

## ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ В СКЛАДЧАТЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

© 2010 г. И. М. Симанович, М. И. Тучкова

Геологический институт РАН  
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7  
E-mail: tuchkova@ginras.ru

Поступила в редакцию 23.11.2009 г.

На основании результатов исследований авторов статьи и литературных данных проведен сравнительный анализ постдиагенетических преобразований терригенных комплексов на платформах и в породных бассейнах, образовавшихся в результате тектонических деформаций осадочных бассейнов пассивных окраин континентов. В платформенных условиях главным признаком литогенеза погружения (катагенеза) является вертикальная прогрессивная зональность преобразования структур терригенных пород, аутигенного минералогенеза и трансформации органического вещества, которые коррелируют с палеоглубинностью, палеотемпературным градиентом, а также с ростом литостатического и флюидного давления при ( $P_s = P_f$ ). Орогенный (или динамический) литогенез, осуществляющийся в условиях складчатых деформаций в породных бассейнах пассивных окраин континентов, отличается от литогенеза погружения (катагенеза) формированием структур растворения в терригенных породах под действием стресса, флюидным режимом ( $P_s > P_f$ ) и, как следствие, иным характером перераспределения растворенного вещества.

Ключевые слова: *терригенные комплексы, континентальные окраины, постдиагенетическое преобразование, складчатые пояса, индекс Кюблера.*

Складчатые пояса, разделяющие и обрамляющие древние платформы с докембрийским фундаментом, составляют значительную часть континентов. Древние платформы занимают площадь около 40%, молодые (эпикаледонские и эпигерцинские) – не более 5% современных континентов. Складчатые системы и пояса представляют собой сложный коллаж деформированных осадочных бассейнов (ОБ) различных типов, обломков континентов, островных дуг, образований ложа океанов. Внешние зоны складчатых систем формируются, как правило, за счет ОБ пассивных окраин континентов; внутренние зоны, распознающиеся по офиолитовым покровам, представлены осадочно-пирокластическими толщами преддуговых, междуговых и тыловодужных прогибов [32].

Геодинамика и тип коры (литосферы) определяют особенности ОБ: механизм их образования, термальный режим, типы осадочных формаций, мощность осадочного выполнения. Геодинамическими особенностями ОБ различных типов также обусловлены закономерности седиментации и постседиментационных преобразований. Процессы, преобразующие осадочные и вулканогенно-осадочные породы, *предопределяются* их накоплением в том или ином типе ОБ, а также их последующей геодинамической эволюцией. Мы различаем недеформированные и деформированные ОБ [25]. Одни ОБ (например, синеклизы древних платформ) остаются

практически недеформированными на протяжении длительных периодов геологического времени. Другие (пассивные окраины континентов) могут оставаться в состоянии относительного тектонического покоя в течение многих миллионов лет, после чего вовлекаются в складчато-надвиговые деформации. Наконец, осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы активных окраин континентов нередко деформируются еще в пластично-рыхлом состоянии, образуя аккреционные призмы [35].

Постседиментационные литогенетические процессы в недеформированных и деформированных ОБ происходят по различным сценариям (табл. 1). Важнейший фактор, определяющий разный характер постседиментационных процессов в додеформационный и деформационный периоды существования ОБ – флюидный режим. По представлениям А.А. Маракушева [15], флюидный режим недеформированного ОБ характеризуется относительным равенством литостатического и флюидного давления ( $P_s = P_f$ ), что даже при повышенных температурах препятствует протеканию главных метаморфических реакций – дегидратации и декарбонатизации. При стрессовых деформациях осадочных толщ литостатическое давление становится значительно больше флюидного ( $P_s \gg P_f$ ).

Очевидно, что геодинамические условия, определяющие процессы преобразования терригенных комплексов, весьма разнообразны. В настоя-

**Таблица 1.** Геодинамические типы постседиментационного литогенеза

Типы ОБ	Стадии постседиментационного литогенеза		Примеры (ссылки)
	Недеформированные ОБ	Деформированные ОБ	
Древние и молодые платформы	Диагенез ↓ Катагенез		[8, 16, 21, 22, 25]
Рифты и авлакогены	Диагенез ↓ Катагенез ↓ Метаморфизм погружения (?)	← Катагенез → Метакатагенез (анхиметаморфизм)	[12, 22, 39] [19, 20]
Пассивные окраины континентов	Диагенез ↓ Катагенез	← Катагенез → Орогенный катагенез ↓ Метакатагенез (анхиметаморфизм) ↓ Метаморфизм	[14, 25, 28] [10, 11, 27, 32] [9, 24, 39]
Активные окраины континентов	Диагенез ↓ Катагенез (цеолитовая фация метаморфизма)	← Катагенез → Аккреционный катагенез ↓ Метаморфизм глаукофанового типа	[35]

щей статье мы ограничимся сравнительным анализом постседиментационных процессов в палеобассейнах, представленных деформированными терригенными отложениями пассивных окраин континентов, и в терригенных комплексах древних и молодых платформ. При написании данной работы мы опирались на опубликованные материалы собственных исследований [21–27, 29, 30], а также на литературные данные.

### СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Согласно представлениям отечественных ученых [10–12], сложившихся во второй половине XX в., по мере погружения осадочных пород происходит *постепенное* нарастание степени их преобразования от диагенеза к метаморфизму по схеме: диагенез → начальный катагенез → глубинный катагенез → метакатагенез → метаморфизм. Под влиянием идей Л.В. Пустовалова [18], А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов [10] пришли к выводу, что стадия регионального эпигенеза (катагенеза) подготавливает неравновесные системы осадочных пород к постепенному переходу к метаморфизму. На примере складчатой системы Западного Верхоянья эти авто-

ры постулировали постепенное стирание специфики петрографического состава пород верхоянского терригенного комплекса при их погружении на все большие глубины и их переход к биотитовой, а затем и к ставролитовой ступеням метаморфизма.

Многие зарубежные ученые, исследовавшие данную проблему [41, 42, 44], также считают, что степень преобразования осадочных пород непосредственно связана с глубиной их погружения в соответствии с представлениями о “метаморфизме погружения”, развитыми в работах Г. Винклера [3] и ряда других петрологов.

Недавно опубликованы рекомендации IUGS Субкомиссии по систематике метаморфизованных осадочных пород [40]. По ее предложению под *диагенезом* понимаются все химические, физические и биологические изменения, которым подвергаются осадочные породы после отложения, в течение и после литификации (исключая выветривание и метаморфизм). Различаются:

**поверхностный (shallow) диагенез:** химические, минералогические, физические и биологические изменения, которые имеют место в осадках, в условиях, не сильно отличающихся от таковых в момент образования осадка;

**глубинный (deep) диагенез:** преобразования, характерные для реакций глинистых минералов (таких как трансформация смектита в иллит, каолинита в диккит, а также увеличение содержания иллитовых слоев в смешанослойных глинистых минералах);

**очень низкоградентный (very low-grade) метаморфизм** авторы “Рекомендаций” рассматривают как переходную зону между диагенезом и метаморфизмом, при этом они считают, что переход между этими стадиями *постепенен* и обусловлен глубоким погружением осадочных комплексов.

Для установления постседиментационной зональности в осадочных комплексах широко применяется иллитовый индекс Кюблера (Kübler index) (KI), а также степень упорядоченности смешанослойных глинистых минералов, которые устанавливаются с помощью рентгеноструктурного анализа [23, 43, 45, 46]. В. Кюблер [44], на основании значительного иллитового индекса KI, предложил различать следующие зоны постседиментационного преобразования терригенных пород:

**Зона диагенеза** – значения иллитового KI более чем  $0.42 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuKa}$ .

**Анхизона** – переходная между зоной диагенеза и эпизоной. Характеризуется значениями KI между 0.42 и  $0.25 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuKa}$ . Преобразования осадочных пород этой зоны именуется *анхиметаморфизмом*.

**Эпизона** – зона *low-grade metamorphism*; KI меньше, чем  $0.25 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuKa}$ .

Учение о постдиагенетических преобразованиях терригенных комплексов возникло и развивалось на основе исследований, проводившихся в нашей стране и за рубежом главным образом в пре-

делах складчатых областей. Основываясь на постулатах господствовавшей в середине XX в. геосинклинальной парадигмы, литологи и геологи-метаморфисты предполагали, что в наиболее погруженных участках геосинклинальных трогов, при мощности накопившихся осадков до 20 км [11], происходил переход от зоны катагенеза (эпигенеза) к зоне метагенеза (анхиметаморфизма) и далее – к метаморфизму фации зеленых сланцев. В недавно опубликованной работе В.Н. Холодов, также придерживающийся геосинклинальной концепции, несколько по иному трактует проблему перехода от стадии катагенеза к стадии метагенеза: “Как правило, метагенетические изменения проявляются в условиях геосинклиналей, находящихся на орогенной стадии развития... инверсии, складкообразования, разломная тектоника и внедрение интрузивных тел, сформировавших ороген, наложились на минералогические следы инфильтрационных и элизионных процессов, т.е. на различные типы минералогическо-геохимической катагенетической зональности” [33, стр. 128–129].

В настоящее время механизмы формирования складчатых областей трактуются с позиций тектоники плит, однако представления о том, что литогенез (и метаморфизм) погружения контролируется главным образом мощностью накопившихся осадков, оказались очень живучими. Следует добавить, что многочисленные исследования по выявлению постседиментационной зональности с использованием индекса Кюблера выполнены также только в пределах складчатых зон.

Очевидно, что катагенез (литогенез погружения) в чистом виде происходил только в пределах платформ и не обнаруживает признаков перехода к метагенезу и, тем более, к метаморфизму (за исключением рифтогенных структур). Как уже указывалось (табл. 1), в пределах складчатых зон катагенез сменяется процессами, в которых определяющее значение имеет боковое давление (стресс). Еще В.Д. Шутов [37] заметил, что в областях с аномально высокими давлениями, связанными с надвиговой тектоникой, постседиментационные преобразования приобретают другие, своеобразные минералогические черты, не связанные с литогенезом погружения. Стадия бытия осадочных пород, связанная со складчатостью и стрессом, названа В.Т. Лукьяновой [14] орогенным катагенезом, что не совсем верно: приставка ката- означает “вниз”. Поэтому правильнее называть ее “орогенным (или динамическим) литогенезом”. В складчатых областях часто наблюдается отчетливая зональность: орогенный литогенез → метагенез (анхиметаморфизм) → метаморфизм. Орогенный литогенез по минералогическим проявлениям почти не отличается от литогенеза погружения (катагенеза), однако в песчаниках на этой стадии преобразования структуры растворения формируются под действием бо-

вого давления, а гравитационно ориентированные структуры растворения отсутствуют.

## ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ПАССИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

### Южный Дагестан

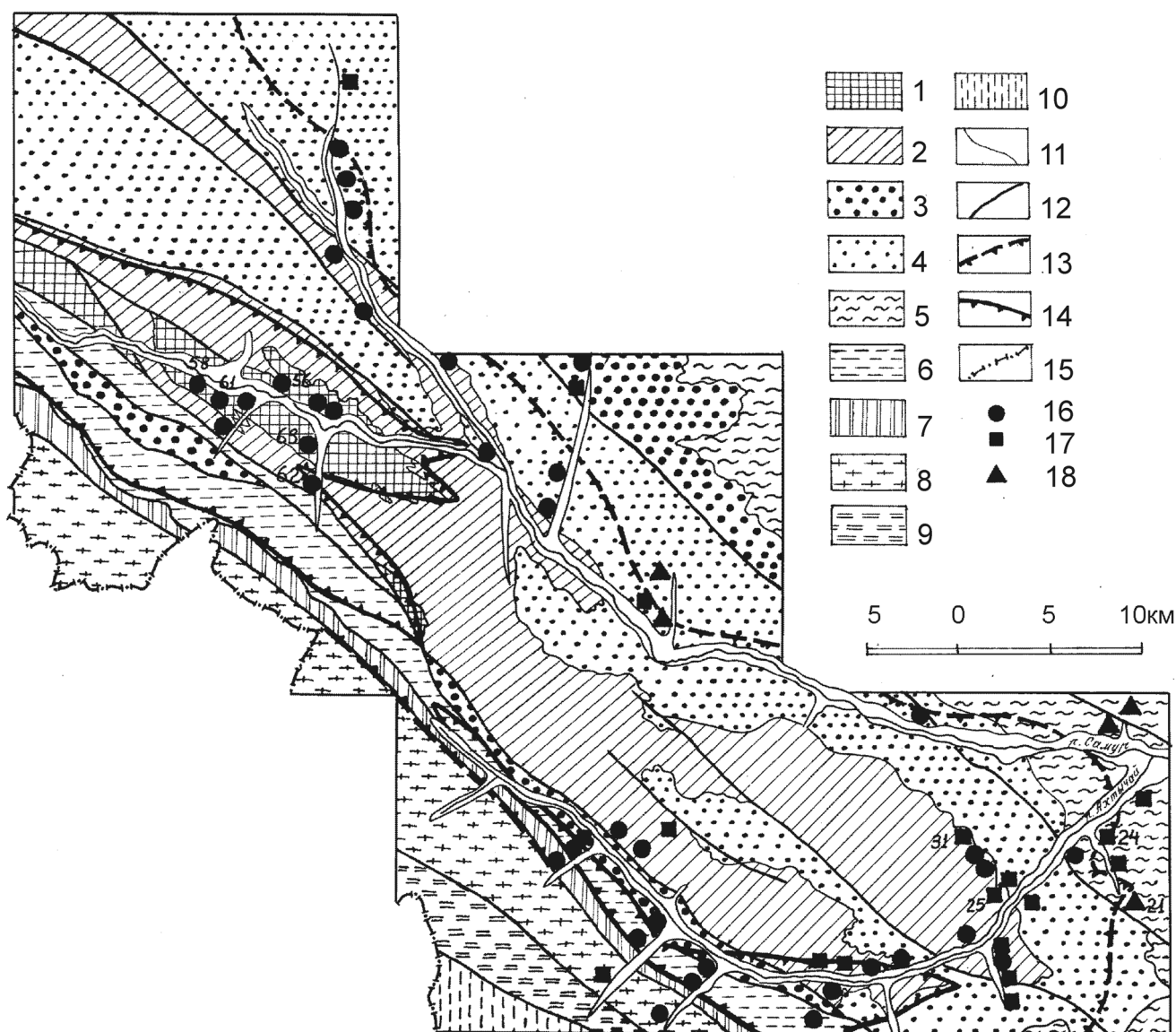
В статье И.М. Симановича, Д.И. Головина, М.И. Буюкайте и др. [27] на примере тоар-ааленских комплексов Южного Дагестана рассмотрено влияние геодинамических факторов на постседиментационный литогенез терригенных толщ при смене режима от пассивной континентальной окраины к активной.

По данным В.Т. Фролова [31] и Ю.О. Гаврилова [4] ниже-среднеюрский терригенный комплекс Северо-Восточного Кавказа формировался под влиянием крупной речной системы, выносившей в бассейн седиментации огромные массы терригенного материала. Накопление осадков дельты имело отчетливо циклический характер: в разрезах, в различных соотношениях, чередуются песчаники, алевролиты и аргиллиты. Песчаные породы, представленные литокластическими кварцевыми граувакками, хорошо промыты (почти не содержат глинистого цемента) и сортированы, что, вероятно, послужило основным фактором длительного сохранения рыхлой консистенции песков в процессе литогенеза погружения. Литификация песчаных пород (орогенный литогенез) происходила уже в деформационную стадию существования ОБ.

М.Г. Ломизе и Д.И. Панов [13] выявили последовательность событий при преобразовании Кавказской пассивной континентальной окраины в активную. Ими установлен повсеместный перерыв осадконакопления в конце аалена–начале байоса, что обусловлено общим поднятием континентальной окраины, отмиранием рифтогенных структур, а также складчато-разрывными деформациями, перечеркнутыми к ее простирацию. По данным этих авторов, объем стратиграфического перерыва, определяющего время проявления и снятия сжимающих напряжений, укладывается во временной интервал 178–175 млн. лет. Эти события обусловлены началом субдукции, точнее, ее амагматической фазой, продолжавшейся около 3 млн. лет.

В постседиментационной истории тоар-ааленских терригенных толщ Южного Дагестана можно выделить три периода: 1) литогенез погружения на фоне прогрессирующего рифтинга и углубления бассейна; 2) орогенный (синскладчатый) литогенез (режим сжатия); 3) период после завершения раннеальпийской складчатости.

Глинистые породы (в том числе и глинистые алевролиты) уплотнялись и литифицировались в процессе литогенеза погружения на глубину 5–7 км. При этом освобождалось огромное ко-



**Рис. 1.** Схема геологического строения и зоны постседиментационного преобразования (Южный Дагестан).

1–2 – нижняя юра: 1 – нижний-верхний тоар; 2 – верхний тоар; 3–8 – нижняя и средняя юра: 3 – тоар-аален (свита бурши на севере и бежетинская свита на юге), 4 – нижний аален, 5 – нижний-верхний аален, 6 – верхний аален, 7 – аален-байос, 8 – байос-бат; 9 – верхняя юра; 10 – верхняя юра-нижний мел; 11 – геологические границы; 12 – разломы; 13 – граница зон орогенного литогенеза I и II ( $KI = 0.60$ ); 14 – граница зоны орогенного литогенеза II и метагенеза ( $KI = 0.42$ ); 15 – государственная граница; 16–18 – точки опробывания минералов ряда гидрослюда–серицит (16 –  $\Delta d = 0-0.05$ , 17 –  $\Delta d = 0.06-0.15$ , 18 –  $\Delta d > 0.15$ ).

личество свободной, гигроскопической, пленочной и, частично, конституционной воды. В ритмично построенных терригенных толщах эта вода неизбежно должна была повышать флюидное давление в песчаных породах, препятствуя их литификации в процессе литогенеза погружения. Нижне- и верхнетоарские глинистые породы представлены очень плотными аргиллитами, для которых характерна карандашная отдельность, ориентированная по осям складок; этот вид отдельности, вероятно, возникает при хрупких синскладчатых деформаци-

ях уплотненных аргиллитов, зажатых между изгибаемыми еще относительно пластичными пластами песчаных пород. Верхнеааленские глинистые породы, очевидно, погружавшиеся на значительно меньшие глубины, сохранили способность к частичному размоканию.

В песчаниках зоны орогенного литогенеза (рис. 1) интенсивно развиты структуры растворения между обломочными зернами. Морфологически они не отличаются от подобных структур, развитых в песчаниках, преобразование которых соот-

ветствует стадии глубинного катагенеза, однако отсутствуют какие-либо признаки, свидетельствующие о гравитационной коррозии под действием литостатической нагрузки. Наблюдается значительное (15–20%) уменьшение линейных размеров обломочных зерен, что соответствует переходу в растворенное состояние 25–40% их объема [8]. Однако переотложения растворенного вещества (прежде всего кремнекислоты) внутри пластов не происходило, о чем свидетельствует полное отсутствие регенерационных каемок на обломочных зернах кварца, содержание которых в описываемых граувакках составляет 40–60%.

Пласты песчаников во всех направлениях рассечены прожилками с чрезвычайно расплывчатыми контурами, состоящими из кварца с примесью хлорита. Нередко эти прожилки ветвятся, захватывая обломочные зерна песчаников, что, по-видимому, свидетельствует о том, что породы во время их образования еще не были полностью литифицированными. Вероятно, эти прожилки являлись зонами фильтрации, через которые выносилось растворенное вещество. Эти же пласты граувакк рассечены кварцевыми прожилками с четкими контурами, сформировавшимися позже, при хрупких деформациях после завершения литификации пород. Прожилки второй генерации секут зоны фильтрации. В целом эти наблюдения позволяют предположить, что формирование структур растворения под боковым (стрессовым) давлением, сопровождавшееся выносом кремнекислоты и других компонентов за пределы пластов, происходило в иных, по сравнению с литогенезом погружения, флюидных условиях, при  $P_s > P_f$ , характерных для процессов, протекающих в динамических условиях, сопровождавшихся складкообразованием.

При приближении к зонам кливажа и расщепления, а также непосредственно в песчаных пластах в пределах этих зон, развиты сутурные поверхности растворения, которые можно трактовать как начальные проявления межзернового кливажа.

В зоне кливажа глинистые породы, содержащие незначительное количество тонкоалевритовой примеси, интенсивно расщеплены, при этом расстояние между поверхностями кливажа составляет сотые доли миллиметра. Макроскопически – это пластинчатые, легко расщепляющиеся по кливажу породы темно-серого или почти черного цвета (“аспидные сланцы”). В шлифах устанавливается соотношение сланцеватости (кливажа) и первичной слоистости. Как правило, кливаж и слоистость образуют небольшой угол (15–30°), что, скорее всего, свидетельствует о синскладчатом или постскладчатом происхождении кливажа.

Песчаные прослои, присутствующие в кливажированных зонах, также образуют небольшие углы с поверхностями кливажа. Кливаж в песчаниках слабо развит, микроскопически в них, наряду с кон-

формными, развиты сутурные поверхности растворения. На более ранние вторичные изменения глинистых минералов наложены метадигенетические преобразования. Это положение доказывается противоположно направленными возрастными трендами по **K-Ar определениям** [27] для пород зон орогенного литогенеза и метадигенеза. Из анализа этих данных следует, что метадигенез глинистых пород, генетически связанный с кливажом, проявился после завершения орогенного литогенеза приблизительно 180 млн. лет назад.

Таким образом, мы имеем основания предполагать, что к моменту начала складчатости пласты юрских песчаных пород в пределах изученного района не были литифицированы. Их литификация происходила в условиях сжатия при складкообразовании на протяжении достаточно долгого периода времени и, вероятно, дискретно. Интенсивный кливаж формировался под действием бокового стресса, почти исключительно в глинистых слоях, зажатых между пластами более компетентных, литифицированных (в процессе орогенного литогенеза) песчаных пород.

Зона кливажа составляет не более 25% площади района работ. Граница этой зоны практически совпадает с изолинией индекса Кюблера (KI, см. рис. 1), равного 0.42, т.е. значения, которое, по мнению некоторых зарубежных ученых [43, 46] соответствует верхней границе зоны анхиметаморфизма (метадигенеза) [27].

Процессы орогенного литогенеза и метадигенеза как песчаных, так и глинистых пород тоар-ааленского возраста, по-видимому, развивались прерывисто-непрерывно в обстановке сильного сжатия, что сопровождалось поперечным сокращением площади бассейна, интенсификацией и усложнением складчато-разрывных нарушений и, главное, увеличением степени литификации пород, и прежде всего, песчаников. До начала деформаций накопившиеся осадочные толщи преобразовывались в результате увеличения мощности осадков, за счет их уплотнения и обезвоживания. С проявлением деформаций произошло усиление уровня постседиментационных преобразований, в результате литифицированные тоар-ааленские осадки, находившиеся во фронтальной части при столкновении с Закавказским массивом оказались кливажированными. В это же время в них произошла перестройка K-Ar и Rb-Sr изотопных систем.

### Южное Верхоянье

Н.Г. Андриянов [1] обнаружил в Южно-Верхоянском синклинии проявления метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, ранее неизвестные на территории Верхоянья. Описание преобразований терригенных пород и карта метаморфической зональности Южно-

Верхоянского синклинория опубликованы в статье И.М. Симановича и Н.Г. Андриянова [24].

На территории Южно-Верхоянского синклинория развиты весьма однородные терригенные толщи, датируемые поздним карбоном и пермью, представленные более или менее ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов; мощность осадочной призмьы составляла, по-видимому, 5–7 км. Терригенные отложения состоят из полимиктовых песчаников (граувакк), алевролитов и глинистых сланцев, значительно (до 2%) обогащенных органическим веществом.

Породы верхоянского терригенного комплекса в пределах синклинория смяты в линейные складки субмеридонального и северо-восточного прстирания, осложненные мелкой складчатостью, кливажом и разрывными нарушениями. Почти через весь район с юго-запада на северо-восток протягивается зона шириной до 20 км мелкой изоклиальной складчатости, запрокинутой на запад, в ней развит интенсивный кливаж. Именно к этой зоне приурочен метаморфизм пород.

По данным Ю.В. Архипова [2], накапливавшиеся в течение огромного интервала времени терригенные толщи не испытывали заметных дислокаций. Основная складчатость западных структурных зон в пределах Верхоянско-Колымской складчатой системы – результат последовательного продвижения на запад литосферных пластин, при этом продвижение западных пластин и связанные с этим складчатость и надвигообразование произошли лишь в мезозое и раннем кайнозое.

Литогенез погружения терригенных толщ региона (глубинный катагенез) продолжался от позднего карбона до мезозоя. Его наиболее важные проявления – конформные, реже микростилолитовые контакты между обломочными зернами. Зерна кварца регенерированы. Глинистые минералы представлены гидрослюдами (преобладает политип 2М) и хлоритом.

Последующие преобразования (метагенез и метаморфизм) накладывались на породы, прошедшие стадию глубинного катагенеза. В зоне метагенеза интенсивно развит кливаж, определяющий формирование структур пород в зонах интенсивной складчатости: метагенетическое структурообразование контролируется не литостатической нагрузкой, а стрессом. Характерными аутигенными минералами этой зоны являются альбит, серицит, эпидот, хлорит и пирит.

Изограда биотитовой подзоны динамотермального метаморфизма устанавливается по массовому появлению новообразованного порфиробластического биотита. Метапесчаники в этой зоне обладают сланцеватостью, иногда гнейсовидны. Метаалевролиты и метааргиллиты филлитовидны, сильно рассланцованы, с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости и с “узелками” порфиробластических выде-

лений ставролита и граната (в ставролитовой подзоне). Широко развиты мусковит, альбит и эпидот, обломочный кварц метаморфизован.

Оформившаяся в эпоху мезозойской складчатости постседиментационная зональность (рис. 2) не обнаруживает зависимости от мощности перекрывающих толщ. Напротив, зоны секут стратиграфические границы, и интенсивность постседиментационных преобразований не зависит от возраста пород.

### Западная Чукотка

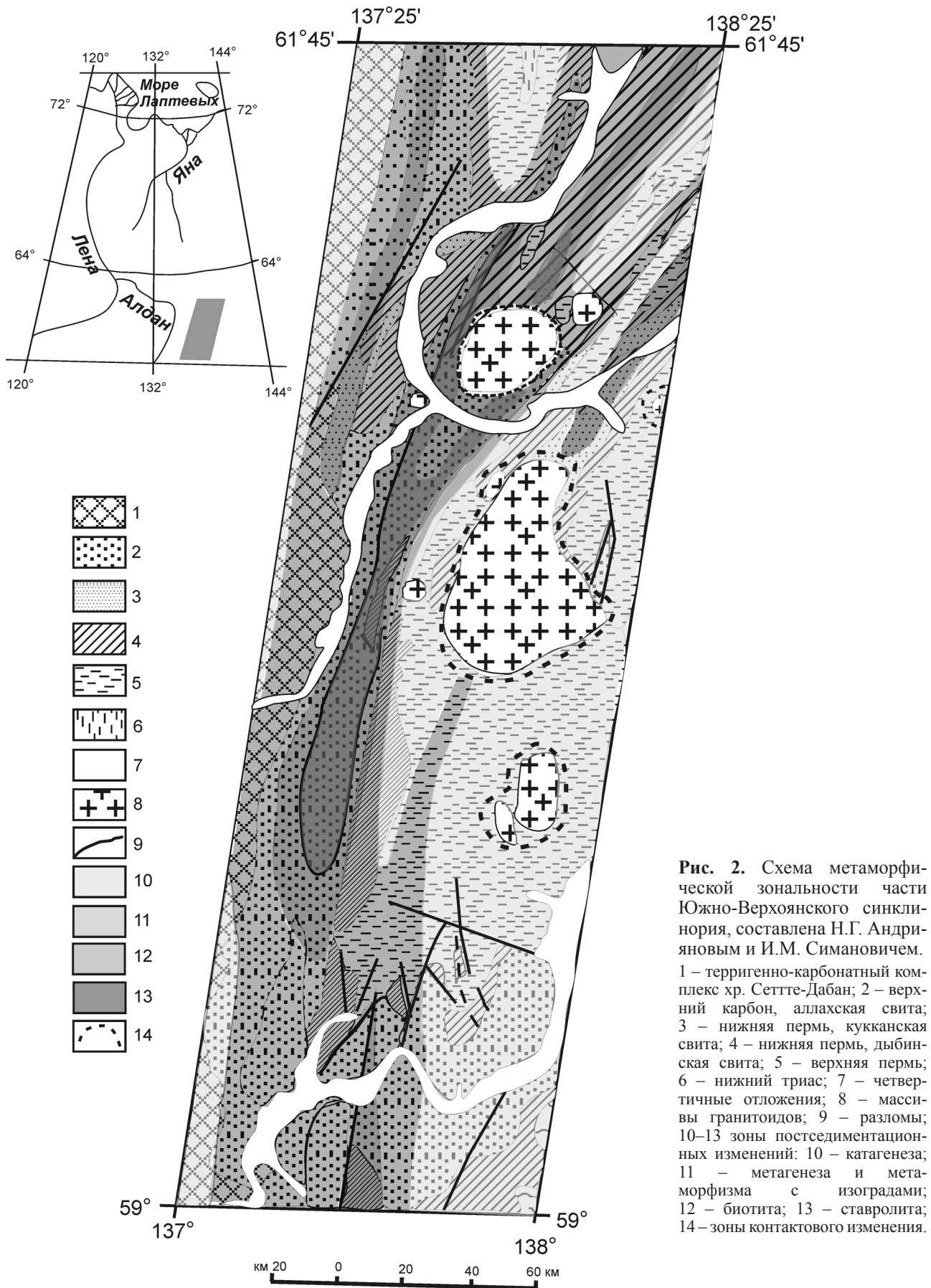
На территории Анюйского субтеррейна Западной Чукотки триасовые отложения представлены однородными терригенными толщами, с ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность отложений составляет около 5 км. Для минерального состава песчаников триаса характерен граувакковый состав, но песчаники различаются по содержанию матрикса. В нижне-среднетриасовых песчаниках его содержание составляет более 15%, в верхнетриасовых – менее 15%.

В регионе было выделено два деформационных этапа, позднее в результате детальных исследований установлено два основных и два второстепенных события, связанные со складчатостью и формированием надвигов. Для структурных форм, включающих крупные региональные складки, установлена ориентировка ССЗ-ЮЮВ простираения [7].

Интенсивно дислоцированные осадочные толщи триаса характеризуются разной степенью постседиментационных преобразований. На площади их развития можно выделить три зоны: 1) зона развития новообразованного хлорита с небольшой примесью иллита и смешанослойного минерала типа неупорядоченного хлорит-сметита; 2) зона новообразованных фенгита, иллита и хлорита; 3) зона новообразованного фенгита. Граница между двумя последними проводится по появлению интенсивного кливажа как в сланцевых, так и в песчаных разностях, по рекристаллизационно-грануляционному бластезу кварцевых зерен, а также по индексу Кюблера.

Песчаники зоны 1 обладают коррозионным цементом пленочного типа слюдистого или хлорит-слюдистого состава, участками наблюдаются регенерационные каймы кварца. Исходные обломочные структуры хорошо видны, но участками наблюдаются конформные и инкорпорационные взаимоотношения зерен. Аутигенные минералы представлены слюдой, хлоритом, кварцем, пиритом, карбонатом и гидроокислами железа.

Песчаники зон 2 и 3 характеризуются столь интенсивными преобразованиями, что первичные седиментационные признаки и обломочное строение пород распознаются только в реликтовых участ-



**Рис. 2.** Схема метаморфической зональности части Южно-Верхоянского синклинория, составлена Н.Г. Андрияновым и И.М. Симановичем. 1 – терригенно-карбонатный комплекс хр. Сетте-Дабан; 2 – верхний карбон, аллахская свита; 3 – нижняя пермь, кукканская свита; 4 – нижняя пермь, дыбинская свита; 5 – верхняя пермь; 6 – нижний триас; 7 – четвертичные отложения; 8 – массивы гранитоидов; 9 – разломы; 10–13 зоны постседиментационных изменений: 10 – катагенеза; 11 – метагенеза и метаморфизма с изоградами; 12 – биотита; 13 – ставролита; 14 – зоны контактового изменения.

ках. В участках развития кливажа преобладают метаморфические текстуры и структуры. На контактах зерен кварца отмечается рекристаллизационно-грануляционный бластез с превращением отдельных зерен кварца в микрогранобластовые агрегаты, которые цементируют терригенные зерна. При этом контуры первичных зерен не совпадают с контурами зерен в современной породе. Прожилки и микротрещинки в породе выполнены кварцем, новообразованные хлорит и слюда присутствуют в массе породы и частично замещают обломочные минералы.

Состав глинистых фракций в цементе песчаников позволяет точнее установить уровень преобразования осадочных пород. В фенгитах зоны 3 наблюдается полное отсутствие смешанослойных фаз, слюды высококристаллические, с четкими базальными рефлексами 9.96–10.1, параметр  $\Delta^2\theta$  измеряется от 0.2 до 0.25. Подобное значение индекса Кюблера и высокое содержание щелочей в аутигенных слюдах (больше 0.85) отражает высокую степень преобразования пород, и позволяет отнести породы с подобными характеристиками к зоне зеленосланцевого метаморфизма [9].

На основании значения индекса Кюблера и содержания смешанослойных фаз в аутигенных слюдах, зоны 2 и 1 можно также отнести к анхизоне, но зона 1 характеризуется меньшими постседиментационными преобразованиями, поскольку обнаруживает некоторое количество смешанослойных фаз в глинистой фракции. Сопоставление составов аутигенных и обломочных слюд во всех зонах показывает, что усреднения составов тех и других не произошло, следовательно, даже в зоне зеленосланцевого метаморфизма процесс неравновесный.

