пояса, возникшего в интервале 870–820 млн лет. По нашему мнению, углеродистые серицит-хлорит-кварцевые сланцы и карбонатные породы, тесно ассоциирующие с офиолитами, как раз и представляют собой фрагменты аккреционной призмы.

Становской офиолитовый пояс шириной около 1-2 км и длиной 80 км вытянут вдоль долины р. Становая и западного берега залива Фаддея. Он отделен от глубокометаморфизованных толщ Фаддеевского блока разрывами. В его пределах разнообразные по составу и степени метаморфизма породы тесно ассоциируются с линзовидными телами апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов, метагаббро, метадолеритов, гранатовых амфиболитов (первичных высокоглиноземистых базальтов) и кварцитов. Абсолютный возраст метагаббро Становских офиолитов, определенный U-Th-Pb методами, составляет 729.8 ± 7.1 млн лет и относится к позднему рифею [9]. Становские офиолиты формировались при спрединге в задуговом бассейне, а впоследствии в результате вендской коллизии внедрились по контакту двух отличающихся составом и степенью метаморфизма толщ мезопротерозойского возраста [4].

Значительные отличия устанавливаются и в химизме пород офиолитовых поясов. Содержания Ni и Cr в становских метаперидотитах в 2-3 раза выше, чем в челюсинских. Спектры редкоземельных элементов перидотитов Челюскинского пояса слабо дифференцированы и близки к хондритовым, Становского – характеризуются максимумами Nd и Sm, минимумами Eu, как пониженными, так и повышенными относительно хондрита содержаниями тяжелых REE.

Метабазиты Челюскинского пояса относятся к низкокалиевому ($K_2O=0,0-0,35\%$), Становского – среднекалиевому ($K_2O=0,54-1,26\%$) типам. В становских метабазальтах относительно челюскинских также повышены содержания Rb, Ba и Th, отчетливо проявлена отрицательная Ta-Nb аномалия. Метагаббро и метабазальты Челюскинских офиолитов по составу REE и других микроэлементов очень близки к базальтам СОХ. Только для части пород характерна слабая отрицательная аномалия Nb, которая также может отсутствовать или даже быть положительной. Возможно, что в пределах Челюскинского пояса присутствуют офиолиты, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках: в зоне спрединга открытого океана и над зоной субдукции перед фронтом вулканической островной дуги [5].

Морфология серпентинитовых тел, ограниченность разрывными нарушениями, наличие фрагментов вмещающих толщ окружающих метаморфитов внутри офиолитовых поясов, характер метаморфизма, высокая деформированность пород как офиолитов, так и толщ контактовых зон вмещающих пород, минеральные парагенезисы вторичных преобразований вполне соответствуют признакам интродукции (внедрения), приведенным в работе И.Н. Семейкина [7], а не традиционной обдукции офиолитов.

Для исследования возможности интродукции океанической коры нами проведено численное двумерное моделирование [3] с использованием оригинального кода I2VIS для термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов, разработанного Т.В. Герей с коллегами [8]. В моделях рассматривается деформация вязко-пластической среды под действием приложенных тектонических сил, при этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде. Ранее нами применялся этот подход для объяснения соотношения коллизионного и траппового магматизма Таймыра [3].

Результаты численного моделирования позволяют предложить сценарий, объясняющий наличие фрагментов океанической коры в составе Таймырского орогена. Рассмотрена модель коллизии двух блоков континентальной коры, которой предшествует субдукция первоначально разделяющих эти блоки океанической литосферы. В ходе субдукции океанической коры под континентальную на активной окраине континента формируется аккреционная призма. На финальных этапах субдукции происходит срыв части

погружающейся океанической коры, которая внедряется в аккреционную призму. В ходе конвергенции фрагменты океанической коры подвергаются деформации, фрагментации, и затем входят во фронтальную зону формирующегося аккреционного комплекса.

В процессе субдукции океанической коры происходит ее дегидратация. Это вызывает гидратацию и, как следствие, снижение температуры плавления надсубдукционного мантийного клина, включая вышележащую континентальную литосферу, которые вследствие этого подвергаются частичному плавлению. Начинается откат погружающегося литосферного слэба, а также связанное с этим растяжение активной континентальной окраины и подъем под нее горячей частично расплавленной астеносферной мантии, в которой происходит генерации базальтового расплава в значительном объеме. Вследствие этих процессов начинается формирование задугового бассейна шириной 150–200 км с вновь образованной корой океанического типа.

