

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

***ЛОМОНОСОВСКИЕ
ЧТЕНИЯ***

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

***Подсекция
динамической геологии***

Руководитель – и.о. зав. кафедрой, профессор Веселовский Р.В.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

Москва
2025

Содержание:

1.	Структурные основы динамической геологии России	
	А.И. Полетаев	2
2.	Структурно-геоморфологический анализ Восточной Чукотки	
	Г.В. Брянцева, М.С. Мышенкова, Н.И. Косевич	5
3.	К вопросу о геодинамической природе Тревожнинского метаморфического комплекса Северо-Западного Таймыра	
	Л.И. Демина, М.Ю.Промыслова	10
4.	Плинсбахская речная сеть Скифской плиты	
	А.Н. Стафеев, Т.В. Суханова, И.В. Латышева	14
5.	Структурно-геоморфологический анализ Мезенской синеклизы	
	Л.В. Панина, В.А. Зайцев	17
6.	Современная методика построения цифровой карты неотектоники	
	В.А. Зайцев, Л.В. Панина	22
7.	Геодинамические условия формирования новейшего Уральского орогена	
	Т.В. Суханова, В.М. Макеев	28
8.	Интервалы активности и спада в эволюции глобального орогенеза как отражение суперконтинентальной цикличности	
	Н.А. Божко	33

СТРУКТУРНЫЕ ОСНОВЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ РОССИИ

А.И. Полетаев

Московский государственный университет, Москва

Структурные основы динамической геологии России могут рассматриваться с позиций двух моделей: глубинной и поверхностной.

Глубинная (линеamentная) модель

динамической геологии России

Обусловлена расположением между двумя планетарными структурами: Североморско-Индонезийской линеamentной зоной СЗ-ЮВ-го простирания и Африкано-Чукотской линеamentной зоной ЮЗ-СВ-го простирания (Полетаев, 1986), имеющими, соответственно право- и левосдвиговую составляющие, прямо влияющие на формирование глубинной структурной эволюции не только Российского сектора Евразии, но и всего Восточного полушария.

На планетарном уровне структурного преобразования Российского сектора Евразии основную роль играет, вероятно, **субмеридиональное сжатие** в результате которого возникли планетарные линеamentные зоны СЗ-го (Североморско-Индонезийская) и СВ-го (Африкано-Чукотская) простираний, отражающие в земной коре суперглубинные – на уровне **границы ядро-мантия** – деформации Земли и образующие в Северном полушарии **планетарную клиновидную структуру**, заключающую / ограничивающую большую часть Российского сектора Евразии.

Теоретическую модель образование такой структуры можно видеть на обложке известной работы А.И. Родыгина, изданной в 1996 году (Родыгин, 1996).

Реальная, т.е. природная, структурная «модель» Российского сектора Евразии представляется более сложной, так как в ней, уже на региональном уровне, имеются элементы разностороннего вращения Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформ (Моссаковский и др., 2001; Промыслова, 2005; Лубнина, 2009), в результате которого пространство, расположенное между ними, т.е. Западно-Сибирская плита, испытало субширотное растяжение в северной части и сжатие – в южной.

Поверхностная (морфологическая) модель

динамической геологии России.

Определяется её расположением на территории северного крыла приАтлантической (Евро-Африканской) синформы и северного крыла приТихоокеанской (Сибирско-Азиатской) антиформы (Полетаев, 2024), разделёнными Уралом, точнее, Урало-Оманской линеаментной зоной – грандиозной структурой Восточного полушария Земли, намеченной в конце 19 века в работах А.П. Карпинского, выделенной в 1941 году Р. Фюроном и достаточно подробно и убедительно разработанной в работах Г. И. Амурского (1976), В.И. Браташа (1978), Г.П. Горшкова (1987), М.Л. Коппа (1974) и других исследователей.

Именно эти структуры «регулируют» поведение основных водных потоков: благодаря приАтлантической синформе реки Восточно-Европейской платформы – Днепр, Дон, Волга – текут в основном с севера на юг, а сибирские реки – Обь, Енисей, Лена и другие, благодаря приТихоокеанской антиформе, текут в «обратном» направлении, т.е. с юга на север; Нил в приАтлантической синформе течёт с юга на север, а Инд, Ганг, Брахмапутраи Меконг и некоторые другие реки Юго-Восточной Азии приТихоокеанской антиформы – в противоположном направлении – с севера на юг.

Есть реки, текущие широтно, с запада на восток – Дунай в приАтлантической синформе; Амур, Хуанхэ, Янцзы – в приТихоокеанской антиформе; Евфрат течёт по диагонали – с северо-запада на юго-восток, но это – некие аномалии.

Как может выглядеть синтетическая модель динамической геологии России, должна объяснить взаимодействие названных выше моделей, пока трудно даже представить.

Литература

Амурский Г.И. Урало-Оманский линеамент и его роль в региональной структуре Средней Азии // Геотектоника, 1976. №2. С. 87 – 101.

Апродов В. А., Апродова А. А. Движения земной коры и геологическое прошлое Подмосковья. – М.: Изд - во Моск. ун - та, 1963, 268 с.

Браташ В.И. Венд-палеозойские прогибы Иранского сегмента Альпийского подвижного пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53 (4). С. 5 – 21.

Горшков Г.П. Сейсмоструктура Копетдага. – М., «Наука», 1987. – 52с.

Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России (Горный журнал, т.3, №9, 1883). Сб.: «Очерки геологического прошлого Европейской России». Изд. АН СССР, 1947.

Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России (Изв. Академии наук, №1, 1894). Сб.: «Очерки геологического прошлого Европейской России». Изд. АН СССР, 1947.

Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. – М.: «Недра», 1986. 144с.

Копп М.Л. Тектоника Восточного Ирана (в свете новейших геологических и космофотографических данных) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. №2. С. 44 – 57.

Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неогархей до палеозоя по палеомагнитным данным / Автореф. дис. ...доктора геол.-минер. наук.– М.:2009, 41с.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Меланхолина Е.Н. Главнейшая структурная асимметрия Земли / Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: «Научный мир», 2001, с. 285 – 314.

Полетаев А.И. Сейсмоструктура зоны Главного Копетдагского разлома. – М.: «Наука», 1986. – 135с.

Полетаев А.И. Сдвигово - ротационная модель структурной эволюции Русской платформы. – М.: «Геоинформмарк», 2000, вып. 5, 44с.

Полетаев А.И. Клиновидные структуры земной коры // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2016. Т.91. Вып. 4 – 5, с. 40 – 50.

Полетаев А.И. Особые структурные формы (ОСФ) земной коры. Книга вторая. Клиновидные структуры. – М.: МГУ. ООО «СТ ПРИНТ», 2022. 74с.

Полетаев А.И. Структурные особенности Восточного полушария Земли по результатам анализа речной сети. – Семинар Планета Земля. – М.: МГУ, январь – февраль 2024.

Промыслова М.Ю. Геодинамическая природа рудоносной базальт-риолитовой формации Лениногорского района Рудного Алтая // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2005, №4. С. 16-24.

Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. – Томск, 1996, 170с.

Furon R. Geologie du Plateau Iranien // Memoires du Museum National d' Histoire Naturelle. Paris, 1941. Vol. 7, N2.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

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

Согласно принятому в настоящее время большинством исследователей тектоническому районированию, Чукотский полуостров расположен в пределах Чукотского микроконтинента, который столкнулся со структурами окраины Северо-Азиатского континента в раннем мелу в результате закрытия Южно-Аньюского (Прото-Арктического) океанического бассейна [10]. Орогенические события завершились перед аптом, а в апте-альбе (около 118–110 млн лет назад) произошел региональный коллапс сформировавшегося Верхояно-Чукотского орогена ([12] и ссылки в этой работе). С юга на окраину Чукотского микроконтинента наложены вулканиты мелового Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), возникшего вдоль новообразованного края континента, под который субдуцировала Тихоокеанская плита.

Новая тектоническая перестройка структурного плана данного района началась в палеогеновом периоде, когда в условиях растяжения происходит заложение грабенов. В неогене осуществляется смена геодинамического режима, и условия растяжения сменяются на латеральное сжатие [6], а в позднеплиоцен-раннечетвертичное время начинается орогенический этап формирования рельефа [4]. Согласно [5], в настоящее время на Чукотке фиксируется сейсмотектонический режим растяжения, связанный с существованием Берингоморского рифта.

Определение новейших структур и разрывных нарушений, отраженных в рельефе, проводилось по методике Н.П. Костенко [7], согласно которой при структурно-геоморфологическом дешифрировании топографических карт расчленение рельефа отражает наиболее благоприятные условия, связанные с зонами повышенной трещиноватости, дробления пород или с разрывами со смещением. Проверка зон повышенной трещиноватости, намеченных при визуальном структурно-геоморфологическом дешифрировании, выполнялась по данным анализа комплексных геолого-геоморфологических профилей.

Новейшие тектонические движения и структурно-литологические особенности мезозойской складчатости привели к формированию преимущественно резко расчлененного среднегорного рельефа с отдельными возвышенностями, приуроченными к выходам многочисленных массивов меловых коллизионных и надсубдукционных гранитоидов [1], господствующих по высоте. Значительное влияние на рельефообразование оказали широко развитые нарушения дизъюнктивного характера, которые в результате активизации тектонических движений в новейшее время образовали сводообразные поднятия и разновысотные складчато-блоковые структуры, ограниченные согласными и секущими разломами.

В новейшей структуре рассматриваемой территории были выделены Амгуэмское, Восточно-Чукотское, Провиденское и Дауркинское горные сооружения; Ванкаремская, Крестовская и Колючинская впадины (здесь и далее новейшим структурам даны условные названия).

Амгуэмское горное сооружение расположено на западе района исследования в пределах Западно-Чукотского горного сооружения, отделенного от Восточно-Чукотского Амгуэмским разломом (конвергентным швом) [2] северо-восточного простирания. В тектоническом плане это горное сооружение приурочено к Чукотскому террейну, входящему в состав одноименного вышеуказанного микроконтинента. Амгуэмское горное сооружение представляет собой систему отдельных различно ориентированных и значительно расчлененных хребтов, с суммарными конэрозионными поднятиями до 1500 м, прорезанных узкими долинами рек. По хорошо выраженному в рельефе субмеридиональному Эльдгынтаграурскому сдвигу, протягивающемуся от залива Креста до среднего течения реки Амгуэма [2], наблюдается смещение Амгуэмского разлома.

Восточно-Чукотское горное сооружение в тектоническом плане относится к Вельмайскому террейну [10], перекрытому магматическими породами ОЧВП. Система хребтов, протягивающихся примерно параллельно друг другу с северо-запада на юго-восток, подразделяется межгорными впадинами – Ватапкайваамской, Улювеевской и др. Суммарные конэрозионные поднятия в пределах хребтов не превышают 700–900 м. Широкие межгорные впадины выполнены кайнозойскими континентальными и морскими отложениями, с преобладанием гляциальных и флювиогляциальных отложений среднего и верхнего неоплейстоцена [3]. Впадины осложняются системой сдвигов северо-восточной ориентировки, по которым смещены отдельные сегменты. Многочисленные надвиги, характерные для данного региона, не всегда проявляются в рельефе, однако иногда они образуют формы, слабоизогнутые в плане, с четкими границами блоков. Вдоль побережья Анадырского залива от м. Аччен до лагуны Чэвтакан к побережью выходят горные массивы Восточно-Чукотского горного сооружения, высотой 500–600 м. Выровненные участки побережья и значительной высоты обрывистые берега могут быть связаны с тектоническими движениями.