Распределение постседиментационной зональности следующее. Наиболее деформированные и преобразованные до стадии зеленосланцевого метаморфизма толщи наблюдаются на границе двух террейнов: южного обрамления Чукотского и северной границе Южно-Ануйского. Для зоны зеленосланцевого метаморфизма характерно проявление двух типов кливажа, к северу и к югу от нее наблюдается зона с одним кливажем и меньшими постседиментационными преобразованиями (анхизона) (рис. 3). Постседиментационная зональность сечет стратиграфические границы: наиболее преобразованы не наиболее древние породы, а те, которые интенсивнее деформированы.

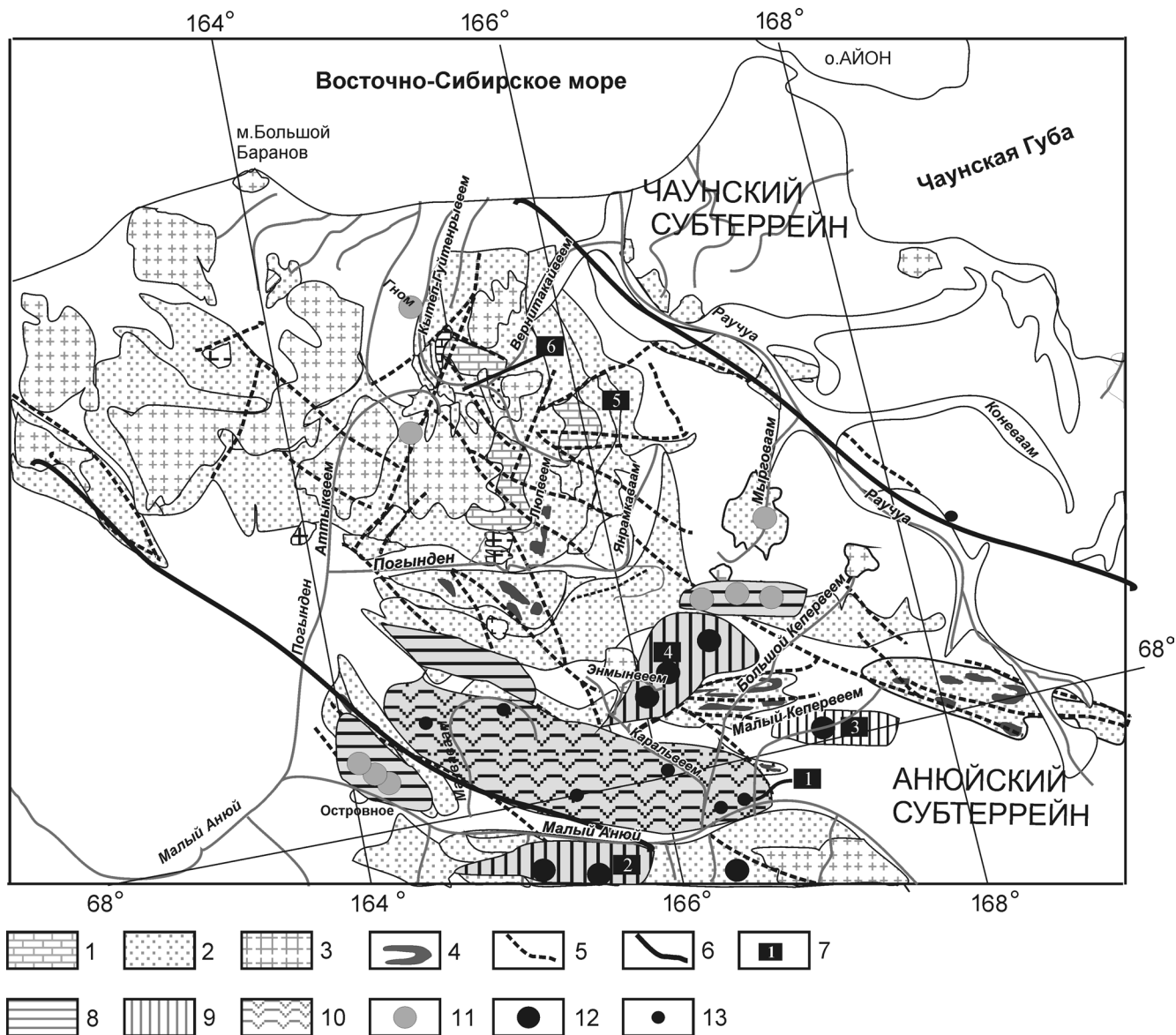
Таким образом, в осадочных бассейнах (ОБ) пассивных окраин континентов могут осуществляться как минимум два типа постседиментационных преобразований. Первый тип обусловлен глубоким погружением осадочных толщ (литогенез погружения). Второй тип – это наложенные зональные изменения, не коррелирующие с глубиной погружения, но возникающие под действием тепловых потоков и деформации пород в периоды тектониче-

ской перестройки ОБ и формирования складчатых систем. В зависимости от геодинамической обстановки, которая сложилась в постседиментационные (и постдиагенетические) этапы существования ОБ пассивных окраин континентов, в одних случаях метагенезу (анхиметаморфизму) предшествовали процессы, характерные для литогенеза погружения (глубинный катагенез), причем метагенез и зональный метаморфизм, наложенные на глубинный катагенез, не имеют между собой постепенных переходов. В других случаях в песчаных породах стадия глубинного катагенеза не проявлена. Их литификация происходила на фоне складчатости и бокового сжатия, в результате процессов орогенного литогенеза. Эта стадия (зона), в отличие от глубинного катагенеза, обнаруживает постепенные переходы к метагенезу (анхиметаморфизму). Формирующаяся при этом зональность не контролируется глубиной погружения осадочных комплексов, а зависит от интенсивности проявлений складчатости, кливажа, тепловых потоков.

По представлениям С.П. Кориковского, тип зонального метаморфизма, подобный описанному в южном Верхоянье, связан с термальными куполами, возникшими при коллизионных процессах [9]. При этом в осевых частях складчатых структур возникают флюидно-тепловые потоки; их существование в эрозионных срезях фиксируется изоградами прогрессивного метаморфизма. Такого рода ореолы, возникающие над термальными куполами, могут быть весьма протяженными, до 1000 км. Относительно слабый зональный метаморфизм в пределах Южно-Верхоянского синклиория, вероятно, соответствует срезу верхней части термальной антиклинали, возникшей над термальным куполом. Соответственно, зона интенсивного и слабого метагенеза (анхиметаморфизма) фактически является периферийной зоной низкотемпературного метаморфизма, в которой еще отсутствуют метаморфогенные минералы.

#### ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Для осадочных комплексов древних платформ характерно зональное проявление постседиментационных преобразований. Например, А.В. Копелиович [8] в древних толщах юго-запада Восточно-Европейской платформы выделил две зоны. Нижняя зона (глубинный катагенез) характеризуется интенсивным развитием структур растворения под давлением. В песчаных породах проявлены пластические и хрупкие деформации зерен полевых шпатов, деанортитизация плагиоклаза, развиты аутигенные калиевые полевые шпаты и альбит. Для верхней зоны (начальный катагенез) характерно очень слабое развитие структур растворения под давлением. Столь интенсивные преобра-



**Рис. 3.** Схема, иллюстрирующая положение зон постседиментационных преобразований песчаников триасовых отложений Западной Чукотки, с разными индексами Кюблера (KI).

1 – породы дотриасового возраста (девон-карбон); 2 – отложения триаса; 3 – гранитоиды; 4 – дайки и силлы диабазов триаса; 5 – разломы; 6 – границы структурных единиц; 7 – положение точек опробования аутигенных минералов; 8–10 – зоны постседиментационных преобразований: 8 – зона 1, 9 – зона 2, 10 – зона 3; 11–13 – значение индекса Кюблера: 11 – 0.35–0.42, 12 – 0.25–0.35, 13 – 0.2–0.25.

зования осуществились в сравнительно маломощных (около 600 м) терригенных комплексах рифея и венда; мощность перекрывавших (впоследствии размывших) отложений, по-видимому, не превышала 1000 м.

В палеозойских, вендских и рифейских отложениях Пачелмского прогиба (авлакогена) В.Д. Шутов [36] выделил две зоны: неизмененного глинистого цемента (начальный катагенез) и измененного глинистого и кварцевого регенерационного цемента (глубинный катагенез). Для верхней зоны характерны сохранность обломочного костяка пород, наличие монтмориллонита, каолинита, опала, вы-

сокая пористость песчаников. В песчаниках зоны глубинного катагенеза развиты кварцевый цемент и конформно-регенерационные структуры. Характерна гидрослюдизация каолинита в полиминеральных породах и его диккитизация в мономинеральных кварцевых породах.

Разрез платформенных отложений Московского грабена, мощностью почти пять километров [22], в нижней части (3.5 км) представлен наиболее древними рифейскими отложениями Восточно-Европейской платформы, в целом преобразованными до степени глубинного катагенеза. Тип же и характер катагенетических преобразований зави-

сит не только от глубины погружения, но и от приуроченности к разным литогеодинамическим комплексам. Песчаники нижней толщи (кварцевый песчаный комплекс), относимые к доавлакогеновой стадии развития осадочного чехла, преобразованы до глубинного катагенеза, о чем свидетельствует интенсивное развитие структур растворения под давлением и сопряженная с ними регенерация кварцевых обломочных зерен. Степень преобразования вышележащего аркозового комплекса (авлакогеновая стадия) несколько ниже, конформно-регенерационные структуры проявлены слабее. Литификация этих толщ и вторичный минералогенез обязаны главным образом диагенетическим и раннекатагенетическим процессам. Присутствие аутигенного флюорита, корродирующего обломочные зерна кварца, возможно, указывает на гидротермальный подток в рифтогенный ОБ.

В целом можно констатировать, что в ненарушенных осадочных толщах, залегающих в основании недеформированного платформенного чехла, в грабенообразных структурах типа авлакогенов, проявлены глубинно-катагенетические преобразования.

Известно, что некоторые авлакогены древних платформ подверглись сжатию и превратились в складчатые зоны. В таких авлакогенах, например, Днепровско-Донецком, выделяют зону метагенеза. Эта зона, по данным Н.В. Логвиненко [12], расположена на юго-востоке Донецкого бассейна и совпадает с наибольшими мощностями осадочных толщ. Для зоны характерна гидрослюдизация в цементе песчаных пород и в глинистых сланцах с развитием диоктаэдрической гидрослюды политипа 2M<sub>1</sub>. Интенсивно проявлено воздействие стресса – образование “бородатых” зерен кварца, а также кливаж, катаклаз и бластез обломочных зерен. По мнению Н.В. Логвиненко, в пределах Большого Донбасса происходит нарастание интенсивности постдиагенетических преобразований с северо-запада на юго-восток по мере роста мощностей и интенсивности складчатости. В данном случае следовало бы говорить о двухстадийном процессе, т.е. о наложении метагенетических проявлений на катагенетические в связи со сменой геодинамического стиля развития региона, выразившегося в инверсионной перестройке и складчатости. Совпадение же (площадное) наибольших мощностей осадочных пород с интенсивными деформациями – явление закономерное, так как максимальное прогибание и последующая складчатость в конечном счете обусловлены утонением земной коры в данном участке ОБ [33].

#### ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Фундамент молодых (эпибайкальских, эпикаледонских, эпигерцинских) платформ сложен,

как правило, фанерозойскими дислоцированными слабометаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Между складчатым основанием и чехлом молодых платформ выделяют промежуточный комплекс, выполняющий отдельные впадины, отличающиеся слабой дислоцированностью как от складчатого основания, так и от недислоцированного чехла. Этот моласоидный осадочный, вулканогенно-осадочный или вулканогенный комплекс (часто – базальтовый вулканизм) заполняет рифтовые грабены, образовавшиеся на стадии перехода от орогенного этапа к раннеплатформенному [32]. Для молодых платформ характерна значительная (до 10 км) мощность осадочного чехла.

В пределах Западной Сибири вслед за рифтогенезом в триасе, последовало формирование мощного (5–7 км) мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Катагенез в осадочных толщах Западной Сибири также отчетливо зонален. Г.Н. Перозидо [17] в разрезе мезозоя выделила следующие зоны: 1) неустойчивого комплекса глинистых минералов и эпигенетического монтмориллонита (до глубины 2000 м); 2) хлорит-кварц-альбитового и альбит-кварц-серицитового цемента (до глубины 2800 м); 3) мусковитоподобной слюды и хлорита (в основании разреза).

В статье О.В. Япаскурта и др. [39], посвященной особенностям литогенеза Колтогорско-Уренгойского прогиба по материалам Тюменской скважины СГ-6, описаны глубокие катагенетические преобразования осадочных и вулканогенно-осадочных пород в интервале глубин 3800–6600 м, выразившиеся в развитии структур гравитационной коррозии и регенерации обломочного кварца, а также в существенном преобразовании глинистого материала, особенно в цементе песчаников. На глубине 5200–5800 м проявлен рекристаллизационный бластез периферических частей обломочных зерен кварца, который является термически активируемым процессом [21]. По мнению О.В. Япаскурта [38], рекристаллизационный бластез кварца произошел вследствие подъема изотерм при внедрении силлов по зонам разломов, ограничивающих Колтогорско-Уренгойский грабен.

#### О ПРОБЛЕМЕ МЕТАМОРФИЗМА ПОГРУЖЕНИЯ

Петрологи Новосибирской школы допускают реальное существование метаморфизма погружения в наиболее глубоко погребенных рифтогенных ОБ. При этом они подчеркивают, что метаморфизм осадочных пород в основании разрезов этих депрессий может достигать пренит-пумпеллиитовой и реже – зеленосланцевой фации метаморфизма. Посредством математического моделирования В.В. Ревердатто с соавторами [19, 20] показали, что

на глубинах 6–9 км в рифтовых грабенах температуры могут достигать 200–250°C (уровня пренит-пумпеллиитовой фации). Реальные, доказанные на уровне изучения вещества, примеры метаморфизма погружения в рифтогенных ОБ до сих пор не были известны.

О.В. Япаскерт с соавторами [38, 39] отмечают, что процессы литогенеза погружения, исследованные ими по материалам сверхглубокой Тюменской скважины (СГ-6), дискретны и нелинейны. Ими показано, что высокий тепловой поток раннетриасового Колтогорского ОБ несколько раз менялся (уменьшался) по мере накопления триасовых и юрских терригенных толщ.

Новые данные, позволившие несколько поинному подойти к рассматриваемой проблеме, получены нами при изучении керна сверхглубокой (8250 м) параметрической скважины СГ-7 (Ен-Яхинской). Исследованы вторичные преобразования терригенных комплексов мелового, юрского и триасового возрастов, вскрытых этой скважиной, начиная с глубины 3620 м и до 6920 м (кровли базальтов), а также метаморфизм базальтов, подстилающих осадочную толщу<sup>1</sup>.

Преобразования песчаных пород постепенно возрастают сверху вниз по разрезу: сначала фиксируются слабо развитые конформные структуры растворения под давлением; ниже они становятся более отчетливыми, выразительными, появляется регенерация обломочного кварца; в среднетриасовой (надбазальтовой) толще отмечается массовое проявление микростилолитовых структур растворения. И, главное, в этой надбазальтовой песчано-гравийной толще обнаружены структуры рекристаллизационного бластеза обломочного кварца и появляется, в довольно большом количестве, новообразованный цоизит, который является высоко-температурным минералом, более характерным для эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Бластические преобразования обломочного кварца и новообразования цоизита указывают на резкий скачок температуры в надбазальтовой толще.

Наращение степени преобразования глинистых минералов, до глубины ~ 6770 м, проявлено слабо. Исключение составляют глинистые минералы аргиллитов надбазальтовой толщи: в этих образцах установлены железистый хлорит и серицит ( $c\Delta D=0$ ), а также, в большом количестве, каолинит, который, вероятно, является продуктом преобразования глинистых пород под воздействием фумарол из еще не остывших подстилающих базальтов.

В целом, постседиментационные преобразования терригенных пород скв. СГ-7 в интервале глу-

бин 3620–6500 м отвечают зоне глубинного катагенеза, с достаточно отчетливой эволюцией структур песчаных пород (сверху вниз по разрезу) и невыразительным аутигенным минералогенезом, в силу изначальной инертности кластогенного материала<sup>1</sup>. Начиная с глубины ~6500 м происходил резкий скачок температурных условий преобразования надбазальтовых терригенных пород, который проявился в появлении рекристаллизационного бластеза обломочного кварца, новообразованиях цоизита, а в глинистых породах – в присутствии железистого хлорита и серицита.

Для объяснения повышенных температур в пределах этого интервала разреза могут рассматриваться различные версии: 1) терригенные породы отлагались на кровле еще не полностью остывших базальтов; 2) температурное воздействие астеносферного суперплюма [5] как главного носителя энергии всего процесса долго не прекращалось после окончания магматической деятельности; 3) даже при условии кондуктивного переноса тепла осадочные толщи, перекрывшие базальты, могли играть роль своеобразного “одеяла” над базальтами, обладающими более высокой теплопроводностью, что могло вызвать локальный прогрев осадочной толщи.

Базальты, подстилающие вскрытые скважиной терригенные толщи ниже отметки 6920 м, метаморфизованы. Обилие реакционноспособного минерального вещества, как первично-магматического, так и образовавшегося в постэруптивную стадию преобразования базальтов, привело к формированию многочисленных метаморфогенных минералов. Среди вторичных минералов стадии метаморфизма в базальтах установлены: альбит, эпидот, цоизит, хлорит, актинолит, тремолит, пренит, пумпеллит, кальцит, серицит, скаполит, хлоритоид, гематит, иддингсит, лейкоксен, сфен, кварц, халцедон. В верхней части разреза базальтов, до глубины 7664 м, проявлена пренит-пумпеллиитовая субфация фации зеленых сланцев. Ниже этой отметки и до конца разреза базальтов следующая ассоциация метаморфогенных минералов: альбит, эпидот, хлорит, актинолит, тремолит, серицит, скаполит, халцедон, кварц и кальцит – соответствует среднетемпературной субфации фации зеленых сланцев [6].

Итак, можно ли считать доказанным, что более чем восьмиклометровый разрез скважины СГ-7 является примером метаморфизма погружения в зоне рифтогенеза? Исследования показали, что постепенное линейное увеличение степени изменения с глубиной погружения, т.е. с монотонным ростом  $T$  и  $P$ , не происходит. Мы приходим к выводу, что такой процесс невозможен в природе, если речь идет о рифтогенных ОБ. Формирование рифтогенных структур с базальтовым и иным магматизмом обусловлено возникновением астеносферных суперплюмов и такое явление, вероятно, весьма распространено. С суперплюмами и, возможно,

<sup>1</sup> Симанович И.М., Горбачев В.И. Катагенез и метаморфизм погружения терригенных и вулканогенных толщ (разрез, вскрытый параметрической скв. СГ-7, Ен-Яхинской // Литология и полез. ископаемые (в печати).

с базальтовым магматизмом рифтогенных ОБ, косвенно связана нефтегазоносность осадочных комплексов, перекрывающих базальты.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главный признак литогенеза погружения (катагенеза) – вертикальная прогрессивная зональность преобразования структур пород, аутигенного минералообразования и трансформации органического вещества, которые достаточно явно коррелируют с палеоглубинностью, палеотемпературным градиентом, а также с ростом литостатического и флюидного давления при ( $P_s = P_f$ ). Важными факторами являются скорость погружения дна ОБ, компенсируемость или некомпенсируемость впадины осадочного бассейна. Высокая скорость осадконакопления характерна для пассивных окраин континентов и рифтогенных структур, относительно низкая – для синеклиз платформ и низкая (прерывистое малоамплитудное погружение) – для антеклиз [38]. В молодых тектонических впадинах платформенного типа и в предгорных прогибах Альпийского пояса преимущественно глинистых комплексах нередко осуществляются процессы элизионного катагенеза [34]. При этих процессах происходит внутреннее перераспределение флюидов: переход их в песчаники или трещины, в результате чего состав минералообразующих растворов формируется в ходе погружения и постседиментационного преобразования глинистых толщ.

В платформенных условиях, вне пределов ОБ рифтогенных грабенов и авлакогенов, преобразование осадочных комплексов достигает стадии глубинного катагенеза. В рифтогенных грабенах и авлакогенах, в которых терригенные толщи погружены на достаточно большую глубину, осуществляется один из трех сценариев их постдиагенетического преобразования: 1) в амагматических глубоких грабенах (Московский грабен, глубина ~5000 м) степень преобразования терригенных толщ соответствует глубинному катагенезу; 2) в Днепровско-Донецком авлакогене, претерпевшем в результате сжатия инверсионную складчатость, произошло *наложение* метагенетических процессов на глубинный катагенез; 3) в Колтогорско-Уренгойском грабене, по данным изучения разреза скв. СГ-7 (глубина 8250 м), реализуется процесс, который условно можно назвать метаморфизмом погружения.

Остановимся подробнее на понятии “метаморфизм погружения”. В рассмотренном выше примере, метаморфизм базальтов и перекрывших их терригенных отложений триасового возраста, в сущности, осуществился под влиянием эндогенных источников тепла (суперплюма), когда мощность накопившихся осадков была еще относительно невелика. Оказала ли существенное влияние на степень преобразования базальтов и перекрывших их триасовых отложений мощная (около 6.5 км) толща накопившихся позже юрских и более молодых отложений, остается неясным.

В рассмотренных примерах при преобразовании терригенных отложений в геодинамически различных осадочных бассейнах существенную роль играют как процессы литогенеза погружения (глубинного катагенеза), так и орогенного литогенеза. Протяженность этих стадий определяется геодинамическими особенностями различных типов ОБ и тектонических деформаций в них. В одном из рассмотренных примеров (тоар-ааленские отложения, Ю. Дагестан) осуществлялись катагенетические преобразования глинистых отложений, превративших их в неразмокающие аргиллиты. Отжатая при литогенезе погружения вода переходила из глинистых пластов в песчаные (элизионный катагенез), повышая в них флюидное давление, в результате, в процессе литогенеза погружения песчаные породы оставались рыхлыми. Литификация песчаных пород произошла в условиях сжатия при складкообразовании, что проявилось в развитии структур растворения между обломочными зернами и выносе растворенного вещества за пределы пластов (орогенный литогенез).

В другом примере (Южное Верхоянье) литогенез погружения (глубинный катагенез) пород верхоянского терригенного комплекса продолжался десятки миллионов лет. Литификация песчаных пород происходила в результате формирования конформно-регенерационных и микростилолитовых структур под действием давления нагрузки вышележащих толщ. Мезозойские коллизионные процессы привели к складчато-надвиговым деформациям и кливажу терригенных комплексов. Последующие постседиментационные преобразования (метагенез и зональный метаморфизм) были наложены на глубоко катагенетически преобразованные терригенные породы. Процессы орогенного литогенеза, по-видимому, не проявились.

В примере триасовых терригенных пород Западной Чукотки на протяжении всего триаса продолжался литогенез погружения. Усиление литогенеза (резкое увеличение уровня преобразований до анхизоны и зеленосланцевого метаморфизма) произошло при коллизионных деформациях. При этом следы литогенеза погружения оказались замаскированы и сохранились лишь в виде реликтов.

Поэтому на основании представленных данных, можно считать, что *орогенный (или динамический) литогенез – это стадия (зона) преобразований осадочных пород, осуществляющихся в условиях складчатых деформаций и стресса и отличающаяся от литогенеза погружения (катагенеза) флюидным режимом ( $P_s > P_f$ ) и иным характером перераспределения растворенного вещества.*

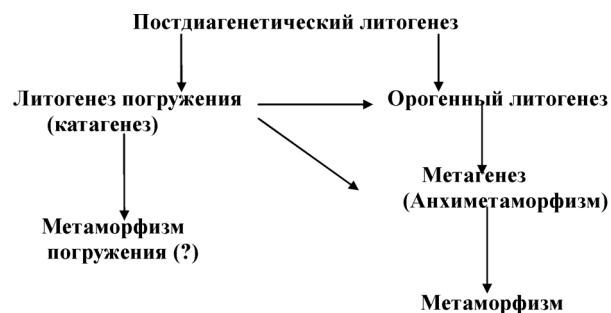
При сравнении полученных результатов с представлениями многих отечественных и зарубежных

исследователей стало очевидным, что общепринятые линейные (точнее, вертикальные) схемы постседиментационных преобразований (диагенез→катагенез→метагенез→метаморфизм), как правило, основаны на изучении терригенных комплексов складчатых областей (Аппалачи, Верхоянье и др.). Более того, столь популярный индекс Кюблера применялся для установления постседиментационной зональности терригенных толщ исключительно в складчатых областях [40, 43, 45, 46], что не мешало зарубежным исследователям [40], используя этот индекс, выстроить всю систему постседиментационных преобразований осадочных пород: поверхностный (shallow) диагенез→глубинный (deep) диагенез, анхиметаморфизм (very low grade metamorphism)→низкоградиентный метаморфизм (low grade metamorphism) **связывая эти преобразования с последовательным погребением осадочных толщ, а не с тектоническими деформациями.**

По дифрактограммам тонких фракций, выделенных из глинистых пород скв. СГ-7, были рассчитаны индексы Кюблера (в  $\Delta^{\circ}2\theta$ ). Результат оказался неожиданным: рассчитанные для слюдястых минералов индексы Кюблера колеблются от 4.75 до 2.66 (последняя цифра – в нижней части терригенной толщи). Эти значения практически на порядок больше по сравнению с данными, приводимыми в многочисленных публикациях (см. предыдущие разделы статьи). Объяснить это можно только тем, что, несмотря на значительное погружение толщ глинистых пород, в условиях равенства литостатического и флюидного давления межслоевая вода тонкодисперсных слюд [28] почти не удалялась, т.е. дегидратация слюд была затруднена.

По-видимому, столь популярная методика Кюблера не применима к изучению зональности литогенеза погружения (глубинного катагенеза). Более того, в литературных источниках нам не удалось обнаружить ни одного примера определения индекса Кюблера в породах недислоцированных ОБ. Следовательно, все теоретические построения, основанные на методике Кюблера, были сделаны для терригенных комплексов только в пределах складчатых областей и по значениям КИ нельзя судить о степени погружения осадочных комплексов. Глубинный диагенез и анхиметаморфизм (в зарубежной терминологии) или орогенный литогенез и метагенез (в терминах, предлагаемых в данной статье) контролируются не столько глубиной погружения, но, главным образом, стрессом (боковым давлением), приводящим к складкообразованию и кливажу терригенных толщ.

Предложенная схема (рис. 4) не охватывает всего многообразия постдиагенетических преобразований терригенных комплексов в ОБ различных геодинамических типов. Она отражает лишь сравнительный анализ постдиагенетических преобразований терригенных комплексов



<i>Недеформированные ОБ</i>	<i>Деформированные ОБ</i>
-----------------------------	---------------------------

**Рис. 4.** Схема соотношений стадий постседиментационного литогенеза и метаморфизма. Подробнее последовательность процессов литогенеза и их геодинамическую принадлежность см. в тексте.

на платформах и в породных бассейнах, являющихся деформированными ОБ пассивных окраин континентов. Несомненно, в дальнейшем следует проводить подобные исследования в ОБ активных окраин континентов, предгорных, межгорных прогибов и т. д. В настоящее время мы должны отказаться от стремления универсализировать схемы стадий (зон) постседиментационного преобразования осадочных пород. В зависимости от геодинамических особенностей различных типов ОБ, тектонических деформаций, термального-флюидного режима и постседиментационных преобразований возникших на их месте породных бассейнов, можно ожидать сложного сочетания (и даже чередования) статических (литогенез погружения) и динамических (орогенный литогенез) процессов.

Представляется, что дальнейшие исследования геодинамических особенностей ОБ различных типов и постседиментационной истории возникших на их месте породных бассейнов, позволят детально разобраться в многообразии постседиментационных преобразований под влиянием различных факторов: статических, динамических, флюидно-термальных, эндогенных и т.д. и приблизиться к реальной картине процессов, протекавших (и происходящих сейчас) в стратифере Земли. Важнейшее практическое значение будет иметь выявление характера миграции рудоносных и углеводородных флюидов при различных вариантах постседиментационных преобразований осадочных комплексов на платформах и в складчатых областях.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андриянов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. С. 434–436.

2. *Архипов Ю.В.* Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы АН СССР. 1989. 40 с.
3. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
4. *Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 250 с.
5. *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление как отражение суперплюмов // Докл. АН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.
6. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 288 с.
7. *Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Х.* Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2010. № 3. С. 1–20.
8. *Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
9. *Кориковский С.П.* Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 45–63.
10. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103, № 6. С. 1085–1088.
11. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15–30.
12. *Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
13. *Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Геодинамика окраины Тетиса к началу формирования байосской порфириновой серии (амагматическая фаза субдукции) // Тр. ГИН АН Грузии. 2002. Нов. сер. Вып. 117. С. 358–369.
14. *Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Scientific Press, 1995. 172 с.
15. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
16. *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция.* М.: Научный мир, 2004. 525 с.
17. *Перозио Г.Н.* Эпигенез терригенных осадочных толщ юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 160 с.
18. *Пустовалов Л.В.* Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 5. М.: Изд-во АН СССР. 1965. С. 3–52.
19. *Ревердатто В.В., Полянский О.П., Ананьев В.А.* Модельные оценки палеотемператур и метаморфизм погружения при рифтинге // Докл. АН. 1992. Т. 323, № 5. С. 921–924.
20. *Ревердатто В.В., Шепелев В.С., Полянский О.П.* Метаморфизм погружения и эволюция рифтовых впадин: модельное приближение // Петрология. 1995. Т. 3. С. 37–44.
21. *Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с.
22. *Симанович И.М.* Минералогия и петрография рифейских отложений Московского грабена // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 533–543.
23. *Симанович И.М.* Постседиментационный литогенез терригенных комплексов в складчатых областях: структуры пород и кливаж // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 1. С. 84–92.
24. *Симанович И.М., Андриянов Н.Г.* Начальный метаморфизм пород верхоянского терригенного комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 3. С. 103–115.
25. *Симанович И.М., Янаскурт О.В.* Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 20–31.
26. *Симанович И.М., Янаскурт О.В.* Осадочные бассейны и постседиментационный литогенез терригенных толщ // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2005. № 4. С. 24–31.
27. *Симанович И.М., Головин Д.И., Буякайте М.И. и др.* О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 638–650.
28. *Слонимская М.В., Дриц В.А., Финько В.И. и др.* Природа межслоевой воды тонкодисперсных мусковитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 95–104.
29. *Тучкова М.И., Карпова Г.В., Покровская Е.В.* Ассоциации аутигенных глинистых минералов и их распространение в песчаниках нижней-средней юры Большого Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, Вып. 3. С. 53–66.
30. *Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И. и др.* Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.
31. *Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: МГУ, 1965. 180 с.
32. *Хаин В.И., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
33. *Холодов В.Н.* Проблемы стадийного анализа и развитие литологии // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 2. С. 1145–135.
34. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
35. *Чамов Н.П., Курносое В.Б.* Эпигенез осадков в аккреционной призме Каскадия на западной континентальной окраине США // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 509–525.
36. *Шутов В.Д.* Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35, № 6. С. 48–67.
37. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с.
38. *Янаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. М.: МГУ, 2005. 379 с.
39. *Янаскурт О.В., Горбачев В.И., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А.* Особенности литогенеза дельтово-

- морских комплексов в бассейнах разных типов (Север Сибири). Сообщ. 1. Бассейн с близкой к конседиментационной седиментацией в Колтогорно-Уренгойском прогибе // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 36–47.
40. *Arkai P., Sassi F. P., Desmons J.* Very low- to low grade metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommittee of Metamorphic Rocks. SCMR website ([www.bgs.ac.uk/SCMR](http://www.bgs.ac.uk/SCMR)), 2007. 11 p.
  41. *Coombs D.S.* Lower grade mineral facies in New Zealand // Intern. Geol. Congress. 21-st Sess. Rep. Part 13. Copenhagen. 1960. P. 339–351.
  42. *Dunoyer de Segonzac G.* The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review // *Sedimentology*. 1970. V. 15, № 3/4. P. 281–346.
  43. *Hesse R., Dalton E.* Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians // *J. Metamorph. Geol.* 1991. V. 9, № 6. P. 775–790.
  44. *Kübler B.* La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme // *Etages Tectoniques. Colloque de Neuchatel. Univ. Neuchatel, a la Bacconniere, (Suisse)*. 1967. P. 105–121.
  45. *Weaver Ch.E. et al.* Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians // *Development in Petrology*. V. 10. Amsterdam: Elsevier, 1984. 235 p.
  46. *Yang C., Hesse R.* Clay minerals as indicators diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt external domain of Southern Canadian Appalachians // *Clay minerals*. 1991. V. 26, № 2. P. 211–231.

*Рецензент М.Т. Крупенин*

## Postdiagenetic transformation of terrigenous complexes of folded and platform area: Comparative analysis

**I. M. Simanovich, M. I. Tuchkova**

*Geological Institute of RAS*

Both the authors' studies and published data make it possible to carry out comparative analysis of postdiagenetic transformations of terrigenous complexes on the platforms and rock basins, formed because of tectonic deformations of sedimentary basins of continental passive margins. The vertical progressive zoning of structure transformation of terrigenous rocks, authigenic mineral formation and transformation of organic matter are main features of lithogenesis of submergence (catagenesis) in platform conditions. They correlate with paleodepths, paleotemperature gradient and increase of lithostatic and fluid pressure at  $P_s = P_f$ . Orogenic (or dynamic) lithogenesis, occurring in conditions of folded deformations in rock basin of continental passive margins, differ from lithogenesis of submergence (catagenesis) by formation of solution structures in terrigenous rocks under the effect of stress, fluid regime ( $P_s > P_f$ ) and as a consequence by another character of redistribution of soluble matter.