После окончания субдукции и закрытия океанического бассейна начинается стадия континентальной коллизии, в ходе которой формируется коллизионный ороген. Затем происходит отрыв слэба, что блокирует силу затягивания, однако коллизия продолжается, поскольку в модели задано условие принудительной конвергенции. В ходе продолжающейся конвергенции в условиях значительных сжимающих горизонтальных напряжений в задуговой области происходит инверсия: задуговой бассейн подвергается сокращению и в итоге закрывается, при этом вновь сформированная кора океанического типа также внедряется в центральную часть коллизионного орогена.

Таким образом, результаты моделирования показывают, что фрагменты океанической коры (офиолиты), внедренные в метаморфизованные комплексы континентальной коры в ходе коллизии, могут иметь двойное происхождение: из первичной океанической коры, внедрившейся в аккреционный комплекс; из вновь образованной коры задугового бассейна, вошедшей при конвергенции в структуру коллизионного орогена.

Ассоциация Челюскинских офиолитов с метаморфизованными флишоидными образованиями аккреционного комплекса, а также их геохимические особенности соответствуют первому сценарию поступления офиолитов в земную кору Таймырского орогена. Детальный анализ химического состава Становских офиолитов указывает на их формирование в надсубдукционной обстановке задугового бассейна, что обосновывает возможность второго сценария.

Авторы благодарят Т.В. Герю за предоставленный для моделирования программный код. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4) и с использованием

оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

1. Беззубцев В.В., Залялеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.
2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.
3. Демина Л.И., Захаров В.С., Промылова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 15–24.
4. Демина Л. И., Захаров В. С., Промылова М. Ю. Внедрение Становских офиолитов Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра по геологическим данным и результатам численного моделирования // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 1. С. 24–34.
5. Демина Л.И., Промылова М.Ю. Особенности строения и состава офиолитовых поясов Таймыра // Современные проблемы динамической геологии. Материалы Всероссийской конференции. М.: Перо, 2021. С. 61–66.
6. Самыгин С.Г. Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 5–19.
7. Семейкин И.Н. Структурные позиции офиолитов в земной коре и признаки их поступления // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 3. С. 61–69.
8. Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. Vol.140. P. 293–318.
9. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia // Geol. Soc., London, Mem. 2004. Vol. 30. P. 233–247.

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА И СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ПОБЕРЕЖЬЕ СЕВЕРО-ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

М.А. Романовская, В.Е. Романовский (UAF, Аляска, США), Т.В. Кузнецова

Потепление климата, наблюдаемое за последние полвека в арктических широтах, привело к интенсификации многих экзогенных геологических процессов в этом регионе. Большинство этих изменений так или иначе связаны с наблюдающейся деградацией многолетне-мерзлых пород (ММП), которая в свою очередь приводит к гидрологическим и гидрогеологическим преобразованиям в этих регионах, изменению флоры и фауны, ландшафтов и экосистем. Особенно быстро изменяется рельеф Арктической зоны, возникают термокарстовые депрессии, озера и аласы, интенсифицируется термоабразия и термоэрозия.

Изменение климата Российской Арктики в районе Новосибирских островов отмечается исследователями на протяжении конца позднего плейстоцена и голоцена (Andreev et al., 2009). Заметное повышение зимних температур в середине – конце голоцена было выявлено по изотопным исследованиям ледяных жил. В этот же период происходит уменьшение сезонности и растёт влияние морских вод при продолжающейся морской трансгрессии (Meyer et al., 2002). Аналогичные тенденции изменения окружающей среды в голоцене были отмечены на побережье моря Лаптевых (Schirrmeister et al., 2002; Wetterich et al., 2022 и др.) и в дельте р.Лена, однако они не столь резки, как на Новосибирских островах.

Одним из наиболее заметных и часто опасных явлений, которому способствует потепление климата и деградация мерзлоты, является отступление берегов арктических морей под воздействием ускоряющихся термоабразии и термоденудации берегов. Активизация этих процессов ускоряет продвижение береговой линии вглубь континента, однако скорость этого продвижения невелика, и даже в экстремальных случаях отступление берегов не превысит 1 км к концу нашего столетия. По данным наших коллег из института Мерзлотоведения СО РАН (Григорьева М.Н. и др.), современная скорость отступления берегов моря Лаптевых – 2-3 м в год. Максимальная скорость таяния ледового комплекса под натиском моря зафиксирована на о. Муостах (бухта Тикси) – 15 м в год.

Гораздо более существенное продвижение береговой линии может быть связано с оттаиванием ММП на территории арктических низменностей Арктики. Дело в том, что содержание льда в горных породах на этих территориях может составлять до 80-90% от общего объёма грунтов – ледовый комплекс позднеплейстоценового возраста (Jorgenson et al., 2014). В этом случае оттаивание верхних горизонтов ММП будет приводить к существенному опусканию поверхности,

которое в этом случае может достигать от нескольких метров до 10 и более метров. Как показали наши расчеты, для южных и западных районов севера Аляски в случае более интенсивного потепления мощность оттаявших пород к концу этого столетия может превысить 3-5 м (Nicolisky et al., 2017; Farquharson et al., 2021).