Провиденское горное сооружение располагается на южном окончании Чукотского полуострова и в тектоническом плане относится к Восточно-Чукотскому террейну, образования которого несогласно перекрыты вулканитами ОЧВП. Многочисленные тела гранитоидов мелового возраста образуют в рельефе поднятия округлой или удлиненной овальной формы, высотой до 1000 м [1]. Разломы северо-восточного простирания разделяют это горное сооружение на отдельные блоки, образуя сложную систему грабенов [9]. Долины рек узкие, часто приуроченные к дизъюнктивным нарушениям. Береговая линия расчленена не широкими,

протяженными ингрессионными формами (бухты Провидения, Ткачен и др.), которые сформировались в результате послеледниковой морской трансгрессии при затоплении отрицательных форм ледникового рельефа с образованием фиордовых берегов.

Дауркинское горное сооружение в тектоническом плане приурочено к Восточно-Чукотскому докембрийскому террейну, расположенному к востоку от Колючинского залива. На поверхности вскрываются породы докембрийского (неопротерозойского) метаморфического фундамента, сложенного преимущественно гнейсами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками, которые перекрыты палеозойскими шельфовыми отложениями преимущественно карбонатного состава [11]. Дауркинское горное сооружение представляет собой покровно-чешуйчатую систему, которая в новейшей структуре представлена складчато-блоковыми структурами, образующими серию отдельных хребтов, разбитых секущими разломами северо-восточного простирания [1]. Хребты подразделяются узкими впадинами, разрабатываемыми реками.

Колючинская впадина протягивается от Мечигменского залива до Колючинской губы и имеет практически северо-северо-западное простирание. Эта впадина отделяет Дауркинское горное сооружение от Восточно-Чукотского. Сложная Колючинско-Мечигменская рифтогенная структура, сложенная преимущественно базальтами, вулканогенно-осадочными, глинистыми и кремнистыми породами позднетриасового возраста [1], образована покровно-сдвиговыми структурами [8]. Впадина подразделяется на несколько сегментов разломами северо-восточного простирания. Западная граница впадины на значительном протяжении проходит по практически субмеридиональной Ионивеевской системе разломов, представляющей собой правый сдвиг [1]. Восточный борт впадины в южной части совпадает с Игельвеевско-Лоренской взбросо-надвиговой системой (шовной зоной). Высота поверхности редко превышает 200–300 м. Однако в южной части впадины располагаются поднятия с высотами до 400–500 м, образованные выходами гранитоидов мелового возраста.

Ванкаремская впадина протягивается вдоль берега Чукотского моря от м. Шмидта до Колючинской губы. Эта неоструктура выполнена преимущественно терригенными породами неогенового возраста, перекрытыми морскими и ледниковыми отложениями [3]. Высота поверхности не превышает 100 м. В пределах этого низменного района встречаются небольшие поднятия, не достигающие высоты 300 м, образованные выходами более устойчивых к денудации пород. В районе мыса Ванкарем ширина прибрежной низменности значительно увеличивается, что связано, по-видимому, с формированием лагун Ванкарем и Нутаугэ и слившихся долин рек Ванкарем, Вельмай и других. Литологический фактор устойчивости пород наряду с тектоническим фактором, по-видимому, оказал влияние при формировании новейших структур в данном районе. Выявленные развивающиеся разрывные нарушения

преимущественно северо-восточного простирания, разделяющие Ванкаремскую впадину на отдельные блоки, часто являются омоложенными.

Крестовская впадина расположена в северной части Анадырского залива и протягивается вдоль восточного и западного побережья залива Креста. Рельеф в значительной степени сформировался под влиянием ледников четвертичного периода, с чем связано широкое распространение в прибрежной полосе гляциальных и флювиогляциальных средне- и верхнеплейстоценовых отложений [3]. Долины рек чаще всего наследуют понижения, выработанные ледниками. Сложенные коренными породами мысы образуют абразионные и абразионно-аккумулятивные берега.

Выводы.

Горные сооружения и впадины Восточной Чукотки, возникшие в неотектоническое время, скорее всего, формировались в различных геодинамических условиях, как латерального сжатия, так и растяжения земной коры, а сводовые и складчато-блоковые структуры, характерные для данного региона, были сформированы в результате разнонаправленных тектонических движений. Системы поднятий и впадин данного региона часто имеют разное простирание, что связано, скорее всего, с геологической историей развития этого региона. Многие крупные разломы субмеридионального и северо-восточного простирания развиваются в настоящее время унаследовано. Наиболее молодыми являются, по-видимому, сдвиги северо-восточного простирания, по которым наблюдается смещение многих неоструктур.

Исследование выполнено в рамках Госзадания МГУ имени М.В. Ломоносова (№ гос. регистрации АААА-А16-116033010119-4).

Литература

1. Государственная геологическая карта РФ. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-2 – Уэлен. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 139 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-60,1 (Анадырь). Карта дочетвертичных образований. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001.
3. Государственная геологическая карта РФ. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-60,1 (Анадырь). Карта четвертичных образований. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001.
4. *Грачев А.Ф.* Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // *Физика Земли.* 1996. № 12. С. 5–36.

5. *Имаева Л.П., Имаев В.С., Мельникова В.И.* Напряжённо-деформированное состояние новейших структур северо-восточного сектора Российской Арктики // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479. № 2. С. 192–194.
6. *Корчуганова Н.И.* Неоген-четвертичная тектоника и геодинамические условия формирования орогенов востока Евразии. М.: МГУ, 2000. 160 с.
7. *Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 398 с.
8. *Некрасов Г.Е.* Трансформная модель тектоники Верхояно-Чукотских мезозоид // Доклады Академии наук. 2019. Т. 289. № 4. С. 388–392.
9. *Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н.* Кайнозойский рифтогенез на Чукотском полуострове // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. 2009. Т. 2. С. 195–199.
10. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
11. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2000. 204 с.
12. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P.* Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. 8 (1). P. 11–43.

К ВОПРОСУ О ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ТРЕВОЖНИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА

Л.И. Демина, М.Ю. Промыслова

Северо-Таймырская тектоническая зона сложена преимущественно флишодными, зонально-метаморфизованными, ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами Ленивенской (Харитоновской) серии, которые относятся к образованиям континентального склона и подножия Карского континента и представляют собой его пассивную окраину [Верниковский, 1996; Проскурнин и др., 2014]. Также в ней присутствуют глубокометаморфизованные основные богатые кальцием породы Тревожнинского метаморфического комплекса, выделенные А.И. Забиякой [1974] в ядрах гранито-гнейсовых куполов.

Согласно современным представлениям, Тревожнинский комплекс имеет двучленное строение и сложен биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами (верхняя толща) и амфиболовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, амфиболитами, реже мраморами, кальцифирами, кварцитами (нижняя толща) [Нагайцева, Лопатин, 2000; Проскурнин и др., 2016; Макарьев и др., 2020].

Относительно возраста Тревожнинского комплекса у исследователей нет единого мнения. Н.Н. Нагайцева и Б.Г. Лопатин [2000] относят его предположительно к раннему протерозою, А.И. Забияка [2000] – к рифею, В.Ф. Проскурнин и др. [2016], А.А. Макарьев и др. [2020] – к венду. Результаты U-Pb SHRIMP изотопного датирования по цирконам показали очень широкий разброс абсолютных возрастов от 281 ± 83 до 1529 ± 31 млн лет [Проскурнин и др., 2016].

Для чистых зональных цирконов пород Тревожнинского комплекса получены следующие возраста: U-Pb датирование – 318 ± 2 млн лет для ядерной части, для оболочек – 306 ± 2 млн лет (мыс Скалистый); 307 ± 2 млн лет (ядро) и 294 ± 2 млн лет (оболочка) (р. Малая Толевая). Подобные результаты получены и по Hf-Nd методу: для ядерной части цирконов – 307 ± 2 млн лет, для оболочек – 294 ± 2 млн лет. Данные абсолютного возраста по зональным цирконам близки ко времени формирования коллизионных гранитоидов – 306-285 млн лет и зонального метаморфизма Ленивенской серии – 273-279 млн лет (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar методы по метаморфогенным минералам) [Верниковский, 1996].

Вопрос о взаимоотношении Тревожнинского комплекса и Ленивенской серии остается открытым. На геологических картах разных лет занимаемые ими площади существенно различаются [Беззубцев и др., 1986; Нагайцева, Лопатин, 2000; Проскурнин и др., 2016; Макарьев и др., 2020].

Детальный анализ геологических разрезов обнажений бортов рек Ленивая, Медвежья, Кудрявая, Тревожная, Гранатовая, восточной части бухты Воскресенского, проведенный авторами по собственным и фондовым материалам, показал, что происходит постепенное повышение степени метаморфизма одних и тех же толщ высокоглиноземистых пород, отнесенных на геологических картах [Нагайцева, Лопатин, 2000; Проскурнин и др., 2016; Макарьев и др., 2020] к разным стратиграфическим единицам. По нашему мнению, в пределах Северо-Западного Таймыра площадь распространения пород Тревожнинского комплекса существенно завышена. Глиноземистые бедные кальцием породы по первичному литологическому и химическому составу соответствуют гнейсам и кристаллическим сланцам воскресенской толщи Ленивенской серии.

Положение в разрезах богатых кальцием основных метаморфитов – амфиболитов, амфибол-плагиоклазовых и амфибол-биотитовых кристаллические сланцев – не совсем ясно. Так в обнажениях правого борта р. Медвежья вблизи ее впадения в р. Ленивая контакт высокоглиноземистых толщ с амфиболитами очень резкий и, вероятно, имеет тектоническую природу. Зона разрыва геоморфологически хорошо выражена и разрабатывается рекой. В то же время непосредственно в районе горы Медвежьей в пределах гранито-гнейсового купола наблюдается чередование высокоглиноземистых и богатых кальцием пород. Это может свидетельствовать либо об их постепенном переходе, либо о совмещении при подъеме разогретых пластичных нижележащих толщ в процессе роста Медвежьевского гранито-гнейсового купола.

Представления о геодинамической природе Тревожнинского комплекса противоречивы: В.Ф. Проскурнин и др. [2016] считают, что он образовался в тыловом бассейне островной дуги. А.А. Макарьев и др. [2020] выделяют тревожнинско-приметнинский мигматит-гранито-гнейсовый и вулканогенный базальт-андезит-дацитовый структурный ярус позднего рифея, относящейся к срединному массиву. Отметим, что ими выделены Гусинский габбро-диорит-гранитовый массив, северо-восточная часть которого располагается в пределах Тревожнинского гранито-гнейсового купола. Ранее данные породы относились к позднепалезойским коллизионным гранитоидам [Проскурнин и др., 2016]. Образования, комагматические породам Гусинского массива, отнесены к приметнинской толще, которая сложена метавулканитами среднего, реже основного и кислого состава [Макарьев и др., 2020].