*Key words: terrigenous complexes, continental margin, postdiagenetic transformation, folded area, Kübler index.*

УДК 550.42:552.3/5(470.5)

## КАЛИЙ-АРГОНОВАЯ ДАТИРОВКА ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2010 г. А. И. Степанов, Л. В. Анфимов, А. Т. Расулов, Т. Я. Гуляева, В. Г. Петрищева, О. Л. Галахова

Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7  
E-mail: gulyaeva@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 16.10.2008 г.

В статье рассматриваются результаты сопоставления (интерпретация) калий-аргоновых датировок измененных постдиагенетическими процессами глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал) на основе применения графической системы  $^{40}\text{Ar-K}$  (калий-аргоновые изохроны) и их минералого-петрографических особенностей. Предполагается, что полученные “изохронные” тенденции калий-аргоновых датировок отражают время (этапы) постдиагенетических изменений изученного комплекса пород Башкирского мегантиклинория. При анализе геохронологических данных по глауконитам из глинистых пород рифея Ю. Урала выявлено, что эта группа минералов имеет низкий уровень радиогеохронологической информативности при использовании их для датировки каких-либо геологических рубежей.

Ключевые слова: интерпретация, датировка, калий-аргоновые данные, калий-аргоновые “изохроны”, глинистые породы, изменения, глауконит.

### ВВЕДЕНИЕ

Вопросы интерпретации результатов калий-аргонового датирования метаморфизованных и метаморфических комплексов пород являются наиболее сложными вследствие высокой чувствительности и калия и, особенно, аргона к влиянию метаморфизующих факторов, в частности, температуры и химических взаимодействий, которые, в итоге, приводят к нарушению первичных изотопных соотношений, “гомогенизации” изотопов и искажению значений возраста. Вновь процесс накопления радиогенного аргона начинается после окончания действия метаморфических процессов и начинается новый отсчет времени [20, 22]. Особенно значимы результаты достоверной интерпретации калий-аргоновых геохронологических данных по слабо метаморфизованным глинистым породам, которые играют часто главенствующую роль в датировке стратиграфических разрезов, но, имея первично разновозрастный минералогический состав, влияют, в свою очередь, на геохронологические результаты. Уже ранними работами С. Бурксер, Б.Б. Зайдис [3], А.В. Ивановской и др. [10] и др. установлено, что слабометаморфизованные глинистые породы, состоящие в основном из слюд и гидрослюд, могут быть успешно использованы в калий-аргоновой геохронологии. На возможность успешного датирования этой группы пород указано и в

сравнительно недавних работах [4]. Потери радиогенного аргона-40 слюдами (несколько различающиеся для каждого типа слюд) связаны с дегидратацией минералов глинистых сланцев и начинаются при достижении температуры 200–300°C. Или, в приложении к геологическим процессам, накопление радиогенного аргона начинается при подъеме и остывании на глубине породы нагретой до этих температур. Следовательно, полученное при этом неискаженное последующими процессами значение возраста должно отмечать время какого-то этапа этой стадии метаморфизма (этапа выхода из зоны повышенных температур). В данной работе затронуты некоторые аспекты проблемы интерпретации калий-аргоновых возрастных данных глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория.

### МАТЕРИАЛЫ, МЕТОДИКА

Глинистые породы рифейских песчано-карбонатно-глинистых комплексов Южного Урала (нижний рифей – бурзянская, средний рифей – юрматинская, верхний рифей – каратавская серии) составляют петрографический ряд: аргиллиты–пелитовые микросланцы–пелитовые сланцы–филлитовидные сланцы–филлиты, что обусловлено наложенным постдиагенетическим метаморфизмом стадий катагенеза и метагенеза [1, 2, 14] и, как отмечено, вполне пригодные для калий-аргонового датирования. Радиогеохронологические определения породных

Таблица 1. Калий-аргоновый возраст пород рифея Башкирского мегантиклинория, Южный Урал

№№ п/п	№ пробы	Анализируемая порода	Геологический возраст, свита	К, %	Ar <sup>40</sup> , нг/г	Возраст, млн. лет	Примечания							
1	472-6	Сланец алевролитовый	Верхний рифей Миньярская	4.20	477.8	979 ± 2	"Изохронная" линия соответствует 715 млн. лет, R <sup>2</sup> = 0.99							
2	314/ка	Сланец аргиллитовидный		"-"	482.0	1155 ± 25								
3	474-5	Сланец алевролитовый		Инзёрская	1.97	124.9		740 ± 17						
4	474-3	"-"		"-"	3.23	191.5		700 ± 2						
5	315/ка	"-"		Катавская	0.48	26.0		649 ± 18						
6	469-3	Сланец пелитовый		Зильмердакская	5.58	457.1		909 ± 34						
7	469-7	Сланец алевролитовый		"-"	5.10	406.1		889 ± 16						
8	50к	Сланец пелитовый	Средний рифей Авзянская	2.11	117.3	663 ± 2	"Изохронная" линия соответствует 475 млн. лет R <sup>2</sup> = 0.98							
9	49/ка			"-"	"-"	6.35		295.4	570 ± 3					
10	16к			"-"	"-"	6.35		267.4	523 ± 4					
11	476-6			"-"	"-"	4.16		200.1	590 ± 1					
12	484-2			"-"	"-"	4.30		205.2	583 ± 3					
13	47ка			"-"	"-"	5.70		254.3	550 ± 1					
14	316/ка			"-"	"-"	4.96		396.0	890 ± 16					
15	58к			"-"	"-"	5.11		241.4	579 ± 1					
16	89к			"-"	"-"	5.13		257.0	608 ± 2					
17	56к			"-"	"-"	5.74		274.6	584 ± 2					
18	71к			"-"	"-"	7.50		358.8	705 ± 7					
19	Центр-2			"-"	Зигальгинская	5.84		303.0	627 ± 13	"Изохронная" линия соответствует 565 млн. лет R <sup>2</sup> = 0.99				
20	41к			"-"	"-"	7.00		242.1	440 ± 1					
21	311/ка			"-"	Зигальгинская	2.19		167.0	859 ± 13					
22	477-3			Сланец филлитовидный	Нижний рифей Бакальская	2.65		117.0	545 ± 2	"Изохронная" линия соответствует 960 млн. лет R <sup>2</sup> = 89				
23	Мак-1			Сланец филлитовидный		"-"		142.0	597 ± 17					
24	Мак-2			"-"		"-"		2.4	134.2		596			
25	Мак-5			"-"		"-"		3.01	136.1		582 ± 11			
26	Новоб-1	"-"	"-"	3.35		184.3	645 ± 22							
27	479-2	Сланец пелитовый	"-"	4.80		341.9	813 ± 4							
28	480-1	"-"	"-"	4.69		270.2	684 ± 4							
29	310/ка	"-"	"-"	4.75		291.0	719 ± 12							
30	260-к	"-"	"-"	4.41		234.6	640 ± 3							
31	Центр-1	"-"	"-"	5.01		381.4	857 ± 6							
32	Алек-1	"-"	"-"	5.85		330.0	680 ± 25							
33	Петл-1	"-"	"-"	4.87		268.1	658 ± 31							
34	Булан-1	"-"	"-"	4.82		231.0	587 ± 17							
35	481-2	Сланец филлитовидный	Саткинская	3.55		211.0	700 ± 5	"Изохронная" линия соответствует 1010 млн. лет R <sup>2</sup> = 0.99						
36	10к			"-"		"-"	2.38		75.0		405 ± 5			
37	Пол-2			"-"		"-"	5.21		340.0		759 ± 11			
38	Пол-3			"-"		"-"	4.96		340.0		788 ± 8			
39	Пол-5			"-"		"-"	4.53		277.0		708 ± 17			
40	464-2			"-"		"-"	6.85		266.4		488 ± 3			
41	275/ка			"-"		"-"	8.15		187.2		304 ± 5			
42	468-2			Филлит		Айская	4.97		192.7		487 ± 2	"Изохронные" линии соответствуют: 460(?) млн. лет R <sup>2</sup> = 0.70		
43	61/ка						"-"		"-"		6.65		220.5	424 ± 4
44	286/ка						"-"		"-"		4.26		113.1	580 ± 3
45	42н						"-"		"-"		7.27		239.4	422 ± 2
46	59/ка						"-"		"-"		5.67		233.0	513 ± 10
47	26н	Сланец филлитовидный	"-"				5.89	438.5	843 ± 7					
48	279/ка			"-"		3.36	20.0	705 ± 12						
49	28н			"-"	6.57	419.3	744 ± 8							

комплексов рифея проводились различными методами в течение многих лет. В результате установлены рубежи [19], обсуждаемые и уточняемые до настоящего времени. Все датировки характеризуются широким разбросом значений, что привело к общему выводу о заметной искаженности возрастных дат в результате влияния факторов постдиагенетических изменений пород. Ранее уже были попытки как-то объяснить такой разброс. Можно отметить, что в последнее время большое значение при интерпретации возрастных данных приобретает необходимость изучения непосредственно материала проб [5]. Иногда для анализа возрастных данных используется зависимость в координатах “калий–возраст”, из которой делаются выводы о влиянии увеличения содержания калия в породах на уменьшение цифры возраста, при этом обогащение калием некоторых пород трактуется как калиевый метасоматоз при постседиментационных трансформациях [14]. Подобные выводы, как отмечалось и ранее [18], характеризуют лишь какие-то общие тенденции в комплексе датировок, по которым трудно дать что-либо более конкретное. И действительно, “возраст” – это геохимическая система, математически определяемая функциональной зависимостью:

$$T = f(^{40}\text{Ar}/\text{K}),$$

в которой, например, уменьшение значений возраста ( $T$ ) зависит не только от увеличения калия ( $K$  – в знаменателе), но и от уменьшения  $^{40}\text{Ar}$  (в числителе), т.е. сама координата “возраст” является величиной уже зависимой от двух переменных, в том числе от содержания калия, а влияние аргона-40 затушевывается.

Более определенные зависимости можно получить, если проанализировать калий-аргоновые данные по глинистым породам рифея Ю.Урала (табл. 1) в координатах  $^{40}\text{Ar}-K$ , т.е. в системе калий-аргоновой изохроны [21], где более четко и наглядно определяется характер искажения (если он наблюдается) возрастных цифр, зависимость и от  $K$  и от  $\text{Ar}$ , а также **появляется возможность сопоставить поведение  $\text{Ar}$  и  $K$  (как геохимической системы) с геолого-петрографическими особенностями тех пород, по которым было проведено датирование (рис. 1–3).**

Глинистые отложения рифея Башкирского мегантиклинория оказались уникальными образованиями для применения метода изохрон при анализе калий-аргоновых возрастных данных. Во-первых, они претерпели хотя и слабый, но, вероятно, достаточный для полного преобразования первичной породы метаморфизм, что предполагает практически полную потерю накопленного радиогенного аргона и начало отсчета времени данного процесса. Во-вторых, вероятней всего, процессы изменения носили преимущественно одноактный, но разновременный на разных участках характер.

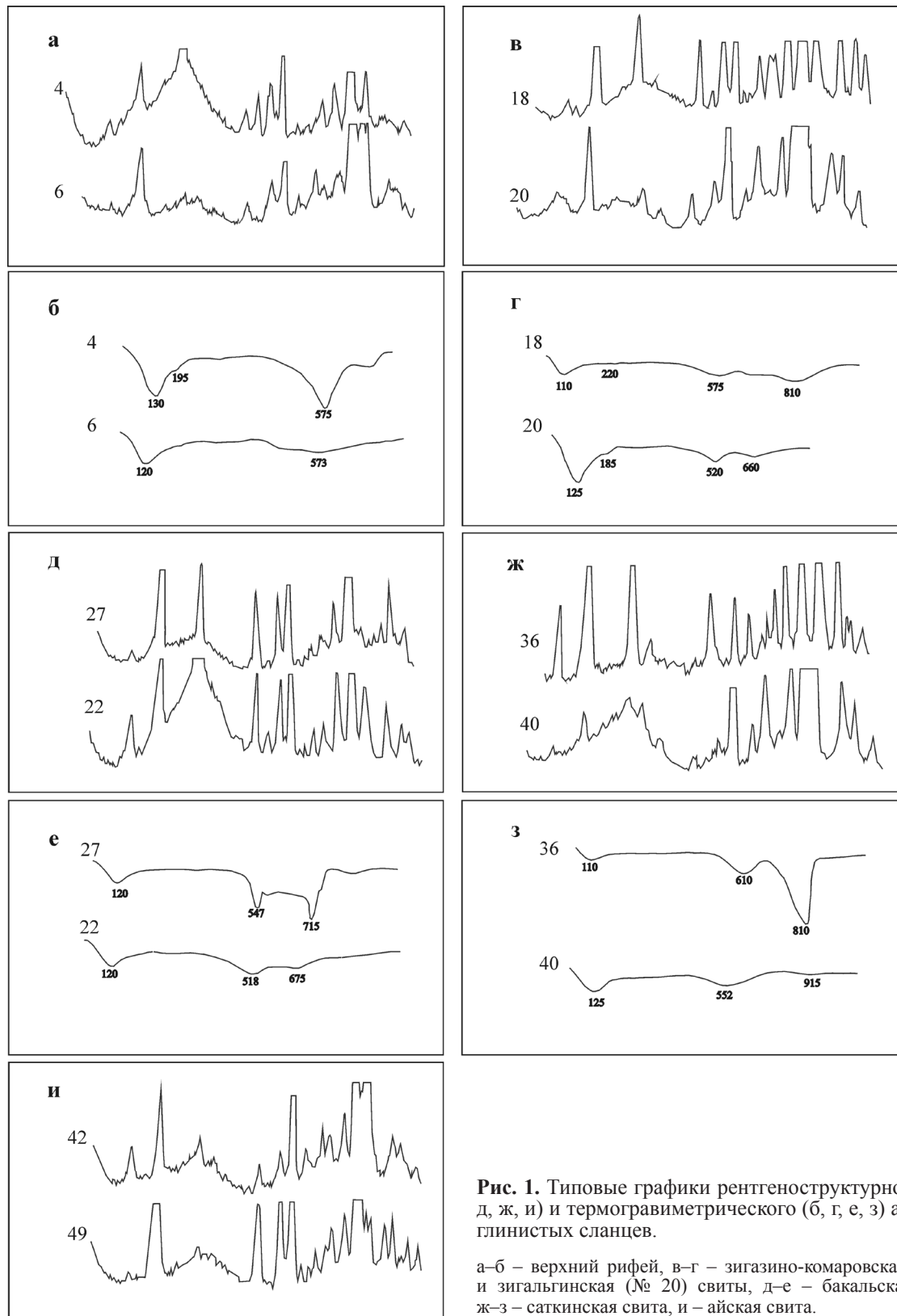
Основной целью настоящей работы является интерпретация калий-аргоновых данных по глинистым сланцам рифея, полученных в последнее время в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН (49 датировок, табл. 1) [14]. В целом, этот анализ является дополнением к многочисленным попыткам определения времени формирования рифейских образований Южного Урала [5, 15, 19 и др.]. Это тем более необходимо, что изохронная методика часто позволяет показать более достоверный возраст датируемых процессов [20, 21].

Наиболее серьезной проблемой при использовании методики калий-аргоновых изохрон является анализ причин отклонения отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  от значения 295.5 (в координатах  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-K/^{36}\text{Ar}$ ) или от 0 (в системе  $^{40}\text{Ar}-K$ ). **И хотя такие отклонения в большинстве случаев связываются с “избытком” или “недостатком”  $^{40}\text{Ar}$  в составе изохронных образцов, но также отмечается, что они могут быть обусловлены природой образцов и особенностями метаморфизма пород [21].**

Для наших возрастных определений отбирались фракции размером  $-0.5...+0.3$  мм из пород в целом. Эти же образцы пород детально изучены петрографически, проводились рентгенографические и термогравиметрические анализы. На основе результатов многолетних геолого-минералогических исследований были проведены классификационные работы [2], учтенные при анализе геохронологических данных. Изотопный анализ аргона проводился классическим методом изотопного разбавления с трассером  $^{38}\text{Ar}$ . Изохронный анализ возрастных дат рассчитан в системе  $^{40}\text{Ar}-K$  **компьютерным методом** (для наглядности – без расчета влияния погрешностей экспериментальных измерений) Сделана также попытка анализировать в системе калий-аргоновых изохрон возрастные цифры по глауконитам из этого же комплекса глинистых пород рифея с привлечением некоторых опубликованных данных [7, 11 и др.].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

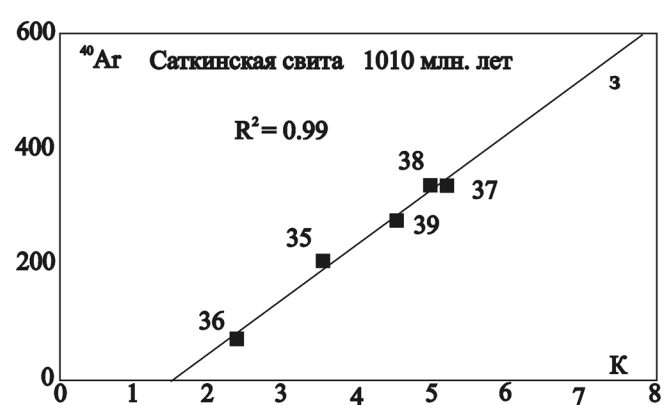
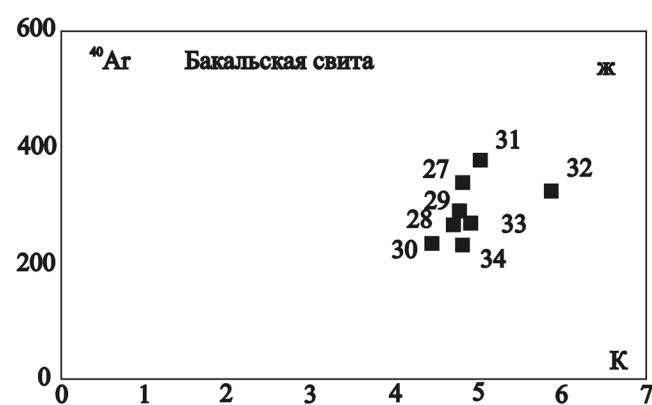
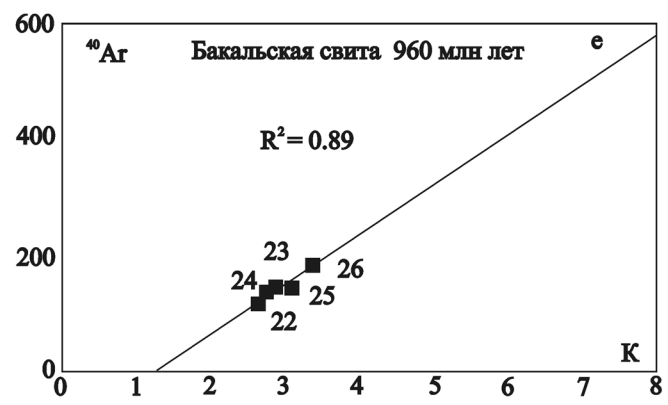
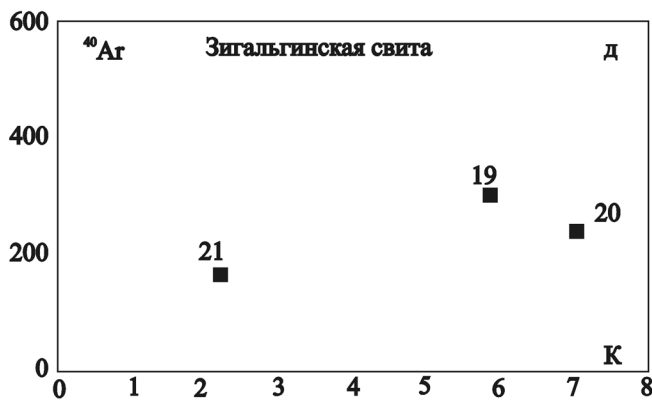
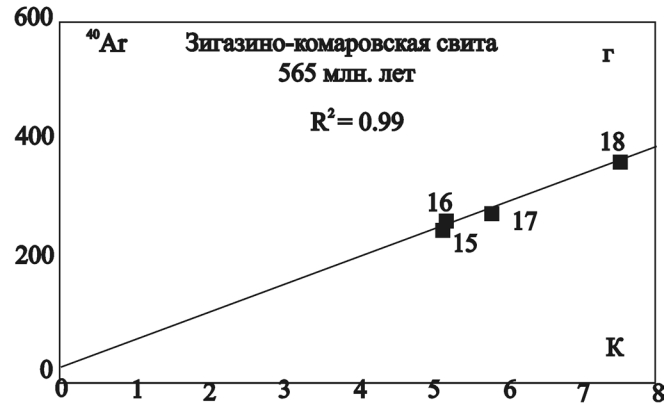
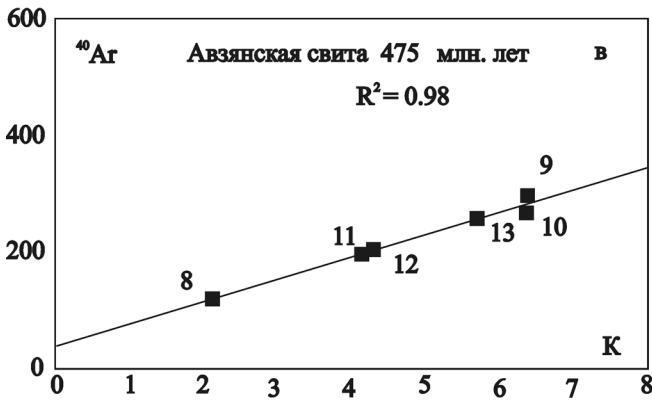
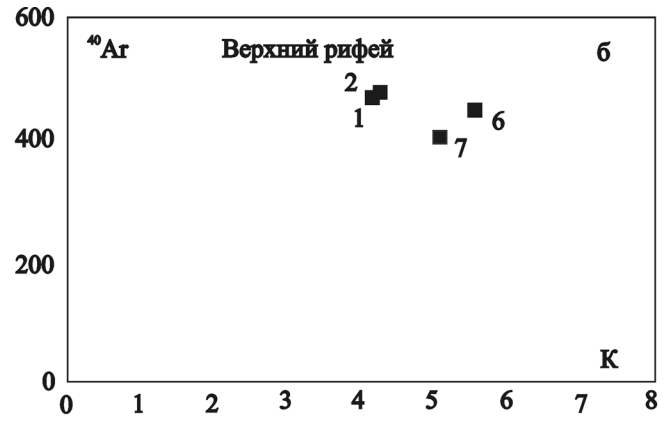
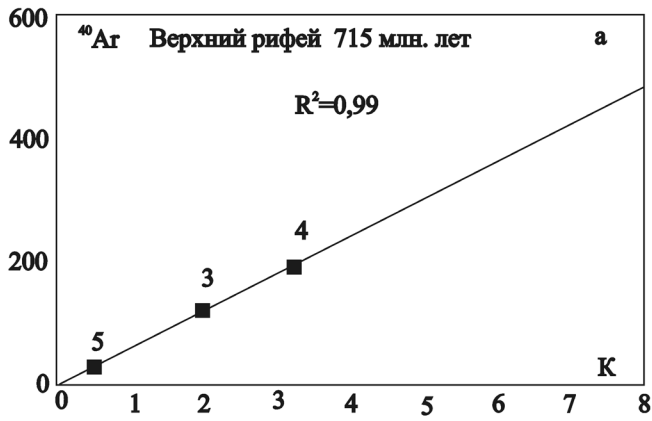
Как известно, рифейские глинистые породы по степени преобразования [2] представлены нормально-осадочными, метаморфизованными и метаморфическими разновидностями. При постдиагенетических процессах обломочные плагиоклазы и биотиты замещаются серицитом и хлоритом, глауконит переходит в хлорит. В стадию нормального катагенеза образуются пелитовые, аргиллитовидные микросланцы (преобладающий состав: слюда  $1M$ , биотит, глауконит). В стадию глубинного катагенеза образуются пелитовые сланцы (состав: слюда  $1M$  и  $2M_1$ , биотит, глауконит); в стадию метагенеза – филлитовидные сланцы, филлиты (состав: слюда  $2M_1$ , глауконит, хлоритизированный биотит), при регрессивном катагенезе происходит гидратация серицита и мусковита [14].



**Рис. 1.** Типовые графики рентгеноструктурного (а, в, д, ж, и) и термогравиметрического (б, г, е, з) анализов глинистых сланцев.

а–б – верхний рифей, в–г – зигазино-комаровская (№ 18) и зигальгинская (№ 20) свиты, д–е – бакальская свита, ж–з – саткинская свита, и – айская свита.

Графики рентгеноструктурного анализа, ввиду их мелкого масштаба, предназначены лишь для сравнительного показа различий в петрографии групп пород; цифры слева от графиков соответствуют номерам проб по табл. 1; пики с высокими значениями интенсивностей на рентгеновских графиках урезаны по высоте; характеристики условий рентгеновской съемки: прибор ДРОН-3, интервал съемки от 2 до 16°, излучение  $\text{CuK}\alpha$ ; характеристики термогравиметрии: дериватограф G-1500D, скорость съемки  $10^\circ/\text{мин.}$ , интервал температур 20–1000°C; значения пиков на графиках термогравиметрии показывают температуру в °C.



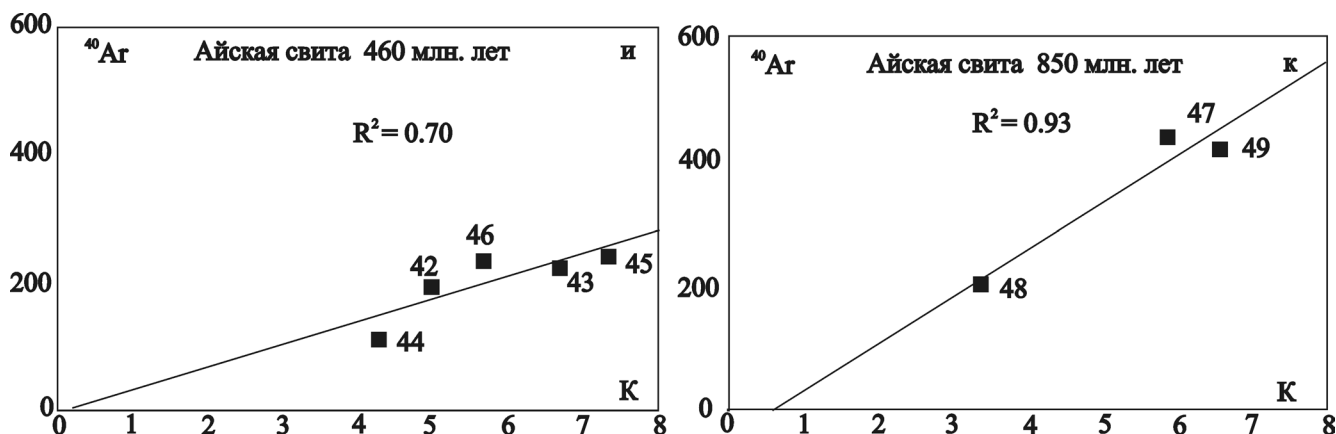


Рис. 2. Графики зависимости содержаний калия и радиогенного аргона-40 для глинистых пород.

а–б – верхнего рифея: а – с низким содержанием калия, “изохронная” линия соответствует 715 млн. лет; б – с высоким содержанием калия; в – авзянской свиты среднего рифея, “изохронная” линия соответствует 475 млн. лет; г – зигазино-комаровской свиты среднего рифея “изохронная” линия – 565 млн. лет; д – зигальгинской свиты среднего рифея; е – бакальской свиты нижнего рифея с низким содержанием калия, “изохронная” линия – 960 млн. лет; ж – бакальской свиты с высоким содержанием калия; з – саткинской свиты нижнего рифея, “изохронная” линия – 1010 млн. лет; и – филлиты айской свиты нижнего рифея, “изохронная” линия – 460 (?) млн. лет; к – филлитовидные сланцы айской свиты, “изохронная” – линия 850 (?) млн. лет.

Единицы измерений: <sup>40</sup>Ar – нг/г; К – %; номера точек на графиках соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 1 и 2.

Первое, что отмечается при общем обзоре аналитических данных для большинства проб из разных свит (табл. 1) – это четкое разделение пород по содержанию калия в них на две группы: первая группа с содержанием калия до 4.0–4.3%, и вторая – выше 5.0% (пределы содержаний калия в группах несколько различаются в выборках пород из разных стратиграфических горизонтов). При более тщательном и детальном изучении оказалось, что эти различия в содержаниях калия отражают различия минералого-петрографического состава пород (главным образом по результатам рентгеноструктурного и термического анализов: на рис. 1а показаны типовые для каждой группы пород рентгенограммы и термограммы). Эти особенности легли в основу графического анализа датировок в системе координат <sup>40</sup>Ar–К с использованием компьютерной методики построения изохронных линий.

### Верхний рифей

Верхнерифейские глинистые породы представлены алевролитовыми и, реже, пелитовыми сланцами, измененными до стадии глубинного катагенеза с реликтами начального катагенеза [1, 2]. Верхнерифейские отложения сложены несколькими свитами [14 и др.], датированными по породам и минералам различными радиологическими методами [5–7, 9, 14, 16, 19 и др.]. Однако, обзор опубликованных значений возраста показывает, что, несмотря на достаточное количество возрастных цифр, количество данных по глинистым породам верхнего рифея весьма ограничено, они часто отмечают явно низкий “возраст” и не привязаны к каким-либо геологическим процессам в регионе. Наши К–Ar дати-

ровки по глинистым сланцам верхнего рифея, в целом (табл. 1), также показывают широкий разброс значений, который коррелируется с петрографическими особенностями пород, взятых для геохронологических определений. Во-первых, по содержанию калия изученные верхнерифейские сланцы довольно четко разделяются на две группы. Первая группа пород с низкими содержаниями калия (0.48–3.23%), представленная алевролитовыми сланцами *инзерской и катавской свит*, сложена существенно хлоритом, слюдами и гидрослюдами (до 30%), в меньших количествах присутствует кварц с небольшим количеством плагиоклаза, возможно с примесью калиевого полевого шпата. При анализе возрастных датировок в системе координат <sup>40</sup>Ar–К выявляется, что фигуративные точки образуют “изохронную” линию с высоким коэффициентом корреляции R<sup>2</sup> = 0.99 проходящую через начало координат (нулевую точку), т.е. – это нормальная калий-аргоновая изохрона (рис. 2а), соответствующая возрасту 715 млн. лет.

Во второй группе пород с высоким содержанием калия (сланцы *миньярской и зильмердакской свит*) хлорита значительно меньше, но развиты нормальные слюды 1М с реликтами упорядоченной до 2M<sub>1</sub> структуры, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз и, конечно, кварц. В координатах <sup>40</sup>Ar–К фигуративные точки анализов располагаются кучно, не формируя никаких зависимостей (рис. 2б) и при этом отдельные единичные значения возраста пород этой группы выше, чем у пород первой. Различия в петрографических особенностях пород довольно четко определяются и из рис. 1а–б: рентгенограмма и термограмма образца № 4, являются идентичными (типовыми) таковым и для других образцов первой группы, показавших хорошую

изохрону, и заметно отличаются от рентгенограммы и термограммы образца № 6, представляющего вторую группу пород без изохронной зависимости. Очевидно, что породы первой группы показывают завершенность процесса постдиагенетического изменения и своей изохронной зависимостью отмечают время этого процесса. Более высокие содержания радиогенного аргона-40 в породах второй группы дают определенную возможность говорить о их более древнем возрасте или определять их как реликты более ранних измененных пород. Таким образом, наиболее определенно можно сказать, что породы первой группы (низкокалиевые) являются продуктом преобразования пород второй группы и “изохронная” линия 715 млн. лет показывает время одного из этапов постдиагенетических преобразований пород верхнего рифея, т.е. время выхода пород из зоны метаморфизма с температурой, вероятней всего, ниже 200–220°C (исходя из ДТА этих слюд), т.е. момента верхнего предела низкотемпературной дегидратации и окончательного прекращения потерь радиогенного аргона-40 слюдистыми минералами пород.

### Средний рифей

В комплекс датированных среднерифейских образований входят глинистые сланцы в составе авзянской, зигаино-комаровской, зигальгинской свит.