На картах Российской Арктики начала 20 века в море Лаптевых западнее Новосибирских островов есть несколько небольших островов: Семеновский, Васильевский, Останцовый, которые, вероятнее всего, были полностью сложены отложениями ледового комплекса и к середине века растаяли, на их месте сейчас располагаются песчаные отмели (банки). На современных лоциях на юго-западе от о. Столбовой располагается остров, название которого говорит само за себя – о. Затопляемый.

Такое понижение дневной поверхности приведёт к затоплению значительной части арктических низменностей в Арктике с катастрофическими последствиями для экосистем и инфраструктуры этих территорий. Затопление поверхности современной суши морской водой ускорит оттаивание ММП в новых субарктических условиях, что, в свою очередь, приведёт к ускоренному разложению накопленного в ММП органического вещества и дополнительному поступлению освободившихся парниковых газов в атмосферу.

Литература

1. Andreev A.A., Grosse G., Schirmermeister L., Kuznetsova T.V., Kuzmina S.A., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Novenko E. Yu., Meyer H., Kienast F., Bryantseva A., Kunitsky V.V. 2009.
2. Farquharson, L.M., D.J. Nicolisky, A.M. Irrgang, V.E. Romanovsky, B.M. Jones, M. Xiao, M. Liew, and A. Gibbs, Permafrost thaw and coastal erosion between 1950 and 2100 at three coastal communities in Arctic Alaska, past observations and future projections, AGU Fall Meeting 2021, 2021.
3. Jorgenson, M. T., M. Kanevskiy, Y. Shur, J. Grunblatt, C. Ping, and G. Michaelson. 2014. "Permafrost Database Development, Characterization, and Mapping for Northern Alaska." Report U.S. Fish & Wildlife Service, Arctic Landscape Conservation Cooperative. 2014 .
4. Meyer H., Dereviagin A. Y., Siebert C., Schirmermeister L., Hubberten H.-W. 2002. Paleoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – Hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. // Permafrost and Periglacial Processes V. 13, P. 91–105.
5. Nicolisky, D. J., V. E. Romanovsky, S. K. Panda, S. S. Marchenko, and R. R. Muskett (2017), Applicability of the ecosystem type approach to model permafrost dynamics across the Alaska North Slope, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 122, 50–75, doi:10.1002/2016JF003852

6. Schirrmeister L., Siegert Ch., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. 2002. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia./ *Quaternary International*. N.89. P. 97 – 118.

7. Wetterich S., Rudaya N., Nazarova L., Syrykh N. L., Pavlova M., Palagushkina O., Kizyakov A., Wolter J., Kuznetsova T., Aksenov A., Stoof-Leichsenring K., Schirrmeister L., Fritz M. 2022. Paleocology of the Yedoma Ice Complex on Sobo-Sise Island (Eastern Lena Delta) / *Frontier in earth science*. V. 9. P. 1-15.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЛИСКИНСКОЙ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ВОРОНЕЖСКОГО ПОДНЯТИЯ)

Т.В. Суханова, Н.В. Макарова, А.Н. Стафеев, Л.И. Надежка

Одним из крупных разломов в Центре Русской равнины (юго-восток Воронежского новейшего поднятия) является Лискинский разлом. Он также известен как Суджано-Икорецкий и Лиски-Репьевский. Разлом протягивается широтно в основании Острогожского поднятия. По геофизическим данным, разлом является тектоническим контактом между различными по возрасту и литологии комплексами дорифейских образований фундамента. Он проявлял себя на протяжении всей последующей геологической истории, начиная с позднего девона, служа границей областей размыва и осадконакопления. В новейшее время зона этого разлома также является границей двух крупных структур Восточно-Европейской платформы – Воронежского поднятия и Окско-Донского прогиба. Она выражена в геологическом строении, рельефе и структуре.

Изучением этого разлома занимались многие исследователи: Г.И. Раскатов, В.Ф. Лукьянов, В.И. Лосицкий, А.И. Трегуб., А.А. Старухин, Л.И. Надежка, М.Л. Копп, А.А. Никонов и др. Они протягивали разлом далеко на запад за Курск и на восток вдоль северного склона Калачской возвышенности. Наиболее полные данные о его строении, основанные на детальном полевых исследованиях, содержатся в работах Г.И. Раскатова и, особенно, А.И. Трегуба [1, 2].

А.И. Трегуб выделил Острогожский структурный узел, включающий область от долины р. Оскол до широтного отрезка Дона, объединяющий структуры как Воронежского поднятия, так и Окско-Донского прогиба. На основании изучения линеаментов, трещиноватости разновозрастных пород этого узла, А.И. Трегуб охарактеризовал Лискинский разлом как левый сбрососдвиг.