Анализ петрохимических данных по метабазитам Тревожнинского комплекса показал, что по составу они соответствуют базальтам и пикробазальтам толеитовой серии нормальной щелочности натриевого типа ($Na_2O/K_2O > 1$). Метабазиты существенно обогащены легкими REE по сравнению с тяжелыми и фиксируют слабую отрицательную аномалию европия. На диаграммах распределения микроэлементов, нормализованных по N-MORB, отчетливо

выделяются отрицательные аномалии тантала и ниобия, калия, титана, хрома и никеля. Спектры распределения микроэлементов в целом близки к таковым для базальтов надсубдукционных обстановок, наиболее часто – для островных дуг и реже – задуговых бассейнов и активных окраин Андского типа (Южный сегмент). Анализ тектонических (диагностических) диаграмм разных авторов не противоречит данным выводам. По соотношению TiO_2 и K_2O [Миронов, и др., 1999] метабазиты Аттовского купола и Гусинского массива располагаются в поле островодужных толеитов. Близость составов метабазитов к полю задуговых бассейнов, а также натриевый тип щелочности свидетельствует в пользу энсиматической островной дуги. В энсиалических дугах толеиты редки, обычно образуются на ранних стадиях субдукции или при быстром подъеме магмы без значительной коровой ассимиляции (вулканы Южного сегмента Анд с тонкой континентальной корой, западная часть Японских островов, а также Суматра и Ява Индонезии).

Метабазиты приметнинской толщи располагаются в полях островодужных толеитовых и известково-щелочных серий, а также задуговых бассейнов.

Следует отметить, что до настоящего времени изученность химического состава метабазитов Тревожнинского комплекса является крайне недостаточной. Полученные выводы о его геодинамической природе носят предварительный характер. Данная проблема требует дальнейших исследований, поскольку это очень важно для понимания геодинамической эволюции не только Северо-Таймырской тектонической зоны, но и всей Таймырской складчатой области.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4).

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. Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ, 1974. 128 с.
4. Забияка А. И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле – эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. Красноярск: ККИ, 2000. 216 с.
5. Макарьев А. А., Макарьева Е. М., Молчанова Е. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Таймырско-

Североземельская. Листы S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарей. Объяснительная записка. СПб.: Минприроды России, Роснедра, Моргео, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ФГУНПП «ПМГРЭ», 2020. 450 с.

6. *Миронов Ю.А., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. и др.* Вулканизм и океанское колчеданнообразование. М.: Научный мир, 1999. 176 с.

7. *Нагайцева Н.Н., Лопатин Б.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Новая серия. Лист S-44-46. МПР РФ, ВНИИОкеангеология, 2000.

8. *Проскурнин В. Ф., Верниковский В. А., Метелкин Д. В. и др.* Риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство акреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. №1. Т. 55. С. 23–40.

9. *Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46-Тарей. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 559 с.

ПЛИНСБАХСКАЯ РЕЧНАЯ СЕТЬ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

А.Н. Стафеев, Т.В. Суханова, И.В. Латышева

В бассейнах рек Юго-Западного Крыма обнажаются мощные линзовидные тела высоkozрелых белых кварцевых песчаников, принадлежащие выносам рек [8]. Они залегают в основании саблынской свиты (плинсбах – нижний тоар) [4, 5]. Эти песчаники образуют самые древние лопасти Саблынской дельты и принимают участие в строении долины крупной речной системы – Палеодона [7]. Вверх по течению речные фации, вероятно, протягиваются на СВ, где в Ейском прогибе Западного Предкавказья вскрываются скважинами мощные нижнеюрские толщи сахаровидных кварцевых песчаников [3].

На Северном Кавказе и в Предкавказье в бассейне Кубани аналогичные светло-серые разнозернистые песчаники с обильными растительными остатками широко развиты в составе хумаринской свиты (нижний плинсбах). Они слагают дельтовый и авандельтовый комплексы [1]. Нижнеплинсбахские аллювиально-озерные отложения (аналоги хумаринской свиты) по разрезам глубоких скважин были прослежены на СВ до Прикумской зоны поднятий и Манычского прогиба [2]. Предполагается, что Прикумско-Манычский озерный бассейн был проточным, а речная система протягивалась далее на СВ вдоль Черкесско-Астраханского левого сдвига в направлении ЮЗ склонов современного Южного Урала [6].

В Восточном Предкавказье плинсбахские аллювиально-озерные отложения выполняют грабены субкавказской и северо-восточной ориентировки, а также изометричный Прикумско-Манычский бассейн. Они представлены песчано-глинистой толщей с линзами кварцевых песчаников и гравелитов с обилием каолинита и растительных остатков общей мощностью до 200 м. Возраст толщи, установленный по палинофлоре, оценивается как раннеплинсбахский, по сопоставлению с палинокомплексом хумаринской свиты Северного Кавказа [2].

В Прикумско-Манычском озерном бассейне, несмотря на сложный доюрский рельеф, максимальные мощности плинсбахских отложений оконтуриваются ромбовидным сдвиговым бассейном СВ простирания. В СВ части этого бассейна располагается конус выноса, сложенный более грубыми аллювиальными фациями. Своей вершиной конус выноса вписывается в эрозионную ложбину СВ простирания. В осевой части ложбины мощности на 75-100 м больше, чем на бортах, а в отдельных скважинах фиксируется выполненный русловыми песчаниками эрозионный врез глубиной до 40 м. Далее на СВ, на юге вала Карпинского, в отдельных скважинах в основании разреза появляется пачка песчаников до 50 м, вероятно, также залегающих во врезе [6]. Еще далее на СВ вдоль той же линии в осевой зоне Цубукско-Промысловского прогиба, из аллювиально-озерных отложений в основании разреза юры получен спорово-пыльцевой спектр, аналогичный палинокомплексу хумаринской свиты [2].

Колебания мощностей в низах разреза (20-100 м) и быстрые фациальные переходы могут свидетельствовать о еще одном сдвиговом проточном бассейне, возможно, секущем доюрскую структуру, а палеорека, вероятно, протягивалась далее на СВ к Южному Уралу. Анализ фаций и мощностей, картирование врезов и русловых фаций по данным бурения и на сейсмических профилях, а также общий палеогеографический анализ позволили реконструировать всю речную систему, которую условно можно назвать Палеоуралом.

Выводы.

Речная система (Палеоурал), питавшая терригенным материалом Хумаринскую дельту, имела большую протяженность в СВ направлении, она следовала через проточный Прикумско-Маньчский бассейн, формируя в нем озерную дельту, а в верховьях могла выдвигаться к юго-западным склонам Южного Урала.

Структурная схема, рисунок фаций и анализ источников сноса показывают, что, долина Палеоурала контролировалась зоной трансенсии вдоль Черкесско-Астраханского левого сдвига. Эта долина параллельна долине Палеодона, который через Ейский аллювиально-озерный проточный бассейн нес терригенный материал в плинсбахскую Саблыньскую дельту, расположенную в Крыму в междуречье Малого Салгира и Качи.

Изометричный облик нижнеюрского Прикумско-Маньчского озерного бассейна, обусловлен наложением структур ранней юры СВ простирания на триасовый структурный план с СЗ простиранием структур.

Судя по анализу фаций и мощностей, и эволюции деформаций, верховье (среднее течение) реки, формировавшей Хумаринскую дельту развивалось не со стороны Кавказского бассейна, а в направлении к этому бассейну от Прикумско-Маньчского озера. Вероятно, одновременно формировалось несколько фрагментов, впоследствии слившихся в единую долину СВ простирания.

Минералогический, спорово-пыльцевой и фитоландшафтный анализы показывают, что раннеплинсбахская речная сеть отличалась развитием широких долин с проточными озерами на пенеппенизированной равнине с высотами до 200-300 м, покрытой корой выветривания каолинового профиля, при значительной роли увлажненных приозерных равнин. Вдоль морских побережий рельеф был более контрастным, доминировали склоны 100-300 м при существенной роли возвышенностей до 500 м.

Большинство залежей нефти в юрских и триасовых толщах В. Предкавказья связаны с площадью распространения отложений нижней юры, которая, вероятно, является для них нефтематеринской. Похожие толщи могут быть развиты в пределах акваторий Азовского и Каспийского морей и с ними могут быть связаны перспективы нефтегазоносности.

Литература

1. Неручев С.Г. Об условиях накопления угленосных плинсбахских отложений в центральной части северного склона Кавказа и Предкавказья // ДАН СССР. 1960. Т. 134, № 1. С. 157–159.
2. Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В. Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 3–14.
3. Ростовцев К.О., Егоян В.Л. Юрские отложения Зап. Предкавказья // ДАН СССР. 1962. Т. 144, № 4. С. 890–892.
4. Славин В.И. Основные черты геологического строения зоны сопряжения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1982. № 5. С. 68–79.
5. Славин В.И. Новые данные о саблынской свите в Лозовской зоне Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1986. № 2. С. 29–35.
6. Стафеев А.Н., Воронин М.Е., Ступакова А.В., Суслова А.А., Сауткин Р.С. Тектонические условия формирования нижнеюрских отложений Восточного Предкавказья // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 533–537.
7. Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Плечов П.Ю., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б., Мороко А.А. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 40–48.
8. Фролов В.Т. Мезозойские и кайнозойские формации Крыма (генетический анализ) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1998. Т. 73, вып. 5. С. 39–48.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Л.В. Панина, В.А. Зайцев

Московский государственный университет, Москва

Мезенская синеклиза является крупной структурой северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы, граничащей на востоке с Тиманским поднятием. На западе ее ограничением является наиболее поднятая часть Архангельского выступа, с северо-запада и юго-востока ее обрамляют структуры Белого моря и Волго-Уральской антеклизы соответственно. Фундамент платформы, сформировавшийся во время позднекарельской складчатости, сложен метаморфизованным гранитно-гнейсовым комплексом и осадочно-вулканогенными образованиями, приуроченными к авлакогенам. Мощность осадочного чехла варьирует от 2,5- 3.0 км в областях поднятий, увеличиваясь до 4 км и более в прогибах. Выделенные в пределах синеклизы структуры – авлакогены, впадины, выступы, поднятия – часто имеют северо-западное простирание и отделяются друг от друга разломами.

Новейшая структура. С точки зрения неотектонического районирования синеклиза относится к Архангельской и Мезенской субпровинциям [1]. Юго-западной границей субпровинций служит Кандалакшско-Двинская геодинамически активная зона, юго-восточной – Сухоно-Вычегодкая, северо-восточной – Тимано-Печорская, выраженная в рельефе крупным надвигом, к центральной части приурочена Финско-Ладожская геодинамически активная зона. На юго-западе Мезенской провинции расположен Северо-Двинский прогиб, вытянутый в северо-западном направлении, сопряженным на юго-востоке с Вычегодским (рис.1). На западе расположен Кулойско-Пинежский прогиб. На востоке структуры субпровинций граничат с Тиманским кряжем по протяженному надвигу.