Результаты рентгеноструктурного и термического анализов пелитовых сланцев *авзянской свиты* не показывают особых петрографических различий в разнокалиевых группах пород – они состоят, главным образом, из высокотемпературной слюды 2M<sub>1</sub> (являющейся основным носителем калия и аргона) с примесью слюды 1M хлорита и смешанно-слоистых образований, чем часто определяется общее содержание калия в породе в целом; отмечается примесь полевых шпатов (плагноклаз и калиевый полевой шпат). Наличие значительных количеств слюд 2M<sub>1</sub> указывает на высокую степень постдиагенетических преобразований пород. Очевидно, это и определило характер “изохронной” зависимости. В координатах <sup>40</sup>Ar–K (рис. 1в), невзирая на содержания калия, формируется одна “изохронная” линия (рис. 2в), соответствующая 475 млн. лет с высоким коэффициентом корреляции R<sup>2</sup> = 0.98. Расчет “изохронной” линии, рассчитанной только для низкокалиевых образцов (№№ 8, 11, 12, табл. 1) (не показано на рисунках) имеет близкое значение – 500 млн. лет. Эта близость значений подтверждается также и петрографической идентичностью всех пород свиты. Обе отмеченные “изохронные” линии характеризуются некоторыми отклонениями от нулевой точки координат, обусловленными, наряду с возможным присутствием некоторого количества избыточного <sup>40</sup>Ar в каждой пробе, и сложившимся к моменту действия данного ме-

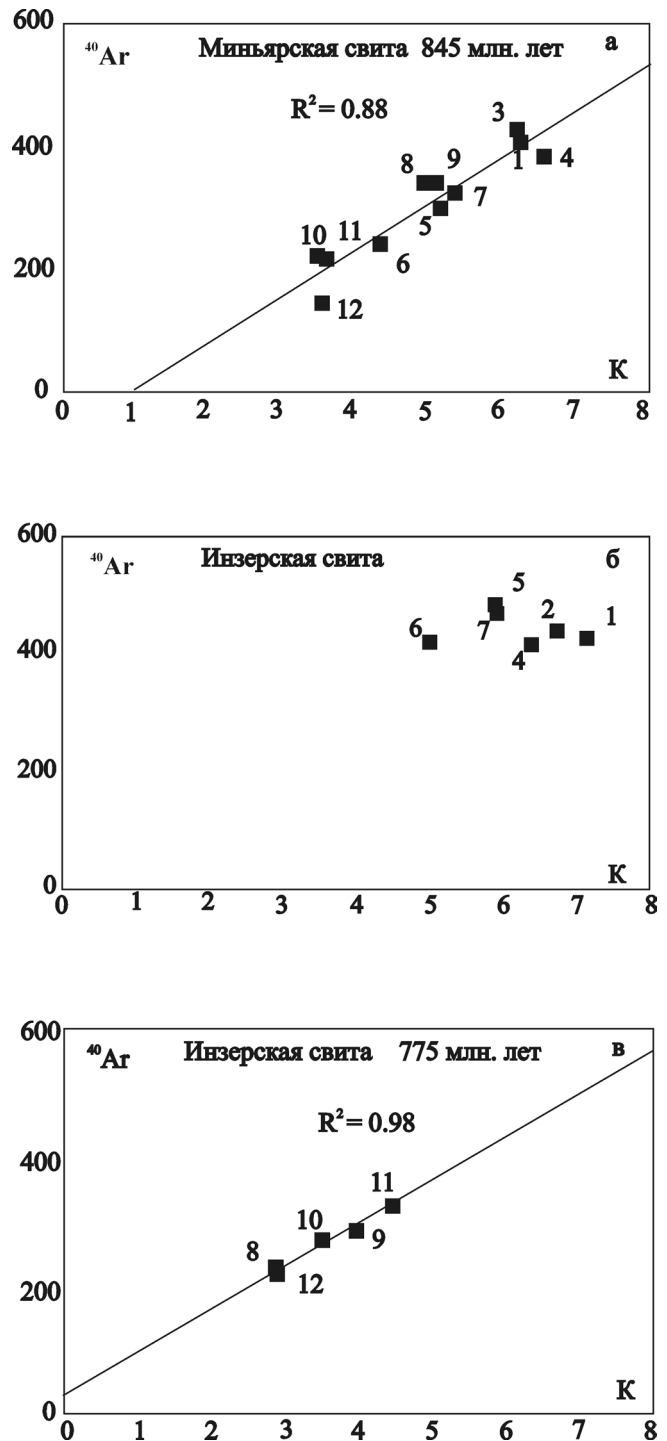


Рис. 3. Графики зависимости содержаний калия и радиогенного аргона-40 для глауконитов из глинистых пород рифея.

а – миньярская свита (“изохронная” линия 845(?) млн. лет); б – инзерская свита с высоким содержанием калия; в – инзерская свита с низким содержанием калия (“изохронная” линия 775 млн. лет).

Единицы измерений: <sup>40</sup>Ar – нг/г, К – %; номера точек на графиках соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 1 и 2.

таморфического процесса первичным отношением изотопов аргона ( $^{40}\text{Ar}^{36}/\text{Ar}$ ). Это положение принято нами как наиболее вероятное условие.

Таким образом, комплекс пород авзянской свиты испытал одноактные довольно высокотемпературные воздействия (что объясняется тождественностью состава и положением точек пород с разным содержанием калия на одной “изохронной” линии), что привело, вероятней всего, к полной потере радиогенного аргона-40 и по окончании этих процессов “калий-аргоновые часы” вновь “включились”, показав в итоге время (возраст) данного этапа постдиагенетических преобразований. Отмечается неясное положение пробы № 14 (табл. 1), характеризующейся высокими содержаниями и калия (около 5%) и аргона (около 400 нг/г), что побудило нас отложить ее рассмотрение до получения дополнительных данных.

Несколько отличными особенностями характеризуются пелитовые сланцы *зигазино-комаровской свиты* (табл. 1). Во-первых, это более значительное развитие слюды 1М и полевошпатовой составляющей, что определяет высокие содержания калия – выше 5%, во-вторых, в координатах  $^{40}\text{Ar}-\text{K}$  образуется “изохронная” линия (рис. 2г), отвечающая значению 565 млн. лет с высоким  $R^2 = 0.99$  и очень малым отклонением от “нулевой” точки, что, пожалуй, позволяет причислить ее к изохроне стандартного вида.

Образцы пелитовых сланцев *зигальгинской свиты* по положению в координатах  $^{40}\text{Ar}-\text{K}$  близки к положению пород *зигазино-комаровской свиты* (рис. 2г, д), но отличается от последних петрографическими особенностями – развитием кварца, более значительным количеством полевых шпатов и слюды 2М<sub>1</sub>, малым развитием хлорита (не более 10%). Эти различия наглядно отображаются в графиках типовых рентгенограмм и термограмм (образцы № 18 и № 20 на рис. 1в, г). Анализированные образцы пород *зигальгинской свиты* не образуют изохронной зависимости. Вызывает некоторый интерес проба № 20 (табл. 1), характеризующаяся высоким содержанием калия – 7.0% и низким аргона-40 – 242.1 нг/г, что требует более детального изучения пород *зигальгинской свиты*. Предполагается, что для пород среднего рифея в период этапа 565 млн. лет сформировались пелитовые сланцы с реликтами более древних минералов. Вероятно, процесс преобразования минералов типа слюд 1М и полевых шпатов в *зигазино-комаровское* время не был закончен, и только позднее (475 млн. лет) эти реликтовые слюды преобразовались в слюды 2М<sub>1</sub> с сопутствующими минералами. т.е. авзянский этап завершил процесс формирования пород. В работе Н.И. Виноградова и др.[5] приводится значение Rb-Sr метода по аргиллитам юрматинской серии  $525 \pm 30$  млн. лет, которое сопоставляется автором с этапом последнего изменения пород и которое вполне

согласуется с нашим значением по “изохронному” возрасту *зигазино-комаровской свиты*.

### Нижний рифей

Калий-аргоновое датирование нижнерифейских пород проведено по филлитам, филлитовидным и пелитовидным сланцам (табл. 1).

Пелитовидные сланцы по содержанию калия разделяются на две группы – породы с содержанием калия до 3.5% и породы с калием выше 4.5%. Различия этих двух групп пород отчетливо отмечаются результатами рентгеноструктурного и термического анализов (рис. 1д, е, типовые графики). Сланцы первой группы (рис. 1д, е, проба № 22) имеют следующий состав: хлорит (в преобладающем количестве), слюда и гидрослюда, кварц и примеси плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Сланцы второй группы (рис. 1д, е, проба № 27) сложены слюдой и кварцем, значительно меньше хлорита и есть примесь карбонатов, присутствие которых явно понижает содержание калия в породе в целом и отмечает несколько иные условия формирования. Наличие полевых шпатов в сланцах первой группы и относительно слабое развитие хлорита и гидрослюды в породах второй, вероятней всего, отмечают незавершенность процесса преобразования пород этой свиты и более ранний выход пород из зоны метаморфизма.

В координатах  $^{40}\text{Ar}-\text{K}$  породы первой группы с относительно высоким коэффициентом корреляции  $R^2 = 0.88$  образуют “изохронную” линию, соответствующую возрасту 960 млн. лет (рис. 2е). Примечательно, что это значение довольно близко совпадает с данными, полученными U-Pb методом по метасоматическим сидеритам *бакальской свиты* –  $1010 \pm 100$  млн. лет [12], что, возможно, свидетельствует о совмещении во времени процесса преобразования глинистых пород с формированием сидеритовых руд.

Точки сланцев второй группы никакой зависимости в этой системе не образуют, располагаясь весьма компактно в виде пятна (рис. 2ж), и отличаясь в целом более высокими значениями как калия, так и аргона.

Безусловно, значительная доля неопределенности возникает в связи с отклонением “изохронной” линии от нулевой точки координат. К причинам этих отклонений, как уже отмечалось, обычно относят: привнос калия в период метаморфических преобразований пород (но в нашем случае “изохронную” линию дали низкокалиевые), либо адекватные потери некоторой части накапливающегося радиогенного аргона (без изменения общего характера “изохронной” линии развития), особенно в период окончательного падения температуры затухающего метаморфического процесса, либо, что более вероятно, сложившимся после окончания про-

цесса преобразования пород “воздушным” отношением  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  [21].

Датировка глинистых пород *саткинской свиты* проводилась по филлитовидным сланцам, состоящим из слюды и хлорита в различных соотношениях, кварца, небольшого количества плагиоклаза и карбоната (рис. 1ж, з, проба № 36). Из всего списка анализируемых проб (табл. 1) не рассматривались два опубликованных значения: проба № 40: ( $K = 6.85\%$ ,  $^{40}\text{Ar} = 266.4$  нг/г, кажущийся (модельный) возраст  $488 \pm 7$  млн. лет) и проба № 41: ( $K = 8.15\%$ ,  $^{40}\text{Ar} = 187.2$  нг/г, кажущийся (модельный) возраст  $304 \pm 5$  млн. лет) [14]. Эти пробы значительно отличаются от остальных в этой группе. Так, по данным рентгеноструктурного и термического анализов (рис. 1ж, з) они состоят преимущественно из кварца и калиевого полевого шпата с небольшими количествами слюды и хлорита. В координатах  $^{40}\text{Ar}-K$  фигуративные точки анализируемых проб образуют “изохронную” линию с высокой степенью корреляции  $R^2 = 0.99$ , соответствующую возрастному значению 1010 млн. лет. (рис. 2з), близкому к таковому для бакальской свиты – 960 млн. лет. Отклонение линии от начала координат наиболее вероятно можно объяснить той же причиной, что и для бакальской свиты.

Датировка пород *айской свиты* и сопоставление полученных результатов проведено отдельно по филлитам и филлитовидным сланцам на основе их минералого-петрографических особенностей. По данным рентгеноструктурного анализа филлиты представляют собой породы, состоящие преимущественно из слюды и кварца, со значительным количеством калиевого полевого шпата и малым количеством хлорита (рис. 1и, проба № 42). Относительные содержания калия определяются в основном соотношением слюды и калишпата, хлорит играет здесь подчиненную роль. Филлиты имеют сравнительно низкие количества радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  (около 200–230 нг/г) Другая группа пород – филлитовидные сланцы – характеризуется почти чисто кварц-слюдястым составом с большим количеством хлорита и калиевого полевого шпата (рис. 1и, проба № 49) и более высокими количествами радиогенного аргона-40 (около 420–440 нг/г), обуславливающими и более высокие модельные значения возраста. Слюды этой группы пород структурно наиболее упорядоченные и содержат в заметном количестве высокотемпературную разновидность  $2M_1$ , в то время как в филлитах имеется заметное количество смешанно-слоистой фазы. Вполне возможно, что такое соотношение характеризует законченность процесса метаморфических преобразований для филлитовидных сланцев и незаконченность – для филлитов или повторное наложение метаморфизирующего процесса на уже сформированные разности филлитов, что косвенно подтверждается повышенными количества-

ми радиогенного аргона-40 и более высокими значениями возраста филлитовидных сланцев и, соответственно, низкими – филлитов. Это же показывают результаты анализа возрастных данных в координатах  $^{40}\text{Ar}-K$  с учетом петрографической характеристики, которая, как было отмечено, позволила разделить породы на две группы. Фигуративные точки анализов филлитов (5 проб) составляют “изохронную” линию с относительно низким коэффициентом корреляции ( $R^2 = 0.7$ ; рис. 2и), проходящую, практически, через начало координат и соответствующую 460. млн. лет. Фигуративные точки анализов филлитовидных сланцев (3 пробы, рис. 2к) составляют неуверенную “изохронную” линию с  $R^2 = 0.92$ , проходящую также вблизи нулевой точки и соответствующую 850 млн. лет. Эти данные показывают, что филлитовидные сланцы сформировались намного ранее филлитов, образование которых было обусловлено, по всей видимости, поздними и более низкотемпературными условиями. Таким образом, в айской свите намечается два этапа преобразований: 850 и 460 млн. лет.

В целом создается впечатление, что нижнерифейские образования представлены двумя комплексами пород с различной историей геологического развития: это, во-первых, саткинская и бакальская свиты, претерпевшие метаморфические преобразования как единое целое около 1000 млн. лет назад и не подверженные каким-либо более поздним региональным преобразованиям. Второй комплекс представляет айская свита, породы которой неоднократно подвергались воздействию более молодых преобразующих процессов: 850 млн. лет, что близко совпадает с данными по R-Sr [15, 16] и U-Pb методам для пород каратауской серии, и 460. млн. лет – значение близкое к 475 млн. лет (авзянский этап). Таким образом, можно предположить, что в наиболее поздний этап преобразований пород рифея Башкирского мегантиклинория айская свита в каких-то временных пределах геологически развивалась отдельно.

#### ГЛАУКОНИТЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РИФЕЯ

В составе песчано-глинистых породных комплексов рифея Башкирского мегантиклинория в качестве вторичного минерала довольно широко развит глауконит [14]. Однако, возрастные значения по нему также характеризуются значительными расхождениями. Геохимические особенности глауконита служат дополнительными индикаторами минеральных фаций [1]. В калий-аргоновой геохронометрии глауконит считается пригодным для датирования осадочных пород и применяется довольно часто [19]. Изучение условий пригодности глауконита [18] позволило наметить признаки первичности и изменения минерала: – глауконит периода седиментации (возможно, периода диагенеза) осадков, обычно доволь-

Таблица 2. Глаукониты глинистых пород рифея Ю. Урала

№ п/п	К, %	<sup>40</sup> Ar, нг/г	Возраст, млн. лет	№ п/п	К, %	<sup>40</sup> Ar, нг/г	Возраст, млн. лет
Инзерская свита				Миньярская свита			
1 [11]	7.15	426.6	723 ± 21	1 [11]	6.31	414.1	781 ± 21
2 [11]	6.73	439.1	778 ± 23	–	–	–	–
3 [7]	5.04	337.4	800	3 [11]	6.27	428.4	801 ± 24
4 [11]	6.39	417.7	778 ± 23	4 [11]	6.65	385.6	706 ± 21
5 [7]	5.90	482.0	932	5 [8]	5.23	303.4	667
6 [8]	5.0	419.5	945	6 [8]	4.41	244.5	685
7 [7]	5.90	473.0	921	7 [8]	5.43	328.4	731
8 [7]	2.87	232.0	921	8 [6]	5.00	342.7	813
9 [7]	3.98	294.5	865	9 [7]	5.17	342.7	789
10 [7]	3.50	276.7	910	10 [6]	3.55	224.9	760
11 [7]	4.45	335.6	876	11 [8]	3.67	219.6	722
12 [7]	2.91	223.1	885	12 [8]	3.61	219.6	733
Зильмердакская свита							
1 [7]	3.56	317.7	1000	2 [18]	7.37	446.2	733
3 [18]	6.84	464.1	799 ± 15	4 [18]	6.84	462.3	790 ± 6

Примечание. В квадратных скобках после номера – источник данных.

но мелкозернистый, обладает зеленым, бутылочно-зеленым цветом, несовершенной структурой 1Md, содержит значительное количество разбухающих слоев, относительно низкие и непостоянные содержания калия и некоторые фациальные особенности;

– перекристаллизованный, окончательно сформированный глауконит, более крупнозернистый, с зернами округлой формы имеет более упорядоченную структуру 1M, высокие содержания калия (до 7–7.5%), темно-зеленый до черного цвет глобул.

Длительность и непрерывность процесса формирования минерала, который является фоновым процессом всего аутигенного глауконитообразования [17], сложность состава и структуры, многократность структурных и химических преобразований, стремление в окончательном виде к формированию 1M-структуры с высоким содержанием калия не позволяют в большинстве случаев датировать не только время формирования породы, в которой он заключен, но и время какого-либо этапа ее преобразования. Тем не менее, мы попытались провести выборочный анализ опубликованных K-Ar датировок по глауконитам (табл. 2) из пород отдельных свит рифея по аналогичной методике.

**Миньярская свита.** Глаукониты миньярской свиты по содержанию калия формируют три довольно дискретные группы, которые совместно образуют “изохронную” линию с относительно неплохим коэффициентом  $R^2 = 0.88$ , соответствующую 845 млн. лет (рис. 3а), но в каждой группе, в свою очередь, намечаются свои зависимости, отражающие особенности “роста” минерала. Кроме того, из данных Т.А. Ивановской и др. [11], можно предположить, что возраст глауконита с большим содержанием калия (№ 1, табл. 2) ближе всего может отражать конец процесса “глауконитизации” – 706 ± 21 млн. лет, тем более, что проба характери-

зуется наименьшим количеством (из приведенных авторами данных) разбухающих монтмориллоновых слоев и высоким содержанием калия.

**Инзерская свита.** Глаукониты из пород свиты по содержанию калия условно разделяются на две группы: “б” – содержание калия выше 5%, “в” – содержание калия до 4.5% (признак “первичности”).

Фигуративные точки глауконита группы “б” с высоким содержанием калия (рис. 3б) характеризуются небольшими колебаниями в содержаниях аргона и незначительными – по калию. В этом отражается лишь процесс калиевого метасоматоза (очевидно, процесс роста глауконита – “глауконитизация”), определяющего искажения индивидуальных датировок. Фигуративные точки глауконита группы “в”, относящиеся к “раннему”, наименее “развитому” глаукониту, образуют “изохронную” линию с высоким коэффициентом корреляции  $R^2 = 0.98$ , соответствующую 775 млн. лет (рис. 3в). Из всех датировок глауконита по этой свите можно лишь предположить, что единичное значение возраста образца глауконита с наиболее высоким содержанием калия может характеризовать лишь конечные этапы преобразования минерала 723 ± 21 млн. лет.

**Зильмердакская свита.** Датирования зильмердакской свиты по глаукониту проводились и ранее [18]. Из отдельных обогащенных глауконитом участков песчано-алевролитовых сланцев свиты были взяты образцы, содержащие до 20–60% глауконита. Выделенный из этих образцов глауконит был разделен на разные фракции. По обогащенной до 100% фракции глауконита, представляющей хорошо сформированные темно-зеленые, почти черные глобулы с наиболее высоким содержанием калия – 7.3%, характеризующиеся наиболее совершенной структурой, получено значение возраста 733 млн. лет (табл. 2), которое наиболее ве-

**Таблица 3.** Сопоставление значений К-Аг “изохронного” возраста в стратиграфическом разрезе свит рифея Башкирского мегантиклинория

Рифей	Серии	Временные границы серий (по данным [13]), млн. лет	Свиты	Время проявления процессов постдиагенетических изменений, млн. лет	
				Глинистые сланцы	Глауконит
Верхний	Каратавская	660	Укская (uk)		
			Миньярская (mn)		845(?)
			Инзерская (in)	715	775
			Катавская (kt)		
Зильмердакская (zl)		733			
		1000 ± 20			
Средний	Юрматинская	1348 ± 16	Авзянская (av)	475	
			Зигазино-комаровская (zk)	565	
			Зигальгинская (zg)		
Нижний	Бурзянская	1615 ± 45	Бакальская (b)	960	
			Сагкинская (st)	1010	
			Айская (ai)	460(?), 850(?)	

Примечание. \* – Значения границ взяты из [13].

роятно показывает время завершения процесса перекристаллизации (окончательного формирования) глауконита. Это косвенно подтверждается цифрой 757 млн. лет [18, (анализ А-1953\*)].

По фракции глауконита, характеризующейся глобулами с зеленым и желтовато-зеленым оттенком [18], получено значение возраста  $684 \pm 2$  млн. лет при содержании калия 6.72%. Глауконит этой фракции характеризует первичный, но уже значительно измененный поздними низкотемпературными процессами (выветриванием), тип глауконита и заниженные значения возраста и калия отражают этот процесс, указывая на искаженность первичного возраста. С другой стороны, значения возраста  $799 \pm 15$  и  $790 \pm 6$  млн. лет (табл. 2), при содержании К = 6.84%, относящиеся к глаукониту со смешанным составом из первично измененных и перекристаллизованных глобул, вероятней всего, представляют промежуточное значение в ходе процесса перекристаллизации. В целом, можно предположить, что “первичный” глауконит преобразовывался двумя параллельными путями: первый – низкотемпературные изменения, типа выветривания, привели к значениям 684 млн. лет, второй – более высокотемпературная перекристаллизация (“глауконитизация”) – к значению 733–757 млн. лет, а значения 790–799 млн. лет, являясь промежуточными, позволяют предполагать, что первичный (аутигенный) возраст минерала является более древним. Применение системы  $^{40}\text{Ar-K}$  к глаукониту зильмердакской свиты не представляется возможным.

Из этого небольшого обзора о пригодности глауконита для целей калий-аргоновой геохронологии получается, что к датировкам по неизученным гла-

уконитам следует относиться довольно осторожно – достоверность интерпретации их возраста может быть довольно низкой, т.е. датирование глауконитов требует обязательного детального изучения структурно-химических и петрогенетических особенностей минерала и увязки этих данных с получаемыми цифрами возраста.

## ВЫВОДЫ

Проведенное сопоставление (интерпретация) калий-аргоновых данных, полученных по постдиагенетически измененным глинистым породам рифея Башкирского мегантиклинория Ю. Урала в виде анализа их в системе “калий-аргоновых” изохрон с петрографо-минералогическими особенностями пород и минералов (глауконитов) из них, позволяет наметить некоторые временные вехи (этапы) в процессах постдиагенетических преобразований пород (табл. 3):

- наиболее низкие калий-аргоновые значения (460–500 млн. лет) получены по пелитовым сланцам авзянской свиты среднего рифея и филлитам айской свиты нижнего рифея;

- значение 565 млн. лет отмечается для пелитовых сланцев зигазино-комаровской свиты среднего рифея;

- довольно четко проявляется этап изменений пород 715–775 млн. лет для пород верхнего рифея – алевролитовых сланцев инзерской и катавской свит;

- время изменения 845–850 млн. лет отмечаются неуверенно и для глауконитов миньярской свиты верхнего рифея (индивидуальные точки имеют до-

вольно большое отклонение от изохронной линии, но характеризуются относительно высоким коэффициентом корреляции) и для филлитов айской свиты (мало единичных фигуративных точек);

– наиболее древний этап 960–1010 млн. лет отмечается для пелитовых и филлитовых сланцев бакальской и саткинской свит нижнего рифея.

Поскольку значения калий-аргонового возраста определяются временем “включения калий-аргоновых часов” (началом накопления радиогенного аргона-40), определяемым выходом пород из зон повышенных температур, то можно предположить, что калий-аргоновые геохронологические значения для датированных групп пород, порой согласующиеся с данными по другим методам, дают время положительных вертикальных тектонических подвижек. Например, Г.В. Овчинников и др. [16] по иллитовым фракциям пород инзерской свиты рубидий-стронциевым изохронным методом получены значения 805–835 млн. лет, отождествляемые со стадиями диагенеза погружения. А уже к стадии подъема комплекса пород этой же свиты, вероятно, можно отнести полученное значение по глаукониту – 775 млн. лет.

Изложенный материал показывает принципиально широкие возможности “изохронного” анализа (интерпретации) калий-аргоновых данных на основе петрографических особенностей глинистых пород, претерпевших метаморфизм низких ступеней. И хотя здесь не рассматривалось влияние экспериментальных погрешностей возрастных определений, “изохронные” тенденции, получаемые при графическом анализе калий-аргоновых датировок глинистых пород рифея Урала, приводят, с одной стороны, к некоторым выводам, безусловно требующим геологического обоснования, а с другой – к необходимости более тщательного датирования всего комплекса пород обязательно совместно с более детальным минералого-петрографическим их изучением.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
2. *Анфимов Л.В., Кагарманова Н.И., Ишерская М.В., Калеганов Б.А.* Глинистые породы рифея на юге Волго-Уральской области и в Башкирском мегантиклинории // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 12–13.
3. *Бурксер С., Зайдис Б.Б.* О применении калий-аргонового метода датирования абсолютного возраста к слабо метаморфизованным породам // Методические вопросы изотопной геологии. М.: Наука, 1965. С. 51–55.
4. *Виноградов В.И., Головин Д.И.* Геохимическое значение К-Аг геохронологических исследований осадочных пород // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 2. С. 174–185.
5. *Виноградов В.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. и др.* Эпигенез среднерифейских отложений Башкирского антиклинория Южного Урала – время преобразований и геологические следствия // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 6. С. 640–652.
6. *Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.
7. *Гаррис М.А., Дядин Н.Н., Денисенко А.Е.* Новые данные к геохронологической шкале Урала // Тр. XI сессии Комиссии по опред. абсол. возр. геолог. формаций. М.: АН СССР, 1963. С. 361–374.
8. *Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя // МГК XXII сессия. Проблема 3. М.: Наука, 1964. С. 128–156.
9. *Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М. и др.* Rb-Sr метод и ЯГР-спектры глауконитов укской свиты, верхний рифей, Ю. Урал // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Москва: ГЕОС, 2000. С. 144–147.
10. *Ивановская А.В., Кольцова Т.В., Мануйлова М.М., Соколова М.Ф.* К вопросу о применимости глауконитов, гидрослюд и аргиллитов для возрастного расчленения пород К-Аг методом // Геохимия. 1973. № 11. С. 1620–1625.
11. *Ивановская Т.А., Смелов С.Б.* Материалы по изотопному возрасту и минералогии глауконита верхнего рифея Южного Урала (район г. Миньяр) // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 1. С. 147–151.
12. *Каурова О.К., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б. и др.* U-Th-Pb систематика метасоматических сидеритов бакальского рудного поля, нижний рифей Урала // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: мат-лы Российской конф. по изот. геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 175–177.
13. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З.* Некоторые аспекты геологической истории рифея западного склона Южного Урала в рамках реального времени // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 42–51.
14. *Маслов В.А., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала. (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2001. 352 с.
15. *Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др.* U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 20–31.
16. *Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др.* Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея северной Евразии: тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 73–75.
17. *Рядсен М.* Распределение глауконита в гранулометрических фракциях пород нижнего кембрия Эстонии // Изв. АН Эстонской ССР Геология. 1979. Т. 28, № 3. С. 81–88.
18. *Степанов А.И., Подлесова Р.Г.* Слюды в калий-аргоновой геохронологии // Кристаллохимические

- особенности силикатных минералов Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1981. С. 61–81.
19. Стратотип рифея. Стратиграфия, геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
20. *Harper C.T.* Graphical solutions to the problem of radiogenic argon-40 loss from metamorphic minerals // *Ecol. Geol. Helv.*, 1970. V. 63, № 1. P. 119–140.
21. *Hayatsu A., Carmichael A.M.* K-Ar isochron method and initial argon ratios // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1970. V. 8, № 1. P. 71–76.
22. *McElyanny M.W.* The magnetic polarity time scale: Prospects possibilities in magnetostratigraphy // *Contribution to the geological time scale / G.V. Gohee, H.D. Hedberg, M.F. Giassner, eds. Studies of geology. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, OK.* 1978. № 6. 388 p.

*Рецензент В.Л. Андричев*

## **Potassium-argon dating of postdiagenetic changings of the Bashkirian meganticlinorium Riphean clay rocks**

A. I. Stepanov, **L. V. Anfimov**, **A. T. Rasulov**, T. Y. Gulyaeva, V. G. Petrishsheva, O. L. Galakhova

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

The results of correlation (interpretation) K-Ar dates of the Bashkirian Riphey clay rocks (South Urals), changed by late postdiagenetic processes, are given in graphical systems  $^{40}\text{Ar-K}$  (argon-potassium isochrons) together with a study of mineralogy and petrology of these rocks. It belives, “isochron” lines of the K-Ar dates reflect the active time (stage) of the postdiagenetic processes on clay rocks of Bashkirian Meganticlinorium. Besides, during the review of geochronological dates in the glauconites we can see this mineral group has a very low level of radiogeochronological information for using it in datingany geological boundaries.

*Key words: interpretation, dating, potassium-argon dates, potassium-argon “isochrons”, clay rocks, change, glauconite.*

## ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ТЕЛ НА ПРИМЕРЕ АНОМАЛИИ 181 ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКУКИТСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТИЯ)

© 2010 г. З. А. Алтухова, А. И. Зайцев, О. Б. Олейников

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН*

*677891, г. Якутск, просп. Ленина, 39*

*E-mail: aaltukhova2003@mail.ru*

Поступила в редакцию 15.05. 2009 г.

Приведены результаты изучения петрографо-минералогических и геохимических особенностей фациальных разностей пород, выполняющих дайку и трубку сложнопостроенного кимберлитового тела – аномалию 181, которая располагается в восточной части Укукитского поля (северная часть Якутской кимберлитовой провинции). На основании детального изучения включений кимберлитов в кимберлитовой брекчии, слагающей трубку, сделаны выводы о более раннем образовании дайки, кимберлитовая, трубка формировалась позднее. Данные химического состава флогопита и рудных минералов, определение температур их кристаллизации и анализ распределения редкоземельных элементов показали различие мантийного субстрата, при плавлении которого были образованы кимберлитовые магмы, сформировавшие дайку и трубку. Сопоставление полученных данных с особенностями **Rb-Sr изотопных систем** показало, что кимберлитовые породы аномалии 181 формировались из смешанного мантийного субстрата с различной степенью его модификации мантийными процессами и различной алмазоносностью. Выделенные группы слюд, возможно, представляют разные мантийные источники, обусловленные неодинаковыми по времени и продолжительности стадиями метасоматоза верхней мантии.