В противоположность этим выводам, М.Л. Копп [3] считал, что Лискинский разлом на новейшем этапе находится в обстановке взброса с правосдвиговой компонентой, объясняя это давлением с юга со стороны Кавказского орогена.

Такая разноречивая трактовка геодинамических условий новейшего состояния Лискинской зоны разлома требует дальнейшего ее изучения, тем более что к зоне этого разлома на широтном отрезке долины Дона, а также к прилежащим с севера и юга территориям приурочено скопление эпицентров землетрясений [4]. Кроме того, мы считаем, что с ним связаны и деформации меловых отложений, слагающих известные на правобережье Дона утесы

– Дивы, в отличие от Ю.А. Лаврушина с соавторами, объяснявших их образование гляциотектоникой.

Наши исследования относятся к широтному отрезку Лискинского разлома, к которому приурочена долина р. Дон. Приведем краткую характеристику новейшей тектонической структуры данной территории.

Низкое Левобережье Дона является южной частью новейшего Окско-Донского прогиба и в рельефе представляет собой аккумулятивную равнину, сложенную водноледниковыми и аллювиальными отложениями от раннеплейстоценового до голоценового возраста, слабо расчлененную речной и овражно-балочной сетью с абсолютными высотными отметками 150-160 м. Это – новейший Массальский прогиб [1]. Под четвертичными отложениями залегают породы неогенового, мелового и девонского возраста.

Высокое Правобережье Дона представляет собой новейшее Острогожское поднятие с наибольшими абс. отметками 230-240 м. В рельефе – это глубоко расчлененная овражно-балочной сетью холмисто-увалистая возвышенность. Слагающие ее отложения представлены маломощными ледниковыми четвертичными отложениями, залегающими на неогеновых, палеогеновых, меловых и девонских породах. На его северном крутом обрывистом склоне к долине р. Дон обнажаются песчаный мел и мелоподобные мергели позднемелового возраста. Именно с этими породами связаны скальные столбообразные выступы – Дивы.

Острогожское поднятие является активно развивающейся структурой на протяжении всего новейшего, в том числе, современного этапа. На это указывают ступенчатый рельеф склонов водоразделов, снижение уровней денудационных поверхностей в сторону прилегающих прогибов, высокие значения амплитуд, как поднятия в целом, так и его отдельных частей, небольшие мощности новейших отложений на поверхности поднятия, его интенсивное эрозионное расчленение и активизация других современных процессов в его пределах.

По данным наших исследований, характер трещиноватости песчаного мела на Лео- и Правобережье Дона свидетельствует о преобладании вертикальных трещин, преимущественно, субмеридионального простирания. Большая их часть является открытыми. Это не противоречит ни данным М.Л. Копа, ни данным А.И. Трегуба, связавших их образование с субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением. Относительно направления сдвиговых напряжений мы можем ориентироваться только на геологические данные, которые также противоречивы: пересекающие зону Варвара-Платовский, Алексеевско-Панинский и Мамонский разломы смещены одни влево, а другие – вправо. Однако, принимая во внимание обстановку правого сдвига по изученному нами ранее Семилуки-Липецкому разлому,

подходящему к Лискинскому с севера, можно предполагать, что и последний также проявляет обстановку праводвиговых напряжений. Система указанных разломов образует своеобразный узел.

Зону Лискинского разлома на этом же участке можно считать геодинамически активной и по другим данным. Здесь происходит сопряжение крупных различно развивающихся новейших структур – в условиях сжатия Острогожского поднятия и в условиях растяжения Окско-Донского прогиба. При этом на Левобережье Дона в пограничной части Окско-Донского прогиба наблюдаются деформации флювигляциальной и аллювиальной равнин («вздыбливание») – повышение их абсолютных отметок, по сравнению с их более северными частями. И на глубине, по данным бурения, деформированы девонские отложения, также с образованием вздутий. Мы предполагаем, что это может быть результатом давления Окско-Донского прогиба на Острогожское поднятие, служащее «барьером», что и вызывает деформации на разных уровнях. Возможное пододвигание земной коры Окско-Донского прогиба под Острогожское поднятие может обуславливать сжатие на глубине, а на поверхности – растяжение.

Представленные выше сложные геодинамические условия в пределах рассматриваемого участка Лискинской зоны, возможно, объясняют значительную гетерогенность земной коры, отмечаемую по геофизическим данным Л.И. Надежкой и др. [5], и повышенную сейсмичность этой зоны.