Морфологические и морфометрические особенности рельефа территории Мезенской синеклизы позволяют разделить ее на два сегмента – северо-западный и юго-восточный. Граница раздела проходит вдоль протяженной слабой зоны северо-восточного простирания, совпадающей с Финско-Ладожской геодинамически активной структурой. В северо-западном сегменте, в заболоченной низине, максимальные абсолютные отметки рельефа в области редких локальных поднятий составляют чуть более 100 м (125 – 180 м), в юго-восточном сегменте преобладают поднятия с амплитудами, достигающими 261 м. Характерно уменьшение абсолютных отметок с юга на север, в область Канинской тундры.

В юго-восточном сегменте в рельефе выявлены крупные Юрасское, Тойменское и Илешское поднятия с амплитудами 235 – 261м, осложненные локальными структурами. На юге они граничат по зоне современных активных разломов с вытянутым в северо-западном

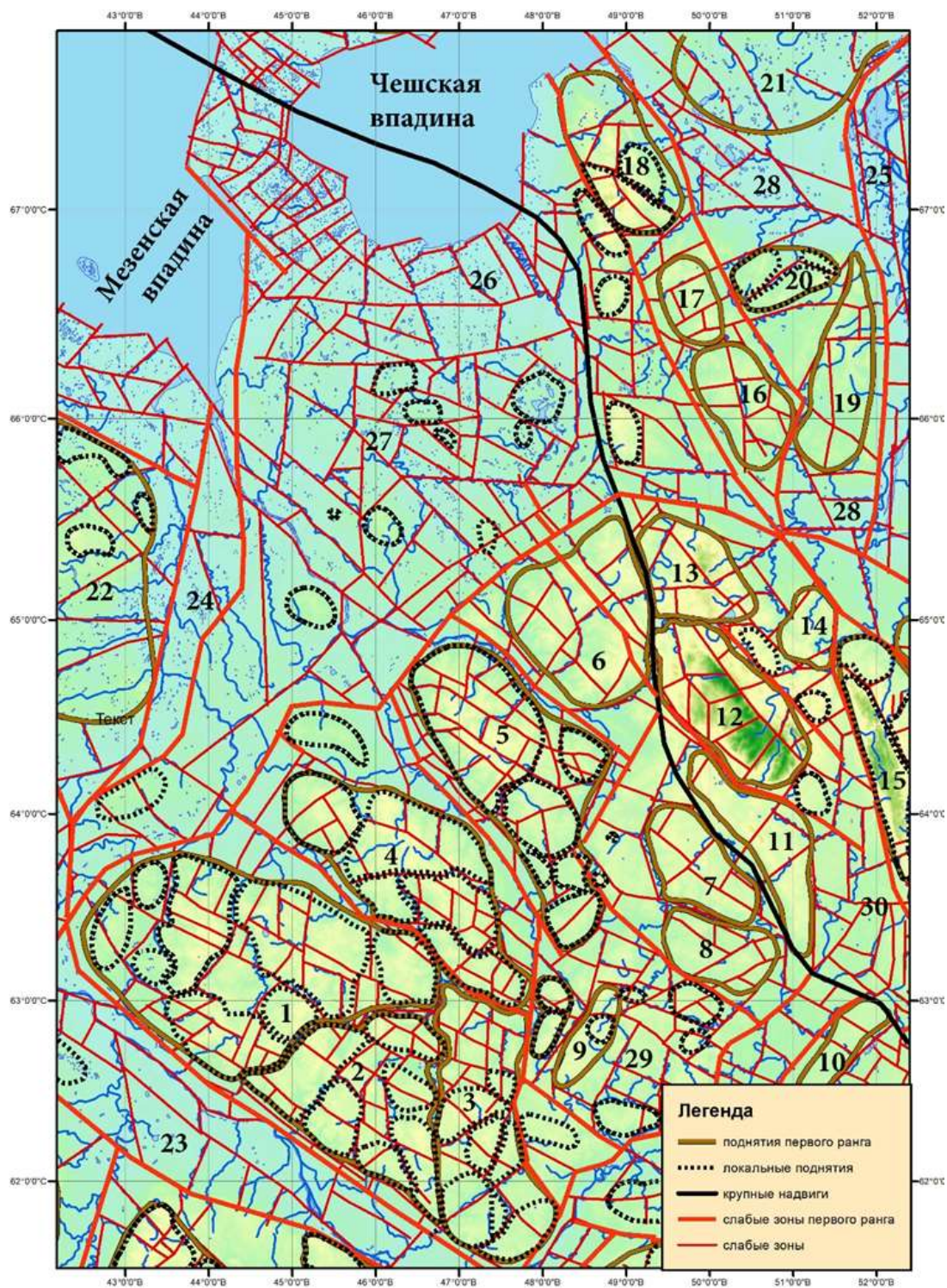


Рис.1. Структурно-геоморфологическая карта территории Мезенской синеклизы и ее обрамления. Цифрами обозначены: поднятия первого ранга: Мезенская субпровинция: 1 – Юрасское, 2 – Тойменское, 3 – Илешское, 4 – Нюхченское, 5 – Мезенское, 6 – Сульское, 7 – Елвинское, 8 – Ирвинское, 9 – Единское, 10 – Вишерское; восточное обрамление: Тиманская субпровинция: 11 – Ворыквинское, 12 – Четлаское, 13 – Цильменское, 14 – Усинское, 15 – Вымское, 16 – Томанское, 17 – Косманское, 18 – Чайцынское; Печорская субпровинция: 19 – Тобышевское, 20 – Болбанбуоюрское, 21 – Сойменское; западное обрамление: 22 – Кулойское; прогибы: 23 – Северо-Двинский, 24 – Кулойско-Пинежский, 25 – Печорский; впадины: 26 –

Оминкая; ступени: 27 – Сафонская, 28 – Сосвинско-Тобышевская, 29 – Яренговская, 30 – Вымьская
направлении Северо-Двинским прогибом, где абсолютные отметки рельефа не превышают 50-65 м. Амплитуды редких локальных поднятий в его пределах чуть более 125 м. Слабые зоны, осложняющие прогиб, имеют преимущественно северо-западное простирания.

Севернее в рельефе выделяется ряд поднятий, вытянутых в северо-западном направлении, разделенных сравнительно узкими впадинами-долинами. Это Нюхченское и Мезенское крупные поднятия, в пределах которых выявлены локальные структуры. Амплитуды поднятий здесь 240 – 248 м. Одно из них, Сульское, имеет изометричную форму. Все структуры нарушены слабыми зонами северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания.

Восточнее, в пределах субмеридионально ориентированной Яренговской ступени, выявлены локальные поднятия с амплитудами 201 – 206 м. В области, примыкающей к Тиманскому кряжу, расположены Ирвинское и Елвинское поднятия северо-западной ориентировки с максимальными амплитудами 231 – 248 м соответственно и вытянутое в северо-восточном направлении Вишерское с амплитудой 172 м. Описанные структуры контролируются и осложняются протяженными слабыми зонами преимущественно северо-западного простирания, реже северо-восточного, субширотного и субмеридионального.

Ограничивающий с востока Мезенскую синеклизу Тиманский кряж с юга на север подразделяется на ряд сегментов, каждый из которых включает разноранговые поднятия, впадины, ступени. Границами сегментов служат слабые зоны, которые, по-существу, являются разрывными нарушениями. Они же совпадают с границами субпровинций, отраженных на карте неотектонического районирования [1]. В район исследования попадают Средне- и Северо-Тиманский сегменты. В пределах Средне-Тиманского сегмента в рельефе выделяется ряд поднятий север-северо-западного простирания с максимальными амплитудами 256 – 356 м (Ворыквинское и расположенное восточнее Вымское). Кулисообразно к Ворыквинскому подходит Четласское того же простирания с максимальной амплитудой 471 м. Севернее выявлены изометричное Цильменское и меридиональное Усинское поднятия с максимальными амплитудами 296 и 225 м соответственно. Помимо этих крупных поднятий выделяются локальные с амплитудами 207 – 266 м, которые осложняют субмеридионально вытянутую Вымьскую ступень. Слабые зоны имеют здесь преимущественно северо-западную и северо-восточную ориентировку. Реже развиты субширотные и субмеридиональные ориентировки. Северный сегмент Тиманского кряжа включает два ряда структур, отделяющиеся друг от друга протяженной слабой зоной север-северо-западного простирания.

Непосредственно к границе с Мезенской синеклизой примыкают локальные поднятия первого ряда с амплитудами 240 – 277 м, осложняющие относительно низкую

равнину (абсолютные отметки 175 – 140 м и менее). Второй ряд крупных поднятий включает Томанское, Косманское, Чайцынское поднятия с амплитудами 226 – 269 м. Структуры вытянуты в север-северо-западном направлении и ограничены протяженными слабыми зонами той же ориентировки. Восточнее расположены дислокации Печорской субпровинции. На территорию исследования попадают северо-восточное Тобышевское, субширотное Болбанбуюрское поднятия с амплитудами 173 – 212 м и расположенное на севере изометричное Сойменское. Помимо доминирующих север-северо-западных слабых зон, существенным развитием пользуются субширотные, реже проявлены северо-восточные и северо-западные.

Выявленные новейшие дислокации достаточно хорошо коррелируют со структурами фундамента. Практически полностью наследуют дислокации фундамента структуры Тиманского кряжа. Некоторые протяженные слабые зоны северо-западного простирания следуют практически вдоль разломов фундамента и являются активными на современном этапе, что подчеркивается сейсмичностью. Прямое отражение в рельефе имеют юго-восточные части Архангельского и Мезенского выступов, выраженные в рельефе крупными поднятиями, а над авлакогенами и впадинами фундамента нередко развиты понижения в рельефе в виде впадин или ступеней, осложненных локальными малоамплитудными поднятиями.

Объединение выявленных новейших структур сходной конфигурации и простирания, хорошо вписывается в выделенные субпровинции, границами которых являются геодинамически активные зоны. Используя последние, как неоднородности регионального ранга, а также анализ решения фокальных очагов землетрясений, как внешнее (региональное) поле напряжений, с помощью компьютерного 3D геодинамического моделирования была создана кинематическая модель новейших тектонических движений. Установлено, что для Архангельской субпровинции характерно юго-западное направление горизонтальных движений. Мезенская субпровинция испытывает вращательное движение по часовой стрелке, что указывает на левосторонние сдвиги по Финско-Ладожской и Сухоно-Вычегодской геодинамически активным зонам. Для Тиманского кряжа, согласно модели, установлены горизонтальные движения с севера на юг вдоль Тимано-Печорской геодинамически активной зоны.