Ключевые слова: *кимберлит, кимберлитовая брекчия, дайка, трубка, флогопит.*

### ВВЕДЕНИЕ

Значительная величина денудационного среза в северной части Якутской кимберлитовой провинции [5] способствовала обнажению глубинных частей кимберлитовой системы. В пределах Восточно-Укукитского поля (рис. 1а) широко распространены интрузивные фации кимберлитовых пород, где они слагают дайки и штоки [3]. Среди кимберлитовых тел нередко встречаются дайки кимберлитов, сопряженные с трубками. Взаимоотношения дайковых тел и трубок интересны с точки зрения последовательности их образования и распределения алмазов в вертикальном разрезе магматической колонны, что дает возможность изучения общих закономерностей кимберлитового процесса. Последовательность формирования сопряженных тел отражают включения “кимберлита в кимберлите” – автолиты [1]. В пределах Восточно-Укукитского поля по результатам заверки магнитной съемки выявлена аномалия 181 – Финита (рис. 1б), представляющая собой два сближенных тела кимберлитов – дайки и трубки. Сопряженное тело прорывает известняки позднего кембрия. Дайка мощностью 0.6 м прослежена в северо-восточном направлении на 200 м, трубка имеет размеры 60 × 50 м, и также ориентирована на северо-восток. Для установления генетической сущности и вероятной последовательно-

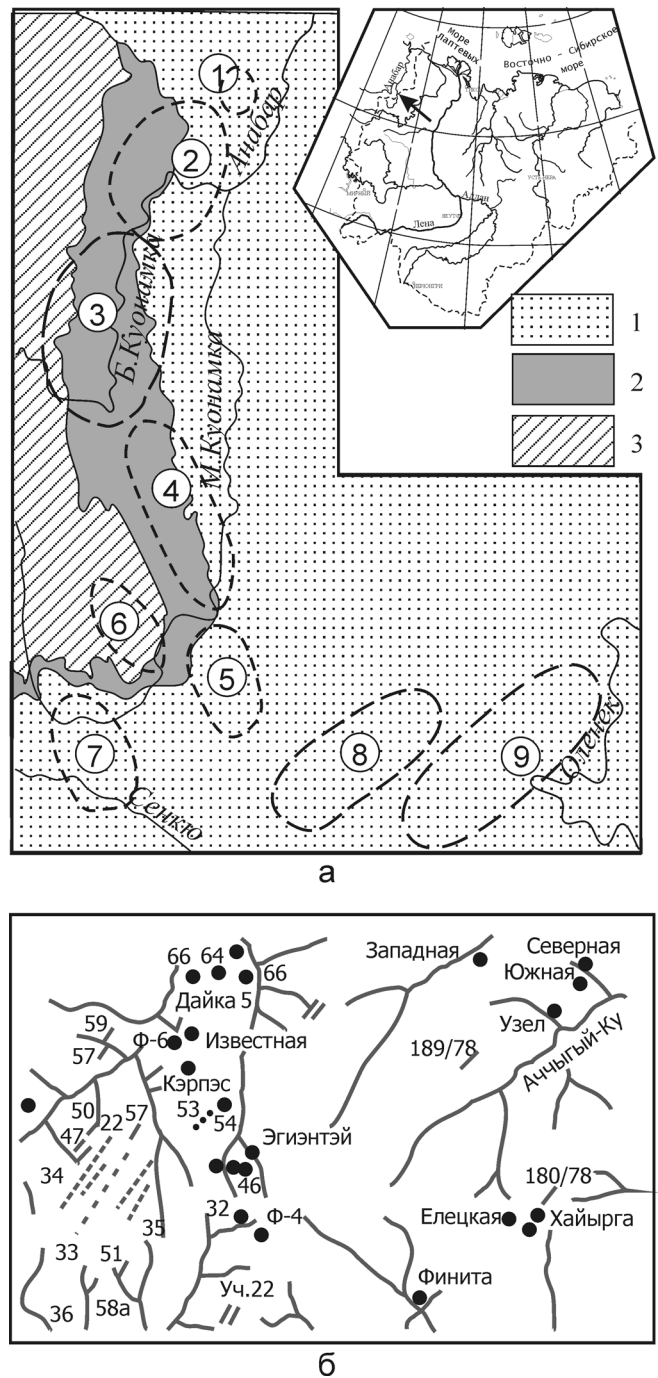
сти формирования кимберлитовых пород, слагающих аномалию 181, были изучены петрографические и химические особенности фациальных разностей пород и их минералов и особенности Rb-Sr изотопных систем.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

*Дайка выполнена мелкопорфировым кимберлитом* с доминирующей (65%) размерностью вкрапленников серпентинизированного оливина <1 мм округлой, овальной формы, более крупные вкрапленники (2 × 3 мм) составляют 3–5%. Ленточно-пластинчатые разности серпентина крупных псевдоморфоз характеризуются относительно высоким (0.010) двупреломлением и магниезиальным составом (33.16–38.16 мас. % MgO), светло-зеленый серпентин мелких зерен – субизотропный лизардит (0.40–0.92 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Содержание флогопита колеблется в пределах 15–20%. Порфиновые выделения флогопита в форме удлинненно-призматических пластинок нередко замещаются хлоритом или карбонатом. В основной массе преобладают светло-бурые, частично хлоритизированные, короткопризматические выделения слюды и ксеноморфные реликты крупных пластинок флогопита (рис. 2а). Химиче-

ский состав флогопита характеризуется низкими содержаниями (мас. %)  $TiO_2$  (0.47–2.45) и  $Al_2O_3$  (7.30–9.55) и минимальными (0.00–0.11) –  $Cr_2O_3$  (рис. 3). Содержание  $FeO$  варьирует в пределах 7.87–13.75 и связано обратной корреляцией с  $Al_2O_3$  (рис. 3в). В основной массе флогопит (хлорит)-кальцит-серпентинового состава широко распространены мелкие (0.03–0.06 мм) зерна ферришпинелей, рутила, хромшпинелидов. Пикроильменит (табл. 1) размером 0.3 мм распадается на отдельные зерна и замещается титаномагнетитом (рис. 4а) с содержанием  $TiO_2$  – 22–26 мас. %. Рутил ( $CaO$  – 0.30,  $TiO_2$  – 98.09,  $FeO$  – 2.05,  $NbO$  – 0.52 мас. %) в виде относительно крупных округлых зерен является включением в слюде (рис. 4в), нередко располагается в ядрах раздробленных сростков с ильменитом, для которого характерно низкое содержание оксида магния, но повышенное – марганца ( $MgO$  – 2.84,  $TiO_2$  – 51.71,  $MnO$  – 1.79,  $FeO$  – 43.09 мас. %). В таких сростках между зернами рутила (рис. 4г) иногда отмечается образование самородной меди, по химическому составу ( $Zn$  – 38–41%) отнесенной к цинкистой разновидности [11]. На карбонатизированных участках (рис. 4к) ильменит такого же состава образует агрегаты пластинчато-призматических выделений, в центре которых заметны ксеноморфные участки рутила. Большинство зерен перовскита замещается брукитом или анатазом. В составе ферришпинелей (рис. 5а) преобладают миналы магнетита (30–80%) и ульвошпинели (7–65%), содержание магнезиальной ульвошпинели изменяется в пределах 5–30%, хромит составляет 7–12%. Хромшпинелиды по химическому составу соответствуют титанистому хромиту с содержанием (мас. %):  $Cr_2O_3$  – 28.21–42.58,  $TiO_2$  – 5.90–12.03,  $MgO$  – 9.54–11.16 и хромистой шпинели:  $Cr_2O_3$  – 14.24–25.21,  $TiO_2$  – 8.22–12.03,  $MgO$  – 9.87–11.29 (табл. 2). Среди миналов преобладают хромит (21.82–51.00%) и магнезиальная ульвошпинель (14.98–20.80%), содержание шпинели: составляет 11.03–17.57%, количество магнетита колеблется в пределах 13.90–36.41% (рис. 5е). Электронно-микроскопическое изучение показало замещение хромшпинелидов ферришпинелями с последующим распадом на мелкие зерна (рис. 4б).

Кальцит в отдельных образцах замещает центральные части относительно крупных псевдоморфоз серпентина по оливину, рудных минералов и в ассоциации с флогопитом слагает основную массу. Особенности его состава определяются высоким (1–6%) содержанием  $MgO$ . Апатит образует мелкие столбчатые кристаллы (рис. 4к) среди основной массы карбонатного состава, в которую включены мелкие ксеноморфные выделения целестин-барита ( $SrO$  – 41–44,  $BaO$  – 11.56–17.55,  $SO_3$  – 37.05–44.52 мас. %), барит-целестина ( $SrO$  – 20.51–25.14,  $BaO$  – 45.23–45.75,  $SO_3$  – 32.67–33.08 мас. %). На участ-



**Рис. 1.** Схема размещения кимберлитовых полей восточного склона Анабарского поднятия (а), масштаб 1 : 2 500 000, и кимберлитовых тел Восточно-Укукитского поля (б), масштаб 1 : 500 000.

а: 1 – кембрийские отложения, 2 – отложения венда и среднего–верхнего протерозоя, 3 – архейские породы. Кимберлитовые поля: 1 – Орто-Баргинское, 2 – Старореченское, 3 – Ары-Мастахское, 4 – Дюкенское, 5 – Лучаканское, 6 – Биригиндинское, 7 – Куранахское, 8 – Западно-Укукитское, 9 – Восточно-Укукитское. б: Финита – аномалия 181.

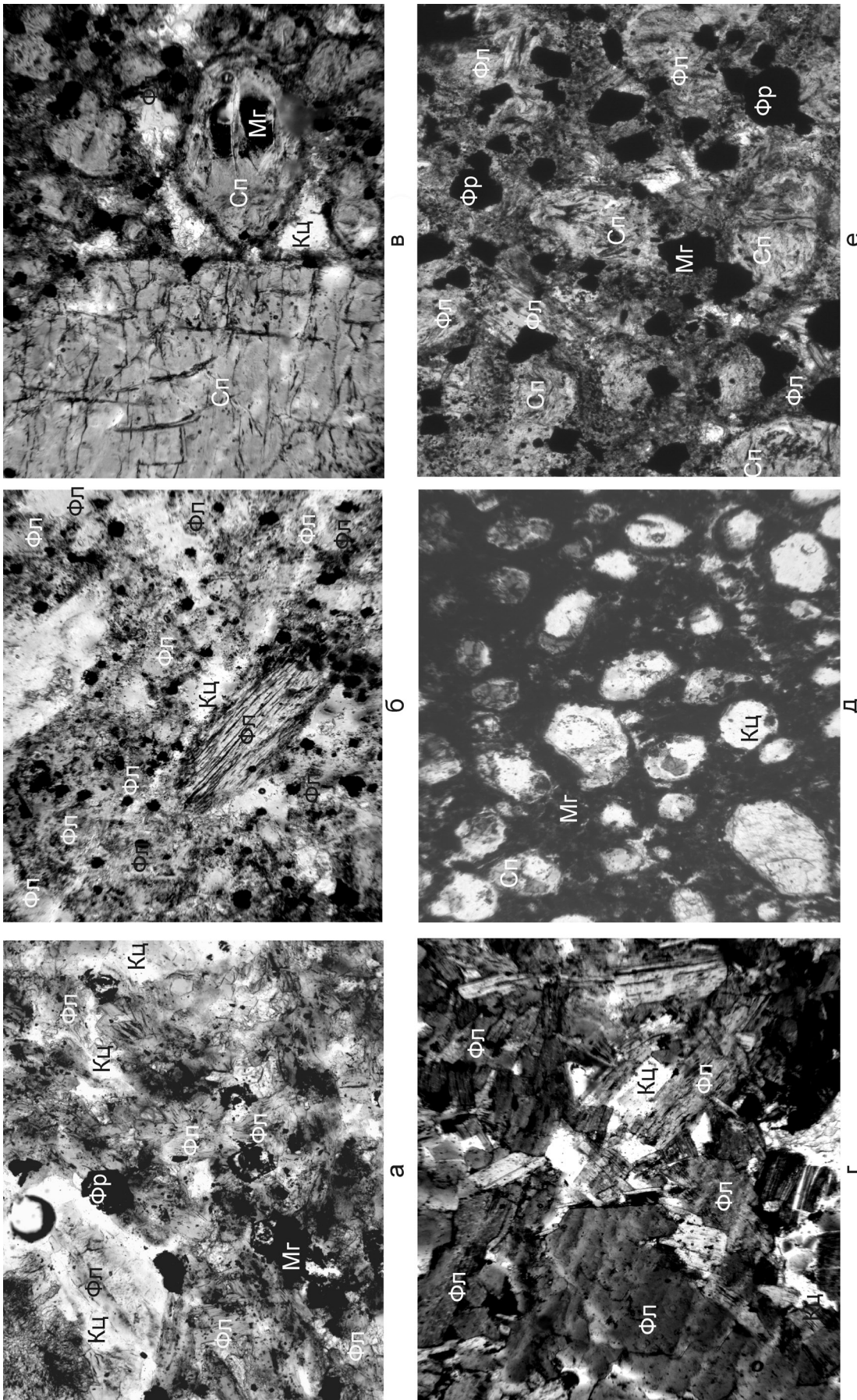
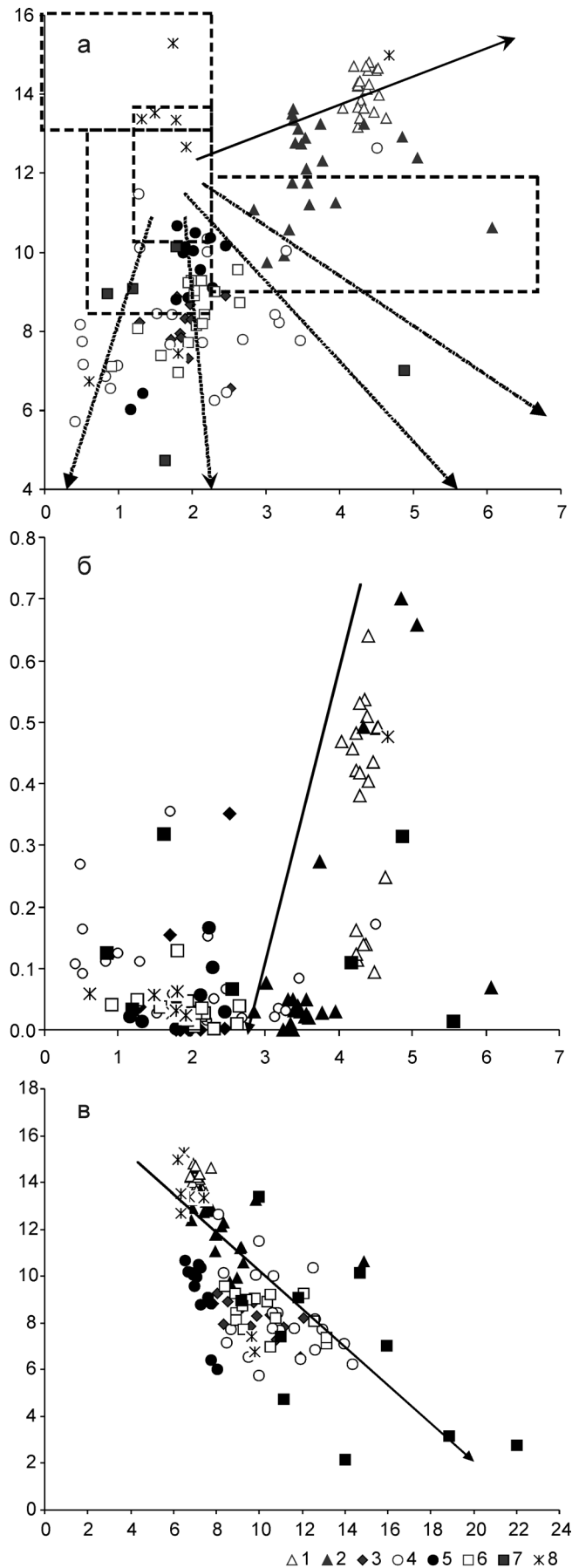


Рис. 2. Микрофотографии кимберлитовых пород аномалии 181 (николи II).

а – мелкопорфировый кимберлит, слагающий дайку, с высоким содержанием мелких ксеноморфных пластинок флогопита (Фл), в основной массе серпентин-слоистого состава располагаются зерна ферришпинелей (Фр) и магнетита (Мг), ×150; б–д – включения пород в автолитовой кимберлитовой брекчии: б – слоистый кимберлит 2-го типа с высоким содержанием рудных минералов в основной массе, ×100; в – кимберлит с реликтом серпентинита (Сп), резорбированного по периферии, типично-морфные порфировые выделения серпентинизированного оливина располагаются в основной массе серпентин-слоистого состава, ×100; г – слюдит, крупные пластинки флогопита частично замещает карбонат (Кц), ×100; д – порфировый кимберлит, структура основной массы серпентин-слоистого состава, ×150; е – кимберлитовая брекчия, слагающая трубку, с четко выраженной мелкопорфировой структурой (слабо карбонатизирована), основная масса флогопит-серпентин-карбонатного состава с высоким содержанием рудных минералов, ×100.



ках серпентинового состава основной массы целестин наблюдается в виде идиоморфных кристаллов с мелкими включениями барита (рис. 43).

**Трубочное тело аномалии 181 выполнено зеленовато-серой кимберлитовой брекчией** с нечетко выраженной автолитовой текстурой кимберлита-цемента. Содержание мелких ( $2.5 \times 0.9, 3 \times 2$  см) ксенолитов осадочных пород составляет 5–7%. Для породы характерно постоянное присутствие мелких (3–5 см) включений серпентинитов, слюдитов, кимберлитов и кимберлитовых брекчий, а также макрокристов (1–2 см) серпентинизированного оливина, флогопита, гранатов, ильменита. Редко отмечаются сегрегации (3 см), выполненные мелкими 0.1–0.5 мм зернами апатита.

**Макрокристы флогопита** интенсивно деформированы, нередко окружены каймой мелких зерен рудных минералов. В составе брекчии преобладают пластинки флогопита с низким (0–1.0 мас. %) содержанием  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  (6–8 мас. %). В менее измененной кимберлитовой брекчии слюды характеризуются более высокими (2.0–3.5) значениями  $TiO_2$  и широким диапазоном вариаций (6–10)  $Al_2O_3$ . Редко отмечается флогопит с высоким (10–12) содержанием  $Al_2O_3$  при низких (1.5) значениях  $TiO_2$ .

**Макрокристы ильменита** в автолитовой кимберлитовой брекчии часто имеют неровные заливообразные очертания. Содержание (мас. %)  $TiO_2$  изменяется в пределах 46.41–52.85,  $FeO$  – 39.71–47.38,  $MgO$  варьирует от 0.41 до 5.19, в отдельных зернах увеличивается до 12.90;  $MnO$  и  $Cr_2O_3$  составляют соответственно 0.32–2.06; и 0.11–1.25 (табл. 1). Мелкие зерна рутила и магнетита, включенные в ильменит, наблюдаются как в периферийных, так и в центральных частях зерна.

Автолитовая текстура кимберлита-цемента более четко проявляется на карбонатизированных участках. Среди автолитов преобладают ядерные образования. Ядрами чаще всего являются псевдоморфозы серпентина по оливину размером 5 мм, реже мелкие (4 мм) ксенолиты осадочных пород. Автолитовые оболочки (2–3 мм) и безъядерные автолиты овальной формы (3–4 мм) представлены мелкопорфировым кимберлитом серпентин-флогопит-титаномагнетитового или флогопит-карбонат-магнетитового состава.

В мелкопорфировой оболочке крупного (5 см) **ядерного автолита** распространены гипидиоморф-

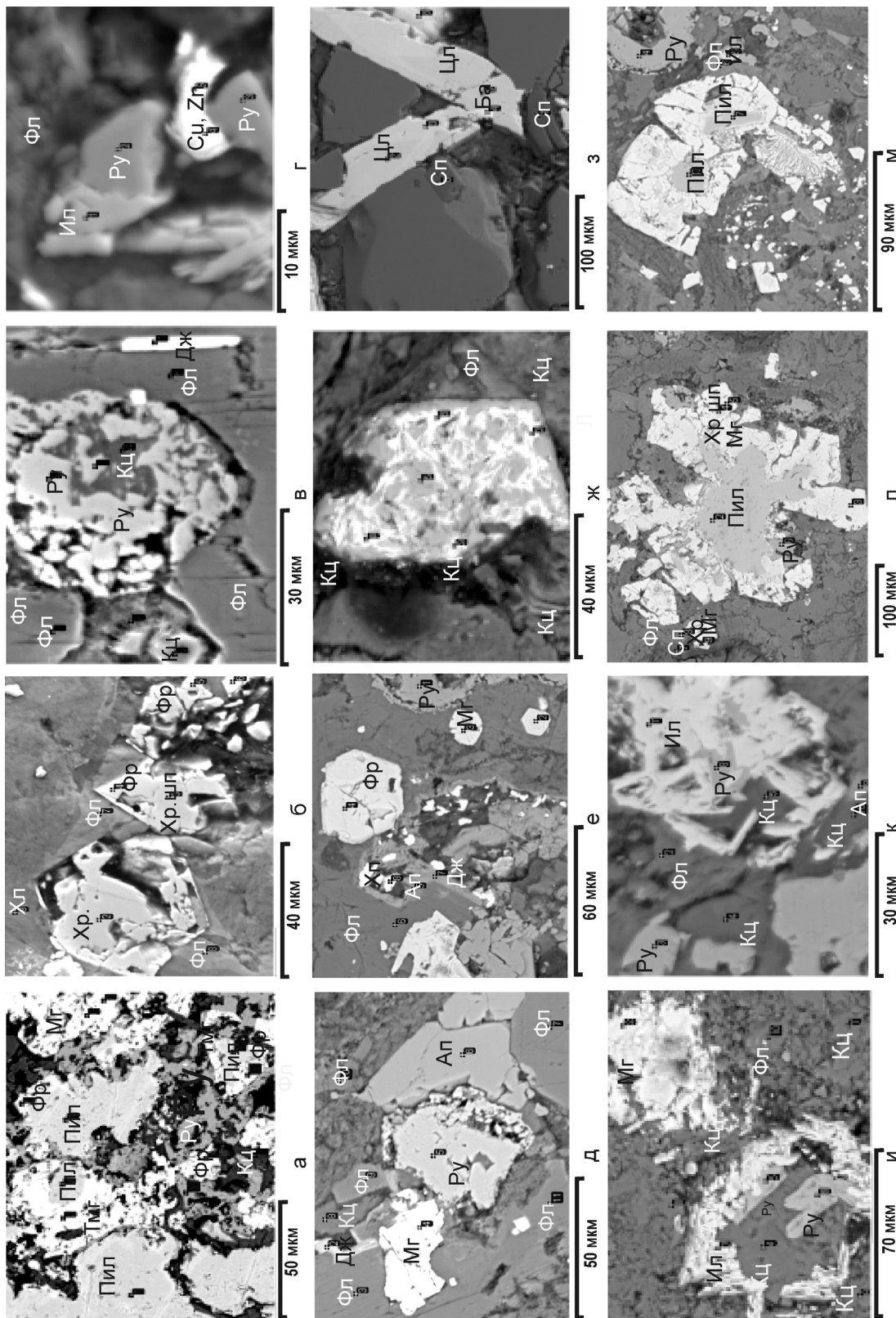
**Рис. 3.** Диаграммы распределения  $TiO_2-Al_2O_3$  (а),  $FeO-Al_2O_3$  (б),  $TiO_2-Cr_2O_3$  (в) в слюдах кимберлитовых пород аномалии 181 и в породах различных формаций [20].

1 – слюдит; 2 – включение слюдистого кимберлита 1-го типа; 3 – кимберлит дайки; 4 – автолитовая кимберлитовая брекчия; 5–8 – включения кимберлитовых пород в автолитовую кимберлитовую брекчии трубки: 5 – кимберлит, 6 – слюдистый кимберлит 2-го типа, 7 – порфировый кимберлит, 8 – автолитовая кимберлитовая брекчия.

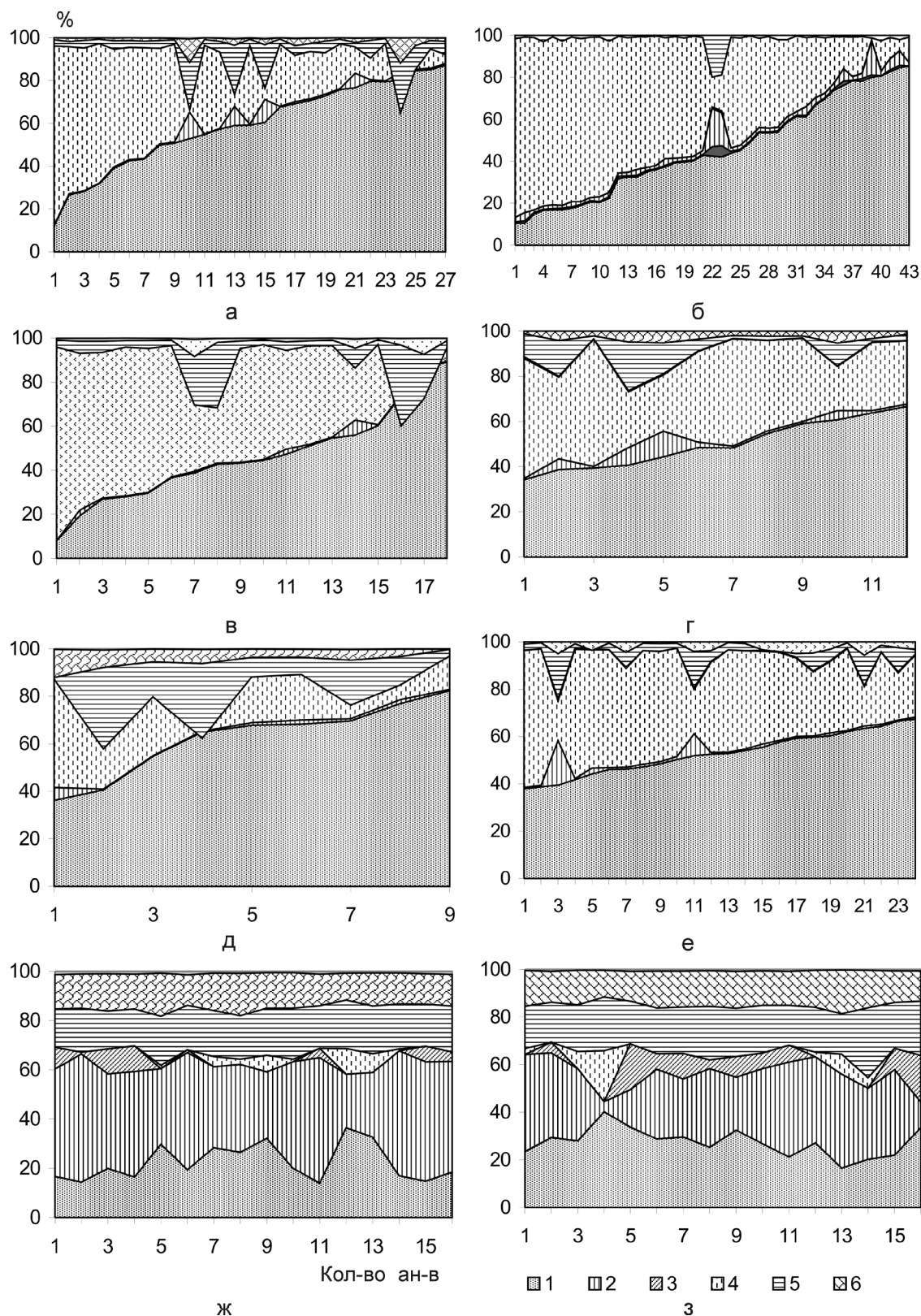
Таблица 1. Химический состав ильменита кимберлитовых пород аномалии 181, мас. %

№ п/п	CaO	TiO <sub>2</sub>	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
Кимберлит дайки									
1	1.03	53.67	11.52	0.38	0.15	33.15		0.37	100.28
2		50.05	9.46	0.58		40.88	0.32		101.29
3	1.05	52.15	11.51	0.41	0.18	34.98		0.44	100.71
4	0.47	53.93	11.27			35.48		0.30	101.45
5	0.56	52.17	10.61	0.32	0.21	36.60		0.44	100.90
6	0.33	48.98			1.58	46.33		1.26	98.49
7		51.71	2.84			43.09	1.79		99.43
8	1.03	53.67	11.52	0.38	0.15	33.15		0.37	100.28
9		50.05	9.46	0.58		40.88	0.32		101.29
10	1.05	52.15	11.51	0.41	0.18	34.98		0.44	100.71
11	0.47	53.93	11.27			35.48		0.30	101.45
12	0.56	52.17	10.61	0.32	0.21	36.60		0.44	100.90
13	0.33	48.98			1.58	46.33		1.26	98.49
14		51.71	2.84			43.09	1.79		99.43
Автолитовая кимберлитовая брекчия									
15	0.75	48.83	4.77	0.78	2.26	41.34	1.07	0.29	100.54
16	0.37	48.72	5.19	0.32	1.10	41.50	1.38	0.73	99.77
17	0.64	46.41	2.71	0.45	3.36	42.83	0.54	1.25	98.45
18	0.89	48.58	1.70	0.51	0.97	42.87	1.04	1.15	98.07
19	0.38	51.77	2.24	0.21	0.00	42.70	1.03	0.11	98.78
21	0.18	52.63	0.39	0.25	0.15	43.97	0.48	0.17	98.61
22	0.11	50.55	12.90	0.45	0.00	33.87	0.32	1.11	99.65
23	0.70	51.05	4.15	0.53	1.03	39.16	1.24	0.72	98.94
24	0.21	52.85	0.50	0.24	0.31	42.93	0.52	0.24	98.09
25		48.42	2.25	0.28	0.79	39.71	6.79	0.36	98.36
26	0.69	52.20	2.02		0.44	41.73	1.69		98.79
27	0.57	50.93	2.44		1.45	42.93	1.12		99.77
28	0.40	50.25	0.41	0.28	1.15	47.38	0.87	0.40	101.39
29	0.47	51.24	2.43			44.30	2.06		100.49
Включение кимберлита в автолитовой кимберлитовой брекчии									
30	0.00	49.94	10.73	0.66	0.00	37.74	0.19	0.66	99.91
31	0.71	46.86	2.61	0.30	0.07	45.44	1.80	0.13	98.00
32	0.08	49.87	0.00	0.20	2.53	45.52	0.00	0.06	98.27
33	0.05	51.67	0.00	0.19	0.21	48.17	0.00	0.03	100.32
34	0.22	51.76	0.00	0.11	0.22	46.60	0.00	0.03	98.94
35	0.06	52.88	0.00	0.31	0.17	47.16	0.00	0.00	100.58
27	0.14	51.94	0.00	0.21	0.20	47.45	0.00	0.03	99.97
28	0.00	54.18	0.00	0.28	0.07	46.43	0.00	0.03	100.99
29	0.07	52.62	0.00	0.16	0.00	47.86	0.00	0.06	100.77
30	0.00	52.99	0.00	0.15	0.00	47.09	0.00	0.05	100.27
31	0.00	52.56	0.00	0.17	0.07	47.62	0.00	0.02	100.43
32	0.68	53.22	0.91		0.35	44.55	1.22		100.94
33	0.72	53.32	3.21		0.41	41.17	1.96	0.50	101.29
34	0.47	49.32	0.47	0.41	0.65	48.19		0.63	100.12
35		53.87				45.55	0.91		100.34
36	0.53	41.06	0.80	0.37	1.02	54.38			98.15
37	0.88	51.66				43.90	1.00		97.44
Включение порфиривого кимберлита									
38	0.00	48.49	10.10	0.78	0.00	40.13	0.21	0.57	100.28
39	0.00	46.77	9.22	0.60	0.00	42.80	0.16	0.53	100.14
42	0.32	48.97	0.96	0.09	0.66	50.36	0.06	0.03	101.47
43		50.44	10.25	0.80		40.32			100.80
44		50.27	11.03	0.71		34.52		0.51	97.05
45		51.44	11.41	0.51		33.30	0.41	0.64	97.71
46		51.21	12.67	0.68		30.47	0.37	2.97	98.36
47		51.21	12.67	0.68		30.47	0.37	2.97	98.36
Включение автолитовой кимберлитовой брекчии									
48	0.67	52.33	0.32	0.38	0.24	45.04	0.50	0.01	99.52
49	1.88	50.68	1.02	0.39	0.09	43.68	0.83	0.03	97.65
50	1.10	50.69	2.16	0.28	0.05	43.18	1.20	0.07	97.74
51	1.69	47.10	1.61	7.37	1.43	39.15	0.94	1.48	100.77
52	7.27	50.28	1.59	0.32	0.30	39.83	0.86	0.07	100.52
53	1.03	53.40	1.39	0.31	0.04	41.62	0.77	0.07	98.63
54	1.06	50.60	0.94	0.34	0.18	44.08	0.79	0.14	98.16
55	0.00	49.91	10.09	0.97	0.00	37.82	0.15	0.48	99.40
56	0.79	51.91	1.45	0.29	0.02	43.85	0.85	0.05	99.24
57	0.72	51.90	2.26	0.36	0.00	42.20	1.00	0.05	98.49
58	1.53	54.32	0.67	0.38	0.99	41.31	0.43	0.09	99.91
59	0.71	51.94	1.53	0.56	1.49	41.38	0.56	0.18	98.38
60	0.63	51.89	1.33	0.21	0.00	43.23	1.01	0.09	98.39
61	0.68	52.12	0.27	0.23	0.33	44.82	0.39	0.07	98.90
62	0.36	52.90	0.27	0.24	0.14	44.10	0.52	0.03	97.65

Примечание. Здесь и далее, где не указано иное, анализы выполнены З.А. Алтуховой на рентгеновском микроанализаторе "Самбах-микро" в ИГАБМ СО РАН.



**Рис. 4.** Взаимоотношения минералов в основной массе кимберлитовых пород аномалии 181. а-г – кимберлит дайки: а – резорбция зерен пикроильменита (Пил), замещение его титаномангнетитом (Тмг), мелкозернистый агрегат рутила (Ру) и ферришинелей (Фр); б – зерна хромита (Хр), хромистой шпинели (Хр. шп.) среди пластинок флюопита, по периферии-оболочка ферришинелей; в – зерно рутила в слюде (Фл), микропризматическое выделение джерфершита (Дж); г – самородная цинкистая медь с содержанием Zn – 38–40% среди рутила в сростани с ильменитом; з – идиоморфные кристаллы целестина с включениями барита среди серпентина; д, е, ж – включения кимберлита в автолитовой кимберлитовой брекчии: д – флогопит-апатит-рутиловая ассоциация основной массы; е – зерна ферришинелей, рутила, магнетита, реликты апатита и зерна халькопирита (Хп) в основной массе слюдистого состава; ж – замещение рутила редкоземельной фазой (F – 3.87, CaO – 6.15, Ti – 5.22, La – 15.41, Ce – 21.72, Pr – 1.58, Nd – 5.90%); и-к – зональные образования рутила, ильменита в оболочке ядерного автолита (и) и в кимберлите дайки (к); л-м – включение порфирового кимберлита: л – замещение пикроильменита ферришинелями в виде оболочек, м – растворение пикроильменита, (Пил), реликт ильменита – Ил), (MgO – 0.56, TiO<sub>2</sub> – 51.28, MnO – 4.81, FeO – 43.73 %) в основной массе.



**Рис. 5.** Соотношение мишалов в составе ферришпинелей и хромшпинелидов кимберлитовых пород аномалии 181. а-б – кимберлит дайки; в-д – включения кимберлитовых пород в автолитовой кимберлитовой брекчии, слагающей трубку; в-г – слоистые кимберлиты: 1-го типа (в), 2-го типа (г); д – кимберлит; е – порфиновый кимберлит; ж – автолит ядерный; з – автолитовая кимберлитовая брекчия трубки. Мишалы: 1 – магнетит ( $Fe_3O_4$ ), 2 – хромит ( $FeCr_2O_4$ ), 3 – магниохромит ( $MgCr_2O_4$ ), 4 – ульвошпинель ( $Fe_2TiO_4$ ), 5 – магниальная ульвошпинель ( $Mg_2TiO_4$ ), 6 – шпинель ( $MgAl_2O_4$ ).