Анализ литолого-фациальных и тектонических данных раннеолигоценового времени свидетельствует о том, что рассмотренная выше новейшая структура Лискинской разломной зоны частично наследует более крупную и более древнюю доновейшую зону, названную нами Сарпинско-Донской, прослеживающуюся с юго-востока от Прикаспия далеко на северо-запад Восточно-Европейской платформы. В ее пределах выделяется ряд расширенных участков типа пулл-апарт, отвечающих праводвиговым напряжениям Сарпинско-Донской зоны в раннем олигоцене. Таким образом, современная геодинамическая обстановка может быть унаследованной от доновейшей.

Литература

1. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла / Раскатов Г.И., Лукьянов В.Ф., Старухин А.А. и др. Воронеж, 1976. 120 с.
2. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2002. 220 с.

3. М.Л. Копп Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. академик Ю.Г. Леонов. - М.: Наука, 2004. - 340 с.: ил. - (Тр. ГИН РАН; Вып. 552) с. 56

4. Семенов А.Е., Золототрубова Э.И., Надежка Л.И., Ефременко М.А. Геолого-геофизическая характеристика Лискинской сейсмически активной зоны «Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов». Материалы XX Всеросс. конф. с междун. участ. /под ред. Н. М. Чернышова, Л. И. Надежки. Воронеж: «Научная книга», 2016. с. 349-353.

5. Литосфера Воронежского кристаллического массива по петрофизическим и геофизическим данным // Под ред. член.-корр. РАН Н. М. Чернышова (коллектив авторов). Воронеж: Научная книга, 2012. 326 с.

ОТ ЕДИНИЧНЫХ ОТКРЫТИЙ В ПРОШЛОМ К НАУЧНЫМ НАПРАВЛЕНИЯМ В БУДУЩЕМ

А.И. Полетаев

Анализ развития представлений о структурах Земли и других планетных тел позволяет выделить наиболее важные открытия, которые принципиально углубляли и расширяли понимание структурных закономерностей и особенностей земной коры и «кор» других планетных тел.

К таким открытиям можно отнести:

1. **Узловые структуры**, прототип которых – «скрещивающиеся жилы (пересекающиеся)» – при классификации форм «залегания минеральных тел» показал **в 1530 году** *Георг Бауэр (Агриколой)* (1494 – 1555).

2. **Кольцевые структуры**, открытые в виде *кольцевых гор* на Луне **в 1603 году** *Галилео Галилеем* (1564 – 1642), а на Земле – **в 1904 году** шотландским геологом *А.Харкером*, который и ввёл термин «*кольцевые структуры*».

3. **Дуговые структуры в 1669 году** наметил *Николаус Стенсен (1638 – 1687)*; в книге И.В. и Д.И. Мушкетовых «*Физическая геология*», изданной **в 1935 году**, приведена одна из первых сводок по «*дуговым структурам*»

4. **Линеаменты** в виде гигантских линейных структур Марса впервые описал **в 1877 году** итальянский астроном *Джованни Скиапарелли* (1835 – 1910); на Земле аналогичные структуры американский исследователь *У.Г. Хоббс* (1864 – 1953) **в 1904 году** назвал *линеаменентами*.

5. **Клиновидные структуры** были предвосхищены **в 1888 году** *А.П. Карпинским* (1847 – 1936), указавшим в одной из своих работ на «*заострённость континентов к югу*».

6. **Ротационные структуры** в виде *вихревых структур* впервые описал китайский геолог *Ли Сы Гуан* **в 1955 году** (в 1958 работа была переведена на русский язык) [Ли Сы Гуан, 1958].

7. **Девиантные структуры** были впервые выделены автором **в 1999 году**.

К настоящему моменту многие публикации демонстрируют не только широкое развитие узловых [Полетаев и др., 2015], кольцевых [Кольцевые..., 1989], дуговых [Мушкетов, Мушкетов, 1935], линейных [Sonder, 1938; Макаров, 1978; Буш, 1983; Короновский, 1984; Космическая..., 1985; Кац и др., 1986; Полетаев и др., 2016], клиновидных [Полетаев, 2016], ротационных [Ротационные, 2007; Полетаев, 2011], и девиантных [Полетаев и др., 1999] структур в земной коре и в корах других планетных тел, но и их тесную связь с локализацией месторождений различных полезных ископаемых [Лопатин, 2002; Жирнов, 2015] и проявлением опасных геологических процессов [Полетаев, 2012; Полетаев и др., 2015].

Изучение названных структур превращается в научные направления: линеamentная тектоника, клиновидная, узловая, кольцевая, ротационная.