Напряженное состояние рассматриваемой территории было рассчитано с помощью упругой конечно-элементной модели (Elastic Stress). Для построения модели использована ориентировка внешней нагрузки территории и за основу взяты геодинамически активные зоны. Было обнаружено изменение осей напряжений в разных сегментах. Для юго-восточного сегмента Мезенской синеклизы характерно северо-восточное растяжение, которое сочетается с

простираем основных речных долин с приуроченными к ним доминирующими северо-западными слабыми зонами. В северном, Архангельском сегменте, оси растяжения выполаживаются, становятся субширотными, повторяя простираем выявленных здесь субширотных слабых зон. Для Тиманского кряжа характерны север-северо-западные, северо-восточные, субширотные ориентировки. Таким образом, вся территория делится на две части северную от Кулойского плато до Северного Тимана, где оси напряжений имеют разнонаправленные ориентировки и южную (Мезенскую), где преобладают устойчивые северо-восточные ориентировки осей растяжения.

Таким образом, в результате проведенного структурно-геоморфологического дешифрирования территории Мезенской синеклизы в масштабе 1:500 000 установлен сводово-блоковый стиль новейших дислокаций, как и везде на территории Русской равнины. Крупные новейшие структуры – поднятия, впадины, ступени – ограничены протяженными слабыми зонами, которые, по существу, являются разрывами. От фундамента сохраняется простираем новейших структур. Преобладает северо-западная ориентировка как пликативных структур, главным образом, поднятий, так и разрывных дислокаций.

Проведенное компьютерное 3D геодинамическое моделирование выявило левостороний юго-восточный сдвиговый тренд горизонтальных смещений по Финско-Ладожской и Сухоно-Вычегодской геодинамически активным зонам. Тиманский кряж испытывает горизонтальные движения в южном направлении.

Рассчитанное с помощью упругой конечно-элементной модели (Elastic Stress) напряженное состояние показало, что локальное поле напряжений в разных сегментах меняется. В северной части Мезенской синеклизы (от Кулойского плато до Северного Тимана) оси напряжений имеют разные ориентировки, в южной (Мезенской), преобладают устойчивые северо-восточные ориентировки осей растяжения.

Литература

1. Карта неотектонического районирования территории Российской Федерации масштаба 1:2,5 млн. под ред. Н.В. Межеловского, 2020

СОВРЕМЕННАЯ МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ЦИФРОВОЙ КАРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ

В.А. Зайцев, Л.В. Панина
Московский государственный университет, Москва

Карты неотектоники традиционно представляют собой совокупность обозначений, отражающих амплитуду вертикальных тектонических движений, которые привели к созданию современного рельефа. Помимо амплитуд на этих картах находят свое отражение дизъюнктивные структуры в виде новейших разрывных нарушений и различные дополнительные знаки, показывающие особые, чаще всего современные процессы, наблюдаемые на данной территории (вулканы, землетрясения, цунами, грязевые вулканы и т.п.) При этом остаются вне зоны рассмотрения горизонтальные деформации. Исключением являются данные GPS там, где проводились эти специализированные исследования. Современные компьютерные методы позволяют существенным образом дополнить этот пробел и показать на любой территории горизонтальные составляющие новейших тектонических движений в виде стрелок, указывающих направление перемещения отдельных выбранных реперов, где длина стрелки пропорциональна амплитуде смещения. Чаще всего местоположение этих значков задается по сетке с выбранным интервалом, зависящим от масштаба карты. В отличие от данных GPS полученные векторы горизонтального перемещения не являются результатами проведенных наблюдений, а расчетными параметрами геодинамической модели, учитывающей: модель напряжённого состояния, местоположение разрывных нарушений, условия (ориентировку и кинематику) внешней нагрузки, приложенной к изучаемой территории. Расчет выполняется с помощью программы Irap RMS с использованием метода Displacement Discontinuity [1]. Это хорошо известная технология, применяемая для расчёта величины смещения по разрывам методом граничных элементов. Основная цель данного метода заключается в том, что разломы разделяются на ряд сегментов. Значения перемещения в каждом сегменте считаются неизвестными. Решение осуществляется с помощью дифференциальных уравнений. Уравнения могут быть заданы [1]:

$$\nabla^2 u + \frac{1}{1-2s} \text{grad div } u = 0$$
$$\sigma_{ij} = \frac{E}{1+s} \left(\varepsilon_{ij} + \frac{s}{1-2s} \sum_k \varepsilon_{kk} \delta_{ij} \right)$$
$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

где u смещение s для коэффициента Пуассона, E для модуля Юнга, ε для тензора напряжений и δ дельта Кронекера ($=0$, если $i \neq j$ когда он равен 1).

Оценка напряжённого состояния Восточно-Европейской платформы была выполнена с помощью анализа сейсмичности. Были использованы следующие каталоги землетрясений: база данных «Землетрясения России» ЕГС РАН, база данных Американской геологической службы (USGS), данные университета Хельсинки, базы данных по областям Воронежской, Пермской и Оренбургской. Собранный сводный каталог (рис.1 А) был проанализирован с помощью программы Fault Kin на предмет наличия землетрясений с выполненным решением фокальных очагов механизмов и отобраны 19 событий, расположенных по периферии платформы. Суммарная стереограмма, построенная для этих землетрясений (рис.1 Б) показала, что внешнее поле напряжений на момент времени с 1976 по 2018г. имело сдвиговую кинематику с направлением максимального сжатия 332° и углом падения 5° , а растяжения – 240° с углом падения 18° . При этом глубина на которой были зафиксированы эти события составляла около 16 км, а магнитуды находились в интервале от 2,1 до 5,0. Вполне вероятно, что эти параметры являются внешним полем напряжения для рассматриваемой территории. Получив эти исходные данные, мы можем перейти к построению кинематической модели напряженного состояния Восточно-Европейской платформы. Для этого необходимо добавить лишь параметры о степени неоднородности данного объекта. Согласно нашим исследованиям новейшая структура Восточно-Европейской платформы представляет собой сочетание поднятий и впадин разного ранга, нарушенных геодинамически активными зонами (структурами первого ранга), малоамплитудными разрывами и слабыми зонами (линеаментами), создающими в рельефе сводово-блоковый стиль дислокаций. Было установлено, что главными неотектоническими неоднородностями являются геодинамически активные зоны (ГДАЗ), представляющие собой, согласно определению В.И. Макарова [Макаров, 2003], «линейные или изометричные участки (объемы) земной коры разных масштабов, в которых в силу различных причин имеются или могут возникать условия для концентрации и разрядки тектонических напряжений, повышенных градиентов движений и деформированности горных пород». Согласно карте неотектонического районирования территории Российской Федерации масштаба 1:2,5 млн. под ред. Н.В.Межеловского [2] в пределах Восточно-Европейской платформы к геодинамически активным зонам первого ранга относятся Клинско-Вятская, Финско-Ладжская левосторонние, Кандалакшско-Двинская и Волжско-Каспийская сбросовые зоны (рис. 2). Клинско-Вятская и Москворецко-Камская геодинамически активные зоны являются по существу границами выделенной Смоленско-Дмитровско-Ветлужской широкой субширотной полосы, протягивающейся через всю Русскую плиту до Урала. Москворецко-Камская геодинамически активная зона на разных отрезках имеет различное простирание: северо-восточное на западе, широтное на центральном, средневожском отрезке, а на востоке она дугообразна.

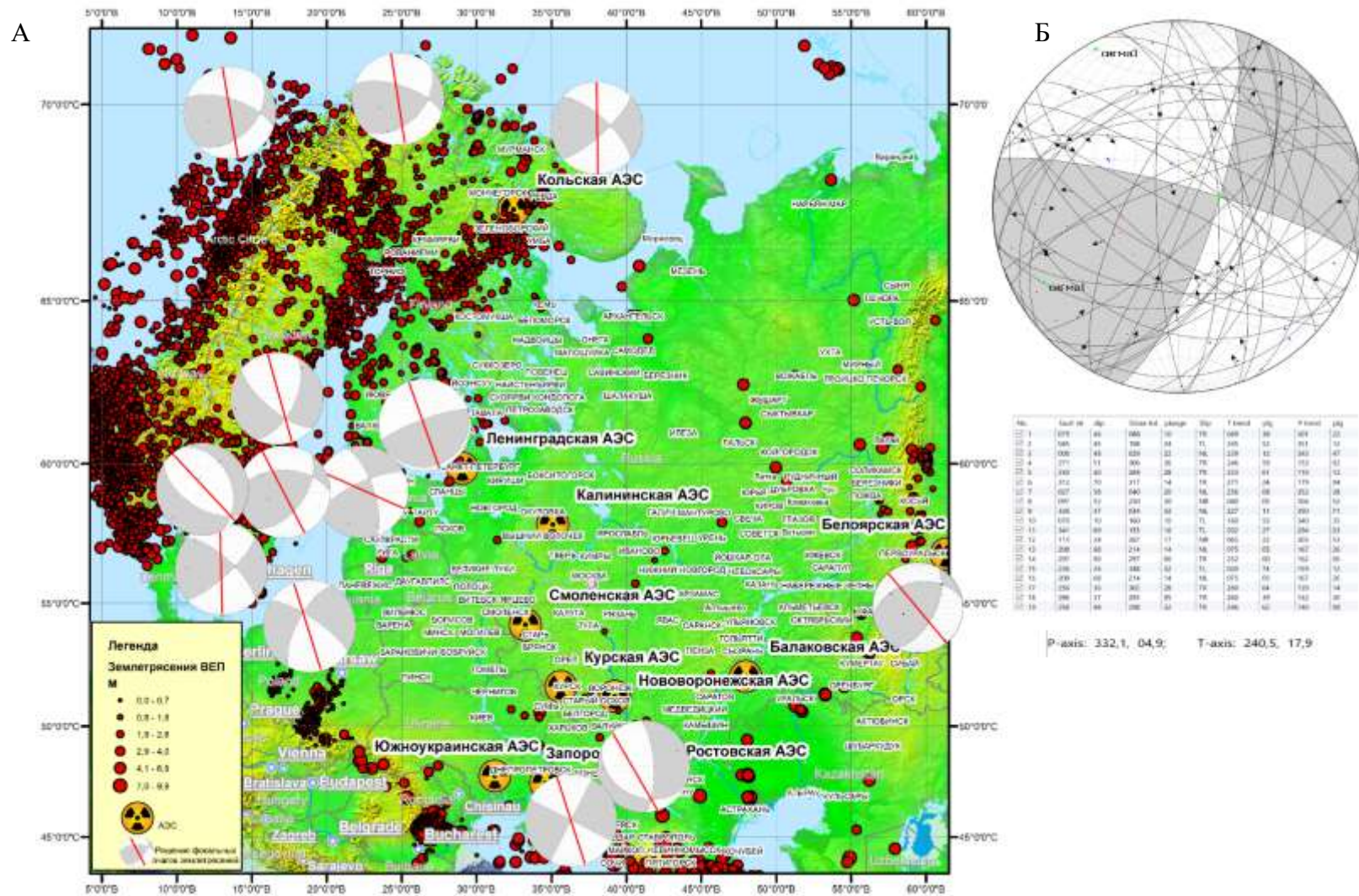


Рис.1. Схема сейсмической активности Восточно-Европейской платформы. А – карта эпицентров землетрясений и решений фокальных механизмов. Б – суммарная стереограмма для 19-ти землетрясений, для которых построены решения фокальных механизмов и рассчитаны положения возможных осей сжатия и растяжения, удовлетворяющие большинству событий с построенная с помощью программы Fault Kin.