**Таблица 2.** Представительные анализы микрокристаллов шпинелидов из кимберлита дайки (1–16) и включения слюдяного кимберлита 2-го типа (17–32) в автолитовой кимберлитовой брекчии трубки (окислы – мас. %, минералы – мол. %) аномалии 181

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
TiO <sub>2</sub>	6.14	7.06	6.19	5.90	8.84	7.03	9.26	8.22	10.52	8.86	6.70	12.03	11.01	7.76	6.68	7.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.03	7.01	7.69	7.14	9.01	6.13	7.61	8.82	7.26	7.31	6.37	5.51	6.86	6.33	6.21	6.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.37	40.41	37.70	40.81	23.48	36.91	44.52	27.21	20.29	32.80	41.26	16.24	19.86	37.92	41.58	37.51
FeO	33.23	33.83	35.30	32.66	44.42	36.82	44.59	43.00	48.82	37.63	32.38	53.50	50.09	36.47	32.69	35.63
MnO	0.47	0.38	0.35	0.39	0.50	0.48	0.48	0.55	0.40	0.35	0.40	0.46	0.44	0.45	0.34	0.42
MgO	10.62	9.81	11.31	10.72	11.29	9.54	10.12	10.33	10.38	11.16	9.89	9.87	10.22	9.72	10.41	10.71
CaO	0.16	0.32	0.02	0.17	0.46	0.27	0.46	0.39	0.23	0.09	0.18	0.14	0.38	0.08	0.04	0.10
Σ <sub>УММА</sub>	98.02	98.82	98.57	97.79	97.99	97.18	97.04	98.52	97.90	98.20	97.17	97.75	98.86	98.73	97.96	98.26
Ti	0.156	0.179	0.155	0.150	0.220	0.182	0.236	0.205	0.266	0.223	0.173	0.307	0.276	0.197	0.171	0.188
Al	0.279	0.278	0.301	0.284	0.351	0.248	0.304	0.345	0.287	0.288	0.257	0.221	0.270	0.252	0.248	0.258
Cr	1.076	1.076	1.089	1.089	0.614	1.002	0.657	0.715	0.539	0.868	1.119	0.436	0.524	1.014	1.116	0.999
Fe <sup>3</sup>	0.333	0.288	0.397	0.327	0.594	0.386	0.567	0.529	0.642	0.398	0.278	0.728	0.653	0.338	0.294	0.368
Fe <sup>2</sup>	0.603	0.664	0.583	0.593	0.633	0.669	0.694	0.664	0.726	0.653	0.649	0.789	0.742	0.691	0.632	0.634
Mn	0.013	0.011	0.010	0.011	0.014	0.014	0.014	0.015	0.011	0.010	0.012	0.013	0.012	0.013	0.010	0.012
Mg	0.534	0.493	0.561	0.540	0.557	0.489	0.511	0.512	0.520	0.557	0.506	0.500	0.509	0.490	0.527	0.538
Ca	0.006	0.011	0.001	0.006	0.016	0.010	0.017	0.014	0.008	0.003	0.006	0.005	0.014	0.003	0.001	0.004
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	13.97	13.91	15.07	14.20	17.57	12.40	15.19	17.27	14.37	14.41	12.87	11.03	13.49	12.62	12.42	12.88
Mg <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	15.57	17.89	15.49	14.98	19.89	18.16	18.81	17.66	19.23	20.80	17.28	19.74	19.36	18.35	17.06	18.75
MnCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1.34	1.09	0.99	1.11	0.00	1.39	0.00	0.00	0.00	0.00	1.16	0.00	0.00	0.00	0.99	1.20
MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	8.87	0.74	10.14	10.42	0.00	1.14	0.00	0.00	0.00	0.00	3.79	0.00	0.00	0.00	6.32	3.79
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	43.62	51.99	38.45	42.93	30.72	47.59	32.85	35.75	26.94	43.39	51.00	21.82	26.20	50.72	48.51	44.97
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	16.64	14.38	19.85	16.36	29.71	19.32	28.35	26.43	32.12	19.90	13.90	36.41	32.67	16.92	14.71	18.41
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
TiO <sub>2</sub>	8.28	6.62	11.00	17.68	7.24	7.96	8.06	9.17	8.46	8.15	6.79	8.47	10.22	14.07	7.74	9.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.60	6.57	7.47	5.71	6.49	8.17	7.99	7.78	8.25	7.49	7.36	7.94	9.33	8.30	6.81	6.72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.82	30.80	23.38	3.24	27.58	28.79	28.27	28.88	25.15	29.81	36.79	27.50	29.86	23.36	34.75	24.39
FeO	41.63	44.11	46.72	60.16	42.67	43.08	42.16	39.97	44.88	40.81	37.78	43.74	37.99	36.83	36.74	41.41
MnO	0.32	0.29	0.29	0.26	0.30	0.28	0.27	0.20	0.29	0.22	0.30	0.26	0.22	0.25	0.21	0.24
MgO	9.84	9.92	10.78	11.10	13.30	12.46	13.21	12.86	13.34	12.28	11.02	10.44	10.17	14.98	12.15	15.92
CaO	0.45	0.35	0.26	0.35	0.69	0.24	0.42	0.31	0.39	0.33	0.24	0.45	0.47	0.68	0.25	0.44
Σ <sub>УММА</sub>	98.94	98.66	99.90	98.50	98.27	100.97	100.38	99.17	100.76	99.08	100.28	98.80	98.26	98.47	98.65	98.52
Ti	0.208	0.167	0.272	0.443	0.179	0.192	0.195	0.225	0.203	0.201	0.168	0.212	0.257	0.342	0.193	0.227
Al	0.299	0.260	0.290	0.224	0.251	0.309	0.302	0.299	0.310	0.290	0.285	0.311	0.367	0.316	0.266	0.255
Cr	0.815	0.818	0.608	0.085	0.716	0.731	0.718	0.745	0.635	0.773	0.955	0.723	0.788	0.597	0.910	0.620
Fe <sup>3</sup>	0.469	0.587	0.557	0.803	0.675	0.575	0.590	0.506	0.649	0.535	0.424	0.543	0.331	0.403	0.438	0.670
Fe <sup>2</sup>	0.693	0.649	0.726	0.872	0.495	0.580	0.540	0.583	0.547	0.583	0.611	0.671	0.727	0.590	0.578	0.442
Mn	0.009	0.008	0.008	0.007	0.008	0.008	0.007	0.005	0.008	0.006	0.008	0.007	0.006	0.007	0.006	0.007
Mg	0.491	0.497	0.529	0.552	0.651	0.597	0.633	0.626	0.635	0.601	0.540	0.517	0.506	0.722	0.600	0.764
Ca	0.016	0.013	0.009	0.012	0.024	0.008	0.015	0.011	0.013	0.012	0.008	0.016	0.017	0.024	0.009	0.015
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	14.97	13.00	14.48	11.22	12.56	15.46	15.12	14.96	15.52	14.48	14.24	15.55	18.35	15.80	13.29	12.74
Mg <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	17.84	16.73	19.67	22.61	17.88	19.23	19.47	22.51	20.31	20.11	16.77	18.91	16.98	29.37	19.29	22.74
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	2.54	0.00	7.16	21.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.91	8.38	4.48	0.00	0.00
MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0.00	4.51	0.00	0.00	19.26	6.57	10.67	3.68	8.68	6.53	7.02	0.00	0.00	0.00	9.05	19.67
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	40.74	35.58	30.42	4.27	15.72	29.23	24.50	33.03	22.27	31.54	39.91	36.14	39.42	29.84	35.87	10.69
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	23.45	29.37	27.87	40.16	33.75	28.75	29.51	25.28	32.43	26.74	21.22	27.13	16.57	20.17	21.91	33.50

Примечание. 1 – зерно окружено каймой ферришпинелей; 2, 17, 21, 22, 24, 25, 27–31 – включение в псевдоморфозе; 3, 26 – включение на контакте с псевдоморфозой; 3, 4, 5, 8, 11, 18, 19 – зерна размером 0.035 мм в основной массе; 7, 15 – в сростаниях с рутилом; 7 – агрегаты мелких зерен хромита и ферришпинелей в ильмените; 9, 19 – включение во флогопите; 10 – агрегаты зерен хромита, ферришпинелей, рутила.

ные порфиновые выделения серпентинизированного оливина размером 0.1–0.5 мм. Желтовато-зеленоватый серпентин в центре псевдоморфоз изотропный, по периферии отличается более высоким (0.012) двупреломлением. В серпентине постоянно отмечается  $Al_2O_3$  – 0.33–1.73 мас. %, FeO составляет 8.11–11.81 мас. %.

Матрикс основной массы состоит из ксеноморфных выделений флогопита, биотита, хлорита, магнетита и гидроокислов железа. Ксеноморфные образования слюды основной массы отличаются более низким (0.5–1.0 мас. %) содержанием  $TiO_2$  по сравнению с идиоморфными пластинками (2–4 мас. %  $TiO_2$ ). Минералогические особенности оболочек ядерного автолита определяются высоким содержанием магнетита и перовскита среди рудных минералов основной массы. Химический состав магнетита характеризуют вариации  $TiO_2$  (мас. %) в пределах 1.23–2.66, в отдельных зернах – 5.09, присутствие MgO (0.66–2.48),  $Cr_2O_3$  (0.19–1.13 мас. %) и незначительная примесь  $Al_2O_3$  (0.17–0.98). Более широкие вариации данных компонентов (мас. %) отмечены в составе ферришпинелей: 5.87–27.43  $TiO_2$ , 0.7–13.40 MgO, 0.09–5.45  $Al_2O_3$ , 0.03–1.14 MnO, 0.14–3.77  $Cr_2O_3$ . Среди миналов, также как и в кимберлите дайки и автолитовой кимберлитовой брекчии, преобладает магнетит (40–70%), но в отличие от этих пород, оксиды из оболочек автолита содержат примерно равные пропорции ульвошпинели (14.00–45.77) и магнезиальной ульвошпинели (2.78–34.73%). Ильменит в оболочках встречается редко, имеет относительно однородный состав:  $TiO_2$  – 46.89–50.00, FeO – 47.90–49.36, MnO – 0.12–0.52,  $Cr_2O_3$  – 0.00–0.027,  $SiO_2$  – 0.65–1.56 мас. %. В основной массе отмечаются зональные образования ильменита, рутила. Пластинчатые формы ильменита с высоким (2.03 мас. %) содержанием MnO и низким (0.66 мас. %) MgO образуют оболочку вокруг рутила, который сохраняется в виде реликта (рис. 4и). *Связующая масса*, среди которой располагаются автолиты, представляет собой неравномерно карбонизированные участки мелкопорфировой кимберлитовой брекчии карбонат-хлорит-серпентинового состава с реликтами флогопита и зерен рудных минералов. Серпентин крупных псевдоморфоз так же, как и в кимберлите дайки, магнезиальный (32.58–38.24 мас. % MgO) с низким содержанием  $Al_2O_3$  (0.10–0.69). Для слюды характерны широкие вариации типоморфных оксидов:  $Al_2O_3$  (5.70–12.63),  $TiO_2$  (0.45–4.82 мас. %). Среди рудных минералов распространены магнетит и титанистый магнетит. В мелких зернах ильменита основной массы содержание (мас. %) MgO колеблется в пределах 0.39–5.18, MnO составляет 1.03–1.24,  $Cr_2O_3$  – 0.24–1.25 (табл. 1). На контакте с псевдоморфозами серпентина располагаются зерна пикроильменита (8.41–12.90 мас. % MgO, 0.32–0.82 мас. % MnO). Для ильменита и пикроильменита характерны приме-

си  $Al_2O_3$  (0.24–1.54 мас. %),  $SiO_2$  (0.00–2.26),  $Cr_2O_3$  (0.11–1.25). По сравнению с магнетитом автолитовой оболочки в связующей массе брекчии магнетит содержит более высокие (2.37–8.24 мас. %) значения  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  (0.70–1.45), MgO (0.72–5.89) и  $Cr_2O_3$  (0.38–0.80). Однообразный состав ферришпинелей отражает преобладание среди миналов магнетита и ульвошпинели (рис. 5з). Магнезиальная ульвошпинель изменяется в пределах 3–17%, хромит (5–18%) отмечается в отдельных зернах.

### Включения родственных глубинных пород в кимберлитовой брекчии

*Флогопитсодержащий серпентинит* частично или полностью резорбирован. В результате резорбции образуется порфировидная структура, более крупные выделения серпентина располагаются в микрозернистом серпентин-флогопитовом базисе с зернами рудного минерала (0.03–0.04 мм). Серпентин желтовато-зеленого цвета прожилково-ленточного строения с высоким (0.012–0.015) двупреломлением. В нем отмечаются игольчатые включения рутила.

*Слюдит* размером до 5 см состоит из крупных деформированных светло-бурых пластинок флогопита с четким плеохроизмом по прямой схеме абсорбции  $Ng > Np$  и включениями мелких (<0.01 мм) зерен рудных минералов (рис. 2г). По трещинкам спайности развивается густо окрашенный синева-зеленый хлорит с аномальной интерференционной окраской буроватого цвета. Периферийные участки слюды нередко перекристаллизованы с образованием мелких пластинчатых выделений поздней слюды. В результате более полного растворения пластинок флогопита на отдельных участках образуются мелкопластинчатые агрегаты флогопит-серпентин-магнетитового состава. Флогопит слюдита на соответствующих диаграммах (рис. 3) выделяется высоким содержанием (13.8–14.0 мас. %),  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  (3.74–4.63),  $Cr_2O_3$  (0.12–0.54), но более низким FeO – 6.59–7.84 мас. %.

### Включения кимберлитов и кимберлитовой брекчии

Среди включений кимберлитового состава в кимберлитовой брекчии преобладают мелкопорфиновые темно-серые кимберлиты, различающиеся содержанием флогопита, пикроильменита и хромшпинелидов. Мелкопорфировая структура включений определяется высоким (50–60%) содержанием зерен серпентинизированного оливина и флогопита размером меньше 1 мм. По содержанию флогопита и ассоциации рудных минералов среди них выделяются кимберлиты и слюдистые кимберлиты. Последние в свою очередь, имеют четкие различия по составу флогопита и рудных минералов, что позволяет разделить их на два типа.

**Слюдистый кимберлит 1 го типа** с макрокристаллами флогопита размером 1 см имеет сходство с включением слюды флогопитового состава. Порфиновые выделения флогопита размером  $5 \times 2$  мм,  $2 \times 1$  мм,  $1.5 \times 1.0$  мм (10 об. %) представлены высокотитанистыми (3.24–5.06 мас. %  $TiO_2$ ) разностями с высоким содержанием  $Al_2O_3$  (11.08–13.62 мас. %), но относительно низким FeO (6.85–9.07). В мелких пластинках более поздней слюды с реликтами граней содержание  $TiO_2$  (мас. %) составляет 2.84,  $Al_2O_3$  – 9.74,  $Fe_2O_3$  – 6–7,  $Cr_2O_3$  – 0.05 (рис. 3). Флогопит включений данного типа так же, как и в слюдите, представлен миналами флогопита (60–70%) и титанистого флогопита (25–30%).

Среди рудных минералов основной массы преобладают ферришпинели и магнетит, редко отмечается магнетиальный хромовый магнетит с содержанием  $Cr_2O_3$  8.60–14.85 мас. %. Рутил чаще встречается в виде включения в слюде, иногда в ассоциации с ильменитом, редко в основной массе. Состав ферришпинелей определяют миналы магнетита и ульвошпинели (рис. 5б).

**Слюдистый кимберлит 2 типа** отличается более высоким (10–15%) содержанием крупных ( $1.5 \times 0.7$ ,  $5 \times 2$ ,  $3 \times 1$  мм) и мелких пластинок флогопита (рис. 2б) и присутствием среди рудных минералов основной массы хромшпинелидов и пикроильменита. Порфиновые выделения флогопита ( $2 \times 1$  мм) желтовато-бурого цвета овальной и изометричной формы со следами деформации в виде изгиба или расщепления часто образуют срастания. Для них характерна четко выраженная спайность и плеохроизм по прямой схеме абсорбции ( $Ng > Np$ ). Размеры вкрапленников серпентинизированного оливина овальной, округлой формы варьируют от 0.1 до 1–2 мм, но преобладают (50%) мелкие зерна. Серпентин более крупных (1–2 мм) псевдоморфоз пластинчато-прожилковый хризотил с низким двупреломлением (31.77–34.53 мас. % MgO, 11.98–12.83 FeO, 0.19–0.66  $Al_2O_3$ ), в более мелких – изотропный лизардит (29.53–31.15 мас. % MgO, 0.71–1.04 мас. %  $Al_2O_3$ ).

Мелкозернистая основная масса имеет флогопит-серпентин-карбонатный состав. Флогопит образует мелкие идиоморфные пластинки, зерна кальцита (0.03 мм) распределяются относительно равномерно. На отдельных участках структура породы пойкилоофитовая. Мелкие призматической формы пластинки флогопита включены в изотропный серпентин желтовато-зеленого цвета. На диаграмме (рис. 3а) точки состава фенокристов флогопита ( $TiO_2$  – 1.57–2.64,  $Al_2O_3$  – 7.11–9.28, FeO – 8.85–13.15 мас. %) располагаются в области оранжеитов. В матриксе, так же, как в кимберлите дайки, широкое распространение имеют хромшпинелиды размером 0.03 мм, нередко в срастании с магнетитом или рутилом, иногда встречается пикроильменит (MgO – 8–10 мас. %) с низким содержа-

нием  $Cr_2O_3$  (0.5 мас. %). Хромшпинелиды представлены титанистым хромитом и хромистой шпинелью с более низким содержанием  $Cr_2O_3$  (27.58–34.75 мас. %), по сравнению с кимберлитом дайки. В их составе определены миналы шпинели, магнетиальной ульвошпинели, хромита и магнетита (рис. 5г). Магнетит основной массы характеризуют широкие вариации  $TiO_2$  (от 0.71 до 8.0), MgO (от 0.50 до 6.0) и  $Al_2O_3$  (0.13–1.55 мас. %). Кимберлит данного типа отличается высоким содержанием перовскита и присутствием минералов группы титаниста (табл. 3). Рутил по составу сопоставим с железистой разностью в кимберлитах Архангельской алмазоносной провинции [2]. Характерной особенностью данного минерала является повышенное (3–5%) содержание элементов-примесей (CaO,  $SiO_2$ , FeO) и пониженное –  $TiO_2$  (82.5–91.0 мас. %).

На карбонатизированных участках текстура кимберлита-цемента автолитовая, крупнозернистый карбонат замещает центральные части псевдоморфоз. Основная масса состоит из пластинок светло-бурого флогопита и участков мелкопластинчатого серпентина и кальцита. Перовскит замещен анатазом. Отдельные ядерные автолиты флогопит-серпентин-магнетитового состава размером 3 см имеют шарообразную форму.

**Кимберлит** серого цвета с редкими макрокристаллами серпентинизированного оливина размером 5–6 мм (рис. 2в). Содержание мелких вкрапленников серпентинизированного оливина также, как в кимберлите дайки составляют 60–70 об. %. Ильменит практически не содержит MgO, MnO,  $Cr_2O_3$ , пикроильменит с содержанием MgO – 10, MnO – 1.2 и  $Cr_2O_3$  – 0.5 мас. %. отмечен в виде единичных зерен (табл. 1). Крупные пластинки флогопита интенсивно резорбированы, нередко замещены кальцитом и сохраняются в виде ксеноморфных реликтов. Спорадически по слюде развивается хлорит. Мелкие ( $0.1 \times 0.02$  мм) светло-бурые пластинки флогопита четко плеохроируют по прямой схеме абсорбции  $Ng > Np$ . По химическому составу флогопит является малотитанистым (1.0–2.45 мас. %  $TiO_2$ ) с относительно низким (6.03–10.68 мас. %) содержанием  $Al_2O_3$ , FeO (6.55–8.06 мас. %) и минимальными значениями  $Na_2O$  (0.2–0.4),  $Cr_2O_3$  (0.0–0.1), MnO (0.0–0.05). Среди миналов преобладает (60–80%) флогопит, Ti-флогопит составляет 10–15%.

В основной массе серпентин-(кальцит)-флогопит-апатитового состава (4д-ж) располагаются мелкие зерна магнетита, ферришпинелей, рутила, ильменита и редкие зерна перовскита. Последний нередко в центральной части замещается редкоземельной фазой (рис. 4ж) состава: CaO – 4.55–6.15,  $TiO_2$  – 5.22–10.23, LaO – 15.41, CeO – 16.59–21.72, PrO – 1.58, NdO – 4.65–5.90, F – 3.87–6.94 мас. %. Химизм ферришпинелей характеризуют следующие величины: MgO – 0.54–10.70,  $Al_2O_3$  – 0.28–4.25,  $TiO_2$  – 7.07–23.97, FeO – 56.18–72.07 мас. %.

**Таблица 3.** Химический состав аксессуарных минералов в кимберлитовых породах аномалии 181, мас. %

№ п/п	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
Перовскит											
1	0.01	33.83	59.48	0.91	0.90	0.34	0.00	1.25	0.00	0.06	96.79
2	0.00	30.56	64.21	0.13	0.00	0.40	0.06	1.14	0.00	0.21	96.70
3	0.00	28.69	65.11	0.21	0.00	0.39	0.49	1.11	0.00	0.17	96.17
4	0.00	38.51	58.32	0.39	0.00	0.23	0.00	1.44	0.00	0.04	98.93
5	0.00	27.01	67.47	0.27	0.00	0.38	0.75	1.20	0.00	0.13	97.21
6	0.12	29.15	50.93	0.34	3.62	0.11	3.24	8.00	0.24	0.15	95.90
7	0.02	32.22	59.86	0.19	0.65	0.21	0.31	1.28	0.02	0.12	94.88
Рутил											
8	0	5.47	85.5	0	0.117	0.17	0	0.32	0	0.37	91.95
9	0	4.87	82.2	0	0.164	0.14	0.37	0.98	0	1.09	89.85
10	0	2.17	91.0	0	0.081	0.22	0	0.32	0	0.25	94.05
11	0	1.61	88.6	0	0.834	1.22	4.04	3.66	0.1	0.05	100.12
12	0.1	0.59	86.8	0	1.62	1.97	4.52	3.58	0.1	0.05	99.32
13	0.2	0.35	87.4	0	1.28	1.69	4.04	3.25	0	0.02	98.30
Титаниты											
14	0.04	25.22	26.77	0.00	1.38	8.46	35.77	2.93	0.00	0.02	100.58
15	0.09	22.96	32.43	0.43	1.87	3.41	33.08	3.89	0.00	0.04	98.21
16	0.4	20.0	29.5	0	4.18	4.86	35.5	4.37	0	0.01	98.95
17	0	25.1	29.1	0	1.24	6.55	33.5	3.56	0	0.01	98.98
18	0.06	17.75	20.05	0.00	7.00	10.07	37.01	6.57	0.04	0.20	98.75

Среди миналов преобладает магнетит и ульвошпинель, в небольших количествах присутствует магнезиальная ульвошпинель, в единичных зернах отмечены хромит и шпинель. В результате электронно-микроскопического изучения установлена первичная флогопит-апатит-рутиловая ассоциация (рис. 4д).

**Кимберлит порфировый** (рис. 2д) отличается от включений мелкопорфировых кимберлитов более высоким содержанием (около 5%) крупных зерен (7 × 3, 5 × 4, 4 × 2 мм) **гранатов, пикроильменита** и серпентинизированного оливина. В центре крупных (5 мм) псевдоморфоз располагается изотропный серпентин, периферийные участки заполнены мелкопластинчатым хризотилом с низким двупреломлением. Химический состав серпентина характеризуют низкое содержание MgO (23.07–27.38 мас. %) и относительно высокое – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.11–3.61 мас. %), FeO составляет 9.64–12.03 мас. %. Крупные зерна пикроильменита обычно окружены каймой мелких (0.002 мм) зерен ферришпинелей, среди которых присутствуют редкие зерна рутила и хромистого магнетита (рис. 4л). Такие зональные образования нередко подвергнуты интенсивному растворению (рис. 4м). Среди порфировых выделений значительное распространение (10%) имеют желтовато-бурые крупные (5–7 мм) пластинки флогопита овальной формы с четко выраженной спайностью, плеохроирующие по схеме Ng > Np. В виде включений в слюде отмечаются мелкие зерна рутила. Характерной особенностью флогопита исследуемой породы по сравнению с другими петрографическими разновидностями является вы-

сокое содержание (мас. %) FeO (11.83–22.0), TiO<sub>2</sub> (4.17–5.58) и низкое – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.15–7.01). В основной массе преобладают ксеноморфные выделения слюды, которые нередко образуют сростания, а удлиненные пластинки заметны лишь на отдельных участках. В отличие от крупных пластинок, мелкие пластинки слюды содержат меньше FeO (11.14–11.73) и TiO<sub>2</sub> (1.19–1.78) и несколько больше (9.07–10.15 мас. %) – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

В матриксе флогопит-карбонат-серпентинового состава располагаются мелкие (0.03 мм) зерна магнетита, рутила и ферришпинелей, нередко образующих агрегаты размером 3–5 мм, реже встречаются зерна (0.1 мм) пикроильменита (MgO – 8–10; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.44 мас. %) и ильменита, в составе которых MgO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отсутствуют (табл. 1). Более широко представлена титаномагнетитовая минерализация. Химический состав титанистых магнетитов характеризует высокое содержание (мас. %) TiO<sub>2</sub> (11.24–21–82), FeO (74.82–84.92) и низкое – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.36–2.54) и MgO (0.94–2.45). Среди миналов преобладают магнетит (40–80%) и ульвошпинель (50%), содержание магнезиальной ульвошпинели варьирует в пределах 0–22%; шпинель составляет 2.5%. В ассоциации с рутилом отмечаются зерна халькопирита. Апатит сохранился в виде ксеноморфных зерен размером 0.1 мм с неровными краями вследствие замещения его серпентином и магнетитом. В матриксе часто наблюдаются бесформенные новообразования целестина. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом, сидеритом.

**Включение автолитовой кимберлитовой брекчии** серого и светло-серого цвета с редкими ксеноли-

тами хлорит-карбонатного состава характеризуется нечетко выраженной автолитовой текстурой и мелкопорфировой (0.2–0.5 мм) структурой кимберлита-цемента. Автолиты представлены ядерными образованиями размером 0.5–1.0 см. Ядра – мелкие ксенолиты и крупные вкрапленники серпентинизированного оливина окружены афировыми оболочками (2–3 мм) серпентин-флогопит-карбонатного состава с высоким содержанием магнетита.

Среди слюд преобладает высокоглиноземистый (10–13 мас. %  $Al_2O_3$ ) флогопит с содержанием 1.7–2.8 мас. %  $TiO_2$  (рис. 3), для которого характерно высокое (50–80%) содержание минала флогопита и постоянная величина (10%)  $Ti$ -флогопита. В небольших количествах присутствуют миналы  $Fe$ -истонита (3–10%), истонита (5–15%). На графике  $TiO_2$ – $Al_2O_3$  (рис. 3а) флогопит тяготеет к полю состава кимберлитов. Рудные минералы основной массы представлены рутилом, магнетитом, ильменитом. Состав магнетита определяют (мас. %)  $TiO_2$  (1.14–4.32),  $MgO$  (0.30–2.52),  $Al_2O_3$  (0.29–1.73),  $Cr_2O_3$  (0.10–1.73). В мелких зернах ильменита содержание  $TiO_2$  изменяется от 50.60 до 54.32;  $FeO$  – 39.83–45.84,  $MgO$  варьирует в пределах 0.27–2.26 мас. %, в отдельных зернах увеличивается до 10.09 (табл. 1). В периферийных или центральных частях ильменита нередко располагаются мелкие зерна рутила и магнетита.

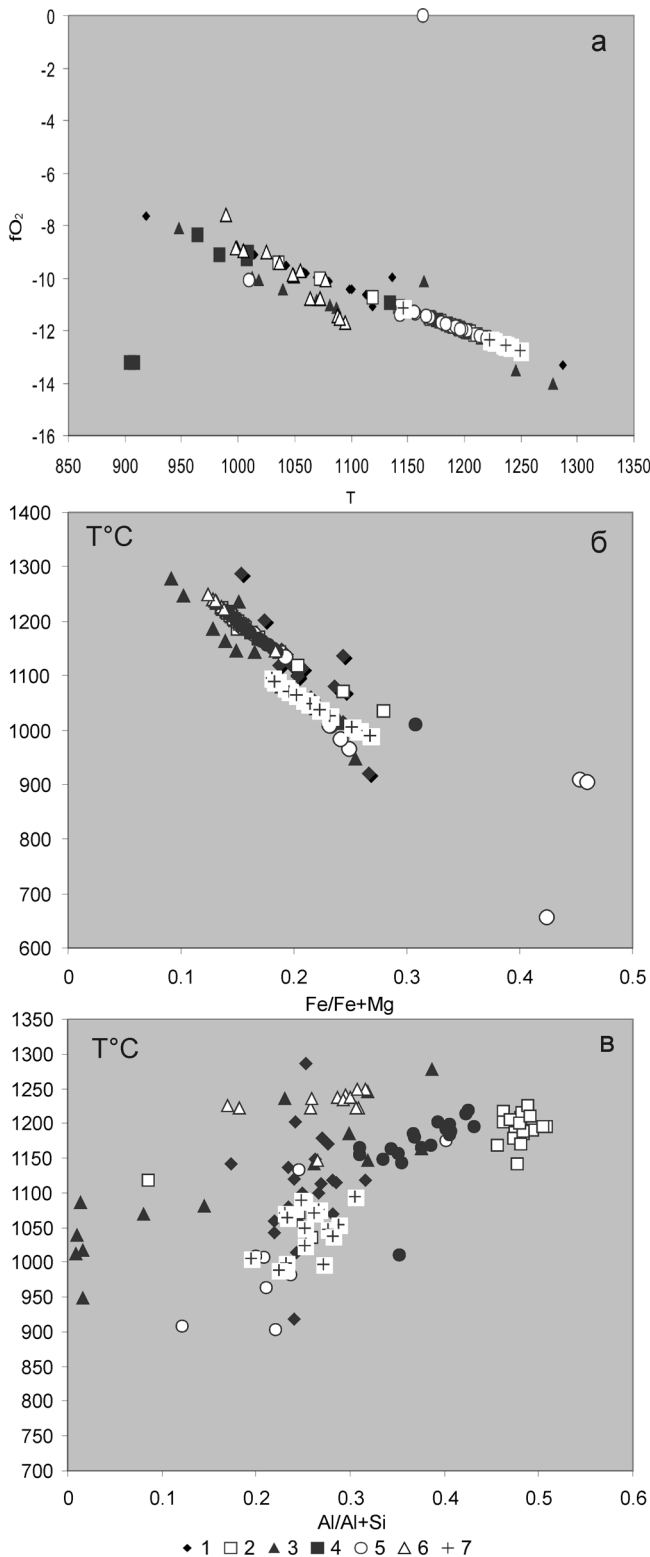
#### ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ И КИМБЕРЛИТОВЫХ БРЕКЧИЙ

Зерна *оливина* в кимберлитовых породах полностью замещаются разновидностями серпентина с магнетитом или без него. Серпентинизация происходила в несколько дискретных стадий. Серпентин каждой стадии характеризуется определенными оптическими свойствами и химическим составом. Серпентин крупных псевдоморфоз отличается отсутствием примесей и более магнизальным составом. В основной массе преобладает лизардит с примесью глинозема. Его образование происходило одновременно с поздним кальцитом, флогопитом и магнетитом. Серпентин дайки по сравнению с автолитовой кимберлитовой брекчией, слагающей трубку, отличается более низким содержанием  $FeO$  (6.33–10.60 мас. %), но более высоким –  $Al_2O_3$  (0.40–1.46). В серпентине брекчий содержание  $FeO$  изменяется в пределах 13.81–16.97 мас. %,  $Al_2O_3$  составляет 0.25–1.20 мас. %.

**Флогопит** в исследованных породах имеет широкое распространение. Большинство слюд характеризуют широкие вариации содержаний  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO$  (рис. 3а, б), низкое (<0.2%) содержание  $Cr_2O_3$  (рис. 3в). По химическому составу среди флогопитов кимберлитовых пород выделяются 4 группы. К первой группе отнесен флогопит из включений слюдита и слюдистого кимберлита 1 типа с

высоким содержанием  $Al_2O_3$  (14–15 мас. %),  $TiO_2$  (4–5 мас. %) и относительно низким  $FeO$  (6.59–8.63 мас. %). Вторая группа слюд отличается широким диапазоном содержаний  $TiO_2$  – 1.71–2.64% и  $Al_2O_3$  – 7.36–10.55% (рис. 3а). Такие слюды распространены в кимберлите дайки, включениях кимберлита, слюдистого кимберлита 2-го типа и неизменной кимберлитовой брекчии трубки. К третьей группе можно отнести немногочисленные железистые слюды состава (мас. %):  $FeO$  – 11.83–22.00,  $TiO_2$  – 4.17–5.58,  $Al_2O_3$  – 2.15–7.0 из порфирового кимберлита и оболочек ядерных автолитов. Четвертую группу представляют слюды с высоким содержанием  $Al_2O_3$  (10–13 мас. %) и низким –  $TiO_2$  (1.7–2.8 мас. %) из включений автолитовой кимберлитовой брекчии, на диаграмме (рис. 3) они располагаются в области состава кимберлитов. На классификационной диаграмме в координатах  $Al_2O_3$ – $TiO_2$  (рис. 3а) первая группа образует компактное поле в области состава слюд минетты и альнеитов. Наиболее многочисленные слюды второй группы располагаются в поле оранжеитов и частично лампроитов. Составы флогопита из включений кимберлита, порфирового кимберлита близки микрофенокристаллам оранжеитов и лишь немногие пластинки четвертой группы близки по составу основной массе кимберлитов. Графики корреляций температуры и фугитивности кислорода (рис. 6а) показывают высокие (1140–1225°C) значения температуры кристаллизации при низкой  $\log fO_2$  – от –11 до –13 для флогопита первой группы из включений слюдита и слюдистого кимберлита 1 типа. Условия кристаллизации флогопита из кимберлита дайки и включения кимберлита определены температурой 1050–1150°C и  $\log fO_2$  (от –8 до –11). Слюда из автолитовой кимберлитовой брекчии, слагающей трубку, образует непрерывный ряд в сторону увеличения величины фугитивности кислорода (от –10 до –8.5) и соответственно уменьшения температуры от 1075 до 975°C в результате воздействия расплава и флюида в процессе становления кимберлитовых тел.