Литература

1. Буш В.А. Системы трансконтинентальных линеamentов Евразии // Геотектоника, 1983, №3. – С. 15 – 31.
2. Жирнов А.М. Металлогения золота Дальнего Востока на линеamentно-плюмовой основе. – Владивосток: Дальнаука, 2012. – 248с.
3. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеamentной тектоники. М.: Недра. – 134с.
4. Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. М.: Наука, 1989. –190с.
5. Короновский Н.В. Линеamentы Большого Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и их геологическое истолкование // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1984, №6. – С.7 – 18.
6. Космическая информация в геологии. – М.: Наука, 1985. – 536с.
7. Ли Сы Гуан Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-западного Китая. – М.: 1958.
8. Лопатин Д.В. Линеamentная тектоника и месторождения-гиганты Северной Евразии // Исследования земли из космоса, 2002, №2. – С. 77 – 90.
9. Макаров В.И. Предварительная карта линеamentов территории СССР. – Известия вузов. Геол. и разведка, 1978, №10. – С. 30 – 34.
10. Мушкетов Д.И., Мушкетов И.В. Физическая геология. – Л.: М.: ОНТИ-НКТП СССР, 1935. 908с.
11. Полетаев А.И. Линеament / Большая Российская энциклопедия. – М.: Научное издательство «Большая Российская энциклопедия», 2010. Т. 17. Лас - Тунас – Ломонос. – С. 497.
12. Полетаев А.И. О понимании роли и значения ротационного фактора в образовании и развитии Земли: факты, дискуссии, выводы. – М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2011. –200с.
13. Полетаев А.И. Узловые структуры земной коры – участки повышенной сейсмотектонической активности // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Пятое Горшковские чтения. Материалы конференции. М.: МГУ, 26 апреля 2012г. – С.19 – 22.
14. Полетаев А.И. Клиновидные структуры земной коры // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2016. Т.91. Вып. 4 – 5. – С. 40 – 50.

15. *Полетаев А.И., Авдонин А.В., Котов Ф.С.* Девиантные структуры земной коры // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Первые Горшковские чтения. М.: МГУ, 26 апреля 1999, с.19 – 21.

16. *Полетаев А.И., Богословский В.А., Жигалин А.Д., Спиридонов А.В.* Узловые структуры и опасные геологические процессы Восточно-Европейской платформы// Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики/ XV11 Горшковские чтения. Материалы конференции, посвящённой 106-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909 – 1984). МГУ, 28 апреля 2015г. – М.: МГУ, 2015. – С. 18 – 27.

17. *Ротационные процессы в геологии и физике.* – М.: КомКнига, 2007. – 528с.

18. *Хаин В.Е., Полетаев А.И.* Ротационная тектоника Земли // Наука в России, 2007. № 6. – С. 14 – 21.

19. *Sonder R.A.* Die Lineament tektonik und ihre Problem // Ed. Geol. Helv., 1938 vol.31, №1, p.199 – 238.

20. *Zhelobaev A, Kochev D, Makhorin F, Poletaev A.* Lineamentology: from facts to branch of Science // Science in Russia, 6/2005, p. 31 – 38.

СРАВНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ С АНАЛОГОВЫМИ МОДЕЛЯМИ СДВИГОВЫХ ЗОН

Н.С. Фролова, А.Н. Корбутяк

Землетрясения всегда сопровождаются теми или иными сейсмодислокациями. В межгорных и предгорных впадинах и равнинах отчетливо видны следы сейсморазрывов, которые очень часто представляют собой зоны сдвига. Для интерпретации этих зон исследователи опираются на представления о типичных наборах структурных форм (структурных парагенезах), формирующихся в сдвиговом поле напряжений. Представления об этих парагенезах во многом сложились благодаря физическому аналоговому моделированию. С другой стороны, сейсмодислокации можно рассматривать в качестве природного эксперимента, поэтому их изучение, в свою очередь, может подтвердить или опровергнуть некоторые результаты моделирования.

Приведем несколько примеров сравнения природных структур и аналоговых моделей. На рис.1 представлены модели из влажной глины, выполненные в сдвиговой обстановке, и сейсмодислокации. Видно отчетливое сходство структур вплоть до деталей.