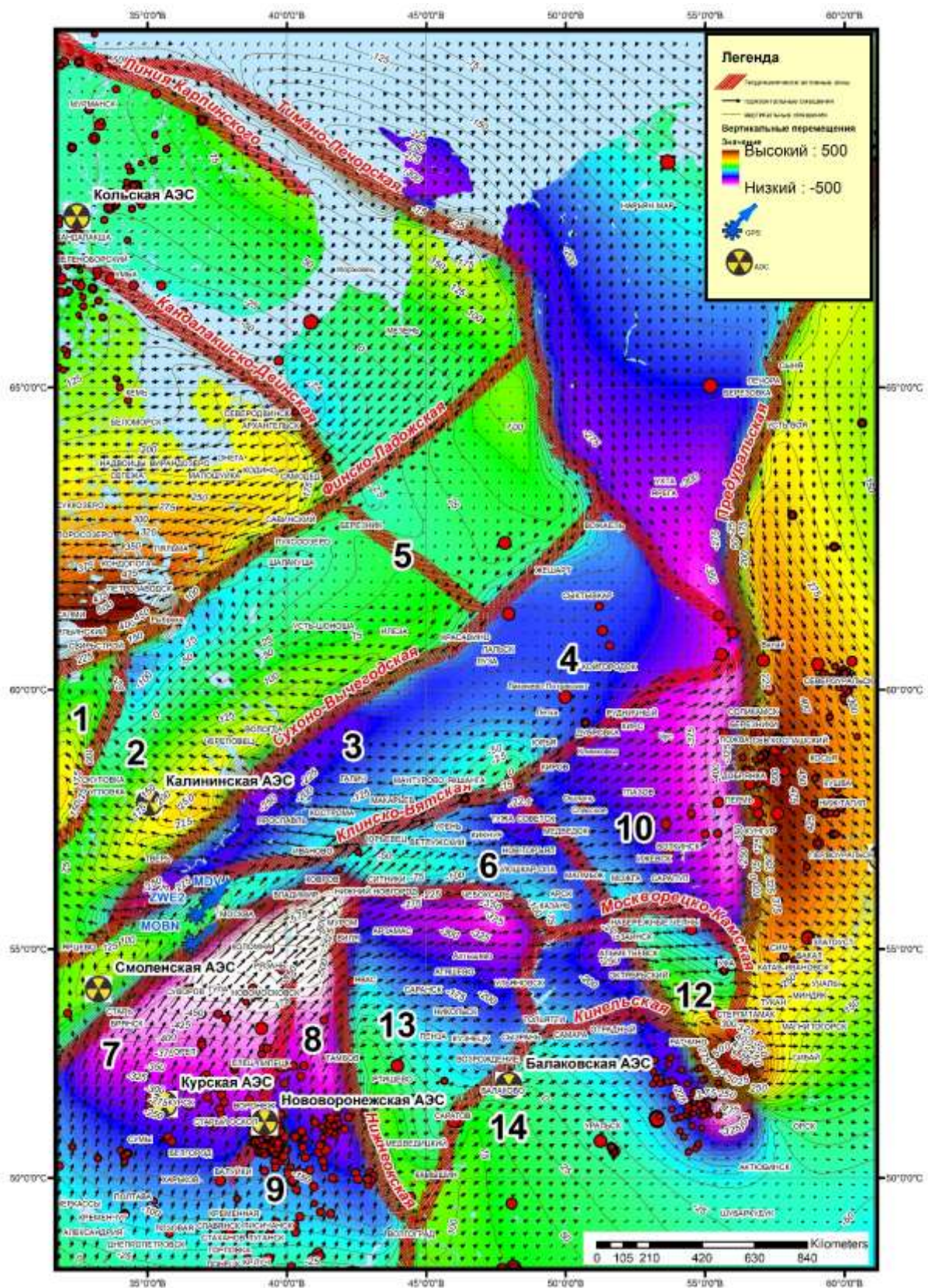


Рис.2. Новейшая кинематическая модель Восточно-Европейской платформы.Цифрами обозначены субпровинции согласно [2].

Финско-Ладожская геодинамически активная зона расположена на границе Балтийского щита и Русской плиты и маркируется Финским заливом, продолжающимся на северо-востоке Восточно-Балтийским рифтом среднего неоплейстоцена, а также Ладожским и Онежским озерами-впадинами, которые разделены структурными перемычками. Далее она следует по юго-восточной границе Архангельской субпровинции до Тимана. Финско-Ладожская ГдАЗ входит в Скандинавскую геодинамическую систему первого ранга, а образование ее связывается с развитием Балтийского щита. Кандалакшско-Двинская ГдАЗ северо-западного простирания представлена Кандалакшским новейшим грабеном, структурным продолжением которого к юго-востоку является Северо-Двинская депрессия. Кандалакшский грабен ограничен крутыми бортами. Предуральская правосторонняя ГдАЗ протягивается вдоль Уральского орогена на ~2000 км и в целом соответствует западной границе Предуральского краевого прогиба. Сложное внутреннее строение ГдАЗ связано с особенностями строения Уральского орогена. Волжско-Каспийская ГдАЗ субмеридионального простирания является зоной структурных несогласий и выражена границами новейших региональных структур. Так называемая «линия Карпинского» расположена в области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ и протягивается на ~500 км вдоль Мурманского побережья Кольского полуострова. Она рассматривается как тектоническая граница между Баренцевой плитой и Балтийским кристаллическим щитом, по которой кристаллический фундамент ступенчато погружен в сторону моря. «Линия Карпинского» маркируется разломами и зонами сгущения трещин в кристаллических породах и является неотектонически активной. Сухоно-Вычегодская геодинамически активная зона в основном расположена в центральной части Московской синеклизы (севернее Среднерусского авлакогена), а на северо-востоке — на границе Мезенской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы. Она проявлена в рельефе эрозионно-тектоническими прогибами и крутыми уступами. Лосевско-Мамонская геодинамически активная зона прослеживается на западе Окско-Донского прогиба, который несогласно наложен на древнюю структуру северо-восточного крыла Воронежской антеклизы и Пачелмский авлакоген северо-западного простирания. Окско-Донской прогиб трактуется как зона современного растяжения земной коры. Нижнеокская ГдАЗ приурочена к восточному борту Окско-Донского прогиба, к границе его с Приволжским (Токмовским) поднятием. Уржум-Оренбургская геодинамически активная зона северо-западного простирания региональных новейших дислокаций протягивается на ~800 км при ширине до 50 км. Кинельская геодинамически активная зона дугообразной формы проявлена границей неотектонических структур регионального ранга.

Подтвердить достоверность полученных расчетов можно непосредственно прямыми методами с помощью перемещений пунктов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Западнее Москвы проводятся подобные наблюдения недалеко от Звенигорода и

Обнинска. На рисунке 2 можно видеть, что направление современных перемещения датчиков GPS совпадает с результатами расчетов перемещений, полученных методом Displacement Discontinuity.

Таким образом, предлагаемый метод построения карт новейшей тектоники нового поколения с расчетом вертикальных и горизонтальных перемещений, несомненно, является важным и перспективным.

Литература

1. Руководство пользователя Irap RMS (RMS_User_Guide_2012_Rus)
2. Объяснительная записка «Карты неотектонического районирования территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000» под редакцией Н.В. Межеловского 2020г.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕГО УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА

Т.В. Суханова, В.М. Макеев

В изучении новейшей структуры Урала принимали участие многие исследователи. Первые работы Н.С. Шатского, А.П. и В.А. Сиговых, В.П. Трифонова, Д.В. Борисевича, А.П. Рождественского и др. дали первые сведения о рельефе, общем сводовом характере орогена, основных новейших структурах Урала. Труды А.В. Зубкова, В.А. Лидера, М.Л. Коппа, Л.А. Сим, Ю.В. и Т.Т. Казанцевых, В.Н. Пучкова, К.С. Иванова, В.С. Дружинина, Ар.В. и Ал.В. Тевелевых и др. установлены кинематика разломов, сейсмичность и геофизические параметры строения земной коры.

При исследовании геодинамических условий формирования новейших структур часто применяются тектонофизические методы, основанные на измерении трещиноватости пород, в основном древних, и линеаментов. В то же время геодинамические условия сжатия, растяжения, сдвиговые деформации прежде всего отражаются на морфологии структур, их асимметрии, ориентировке, соотношении друг с другом, развитии их на площади. Эти особенности, как и сами новейшие структуры, определяются структурно-геоморфологическими методами. Полученные характеристики сопоставляются со строением древних структур и коррелируются с имеющимися геологическими, геофизическими, тектонофизическими и другими данными.

При общей субмеридиональной ориентировке Урала отдельные его сегменты (Пай-Хой, Полярный, Субполярный, Северный, Средний и Южный Урал) имеют северо-западную или северо-восточную ориентировку, отражающую влияние различных геодинамических условий на формирование структур.

Развитие новейшей структуры Уральского орогена и его современная активность обусловлены геодинамическими процессами, вызванными разными тектоническими источниками напряжений. Глобальные источники связаны с влиянием рифтовых систем на северо-западе в Атлантике и на севере в Арктике, коллизионных границ Евразийской, Аравийской и Индостанской плит. Самостоятельным источником напряжений является длительно развивающаяся Прикаспийская синеклиза. В результате влияния глобальных источников напряжения новейшая меридионально вытянутая структура Урала, унаследованная с герцинского этапа, на современном этапе формируется в условиях транспрессии при продольном левом сдвиге.

Региональные источники обусловлены влиянием структур (сводов, прогибов, валов) соседних платформ. Для протяженного Уральского орогена к таким относятся Тимано-

Печорская плита, Камский свод, Уфимский выступ, Кокчетавский массив Казхстана и др. Кроме того, региональные источники напряжений, могут быть инициированы глубинными процессами, идущими внутри орогена, отраженные в различном положении поверхности Мохо, глубине залегания фундамента. С этим связано образование сводовых поднятий и продольных впадин.

Взаимодействие отдельных структур друг с другом обуславливает появление локальных источников более высокого порядка, как сжатия, так и растяжения.

В результате действия различных источников напряжений разного ранга и времени проявления на Урале установлено преобладание регионального всестороннего сжатия.

Границы территорий с влиянием разных источников напряжений на развитие новейших структур Урала остаются слабо изученными, хотя они являются важными для прогноза сейсмичности и решения других практических задач. Все они представляют собой зоны структурного несогласия.

Рассмотрим особенности новейших структур некоторых сегментов Урала.