Графики (рис. 6б, в) корреляций температур кристаллизации флогопита с их химическим составом показывают прямую зависимость с коэффициентом глиноземистости и обратную с коэффициентом железистости. Следует заметить, что флогопиты из различных ксенолитов мантийных пород имеют четкие различия по содержанию  $Al_2O_3$ , например, его величина в слюдах гранатовых перидотитов значительно выше, чем в слюдах из шпинелевых перидотитов, поэтому слюды с разным содержанием данного компонента могут быть дериватами различных мантийных пород. Коэффициент глиноземистости или истонитовый компонент возрастает с увеличением давления при постоянной температуре [22]. Содержание  $TiO_2$  не зависит от  $Al_2O_3$  и определяется либо химическим составом флюида в процессе мантийного метасоматоза, либо физико-



**Рис. 6.** Графики корреляции температура–фугитивность кислорода (а), коэффициентов железистости (б) и глиноземистости (в) в слюдах кимберлитовых пород аномалии 181.

1 – кимберлит дайки, 2 – слюдит, 3–4 – автолитовая кимберлитовая брекчия трубки, 5–7 – включения кимберлитовых пород в автолитовой кимберлитовой брекчии, слагающей трубку: слюдиты кимберлиты 1 типа (5), 2 типа (6), кимберлит (7).

химическими условиями кристаллизации кимберлитового расплава.

Группы слюд с различным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, возможно, представляют различные мантийные источники их происхождения, обусловленные различными по времени и продолжительности стадиями метасоматоза верхней мантии, что согласуется с широким диапазоном значений возраста кимберлитовых пород от 880 до 1621 млн. лет. Вариации температуры (от 800 до 1300°C) кристаллизации флогопита подтверждают длительную историю его существования от реликтов мантийных пород [4] с возрастом 1400 млн. лет с температурой 1000–1300°C до новообразованных слюд, кристаллизация которых происходила на месте растворенных ксенокристов при температуре 600–700°C и log fO<sub>2</sub> от –8 до –10.

**Ильменит** в исследованных породах характеризуется низким содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO и различается содержанием MgO. Пикроильменит с содержанием MgO от 9.4 до 11.52 мас. % чаще всего отмечается в кимберлите, слагающем дайку, и во включении порфирового кимберлита (табл. 1). В результате электронно-микроскопического изучения установлено замещение пикроильменита ильменитом во включении порфирового кимберлита и титаномагнетитом в кимберлите дайки. Различные стадии замещения и последующего растворения иллюстрируют рис. 4л, м. Широкое распространение ильменита с низким (0.31–3.01 мас. %) содержанием MgO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO в кимберлитовых брекчиях, слагающих трубку, включениях мелкопорфирового кимберлита и автолитовой кимберлитовой брекчии обусловлено воздействием расплава и флюида на зерна пикроильменита. В слюдитых кимберлитах включений преобладают продукты распада ильменита: ферришпинели и рутил. Расчеты, выполненные по программе PLMAT [17], с использованием метода расчета равновесных температур и давления кислорода (fO<sub>2</sub>) по Andersen, Lindsley [15] и мольных фракций ульвошпинели и ильменита по методике Lindsley, Spenser [18] показали температуру кристаллизации 687°C и Log fO<sub>2</sub> –20.14.

**Ферришпинели** в виде мелких (0.03–0.06 мм) отдельных зерен, реже в сростании с ильменитом, рутилом, нередко в составе зернистого агрегата магнетит-ильменит, широко распространены в основной массе кимберлитовых пород, выполняющих аномалию 181. Среди ферришпинелей преобладает титанистый магнетит с вариациями содержаний главных компонентов (мас. %): FeO – 66.18–77.26, TiO<sub>2</sub> – 18.5–30.43 и примесей: MgO – 0.33–1.41, редко – 6.98–7.86%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.14–0.42 и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.47–1.84 (рис. 5). Особенности состава ферришпинелей в исследуемых петрографических разновидностях проявляются однообразным набором миналов, среди которых преобладают магнетит и ульвошпинель при низких значени-

ях шпинели и хромита. Различия состоят лишь в соотношении миналов ульвошпинели и магнезиальной ульвошпинели. Минал последней не отмечен в оксидах включения слюдистого кимберлита 1 типа (рис. 5в), а в кимберлите дайки и включении мелкопорфирового кимберлита фиксируется лишь в отдельных зернах (рис. 5а, д). Его содержание заметно увеличивается в ферришпинелях из включения порфирового кимберлита и автолитовой кимберлитовой брекчии трубки (рис. 5е, з). В оболочке ядерного автолита (рис. 5ж) содержания миналов ульвошпинели и магнезиальной ульвошпинели примерно одинаковы.

**Хромшпинелиды** в составе кимберлитовых пород аномалии 181 встречаются в основной массе, образуют агрегаты с ферришпинелями и рутилом, являются включениями в псевдоморфозах серпентина по оливину. По химическому составу они соответствуют титанистым разновидностям хромита и Cr-шпинели [19]. В составе первых содержание (мас. %)  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  колеблется в пределах 27.58–42.58, FeO – 30.69–34.63, MgO – 9.54–11.31,  $\text{TiO}_2$  – 5.90–8.86,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 6.13–7.69 (табл. 2). От титанистых магнезихромитов трубки Аргайл Западной Австралии [12] выделенный тип хромитов отличается пониженным содержанием хрома и более высоким значениями алюминия и титана. Титанистая Cr-шпинель в исследуемых породах характеризуется широкими вариациями оксидов хрома (14.24–28.79 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), титана (5.90–12.03 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) алюминия (5.51–9.01 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), магния (9.54–15.92 мас. % MgO) и железа (40.81–53.50 мас. % FeO). Согласно классификации В.К. Гаранина [2] выделенные типы оксидов соответствуют низкохромистому пикроферроферрихромиту (среднее содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 43.21 мас. %) и Mg-Cr-ульвошпинели (среднее содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 25.96).

Выделенные титанистые разновидности хромшпинелидов распространены в основной массе кимберлита дайки и включения слюдистого кимберлита 2-го типа. В других петрографических разновидностях распространены титанистые хромовые магнетиты, содержащие (мас. %) от 5.24 до 15.00  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , 12.03–17.58  $\text{TiO}_2$ , 53.50–58.16 FeO, 5.51–5.71  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 9.87–11.10 MgO. Их состав подобен Mg-Al-Cr-титаномагнетиту в кимберлитах Архангельской провинции.

Эволюционный тренд изменения состава шпинелей в кимберлитовых породах аномалии 181 заключается в уменьшении содержаний Cr, Al, Mg: сопровождающихся повышением содержания  $\text{Fe}^{2+}$ , Ti,  $\text{Fe}^{3+}$ . Тенденция изменения их состава в направлении к титаномагнетиту обозначена значительно слабее в кимберлите дайки, чем в шпинелях из кимберлитовой брекчии трубки.

**Апатит** встречается в петрографических разновидностях аномалии 181 в виде двух генераций.

Более крупные зерна первичного апатита в ассоциации с флогопитом и рутилом наблюдаются в кимберлите дайки, включениях кимберлита и слюдистого кимберлита 2-го типа. В автолитовой кимберлитовой брекчии данный минерал встречается в виде мелких реликтов, на карбонатизированных участках образуются идиоморфные призматические зерна апатита более поздней генерации в ассоциации с кальцитом.

**Акцессорные минералы.** Перовскит чаще всего встречается во включении кимберлита, слюдистого кимберлита 2-го типа и оболочке ядерного автолита. В других петрографических разновидностях он замещается анатазом или титанитом (табл. 3) с низкими содержаниями (мас. %)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2.68–3.41), FeO (3.89–5.49),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.43–0.51).

**Титаниты** распространены в основной массе в кимберлите дайки и включении кимберлита 2-го типа в виде гипидиоморфных и ксеноморфных зернистых агрегатов размером до 100 мкм и мельче. Они характеризуются широкими вариациями главных компонентов CaO,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  (табл. 3). Возможно они образовались по перовскиту.

**Сульфиды**, представленные халькопиритом, пиритом, сфалеритом и галенитом, располагаются в основной массе и псевдоморфозах серпентина по оливину.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД АНОМАЛИИ 181

Кимберлитовые породы аномалии 181 среди петрографических разновидностей, слагающих дайки и трубки Восточно-Укукитского кимберлитового поля, выделяются максимальным содержанием (мас. %)  $\text{K}_2\text{O}$  (1.41–3.30),  $\text{TiO}_2$  (2.49–8.08) и низкими – FeO (2.66–6.44), MgO (15.40–20.48). Кимберлит, слагающий дайку, по сравнению с кимберлитовыми брекчиями трубчатого тела, содержит в 1.5–2 раза меньше  $\text{CO}_2$  (9.60) и CaO (13.80), но для его состава характерны более высокие значения (мас. %)  $\text{K}_2\text{O}$  (2.61) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.67). Включение мелкопорфирового кимберлита отличается от других пород высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (30.78),  $\text{TiO}_2$  (4.46),  $\text{K}_2\text{O}$  (2.97) (табл. 4). Особенности химического состава включения слюдистого кимберлита 2-го типа определяют максимальное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  (3.9),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (1.41), высокое –  $\text{TiO}_2$  (3.30) и минимальные величины MgO (16.70),  $\text{H}_2\text{O}$  (4.15). В слюдите (табл. 4) отмечены максимальные значения (мас. %)  $\text{SiO}_2$  (39.40),  $\text{K}_2\text{O}$  (8.45),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12.10), и минимальные –  $\text{H}_2\text{O}$  (2.72),  $\text{CO}_2$  (0.77),  $\text{TiO}_2$  (1.89).

Концентрации редких и редкоземельных элементов в породах определялись в химико-аналитическом центре “Плазма” г. Томска методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием “ELAN DRK-E фирмы Perkin-Elmer instruments LLS”

**Таблица 4.** Химический состав кимберлитовых пород аномалии 181 Восточно-Укукитского поля, мас. %

Оксиды	181-1	181-8	181-11	181-14	181-10	181-15	181-16	181-23	181-20	181-21	181-12
SiO <sub>2</sub>	26.38	26.64	25.57	29.54	32.03	30.78	27.93	27.51	30.35	30.32	39.40
TiO <sub>2</sub>	3.86	4.30	3.67	3.09	7.70	4.46	5.93	8.08	2.63	3.07	1.89
K <sub>2</sub> O	2.61	1.44	2.84	2.52	2.99	2.97	3.30	2.83	1.41	2.30	8.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.08	2.97	3.27	3.30	4.61	3.70	3.90	4.57	2.33	1.97	12.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.67	5.57	6.50	5.20	9.26	7.51	7.61	9.21	6.05	4.74	3.76
MnO	0.16	0.13	0.12	0.10	0.13	0.11	0.14	0.11	0.09	0.09	0.05
MgO	19.8	19.67	16.97	18.7	19.1	20.48	16.70	15.4	26.97	19.09	23.10
CaO	13.8	16.26	17.45	15.6	7.58	12.27	14.67	13.16	6.44	15.27	0.79
FeO	4.56	4.36	3.96	3.86	5.36	4.24	4.61	4.43	6.44	15.27	4.72
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.04	0.60	0.05	0.13	0.06	0.08	0.10	0.01	0.08	0.18
H <sub>2</sub> O-	0.50	0.65	0.47	0.41	0.71	0.57	0.30	0.76	0.86	0.62	0
H <sub>2</sub> O+	6.98	5.84	4.62	5.57	5.82	4.36	4.15	4.85	9.08	7.16	2.72
CO <sub>2</sub>	9.60	12.68	11.59	11.51	4.98	8.28	9.37	8.80	6.43	11.41	0.77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.67	0.33	0.55	0.45	0.71	0.52	1.41	0.56	0.25	0.57	0.51
S		0.02		0.19	0.06	0.10	0.19	0.40	0.56	0.30	F-0.43
SO <sub>3</sub>			2.11								
Сумма	99.27	100.24	99.29	99.69	100.45	99.75	100.01	100.02	100.2	99.86	98.6

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН, аналитики Л.Т. Галенчикова, Д.А. Кулагина. 181-1 – кимберлит дайки; 181-8, 181-11 – автолитовая кимберлитовая брекчия, слагающая трубку; 181-14 – афировая оболочка ядерного автолита; 181-15 – включения кимберлита; 181-16, 181-21, 181-23 – включения слюдистого кимберлита 2-го типа; 181-20 – включение кимберлитовой брекхии; 181-12 – включение слюда.

Графики распределения РЗЭ и других элементов показали контрастные различия их содержаний в кимберлите, слагающем дайку и автолитовую кимберлитовую брекчию, выполняющей трубчатое тело. Максимальные концентрации редкоземельных элементов содержатся в кимберлите дайки (табл. 5, рис. 7). Степень сходства микроэлементного состава кимберлита дайки с включениями кимберлита и слюдистого кимберлита 2-го типа проявляется высоким содержанием подгруппы тяжелых элементов (Dy, Ho, Yb, Lu) и Th. Кроме того, включения слюдистого кимберлита 2-го типа сопоставимы с кимберлитом дайки также содержанием Ho, Er, Tm, Yb, Lu (рис. 7а). На графике данный тип включений выделяется максимальным значением Sr, концентрации которого обусловлены присутствием карбоната. Сходство геохимических особенностей включений слюдистых кимберлитов 1 и 2-го типов проявляется одинаково высоким содержанием Rb, Th, Ta, Cs (рис. 7б) – типоморфных компонентов флогопита – и Dy, Ho, Tb, Er. Однако слюдистые кимберлиты 1 го типа отличаются низкими концентрациями легких (La, Ce, Pr, Nd) и ряда тяжелых (Tm, Yb) редкоземельных элементов в связи с однообразным минеральным составом исходных пород, представленных слюдистыми ильменитсодержащими серпентинитами. График распределения микроэлементов (рис. 7б) показывает контрастный характер накопления Cs, максимальное содержание которого прослеживается в составе включений кимберлита, слюдистого кимберлита 2-го типа с макрокристами слюда в кимберлите дайки, а минимальные величины отмечаются в автолитовую кимберлитовую брекчию и включении слюдистого кимберлита 1-го типа. Геохимические особенности включений кимберлита опре-

деляются максимальным содержанием элементов Er, Tm и высокими значениями Gd, Eu. Присутствие максимальных концентраций РЗЭ в кимберлитах дайки обусловлено более полной степенью плавления исходных пород оливин- флогопит-апатитового состава, в которых рудные минералы представлены пикроильменитом и хромшпинелидами. Высокая степень сходства микроэлементного состава кимберлита дайки и включений кимберлита и слюдистого кимберлита 2-го типа доказывает, что данные включения являются обломками кимберлита, выполняющего дайку. Некоторые различия их химического состава связаны с агрессивным воздействием расплава и постмагматического флюида кимберлитовой брекчи, в которой они находились.

Автолитовые кимберлитовые брекчию, выполняющие трубку, выделяются минимальным содержанием Rb, Ba, Th, Ta, Nb, Ag, Sr (рис. 7б) и низкими значениями большинства редкоземельных элементов La, Ce, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu (табл. 6), сопоставимых с их содержанием в слюдистом кимберлите 1-го типа. Такое распределение редкоземельных элементов обусловлено высокой степенью изменения первичного состава кимберлитовых брекчий в результате воздействия постмагматического флюида.

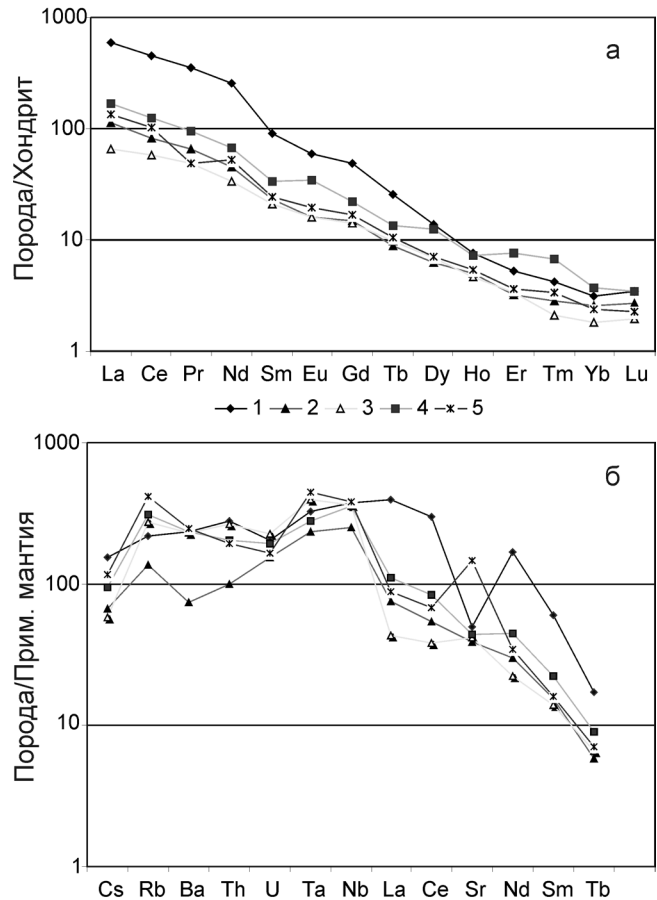
#### РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Sr ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения Rb-Sr изотопных систем пород аномалии 181 была использована их матрица – основная и связующая масса (ОСМ). Подготовка пробы для анализа проводилась по методике рассмотренной в работе Ф.Ф. Брахфогеля и В.В. Ковальского [6]. Rb-Sr изотопные системы ОСМ по-

**Таблица 5.** Содержание редких и рассеянных элементов в кимберлитовых породах аномалии 181, г/т

Элементы	181-1	181-3	181-7	181-15	181-16
Li	73	45	71	60	45
Be	3.4	3	3.6	3.1	3.1
B	66	140	47	55	54
Sc	30	24	27	30	39
V	250	160	190	200	380
Cr	1060	480	1160	650	1000
Co	98	111	88	0	94
Ni	620	750	450	610	530
Cu	120	65	220	135	240
Zn	81	140	140	90	102
Ga	14	8.6	16	13.5	14
Ge	1.5	1.3	1.5	1.3	1.2
As	5	8	5	7	5
Se	1.7	1.3	1.3	1.2	4.2
Rb	120	75	150	170	230
Sr	880	690	750	780	2600
Y	15	6.1	7.7	120	9.2
Nb	210	140	204	200	214
Mo	0.78	1.3	0.61	2	0.82
Ag	0.42	0.4	0.53	0.81	0.69
Cd	0.29	0.74	0.06	0.26	0.33
In	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06
Sn	2.5	1.9	2.6	2.4	3
Sb	0.17	0.23	0.26	0.29	1.4
Te	0.1	0.06	0.11	0.21	0.17
Cs	2.8	1.2	1.05	1.7	2.1
Ba	1200	380	1180	1200	1270
La	220	42	24	61	49
Ce	430	78	55	120	97
Pr	48	8.9	6.6	13	6.67
Nd	180	32	24	48	37
Sm	21	5.4	4.8	7.8	5.6
Eu	5.2	1.4	1.4	3	1.7
Gd	15	4.5	4.3	6.8	5.2
Tb	1.5	0.51	0.57	0.79	0.61
Dy	5.3	2.4	2.6	4.8	2.7
Ho	0.65	0.43	0.39	0.62	0.46
Er	1.3	0.8	0.84	1.9	0.91
Tm	0.15	0.1	0.07	0.24	0.12
Yb	0.78	0.63	0.45	0.93	0.59
Lu	0.13	0.10	0.07	0.13	0.08
Ta	13	9.4	16	11.2	18
W	0.8	1.8	0.78	1.1	1.02
Re	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001
Hg	0.1	0.09	0.08	0.17	0.06
Tl	0.16	0.25	0.09	0.14	0.088
Pb	7.6	6.3	7.1	4.5	4.5
Bi	0.026	0.041	0.049	0.038	0
Th	18	6.4	17	13	12.4
U	3.7	2.8	4.1	3.5	3

Примечание. 181-1 – кимберлит дайки, 181-2 – автолитовая кимберлитовая брекчия, слагающая трубку, 181-7 – включение слюдяного кимберлита 1 типа, 181-16 – включение слюдяного кимберлита 2 го-типа, 181-5 – включение кимберлита.



**Рис. 7.** Распределение РЗЭ (а) и элементов примесей (б) в кимберлитовых породах аномалии 181. 1 – кимберлит дайки; 2 – автолитовая кимберлитовая брекчия трубки; 3–5 – включения в автолитовый кимберлитовой брекчии: кимберлит (3), слюдястые кимберлиты – 1 тип (4), 2 тип (5). Содержание элементов-примесей нормированы к примитивной мантии по [24].

род изучались дифференцированно: по валовому составу ОСМ, по силикатной (СФ) и карбонатной (КФ) фракциям матрикса. Для выделения силикатной и карбонатной фракции применялась методика кислотного выщелачивания [10]. Изотопный состав стронция образцов анализировался на масс-спектрометре МИ-1201-Т без добавления индикатора, а измерение содержаний Rb и Sr проводилось методом двойного изотопного разбавления [10]; Rb-Sr возраст образцов оценивался по внутренней трехточечной изохроне (валовый состав ОСМ, СФ и КФ) с использованием  $\lambda_{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11}$  лет<sup>-1</sup>; оценка доверительного интервала возраста и первичного отношения  $I_0$  равна  $1\sigma$ . Полученные результаты (табл. 6) показывают значительную неоднородность всех изученных пород по содержанию рубидия и стронция в связи с их петрографическим составом. Содержание рубидия в породах в основном определяется количеством в них фло-

Таблица 6. Rb-Sr данные для кимберлитов аномалии 181/89

№ обр.	Порода	<sup>87</sup> Rb	<sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	T, млн. лет	Io
Дайка							
181/1	м/порфировый кимберлит(ОСМ)	28.7856	83.2219	0.3419	0.7092	374	0.70738
	СФ	33.0024	38.4041	0.8495	0.7119		
	КФ(14.05%)	2.9896	357.411	0.0083	0.70742		
181-1/1	м/порфировый кимберлит(ОСМ)	22.6237	1417.71	0.0158	0.7088	394	0.70872
	СФ	22.5452	67.8916	0.2285	0.71		
	КФ (50.52%)	22.7006	2739.75	0.0082	0.70877		
181-1/2	м/порфировый кимберлит(ОСМ)	23.9896	559.604	0.0424	0.7089	361	0.70872
	СФ	24.5593	17.27	1.4057	0.7159		
	КФ (49.27%)	23.403	1118.009	0.0207	0.70879		
Трубка							
181-2	КБА (ОСМ)	42.1375	85.7952	0.4855	0.7104	492	0.707
	СФ	42.5022	4.4995	9.3374	0.7723		
	КФ (26.92%)	41.1474	306.49	0.1327	0.70793		
181-2/1	КБА (ОСМ)	9.1419	70.7363	0.1278	0.7051	1330	0.70266
	СФ	11.702	12.0799	0.9304	0.7204		
	КФ (43.28%)	6.2216	147.608	0.0417	0.70346		
181-3	КБА (ОСМ)	19.948	68.6656	0.2872	0.709	486	0.70701
	СФ	18.5847	2.9073	6.3189	0.7508		
	КФ (28.61%)	23.3498	232.751	0.0992	0.7077		
185-5/1	флогопит*			66.1	1.08385	409 ± 6	0.6967 ± 0.0113
	флогопит*			66.2	1.07952		
	флогопит*			72	1.11584		
	флогопит*			158.9	1.6215		
181-5	КБА (ОСМ)	20.2929	104.183	0.1925	0.7083	460	0.70704
	СФ	20.032	3.9639	4.9955	0.7398		
	КФ (29.54%)	20.9152	343.23	0.0602	0.70743		
181-6/1	КБА*			0.2622	0.70928	410 ± 4	0.70779 ± 0.01078
	флогопит*			51.3566	1.00972		
	флогопит*			59.9066	1.0545		
	флогопит*			101.1092	1.29656		
	флогопит*			110.7567	1.35486		
181-6	КБА (ОСМ)	17.9456	71.7945	0.2471	0.7105	471	0.70884
	СФ	16.8752	3.0147	5.5333	0.746		
	КФ (27.33%)	20.8062	255.603	0.0805	0.70938		
Включения в кимберлитовой автолитовой брекчии							
181-13	слюдястый кимберлит, карбонатизированный	54.6605	376.011	0.1437	0.7105		
	СФ	70.6086	320.776	0.2176	0.7114		
	КФ (30.16%)	17.7303	503.916	0.0348	0.70917		
181-19	слюдтстый кимберлит 2-го типа	38.3737	695.579	0.0545	0.7119		
	СФ	51.897	645.215	0.0795	0.7124		
	КФ (44.93%)	21.7984	757.308	0.0284	0.71138		
181-9	мелкопорфировый кимберлит,	20.8777	2323.31	0.0089	0.7141		
	СФ	25.4009	975.784	0.0257	0.7145		
	КФ (33.84%)	12.0345	4957.83	0.0024	0.71395		
181-11	мелкопорфировый кимберлит,	42.047	1646.25	0.0252	0.7102		
	СФ	52.9202	1882.14	0.0278	0.7104		
	КФ (28.16%)	14.308	1044.47	0.0135	0.70928		
181-18	порфировый кимберлит	41.8154	283.127	0.146	0.7101		
	СФ	50.5647	247.661	0.2018	0.7108		
	КФ (20.88%)	8.6619	417.722	0.0205	0.70853		
181-21	КБА, в КБА	24.8758	691.816	0.0355	0.7103		
	СФ	29.4651	654.869	0.0421	0.7104		
	КФ (24.92%)	11.049	803.131	0.0136	0.71005		
181-16	слюдястый кимберлит 2-го типа	55.9843	308.133	0.1796	0.7123		
	СФ	63.927	230.61	0.274	0.7145		
	КФ (19.21%)	22.5803	634.162	0.0352	0.70894		
181-14	автолит ядерный	35.8546	237.34	0.1493	0.7101		
	СФ	45.7917	173.299	0.2612	0.7125		
	КФ (24.82%)	5.755	431.322	0.0132	0.70827		
181-7	слюдястый кимберлит 1-го типа	39.0596	103.29	0.3738	0.7081	1084	0.7023
	СФ	44.3693	60.2173	0.7283	0.7136		
	КФ (17.81%)	14.5563	302.061	0.0476	0.70304		
181-15	кимберлит	42.2755	91.1213	0.4586	0.71045	467	0.7074
	СФ	48.2924	36.9204	1.293	0.716		
	КФ (17.33%)	13.5728	349.678	0.0384	0.70765		
181-4	слюдит	102.3724	23.3969	4.3252	0.7341	481	0.70401
	СФ	114.6712	10.6289	10.6646	0.7782		
	КФ (14.70%)	31.0059	97.4861	0.3144	0.7062		

Примечание: \* – анализы выполнены А. Кумар (National Geophysical Research Institute, Hyderabad, India).

Таблица 7. Rb-Sr модельные параметры кимберлитов аномалии 181

№ обр.	Возраст, млн. лет	$I_0$	$\varepsilon_{Sr} (T)$	$f_{(Rb/Sr)}$	$T_{DM}$ , млн. лет	$T(DM)-2st$ , млн. лет	$I_{370}$
181-1	374	0.70738	47.13	3.13	1692	1447	0.7074
181-1/1	394	0.70872	65.64	-0.81	-18033	1695	0.7087
181-1/2	361	0.70872	65.68	-0.49	-	1687	0.7087
181-2	492	0.7070	43.69	4.87	1333	1532	0.7078
181-2/1	1330	0.70266	-4.16	0.54	2616	880	0.7044
181-3	486	0.70701	43.74	2.47	2014	1464	0.7075
181-5	460	0.70704	43.73	1.33	2963	1425	0.7073
181-6/1	410	0.70779	53.55	2.17	2331	1542	0.7079
181-6	471	0.70884	69.48	1.99	2914	1787	0.7079
181-13				0.74	5869	1889	0.7097
181-19				-0.34	53944	2240	0.7116
181-9				-0.69	-27891	2696	0.7144
181-11				-0.70	-36521	1950	0.7101
181-18				0.76	5480	1812	0.7093
181-21				-0.57	-112667	1958	0.7101
181-16				1.17	5226	2192	0.7114
181-14				0.80	5311	1808	0.7093
181-7	1084	0.7023	-13.32	3.52	1298	1207	0.7061
181-15	467	0.7074	48.96	4.54	427	1568	0.708
181-4	481	0.70401	1.04	51.30	526	2206	0.711

Примечание:  $I_0$  и  $I_{370}$  – первичный изотопный состав Sr полученный по изохроне и пересчитанный на время формирования кимберлитов (370 млн. лет), соответственно;  $\varepsilon_{Sr} (T)$  и  $f_{(Rb/Sr)}$  – модельные параметры Rb-Sr системы пород, характеризующие отклонения изотопного состава Sr и Rb/Sr отношений в породах относительно таковых в примитивной мантии на период их формирования;  $T_{DM}$  и  $T(DM)-2st$ , – модельный возраст (млн. лет) протолитов пород по одностадийной и двустадийной модели по [21].

гопита и высокое содержание элемента характерно для слюдястых разностей пород, достигая максимума в слюдах. Распределение стронция в породе определяется количеством карбонатов, апатита, стронцианита, целестина. Часть этих минералов при обработке образцов кислотой уходит в выщелат, условно названный карбонатной фракцией. Содержание стронция в нем очень высокое и достигает 4958 мкг/г. Количество КФ, и вероятно соотношение в ней минералов, содержащих стронций, в образцах варьирует в широких пределах и определяет положительную тенденцию повышения содержания стронция в валовом составе ОСМ. По минимальному содержанию стронция кимберлитовые брекчии трубчатого тела как в валовом составе ОСМ, так и в СФ и КФ, четко отличаются от кимберлитов дайки и пород включений, исключая слюдиты в кимберлитовой брекчии (табл. 6).

Возраст формирования пород каждого образца оценивался по Rb-Sr трехточечной изохроне. Кимберлиты дайки по трем образцам имеют близкие Rb-Sr датировки 361–394 млн. лет ( $I_0$  от 0.70738 до 0.70872), что близко соответствует их принятому геологическому возрасту. Неожиданно высокие и дискордантные значения Rb-Sr возраста были получены для кимберлитовых автолитовых брекчий трубчатого тела. Для двух образцов по флогопитам были определены Rb-Sr изохронные даты  $409 \pm 6$  ( $I_0 = 0.6967$ ) и  $410 \pm 4$  ( $I_0 = 0.70779$ ), а для четырех образцов по внутренней изохроне для фракций основной связующей массы – 460–492 млн.

лет ( $I_0$  от 0.7070 до 0.7088). Один образец по внутренней изохроне ОСМ имеет Rb-Sr возраст 1330 млн. лет ( $I_0 = 0.70226$ ). Характерно, что и для образцов включений слюдитов и кимберлитов в автолитовой брекчии также получены датировки 467–481 млн. лет ( $I_0 = 0.7074$ –0.7040) и одна проба датируется возрастом 1084 млн. лет ( $I_0 = 0.7023$ ). Таким образом, для пород сопряженного тела получены три группы значений возраста: 361–410, 460–492 и 1084–1330 млн. лет. Наличие в кимберлитовой автолитовой брекчии трубчатого тела ксенолитов мелкозернистых порфировых кимберлитов, идентичных таковым дайки предполагает, что трубка была сформирована после внедрения кимберлитовой дайки, и время ее формирования должно быть не древнее 360–370 млн. лет. Таким образом, полученные датировки по породам трубки и содержащихся в них включений не отвечают времени формирования трубчатого тела. Петрографические исследования показывают, что породам с высоким содержанием макрокристов мантийного флогопита присущи более древние датировки и вероятно они имеют унаследованные изотопные характеристики протолитов для этих пород. Величины изотопных отношений стронция пород ( $I_{370}$ ), рассчитанные на предполагаемое время формирования кимберлитов (370 млн. лет) имеют вариацию от 0.7044 до 0.7144 (табл. 7). Такая значительная Sr-изотопная гетерогенность пород, вероятно, связана с различными источниками стронция в их составе, что подтверждается положительной корреляцией между  $I_{370}$  и со-

держанием стронция в валовых образцах ОСМ ( $\tau = 0.704$ ). Это предполагает, что стронций исследуемых пород представляет как минимум смесь стронция из двух источников. Один из них имел относительно низкое его содержание с пониженной величиной изотопного отношения, а другой – высокое содержание элемента с повышенным в нем изотопным отношением. Высокая радиогенная составляющая ( $^{87}\text{Sr}$ ) в изотопном составе стронция подразумевает длительно существующий источник, обогащенный литофильными элементами. Образцы с повышенным изотопным отношением стронция характеризуются датировками 460–492 млн. лет, которые возможно фиксируют вероятное время поздней модификации мантийного протолита для кимберлитовых пород. Ранее для ксенолитов метаморфизованных ультраосновных пород из трубки Ленинград были получены **Sm-Nd и Rb-Sr данные**, которые позволили оценить их возрастные параметры [23]. Отделение протолита этих пород от мантийного источника по Sm-Nd модельному возрасту ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ ) имело место в интервале времени 700–960 млн. лет, а время их метаморфизма определяется Rb-Sr изохронным возрастом как  $503 \pm 31$  млн. лет ( $I_0 = 0.70615 \pm 0.00178$ ), что в пределах ошибки соответствует датировкам, полученным здесь по кимберлитовым автолитовым брекчиям трубки и некоторым образцам включенных в них пород.