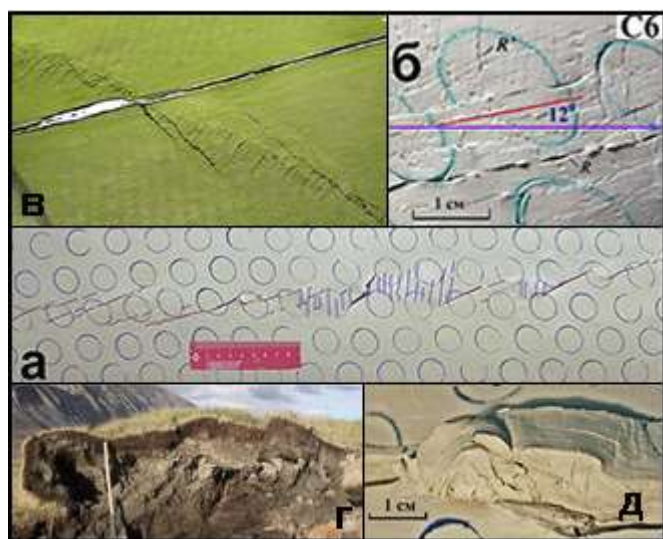


Рис.1. Сравнение природных сейсмодислокаций с аналоговыми моделями из влажной глины: а – сдвиговая зона в «чехле» над «разломом в фундаменте». Видны R'-сколы, расположенные почти поперек зоны, и R-сколы под небольшим углом к ней; б – фрагмент еще одной сдвиговой зоны. Бугорки – мелкие регулярные структуры рор-ур; в – зона сдвига, сформировавшаяся при землетрясении в Новой Зеландии в 2011 г.; г – разрез «вала вспучивания». Алтайское землетрясение 2003 [1]; д – поднятие между концами сколов Риделя, имеющее форму складки с надвигом на одном крыле.

На рис. 2 представлены фрагменты моделей из песка с небольшой примесью солидола, которые аналогичны структурам, сформировавшимся в результате землетрясений. В экспериментах сколы Риделя (зоны деструкции) формируются из эшелонировано расположенных трещин отрыва (рис. 2в). Природный эксперимент (рис. 2а, б) подтверждает эти представления. Валообразные поднятия в зонах сдвиговых сейсмодислокаций – т. наз. «валы вспучивания» – (рис. 2ж) находят объяснение в экспериментах – это локальные структуры рор-ур, сформировавшиеся в обстановке транспрессии между концами сколов Риделя (рис. 2д, е, з). Зоны деструкции, ограничивающие валы, в природе могут подвергаться интенсивному размыву (рис. 2г).

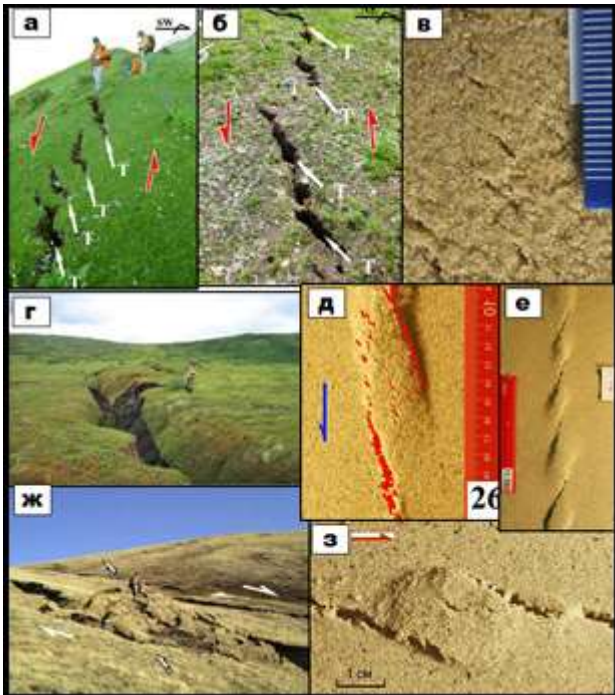


Рис.2. Сравнение сейсмодислокаций с аналоговыми моделями из песка: а, б – эшелонированные раскрытые трещины отрыва в зоне левого сдвига. Землетрясение Юшу 2010 г. Центральное Тибетское плато [2]; в – фрагмент зоны сдвига в модели. Трещины отрыва, эшелонировано расположенные вдоль сформировавшегося позже скола Риделя (зоны деструкции); г – поднятие с обрамляющим его рвом [1]; д – валообразное поднятие в модели с зонами деструкции по краям; е – модель зоны сдвига с регулярными валообразными поднятиями; ж – локальное поднятие в зоне сдвига [3]; з – аналогичное поднятие в физической модели.

Можно привести еще много примеров, в которых геометрию и особенности зон сдвига, сформировавшихся в результате землетрясений, можно объяснить, используя аналоговые модели с различными параметрами, например, с разной мощностью «чехла» или наличием маловязкого слоя в «чехле».

Выводы: сравнение сдвиговых сейсмодислокаций с результатами физического моделирования показывает, что можно найти прямые аналогии между теми и другими. Некоторые природные дислокации сходны с моделями из влажной глины, другие (чаще) с моделями из песка – все зависит от того, осадочные толщи какого состава подвергались деформации. Наилучшие результаты для сравнения получаются, если в такой эквивалентный материал, как песок, добавлять материалы, увеличивающие его когезионную прочность. Использование результатов аналогового физического моделирования помогает интерпретации сдвиговых сейсмодислокаций, а изучение последних подтверждает некоторые идеи, предложенные при анализе моделей.