Новейшие структуры Пай-Хоя имеют северо-западное простираие, наследуемое от древних палеозойских поднятий и прогибов. Прогибы заняты узкими долинами рек. Отмечается асимметрия орогена с более крутыми северо-восточными склонами. Главное осевое поднятие разделяет Пай-Хой на пониженную северную и относительно возвышенную южную части. В последней наблюдается интенсивная раздробленность структур, обусловленная развитием трещиноватости, наследуемой эрозией. Преобладают долины-прогибы северо-восточной ориентировки, которые в центральной части полуострова приобретают грабенообразный характер и образуют ярко выраженную зону с устьем реки Кара на севере и Нямдою на юге орогена. На северо-западе глубокий пролив Югорский Шар северо-восточного простираия отделяет Пай-Хой от острова Вайгач. Эти особенности рельефа, новейших структур более всего соответствуют сжатию с юго-запада, со стороны Тимано-Печорской плиты. С этим согласуется и погружение ее фундамента под Пай-Хой на глубину до 10 км. При этом, по данным Л.А. Сим [7] здесь восстановлены обстановки субмеридионального сжатия, наведенного со стороны хр. Гаккеля, что не согласуется со строение новейших структур.

Пай-Хой и Полярный Урал образуют изгиб орогена на восток. По одной из точек зрения [6], этот изгиб является ороклином, унаследованным от герцинского этапа. На современном этапе развития эта часть Урала, вероятно, также испытывает влияние Тимано-Печорской плиты, погружающейся под Уральский ороген. В его фронтальной части отмечается воздымание Полярного Урала. С этим связан правосторонний сдвиг к востоку по глубинной субширотной Собской зоне дислокаций [1]. На продолжении изгиба на восточном склоне Урала выделяется Харбейский выступ протерозойского фундамента.

Южнее Полярный Урал находится в области влияния Западной Сибири, чехол которой перекрывает древние уральские структуры на восточном его склоне – Тагильский мегасинклиний и Восточно-Уральское поднятие. Здесь выделяются четвертичные поднятия и прогибы, продольные орогену, формирующиеся, по всей вероятности, в условиях растяжения на границе поднимающегося Полярного Урала и относительно опущенной Западно-Сибирской плиты. Ось современного поднятия смещена к западу относительно палеозойской оси.

Границей геодинамического влияния Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит на формирование новейших структур Урала является субширотная зона глубинного разлома, отмеченная выше (Собская).

На юге Северного и Среднем Урале, на их восточных склонах, наряду с субмеридиональным сжатием с севера (данные Л.А. Сим и др. [7], А.В. Зубкова [2]), действует сжатие с северо-востока, чему подчиняется ориентировка молодых плиоцен-четвертичных поднятий и прогибов. Они резко не согласны с погребенными структурами фундамента и палеозойско-мезозойского чехла, образуя новый наложенный структурный план. Южной границей действия этих напряжений является широтный глубинный разлом, к которому приурочен прогиб с долиной р. Пышмы. Источником напряжения здесь предполагается Хантымансийский выступ поверхности Мохо в строении земной коры ЗСП, отраженный в разных работах геофизиков.

Область сочленения Среднего и Южного Урала представляет собой Среднеуральскую аномалию, признанную всеми исследователями. Это – изгиб Урала на восток, сужение и выклинивание тектонических зон, поднятие фундамента в его пределах. Здесь Урал испытывает максимальное поперечное сжатие, вызывающее отток геомасс на север и юг [3]. В широтной полосе растяжения формируются поперечные структуры - грабены, горсты [8]. Источником напряжений предположительно является находящийся на западе Уфимский выступ Восточно-Европейской платформы, выраженный поднятием в мантии и фундаменте.

На восточном склоне Среднего и Южного Урала, перекрытых морскими осадками ЗСП, развиты широтные и северо-восточно ориентированные новейшие поднятия и прогибы [5], образующие, как и севернее, новый структурный план, отличный от древнего меридионального. Они ограничены на западе и востоке глубинными разломами, разделены Уйской широтной зоной, приуроченной также к глубинному разлому. Широтные структуры с крупными поднятиями и узкими прогибами противоречат сжатию с востока, которое предполагают некоторые исследователи [4].

Здесь источником тектонических напряжений для юга восточного склона Урала являются коллизионные границы. При этом Южный Урал, возможно, испытывает дополнительное сжатие с юго-востока, со стороны Казахстана, инициированное той же коллизией. С этим

согласуются ориентировка новейших структур Южноуральского поднятия, в том числе, Каратауского выступа, их западная асимметрия, изгибы и смещение осей современных поднятий к западу относительно герцинских, отсутствие структур растяжения. Сжатие подтверждается сейсмогеологическими, структурно-кинематическими и др. данными. Как будто бы не согласованное с этим расширение Урала связано с оттоком геомасс с севера со стороны уральской аномалии, о чем было сказано выше.

На юге Южного Урала развиты новейшие структуры северо-западного простирания, образованные под воздействием Прикаспийской синеклизы и не согласные с общим простиранием уральских поднятий и прогибов. Границей развития «прикаспийских» и «уральских» структур на западном склоне Урала является протяженная Уржум-Оренбургская зона глубинного разлома, имеющая северо-западную ориентировку.

Таким образом, в новейшей структуре Урала и прилежащих к нему территорий платформ (ВЕП и ЗСП) отражено влияние глобальных, региональных и локальных источников геодинамических напряжений, взаимодействие которых обуславливает морфологию, ориентировку и другие особенности новейших структур, образует зоны интерференции, структурных несогласий, которые могут быть выражены разломами, прогибами, валами.

Литература

1. Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург, 2014. 225 с.
2. Зубков А.В. Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 3-18.
3. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.
4. Левин Ф.Д., Фомин В.И. Происхождение современных Уральских гор // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 31-40.
5. Макарова Н.В., Суханова Т.В., Стафеев А.Н. Отражение влияния различных источников тектонических напряжений на формирование новейшей структуры Среднего Зауралья // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Матер. ЛПТ Тект. совещ. том 1. М.: ГЕОС, 2022. С 312-315
6. Пучков В. Н., Иванов К.С. Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития // Геотектоника, 2020, № 1. С. 41-61
7. Сим Л.А., Маринин А.В., Гордеев Н.А., Брянцева Г.В., Бондарь И.В. Особенности неотектонических напряжений Северной Евразии и их взаимосвязь с глобальным

тектогенезом. // Российская тектонофизика. К 100-летию юбилею М.В. Гзовского. РИО КНЦ РАН Апатиты: 2019. С. 125-149

8. Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стафеев А.Н. Новейшая тектоника зоны сочленения Среднего и Южного Урала // Динамическая геология – проблемы и достижения. Матер. всерос. науч. конф., посвященной 270- летию МГУ имени М.В. Ломоносова и 90-летию со дня рождения Н.В. Короновского, М.А. Гончарова и М.Г. Ломизе М.: Перо, 2023. С. 92-95

ИНТЕРВАЛЫ АКТИВНОСТИ И СПАДА В ЭВОЛЮЦИИ ГЛОБАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА КАК ОТРАЖЕНИЕ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Н.А. Божко

Проблема глобального орогенеза была четко обозначена в работе Г. Штилле, составившего «канон орогенических фаз», согласно которому каждая выделенная фаза, проявлялась синхронно и глобально, но в промежутках между фазами нигде складкообразования не происходило. С тех пор данная концепция являлась предметом критического анализа многих исследователей. При этом, следует иметь в виду, что в современном понимании термин «орогеническая фаза» отличается от первоначальной трактовки Г Штилле и не является синонимом термина «фаза складчатости», а подразумевается как явление тесно связанное с магматизмом и метаморфизмом.

Доклад посвящен анализу проблемы глобального орогенеза в свете суперконтинентальной цикличности в виде рассмотрения имеющихся статистических данных на фоне структуры суперконтинентального цикла (СЦ) с периодом 400 млн лет (Божко, 2009), содержащей стадию слитного суперконтинента, состоящую из фазы интеграции или аггломерации (90 млн лет) и фазы деструкции или рифтогенеза (60 млн лет) и стадию разобщенных континентов, включающая фазу фрагментации или распада (85 млн лет) и фазу конвергенции или сборки (165 млн лет). Статистическая картина глобального орогенеза в целом представляет чередование временных интервалов присутствия орогенических процессов с интервалами их практического отсутствия в виде анорогенных пауз. Рассмотрим в указанном ракурсе имеющиеся данные за последние 3 млрд лет истории Земли.

Орогенический интервал ~ 2850 - 2650 млн лет

Архейскую эру в истории земли завершает ряд орогенических событий, в результате которых произошло становление архейских кратонов на месте гранит-зеленокаменных областей. На разных континентах некоторые орогении получили свои названия.

Кеноранская, Лопийская, Беломорская, Либерийская, Фупингская, Инзельская, и ряд безымянных орогений проявляются на различных временных уровнях, но укладываются в рамки означенного интервала, приведшего к сборке суперконтинента Кенорленд.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Кенорленд ~ 2650 – 2500 млн лет

Первая анорогенная пауза имела место после создания суперконтинента Кенорленд. Его существование отмечено развитием позднеархейских протоплатформенных чехлов таких как супергруппы Трансвааль в Африке, группы Фортезкью и низов группы Хамерсли в Австралии, группы Минас на кратоне Сан Франсиску и других. Синхронно в пределах кратонов отмечается формирование траппов и других анорогенных магматитов. Вместе с тем, рассматриваемый

статистический анорогенный интервал согласно вышеуказанной структуры СЦ выходит за рамки стадии существования слитного суперконтинента Кенорленд (2720-2570 млн лет), фазу его фрагментации (распада) (2570-2485 млн лет).

Орогенический интервал ~ 2500-2350 млн лет

Появление орогений после анорогенной паузы имело место на рубеже около 2500 млн лет. В кратонах Австралии, Антарктиды, Индии, Китая отмечаются процессы магматизма, деформаций и метаморфизма в интервале 2560-2420 млн лет в виде орогений типа Слифордской (2.48-2.42 млрд лет) Австралии, Вутайшанской северного Китая (2.5-2.45 млрд лет). В указанном СЦ данный статистический интервал в основном коррелируется с фазой конвергенции 2485-2320 млн лет и завершившейся образованием нового палеопротерозойского суперконтинента, названного мной Ятулия.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Ятулия ~ 2350 – 2150 млн лет

Существование данного суперконтинента отражено в отсутствии корообразующих процессов, накоплении протоплатформенных чехлов типа одноименной системы Ятулий Удокана, Претории и других, в проявлении платформенного магматизма (основные интрузии Финляндии и Карелии дайковые комплексы Нипписинг и другие), развитии обширного оледенения на уровне 2.32 млрд. лет. В СЦ данный интервал коррелируется со стадией слитного суперконтинента и фазой его фрагментации 2320 – 2085 млн лет.

Орогенический интервал ~ 2150-1800 млн лет

Орогенические события 2.1-2.0 млрд лет проявились преимущественно в западной Гондване. Этот диапазон лет вмещает Эбурнейскую орогению Бирримского орогенического пояса Африки, Трансамазонскую Южной Америки и другие.