Литература

1. Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники // М.: ИФЗ РАН. 2012. 340 с.
2. Rao G., Lin A., Yan B., Jia D., Wu X., Ren Z. Co-seismic Riedel shear structures produced by the 2010 Mw 6.9 Yushu earthquake, central Tibetan Plateau, China // *Tectonophysics*. 2011. V. 507. P. 86-94.
3. Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A. Geometry of the fault zone of the 2003 Ms=7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // *Tectonophysics*. 2008. V. 453. P. 276–294.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ФАКТОР В ЭВОЛЮЦИИ АЛМАЗОНОСНОГО МАГМАТИЗМА ЗЕМЛИ

Н.А. Божко

В развитии алмазоносного магматизма наблюдается четкая тенденция увеличения его в геологическом времени от докембрия к фанерозою. Около 95% датированных кимберлитов оказываются моложе 750 млн лет. При этом, данное увеличение носит дискретный и неравномерный, характер, сопровождаясь наличием пиков и пауз в проявлении рассматриваемого магматизма. Можно наметить, по крайней мере, три таких глобальных пика - на уровне около 2 млрд лет, 1.2 млрд лет и 750 млн лет.

Отмеченная тенденция свидетельствует о том, что в течение геологического времени прогрессивно улучшались петрологические условия в мантии, наиболее благоприятные для продуцирования высокомагнезиальных углеродных силикатных расплавов в том числе увеличение содержания воды и CO₂. В этом плане более убедительным представляется подход, связывающий увеличение алмазоносного магматизма во времени с эволюцией механизма тектоники литосферных плит, происходящее на фоне охлаждения Земли. [3, 4 и другие] и, в частности, наступление холодной субдукции, что привело к увеличению ее скорости и проникновению слэба в более глубокие горизонты мантии.

Возможно, определенное значение имел также фактор общего увеличения во времени площади суперконтинентов, особенно после 1000 млн лет. что означало увеличение территории теплового экрана провоцирующего образование плюмов.

Если приведенные соображения объясняют общую направленность в развитии глобального алмазоносного магматизма в геологическом времени, то его неравномерность, определенная цикличность определяется фазами суперконтинентального цикла [1].

Рассмотрение имеющихся мировых данных по алмазоносному магматизму обнаруживает различную предрасположенность отдельных фаз суперконтинентального цикла к его проявлению [2]. Формирование кимберлитов активизировалось в фазы деструкции, господства рифтогенеза на суперконтиненте, возможно достигая кульминации в эпоху его распада и продолжалось некоторое время в течение фазы конвергенции, сборки нового суперконтинента. В фазы аггломерации новообразованного суперконтинента и в заключительные интервалы сборки наблюдается определенный спад рассматриваемого магматизма.

Возможное объяснение этому, на мой взгляд, может заключаться в следующем: в стадию существования слитного суперконтинента происходит создание условий для образования плюмов, в основном за счет формирования теплового экрана, но которые начинают по-настоящему реализовываться в фазу деструкции, достигая кульминации в фазы распада и

первой половины фазы сборки, постепенно иссякая к концу СЦ. Это возможно объясняется тем, что материал плюма скапливается под основанием литосферы, создавая условия андерплейтинга. При деструкции и фрагментации во время господства растяжения создаются условия для выхода расплавов. Этот процесс продолжается и в фазу сборки, когда продолжали действовать стационарные горячие точки, накопленные в предыдущие фазы, будучи не подвластными конвективным течениям до исчерпания резерва плюмов.

Выявленная связь кимберлитового магматизма с суперконтинентальной цикличностью позволяет выделить в истории Земли интервалы времени наиболее благоприятные для его проявления, что может иметь значение при прогнозировании месторождений алмазов [2].

Таким образом, характерные черты хода алмазоносного магматизма во времени-направленность и цикличность, находятся в тесной взаимосвязи с геодинамикой, обеспечивающей условия для их проявления.

Литература

1. *Божко Н.А.* Суперконтинентальная цикличность в истории Земли. Вестн. Моск. Ун-та. Сер.4. Геология. 2009 N2. С. 13 -27.
2. *Божко Н.А.* Алмазоносный магматизм в суперконтинентальных циклах. Руды и металлы. 2019. №3. С. 22-27.
3. *Stern, R.J., Leybourne, M.I., Tsujimori, T., 2016.* Kimberlites and the start of plate tectonics. *Geology*44, 799–802.
4. *Tappe Sebastian, Smart Katie, Torsvik Trond, Massuyeau Malcolm, de Wit Mike* Geodynamics of kimberlites on a cooling Earth: Clues to plate tectonic evolution and deep volatile cycles. *Earth and Planetary Science Letters* 484 (2018) 1–14.