Концентрация орогенических событий ~ 2000 - 1800 млн лет отмечается более широко, охватывая преимущественно в северную полусферу. Орогенические пояса были сформированы в эпоху Трансгудзонской орогении Лаврентии, Свекофеннской Балтики, Центрально-Индийской и других. Все эти события укладываются в рамки фазы сборки новообразованного суперконтинента Колумбия (2085—1920 млн лет), продолжаясь и в значительное время его существования.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Колумбия ~ 1800 – 1650 млн лет

Интервал отмечен формированием протоплатформенных чехлов: Рорайма, Веспий, Атабаска, Умкондо и других отмечена внедрением анорогенных интрузий и комагматичных кислых субаэральных вулканитов: лополитов Седбери, Кодар, Транскандинавского пояса, рапакиви Наберру вулканитов Уатума. Распад Колумбии в фазу фрагментации (1770-1685 млн лет) сопровождался более значительным дроблением южной полусферы, (Индия, Антарктида,

Австралия). По своей продолжительности этот статистический интервал включает часть собственно суперконтинентальной стадии СЦ (1920-1770 млн лет) незатронутую предыдущим орогенезом и фазу фрагментации (1770-1685 млн лет).

Орогенический интервал ~ 1650 - 1500 млн лет

В Восточной Австралии в интервале 1,6–1,5 млрд л.н. отмечается аккреция микроконтинентов, выраженная в орогениях Айзанской (1.58–1.54 млрд л.н., пояс Маунт Айза), Оларианской (1.6—1.5 млрд л.н. блок Уильяма), Караранской-1.56–1.54 млрд л. н., (блок Голер) и других. Коллаж континентальных блоков Восточной Антарктиды сформировался в интервале 1.7—1.5 млрд лет. Около 1600 млн л.н. произошло слияние Бунделкхандского, Дарварского и Трансараваллийского блоков Индостана, проявление орогении Негро-Журуена на западе Амазонского кратона (1555 млн лет) и Готского орогенеза Юго западной Балтики (1.7-1.55 млрд лет). Орогенические события этого интервала в основном коррелируются с фазой конвергенции СЦ (1685-1520 млн лет), затронув следующую фазу интеграции и закончились созданием суперконтинента Готия.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Готия ~ 1500 – 1250 млн лет

Существование суперконтинента, названного автором Готия, отвечает в основном раннему рифею отечественной шкалы и характеризуется преобладанием поднятий. Более значительное осадконакопление имело место в это время на территории южных материков где формировались платформенные чехлы во впадинах Куддапа, Годавари, Мак Артур, Виктория Ривер, Данная пауза примечательна широким проявлением анорогенного магматизма в интервале 1.4–1.5 млрд лет в виде субаэральных вулканитов, анортозитов, гранитов-рапакиви на юго-западе Северной Америки, западе провинции Нейн, центральной части Скалистых гор, Амазонском кратоне, Эглабе и других районах. На Балтийском щите этот процесс отразился в формировании мезопротерозойских магматических комплексов Швеции, Дании, Северного Приладожья. Интервал включает в основном стадию слитного суперконтинента (1520-1370 млн лет) и его фрагментацию (1370-1285 млн лет).

Орогенический интервал ~ 1250 -980 млн лет

Новая группировка орогений отмечена главными коллизионными событиями в интервале 1100 – 980 млн лет. Среди них - Гренвильская, Намаква-Наталь, Кибарская. Ирумидская. Майомбе, Сунсас, Иссидонская, Сибао, Восточно-Гатская орогении и другие. В восточной части Гренвильской провинции имели место Эльзевирская орогения (1180 – 1120 млн лет), отражающая столкновение с островной дугой и Гренвильская континентальная коллизионная орогения (1080 – 980 млн лет) В Свеконорвежском поясе зафиксированы события в 1,14-1.08 млрд лет и 1,05-0.98 млрд лет. Орогения Сибао, спаявшая блоки Янцзы и Катазия имела место

в интервале 1.042-970 млн лет. Пик орогении в африканском поясе Ирумид приходится на уровень около 1000 млн лет. События в интервале 1090 – 1030 млн лет распространяются на пояс Намаква – Наталь – Мод. Коллизию Балтики и Амазонии относят к 1,08 – 0,98 млн лет. Орогенические события этого интервала фиксируются в поясе Олбени – Фрезер и блоке Масгрейв Австралии, Восточно-Гатском поясе Индии, в провинции Рейнер Антарктиды. Межконтинентальные коллизии данного интервала входят в фазу конвергенции СЦ (1285-1120 млн лет) и продолжаются в фазу интеграции новообразованного суперконтинента Родиния.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Родиния ~ 980 - - 850 млн лет

На субстрате Родинии впервые начали развиваться крупные позднерифейские синеклизы – Таудени, Сан Франсиску, Конго, продолжалось развитие впадин Пурана в Индии. Во время существования Родинии наступила Гнейсёвая эпоха оледенения типа Сноубол («земля-снежок»). Распад Родинии, выразился в образовании пассивных окраин вдоль новообразованных океанических бассейнов и Тихоокеанского кольца. Данный интервал включает в основном стадию слитного суперконтинента (1120-970 млн лет) и фазу его распада (970-885 млн лет).

Орогенический интервал ~ 850 -600 млн лет

В западной Гондване (Африка - Ю. Америка) проявились Пан-Африканские (Пан-Бразильские) орогении, продолжавшиеся в период 750- 600 млн лет. В Африке они зафиксированы в орогенических поясах Анти-Атласа, Транссахарском, Западно-Конголезском, Дамаро-Катангском, Гарип. Салдания. В Южной Америке формирование бразилид и закрытие Бразильского океана началось 790-670 млн лет (аккреция дуг) и закончилось коллизией в 650-630 млн лет с формированием поясов Дом Фелициано, Аракуайя. Рибейра. В Восточной Гондване (Индия-Антарктида-Австралия) процессы, отвечающие по времени Пан-Африканским носят, в основном, наложенный характер. Орогенические события этого уровня отмечаются в виде Аделаидской орогении Австралии, Бедморской орогении Антарктиды. Коллизия между западной и Восточной Гондваной в районе Аравийско-Нубийского щита отражает аккрецию островодужных террейнов, переходящую к югу в Мозамбикский пояс где фиксируется проявление Восточно-Африканской орогении (~660-610 млн лет), отражающей коллизию между западной и Восточной Гондваной и создание единого мегаконтинента. По последним данным это событие произошло в 640 млн лет назад. Эквивалентами Пан-Африканских орогений являются Кадомская орогения западной и центральной Европы, Байкальская орогения Азии, Цзининская орогения Китая, Аделаидская орогения Австралии, Бедморская орогения Антарктиды. Орогении интервала коррелируются с фазой конвергенции

СЦ (885-720 млн лет), переходом в фазу интеграции следующего СЦ и созданием суперконтинента Паннотия.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Паннотия ~ 600 - 440 млн лет

Суперконтинент Паннотия, который признается не всеми исследователями, существовал короткое время. Его развитие отмечено формированием вендских платформенных чехлов, залегающих с несогласием на рифейских орогенах в Гондване и на авлакогенах в Лавразии. В начале этапа суперконтинент был охвачен оледенением, масштабы которого были максимальными за всю геологическую историю. Интервал коррелируется со стадией слитного суперконтинента (720-570 млн лет) и фазой его фрагментации (570-485 млн лет).

Орогенический интервал ~ 440 – 320 -230 млн лет

Начало нового сгущения орогений относится к закрытию части океана Япетус в позднем ордовике в результате Таконской орогении (около 440 млн лет) и последующей в силуре - девоне Акадской орогении (416-380 млн лет), соединившей Лаврентию и Балтику в континент Лавруссия. Закрытие Палеоуральского океана в позднем палеозое произошло в результате их столкновения его с Сибирско-Казахстанско-Киргизским континентом. В итоге к концу позднего палеозоя сформировался композитный континент Лавразия. Приблизительно 320 млн. лет тому назад в среднем карбоне произошло слияние крупных палеоматериков - Гондваны и Лавразии в результате чего был собран самый молодой суперконтинент Пангея. Сборка Пангеи происходила в фазу конвергенции СЦ (450-320 млн лет), продолжаясь незначительно в фазу интеграции следующего СЦ. Окончательная сборка его произошла на границе верхнего и среднего триаса (230 млн. лет) в результате аккреции Киммерии и Южного Китая к окраине Палеотетиса и была отмечена киммерийской, индонезийской и раннеяншанской орогениями,

Анорогенный интервал с суперконтинентом Пангея ~ 320 - 230 - 170 млн лет.

Формирование суперконтинента отмечено несогласиями в основании платформенных отложений в обширных эпиконтинентальных впадинах в разных его частях. В позднем карбоне - ранней перми отмечается накопление ледниковых отложений на площади гондванских материков. Во время существования слитного суперконтинента, особенно во второй его половине отмечаются проявления континентального рифтогенеза и траппового магматизма. Начало распада Пангеи и формирование молодых океанов устанавливается в Центральной Атлантике в 170 млн. лет. Таким образом, данный анорогенный интервал, как и предыдущие, включает существование Пангеи и ее распад.

Выводы.

Статистический анализ распространения орогенических событий для последних трех млрд лет истории Земли обнаруживает четкую картину чередования во времени интервалов

концентраций орогенических проявлений с интервалами отсутствия таких проявлений - орогеническими паузами.

Орогенические периоды и паузы тесно связаны с суперконтинентальной цикличностью и ею контролируются. По своей продолжительности и положению в схеме глобальной суперконтинентальной цикличности в 400 млн лет орогенические интервалы соответствуют фазам конвергенции СЦ, слиянию разобщенных континентальных фрагментов, приводящему к сборкам суперконтинента. Орогенические паузы, представляют собой промежутки между орогеническими периодами. Они коррелируются со стадией слитного суперконтинента и фазой его фрагментации. Вместе с тем, это соответствие не является абсолютно точным, а в отдельных случаях нарушается и указанные процессы переходят на соседнюю фазу интеграции, что объясняется не всегда достаточным имеющимся на сегодняшний день докембрийским материалом, который будет уточняться со временем. Кроме того, образование суперконтинента не исключает развитие отдельных заключительных орогений. как, например, проявление Киммерийской складчатости это имело место при создании Пангеи. В общей статистике такие орогении не отличаются от главных. Вместе с тем, указанные замечания не нарушают общую принципиальную картину эволюции глобального орогенеза на фоне суперконтинентальной цикличности.

Орогении в пределах орогенического периода происходят асинхронно, неодновременно, но сближено по времени в различных частях земного шара. Анализ показывает отсутствие на всех временных уровнях отдельных орогений или фаз складчатости, которые имела бы глобальное синхронное проявление. Можно говорить о принадлежности конкретного коллизионного события к определенному глобальному **орогеническому периоду**, в рамках которого группируются орогении.

Литература

1. *Божко Н.А.* Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 13–27.