Расчеты модельных параметров Rb-Sr систем кимберлитовых пород сопряженного тела Ан-181 (табл. 5) показывает, что величины модельного возраста ( $T_{\text{Sr}}(\text{DM})$ ) варьируют в широких пределах от отрицательных значений до превышающих возраст Земли. Это указывает, что протолиты пород имели комплексную модификацию их Rb-Sr систем. По двустадийной модели [21] модельные датировки ( $T_{\text{Sr}}(\text{DM})$ )-2st, возраст второй стадии принят как 370 млн. лет) лежат в более узком интервале их значений, определяя некоторые возрастные группы: 880–1200, 1400–1600, 1800–2000, 2200. Интерпретация этих этапов формирования протолитов в связи с сильной модификацией их изотопных систем затруднена. Следует отметить лишь, что образцы с древними модельными двустадийными датировками (более 1900 млн. лет) протолитов имеют отрицательные значения  $f_{\text{Rb/Sr}}$ , указывая на значительные приобретения стронция породами в процессе их существования. В то же время породы с молодыми модельными возрастами протолитов (880–1200 млн. лет) формировались из деплетированного резервуара ( $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$  от  $-4.16$  до  $-13.32$ ), что согласуется с Sm-Nd модельными параметрами, полученными для ксенолитов метаморфизованных ультраосновных пород из трубки Ленинград в этом кимберлитовом поле [23]. Таким образом, можно предполагать, что кимберлитовые породы сопряженного тела Ан-181 формировались либо из разновозрастных разноуровневых мантийных субстратов или из

смешанного мантийного субстрата с различной степенью его модификации мантийными процессами. Для корректного решения этого вопроса необходимы дальнейшие изотопно-геохимические исследования, с привлечением, в частности, данных по редкоземельным элементам и самарий-неодимовой систематике пород.

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Включения кимберлитовых пород в автолитовой кимберлитовой брекчии по определению Голланда (Геологический словарь) являются автолитами. Среди них выделяются определенные генетические типы с присущими им особенностями. В процессе изучения вещественного состава и алмазности автолитов в кимберлитовых брекчиях алмазных месторождений Якутии выделены три генетических типа: автолиты-реститы, имеющие сходство с исходными породами, подверженными плавлению; автолиты-ликваты, образование которых связано с взрывным этапом формирования кимберлитовых тел, и автолиты-реликты – участки менее измененного кимберлита овальной, либо округлой формы, возникшие среди карбонатизированной связующей массы в процессе неравномерного воздействия постмагматического флюида [1]. Кроме того, среди автолитов отмечаются включения кимберлитовых пород более ранних фаз внедрения и связанные с ними образования “автолит в автолите” (трубка Зарница), либо “автолитовая кимберлитовая брекчия в автолитовой кимберлитовой брекчии” (аномалия 181).

Автолиты-реститы в кимберлитовой брекчии аномалии 181 представлены включениями слюдистого кимберлита 1-го типа. Их генетические связи с включениями слюдитов определяются химическим составом флогопита и преобладанием в основной массе титаномагнетита, миналы которого представлены магнетитом (10–70%) и ульвошпинелью (60–80%). Согласно литературным данным ульвошпинель содержит многие магнетиты и титаномагнетиты, кристаллизовавшиеся при высоких температурах и содержащие 50% ильменита. С понижением температуры и давления  $T_i$  выделяется как продукт распада твердого раствора в виде ульвошпинели или ильменита. Кристаллизация флогопита слюдита и слюдистого кимберлита 1-го типа происходила в интервале  $1140\text{--}1225^\circ$  при  $\log f_{\text{O}_2} = -11 \dots -13$ . Особенности их состава близки слюдам минетты и альнеитов. Низкие содержания РЗЭ обусловлены относительно однородным минеральным составом, а высокая степень сходства их микроэлементного состава с вмещающими автолитовыми кимберлитовыми брекчиями свидетельствует о том, что формирование петрографических разновидностей трубочной системы происходило в результате частичного плавления ильменит-содержащих слю-

дистых серпентинитов, метасоматизированных пород верхней мантии [14].

Включения кимберлитов и слюдистых кимберлитов 2-го типа, содержащих слюду более древнего возраста, представляют собой обломки кимберлита дайки на основании ассоциации серпенти-апатит-флогопитового состава, относительно широкого распространения титанистых разностей хромитов и хромистой шпинели, примерно одинакового химического состава флогопита и распределения редкоземельных элементов.

Мгновенное отделение летучих компонентов кимберлитовой магмы при формировании субэксплозивной фации трубки обусловило быстрое застывание жидкой фазы (афировых оболочек) на контакте с ксенолитами и макрокристами – образование ядерных автолитов. Типоморфными признаками оболочек ядерных автолитов является присутствие гипидиоморфных выделений серпентинизированного оливина, слюды поздней генерации и высокое содержание магнетита, образование которых связано с кристаллизацией остаточного кимберлитового расплава.

В условиях формирования субэксплозивной фации трубки и последующего воздействия флюида на кимберлитовую брекцию более интенсивно протекали процессы изменения составов шпинелей по направлению к титаномагнетиту, обусловленные уменьшением содержаний Al, Mg и повышением содержания  $Fe^{2+}$ , Ti,  $Fe^{3+}$ . Распространение ильменита, рутила, титаномагнетита, перовскита, магнетита указывает на высокую концентрацию титана и высокую активность окисной формы железа в процессе образования кимберлитовых брекций аномалии 181. По экспериментальным данным [7] увеличение  $pO_2$ , возможно в результате взаимодействия карбонатного флюида и силикатного расплава при высоких давлениях, что приводит к расширению поля кристаллизации ферришпинели, рутила, перовскита и к снижению содержаний MgO в ильмените [7, 8].

Таким образом, в первый этап внедрения кимберлитовой магмы была сформирована дайка, трубка образовалась позднее. Высокое содержание макрокристов серпентинизированного оливина, флогопита, ильменита в кимберлитовых породах аномалии 181 позволяет заключить, что их образование связано с плавлением глубинных пород метасоматизированной мантии, выполненных преимущественно рудными и слюдистыми минералами – IRPS (ilmenite-rytile-phlogopite-sulphide), залегающими в верхней части протолита [13, 14, 16].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухова З.А. Автолитовые кимберлитовые брекции Якутии. Якутск: Якутский НИЦ СО АН СССР, 1990. 218 с.
2. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) М.: МГУ, 2000. 524 с.
3. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород / В.П. Корнилова, К.Н. Никишов, В.В. Ковальский, Г.В. Зольников. М.: Наука, 1983. 183 с.
4. Бабушкина С.А. Особенности состава макрокристов флогопита из алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии // Записки ВМО. 2002. № 6. С. 75–79
5. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 125 с.
6. Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Советская геология. 1978. № 4. С. 133–139.
7. Геншафт Ю.С., Цельмович В.А. Кристаллизация высокотитанистой ферришпинели в  $PT$ -условиях верхней мантии // Физика Земли. 2003. № 3. С. 71–75.
8. Геншафт Ю.С., Цельмович В.А., Ганеев А.К. Пикроильменит: факторы, определяющие его состав // Докл. АН. 2000. Т. 373, № 3. С. 370–381.
9. Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 6–9.
10. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. 246 с.
11. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. М.: Недра, 1990. 248 с.
12. Лампроиты и кимберлиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 426 с.
13. Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Особенности распределения ксеногенного мантийного материала в разновозрастных кимберлитах северо-востока Сибирской платформы и проблема эволюции корневых частей литосферы // Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы): докл. ко второму Междунар. совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НИЦ УрО РАН, 2000. С. 10–16.
14. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.
15. Andersen D.I., Lindsley D.H. New (and final) models for Ti-magnetite (ilmenite geothermometer and oxygen barometer) // Abstracts AGU 1985 Spring Meeting Eos Transact. Amer. Geophys. Union 66 (18). 1985. P. 416.
16. Dawson J.B. The MARID (mica-amphibole-rytile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 309–323.
17. Lepage Luc D. ILMAT: an excell worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // Computers and geosciences. 2003. V. 29. P. 673–678.
18. Lindsley D.H., Spencer K.I. Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexistent Ti-Magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). Abstracts AGU. 1982 Spring Meeting Eos Transact. Amer. Geophys. Union 63 (18). 1982. P. 47.
19. Masun K.M., Doyle B.J., Ball S., Walker S. The geology and mineralogy of the Anuri kimberlite, Nunavut, Canada // 8<sup>th</sup> International kimberlite conference selected papers. 2004. V. 1 P. 75–97.
20. Mitchell R.H. Compositional variation of micas in

- kimberlites, orangeites, lamproites and lamprophires // 6th International kimberlite Conference: Extended abstracts. Novosibirsk, 1995. P. 390–392.
21. *Möller A., Mezger K., Schenk M.* Crustal age domains and the Continental Crust in the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic Evidence // *J. Petrol.* 1998. V. 39, № 4. P. 749–783.
  22. *Shoji Arai* Pressure-temperature dependent compositional variation of phlogopitic micas in upper mantle peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 87. P. 260–264.
  23. *Smelov A. P., Zaitzev A.I.* New data on the relations of kimberlite magmatism and diamond placers to the basement structure in the northern Yakutian kimberlite province // 9<sup>th</sup> International Kimberlite Conference: Extended abstracts, № 9 ИКС –А-00219, 2008.
  24. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985. 379 p.

*Рецензент И.И. Чайковский*

## Facial peculiarities of kimberlitic rocks of complex bodies after the example of Anomaly 181 in eastern part of Ukukite field (Yakutia)

**Z. A. Altukhova, A. I. Zaitsev, O. B. Oleinikov**

*Institute of Geology of Diamond and Noble Metals, Siberian Branch of RAS*

The result of study of petrography, mineralogy and chemistry features of facial varied rocks from complex kimberlite body consisted of dyke and pipe (Anomaly 181), located in the eastern part of Ukukite field (north of Yakutian kimberlite province) is presented in the paper. Based on detail study of kimberlite inclusions in kimberlitic breccias a conclusion that dyke was formed before the pipe is drawn. The phlogopite and ore minerals composition, their crystallization temperature and rare earth elements distribution show the difference of mantle sources, which formed dyke and pipe. The date Rb-Sr isotopic system show, that kimberlite rocks of Anomalies 181 were formed from mantle substrate with different degree of its modification and different diamondiferous. The groups of micas from Anomaly 181 kimberlite rocks possibly represent different metasomatic zones of the mantle.

*Key words: kimberlite, kimberlitic breccias, dyke, age, pipes, phlogopite.*

## ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

© 2010 г. Г. Д. Исаев

ООО Научно-исследовательский центр “СИБГЕОНАФТ”  
630071, г. Новосибирск, ул. Фасадная, 18-2  
E-mail: sibgeonaft@mail.ru

Поступила в редакцию 22.04.2009 г.

На основе палеонтологического, стратиграфического и тектонического изучения палеозойских разрезов “фундамента” Западно-Сибирской плиты делается вывод о его трехчленном строении. Обосновывается параплатформенное строение основной части палеозойского разреза; авлакогенный, синеклизный и деструктивный этапы развития для всех сегментов палеозоя Западно-Сибирской плиты.

Ключевые слова: *параседия, этаж, авлакоген, синеклиза, параплатформа.*

В настоящее время подавляющее большинство тектонических, стратиграфических, геологических моделей строится только на мобилистской [8] основе. Главными источниками тектонических движений в литосфере являются, согласно этой концепции, различные процессы, происходящие в мантии. Литосфера состоит из крупных сегментов, которые жестко не связаны с мантией и непрерывно перемещаются в разных направлениях. Вместе с тем, надо признать, что большинство геологических фактов прошлого противоречат горизонтальным перемещениям крупных блоков литосферы. Например, Балтийский щит на протяжении всей своей геологической истории поднимался [5], Русская плита испытывала, наоборот, слабое погружение, а Прикаспийская с девона по настоящее время – интенсивное опускание. Урал с конца карбона поныне – регион с периодическими орогеническими режимами, а Западно-Сибирская плита (ЗСП) – область устойчивого опускания по современное время. Существенные горизонтальные перемещения отдельных сегментов литосферы могут происходить и под влиянием флюидотектонических процессов расширения Земли (гипотеза расширения). К этому надо добавить, что гипотеза “тектоники литосферных плит” возникла на базе комплекса геологических и геофизических работ в современных океанических бассейнах. Так как океаны как крупные седиментационные бассейны образовались совсем недавно, то надо полагать, что принципы современных тектонических процессов не совсем применимы к древним и древнейшим бассейнам.

В основе первых региональных обобщений по Западной Сибири лежат ранние исследования Я.С. Эндельштейна, М.А. Усова, М.К. Коровина, В.В. Белоусова, а также в целом Сибирской школы геологов, сыгравших огромную роль в становлении представлений о сложном складчато-глыбовом строении “фундамента” плиты и его каледонско-

герцинском возрасте. Первой стратиграфической схемой, основанной на результатах бурения, геофизических работ и сейсморазведки, была схема Н.Н. Ростовцева, опубликованная в 1954 г. и уточненная в 1959 г. [17]. Первой крупной сводкой по стратиграфии и палеонтологии палеозоя была работа В.С. Бочкарева, П.К. Куликова и Б.С. Погорелова, опубликованная в 1968 г. [2] и объединившая практически весь стратиграфический материал по Западной Сибири, накопленный к этому времени. До этого появлялись [3] работы стратиграфического плана, но они не имели профессиональной палеонтологической основы. В отличие от Н.Н. Ростовцева, опубликовавшего представление о складчатом, геосинклинальном строении палеозоя Западной Сибири, в статьях А.А. Трофимука, В.С. Вышемирского, Н.П. Запывалова и др. [20] предлагалась принципиально иная точка зрения. По их мнению, отложения палеозоя Западно-Сибирской плиты входят в состав промежуточного комплекса. В.А. Дедеев, В.Д. Наливкин, и др. [6] считали, что этап, в течении которого был сформирован промежуточный структурный этаж, в который они включили и палеозойские, и триасовые отложения Западной Сибири, является полугеосинклинальным (парагеосинклинальным). В.Н. Соболевская [18] называет “промежуточный” тектонический этап предчехольным и указывает на его отличия, как от геосинклинального, так и от платформенного этапов.

На гетерогенность промежуточного этажа указывали составители тектонической карты фундамента Западно-Сибирской плиты [16], выделяя в его составе формации внешних (миогеосинклинальных) зон герцинид на каледонском и байкальском цоколе, формации межгорных геосинклинальных впадин, палеозойские пологоскладчатые покровы, палеозойские отложения платформенного типа. По мнению А.Л. Яншина [21], в состав “промежуточного” этажа входят три различ-

ных в структурном отношении комплекса пород: молассы краевых прогибов и горных впадин герцинид, средне-верхнепалеозойские отложения областей каледонской складчатости эпигеосинклинального типа, а также средне-верхнетриасовые и нижнеюрские отложения платформенного чехла. П.К. Куликов [10, 11] убедительно доказывает неоднородное строение “фундамента” или промежуточного этажа, нижняя часть которого сложена формациями передовых и межгорных впадин геосинклинального типа, средняя часть – формациями параплатформенного структурного этажа, а верхняя (триас-нижнеюрская) – тафрогенными формациями платформенного типа.

В первых работах О.Г. Жеро, В.С. Суркова и др. [7] указывается, что гетерогенность “промежуточного” этажа обусловлена развитием в его составе отложений платформенных чехлов палеозойского возраста и формаций грабен-рифтов. Детальное тектоническое районирование было выполнено позднее В.С. Сурковым, О.Г. Жеро и др. [12, 19]. Именно этими авторами развивается представление о строении Центрально-Западносибирской зоны, как сложного комплекса отложений геосинклинального типа и осадков чехлов срединных массивов.

К 1971 г. были известны около трех десятков вариантов геологического и тектонического строения фундамента и “промежуточного” этажа. Главным же недостатком этих конструкций являлся скудный материал (около 1200 скважин) собственно по территории Западной Сибири. Эти конструкции базировались на синхронизации тектонических циклов Горного Алтая и “фундамента” Западно-Сибирской плиты, причем, определение *возраста складчатости* производилось без должного палеонтологического обеспечения. Биостратиграфия только-только начинала набирать обороты.

В нефтяной геологии бассейновый подход следует считать традиционным. По К.И. Микуленко [13] к осадочно-породному бассейну (ОПБ) следует относить разноформационный комплекс образований, накопившихся в депрессионных структурах длительного развития. Таким бассейном является Западно-Сибирская плита. В процессе развития любой ОПБ проходит авлакогенную, синеклизную и деструктивную стадию. Эти три стадии, по мнению К.И. Микуленко (и автора) типичны не только для всего Западно-Сибирского ОПБ, но и для всех его сегментов и этажей. В последнее время появились тектонические конструкции [9], которые развивают параплатформенную концепцию П.К. Куликова [10, 11] и частично О.Г. Жеро [7]. К таковым относится и авторская стратиграфо-тектоническая модель доюрского основания Западно-Сибирской плиты, представленная в настоящей статье.

Сначала уточним используемую в статье терминологию.

**Параседия** – основная единица структурно-тектонического плана, представляющая собой структурно-вещественный комплекс (СВК) минеральных образований, отличающихся от вмещающих тел и их ассоциаций вещественными, структурными и геометрическими характеристиками. К вещественным характеристикам относится состав пород (как осадочных, так и магматических) и соотношение их в параседии. К структурным признакам относятся особенности флюидо-тектонической деформации и преобразованности до положения отдельных тел в пространстве [15]. Термин “параседия” предложен Э.Б. Мовшовичем с соавторами [14] для синхронизации литолого-стратиграфических подразделений из разных СФЗ. Термин соответствовал понятию регионаруса, но полифациальный содержания.

**Этаж** – естественная ассоциация СВК, объединяющая одну или несколько параседий, образовавшихся на огромных пространствах (одна или несколько структурно-фациальных зон) в определенных геодинамических обстановках, и отделенных от соседних региональными перерывами. Главным критерием выделения параседий и этажей является стратиграфический. Параседия обычно ограничивается рамками отдельных синеклиз, авлакогенов, антеклиз и представляет собой самостоятельный этап развития этих структур. Этаж – это тоже этап, но характерный для Западно-Сибирской плиты в целом.

**Авлакоген** – линейно вытянутая впадина в пределах параплатформы, выполненная осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями. Возникновение авлакогенов обязано “плоскостной” тектонике, согласно которой центры синхронного опускания или прогибания территории расположены в одной плоскости.

**Синеклиза** – крупная отрицательная структура, характерная для платформенных и параплатформенных областей и выполненная теми же образованиями. В отличие от авлакогенов имеет не несколько (на плоскости), а один активный центр сводового опускания территории, вследствие чего синеклизы имеют чаще локализованную правильную округлую (сферовую или полусферовую) форму. В качестве основы для составления карт геологического и тектонического содержания автором была выбрана структурная основа по горизонту  $\Phi_2$  (подошва тюменской серии). При выносе всей биостратиграфической информации по палеозою оказалось, что наиболее поднятые участки этой поверхности были сложены более молодыми отложениями, пониженные – более древними. Таким образом, предтриассовый рельеф по природе своей является эрозийным, а внутреннее строение палеозоя – параплатформенным. Такая закономерность отмечалась практически в пределах всех изученных СФЗ. Анализ среднестатистических углов па-

дения в толщах палеозоя показывает, что для нижнего девона–силура характерны замеры от 40° (скв. Северо-Останинская-10) до 90° (скв. Южно-Табаганская-134); для верхнего–среднего девона – от 70° (скв. Урманская-9) до 0° (скв. Поселковая-4); для карбона – от 35° (скв. Герасимовская-4) до 0–15° (скв. Герасимовская-6, 19) и т. д. То есть, отмечается закономерная унаследованность в ориентировке пластов с тенденцией увеличения углов падения более древних пород. Возможно, это обусловлено не только нарастающей мощностью осадочного палеозойского комплекса на отдельных участках поверхности седиментации, но и более интенсивной тектонической раздробленностью более древних литостратиграфических подразделений. Наложенная интенсивная флюидотектоника на этапах стабилизации параплатформы могла совершенно преобразить первичное пространственное положение палеозойских толщ.

Среднестатистическая (по данным автора) мощность литостратиграфических подразделений палеозоя около 300–400 м. Большинство подразделений прослеживается на поверхности “фундамента” практически в пределах всех структурно-фациальных зон (СФЗ). Например, герасимовская свита прослежена в пределах Нюрольской СФЗ от Касманской площади на юге, до Сутыгинской площади на севере. Любая скважина, вскрывшая стратифицированный палеозой мощностью более 300–400 м, практически со 100%-ной вероятностью пересекает стратиграфическую последовательность свит в нормальных соотношениях.

Доюрское основание Западно-Сибирской плиты является очень сложным и гетерогенным тектоническим сооружением, которое не соответствует строгому понятию термина “фундамент”. Палеозойские структуры сформировались в течение нескольких циклов, что привело, в конечном счете, к полной консолидации Урало-Сибирского кратона.

В доюрском комплексе образований автор выделяет три этажа:

- 1 – допараплатформенный, докембрийско-среднеордовикской эпохи консолидации;
- 2 – параплатформенный, позднеордовикско-среднекаменноугольной эпохи консолидации;
- 3 – тафrogenный, позднекаменноугольно-триасовой эпохи консолидации.

#### СТРОЕНИЕ ДОПАРАПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАЖА, Р<sub>С</sub>–O<sub>2</sub>

В строении этажа на юго-востоке ЗСП принимают участие соболиная толща кембро-ордовика, нарымская толща докембрия, лисицинская толща рифея (рис. 1) и их стратиграфические аналоги в пределах Западно-Сибирской плиты, обнажающиеся в своеобразных антиклинорных зонах между пара-

платформенными структурами. Наблюдение падения пород по скважинам, вскрывшим этот древнейший комплекс образований, показывает, что они являются “останцами-антеклизми” суммарного прогрессирующего опускания территории в целом. Например, по скв. Вездеходная-4, вскрывшей лисицинскую толщу рифея, изменение падения слоев разного состава от 10–25° до 50–80° на уровне забоя скважины (гл. 5005 м) говорит о крайней фациальной неоднородности и разновозрастной структуре допараплатформенного этажа. Причем положение параседий внутри этажа является преобразованным (а не инверсионным), вследствие внедрения интрузий различного состава и возраста. Тектонический анализ всего комплекса параседий допараплатформенного этажа позволяет предположить, что на самых ранних стадиях развития Западной Сибири представляла собой крупную синеклизу со сводовым опусканием территории, осложненную системой авлакогенов. Четко авлакогенный тип осадочных бассейнов характерен для нижней части палеозоя и докембрия, например, в Вездеходном СФР и для Новопортовского региона (рис. 2).

Отсутствие палеонтологически охарактеризованных аналогов среднего ордовика в пределах всей Западно-Сибирской плиты трактуется автором как этап стабилизации, тектонической инверсии и поверхностной деструкции. Именно к этому этапу приурочена активная магматическая и флюидотектоническая деятельность недр, которые и привели к полной консолидации (кратонизации) территории.

#### СТРОЕНИЕ ПАРАПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАЖА, O<sub>3</sub>–C<sub>2</sub>

В пределах Нюрольской СФЗ четко выделяются четыре района с различным характером внутреннего строения: Средневасюганский, Казанский, Калгачский и, предположительно, Тенисский (рис. 3). Отмечается закономерное в пространстве чередование территорий, образованное сменой тектонических режимов. Для Средневасюганского и Калгачского районов характерно развитие синеклиз карбона на “складчатом” силуро-девоне, а также наличие синеклиз с унаследованным соотношением силура, девона и карбона. Строение поверхности параплатформы Нюрольской СФЗ состоит из сочетания синеклиз двух типов и “эрозионных окон”. Установлены *синеклизы унаследованного типа* на Средне-Юлжавской, Еллей-Игайской, Урманской, Калиновой, Нижне-Табаганской, Сутыгинской, Сельвейкинской, Малоичской и др. площадях. К *синеклизам дискордантного (неунаследованного) типа* относится единственная в Казанском районе – Герасимовская. Она расположена в северной части региона, на Герасимовской, Широкой и Северо-Калиновой (скв. 27) площадях. В ядре структуры обнажается сложно стратифицированный карбон,

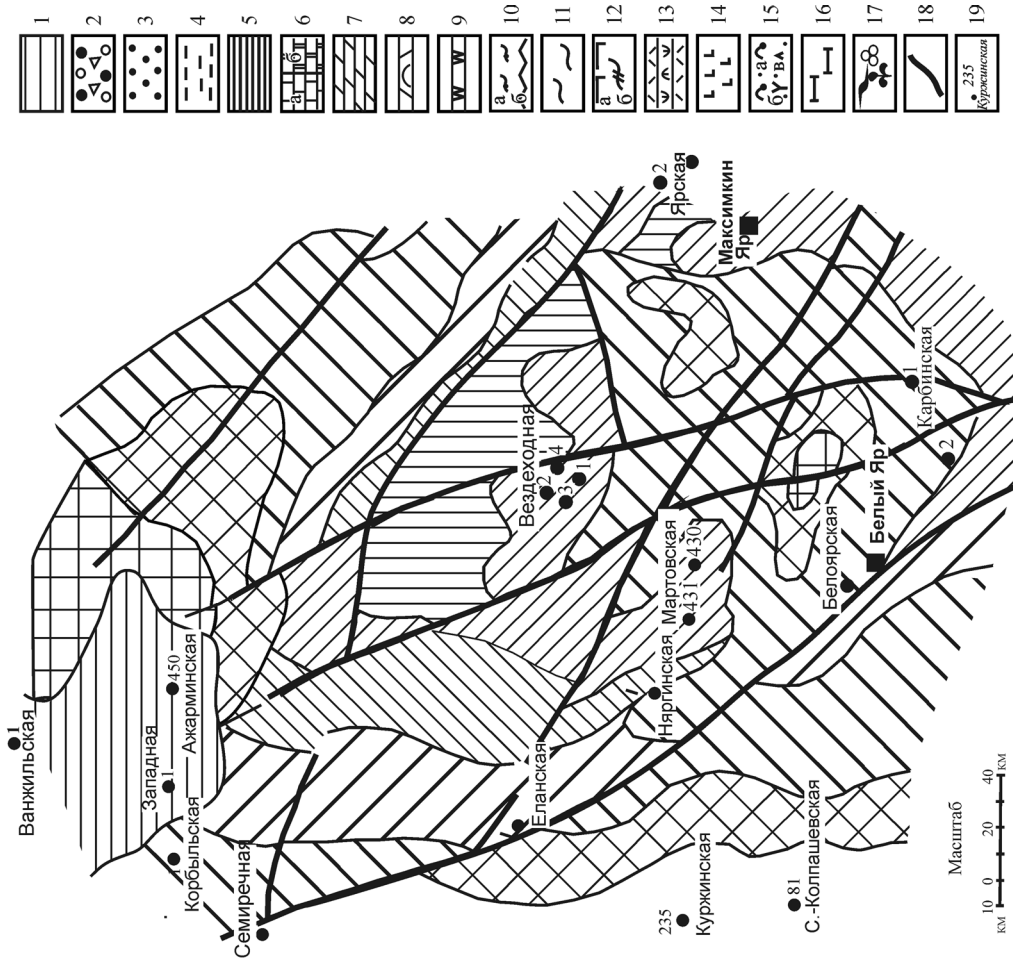
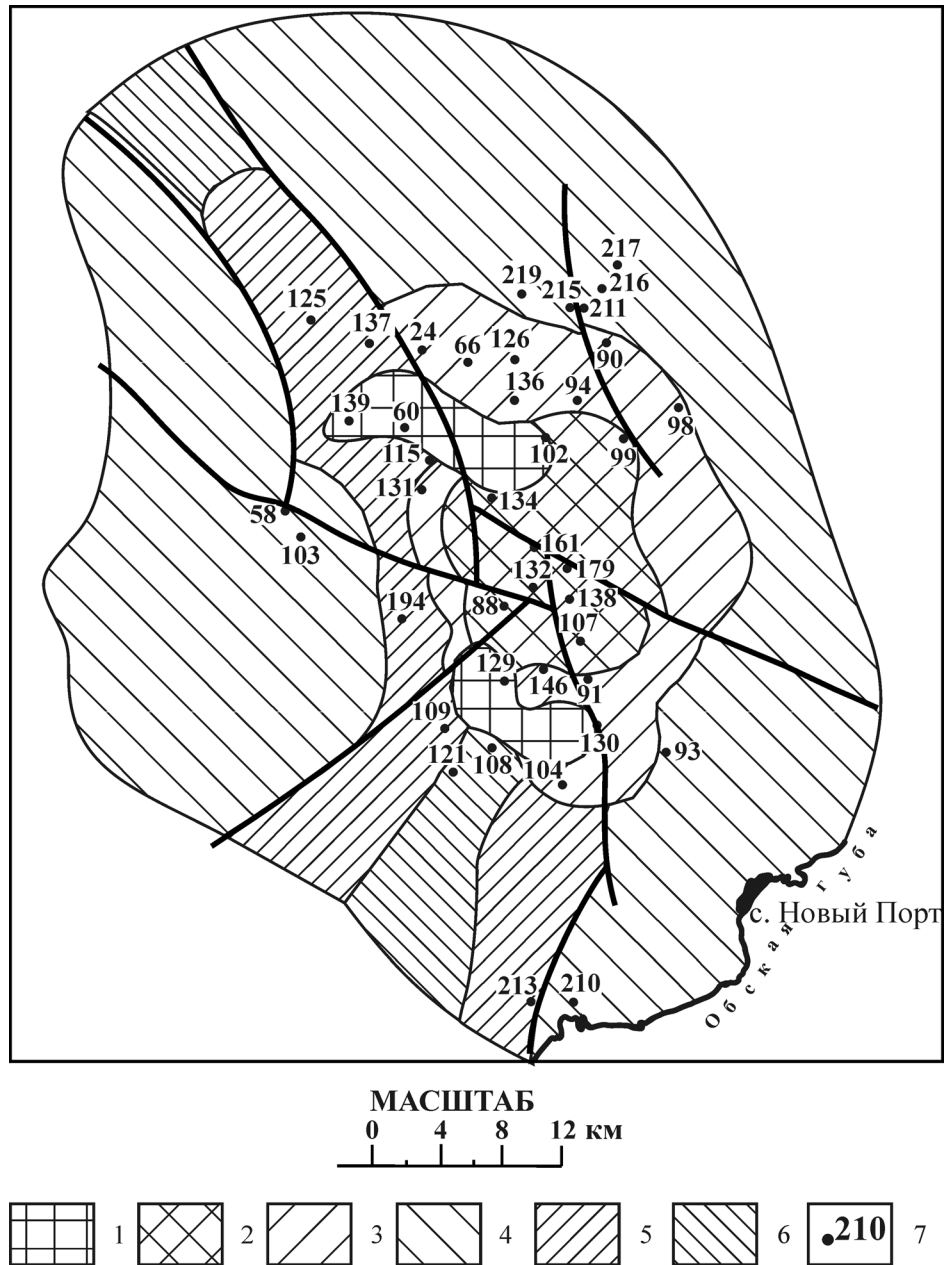


Рис. 1. Схема геологического строения доторского комплекса Вездеходного структурно-фациального района (восток Томской области).

1 – триасовая система; 2 – гравелиты, конгломераты, брекчи; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – известняки; а – микритовые, б – рифогенные; 7 – доломиты; 8 – органические постройки; 9 – спилкуиты, радиоляриты; 10 – кремнистые образования: а – сланцы, б – породы; 11 – глинистые сланцы; 12 – метаморфические породы: а – кварциты, б – сланцы; 13 – кислые эффузивы, туфы; 14 – базальты; 15 – туфы: а – дацитов, б – андезитов, в – базальтов; 16 – пикриты, перидотиты; 17 – битуминозность, фораминиферы, водоросли; 18 – тектонические нарушения; 19 – скважина, вскрывшая палеозой.

Система	Отдел	Ярус	Литолитическая колонка	Мощность, м	Характеристика стратиграфических подразделений	Тектоно-структурные единицы		Знак на карте
						Парасидии	Этаж	
Пермская	Каменистая	Верхний ярус	Р1в	>50-140	Чулымская толща. Пестроцветные аргиллиты, мергели, известняки, песчаники, гравелиты	Параллельноформенный этаж	Тарогенный этаж	[Symbol 19]
		Верхний ярус	С1в	>200	Батуринская толща. Черепашье известняков, песчаников, алевролитов, туфов, гравелитов, конгломератов		Средний ярус	
		Верхний ярус	С2	~960	Ванжильская толща. Песчаники, алевролиты, известняки, аргиллиты, туфопесчаники			
Девонская	Верхняя	Верхний ярус	Д1в	~50-660	Дунаевская толща. Доломиты, порфириты, туфы, туффиты, базальтовые порфириты	Средний ярус	Парасидия D2	[Symbol 18]
		Верхний ярус	Д1с	~150	Каспийская толща. Песчаники, конгломераты, туфы, алевролиты, туфы, базальты			
Силур	Верхняя	Верхний ярус	С1в	~150	Львовская толща. Темно-серые, вишнево-красные аргиллиты, мергели, глинистые известняки с водорослями	Нижний ярус	Парасидия D1	[Symbol 17]
		Верхний ярус	С1с	>200	Наринская толща. Темно-серые известняки, известняки с водорослями, глинистые сланцы, алевролиты, доломитизированные известняки			
Орловинская	Верхняя	Верхний ярус	О1в	>65	Жигаловская толща. Красноцветные песчаники, гравелиты, алевролиты, глинистые сланцы, пестроцветные известняки, доломиты, доломитизированные мергели	Верхний ярус	Парасидия V-O1	[Symbol 16]
		Верхний ярус	О1с	>900	Вездеходная толща. Светло-серые доломиты, темно-серые известняки, доломитизированные известняки, калькарентиты, линзы туфопесчаников, андезитов, порфиритов. В карбонатных породах водоросли, строматолиты, погонофоры			
Венгская	Верхняя	Верхний ярус	В1в	>1260	Лисинская толща. Пестроцветные туфы андезитов, дацитов, базальтов, кремнистые сланцы, базальты, доломиты-базальты	Нижний ярус	Парасидия R	[Symbol 15]
		Верхний ярус	В1с					



**Рис. 2.** Схема геологического строения палеозоя района Новопортовского месторождения.

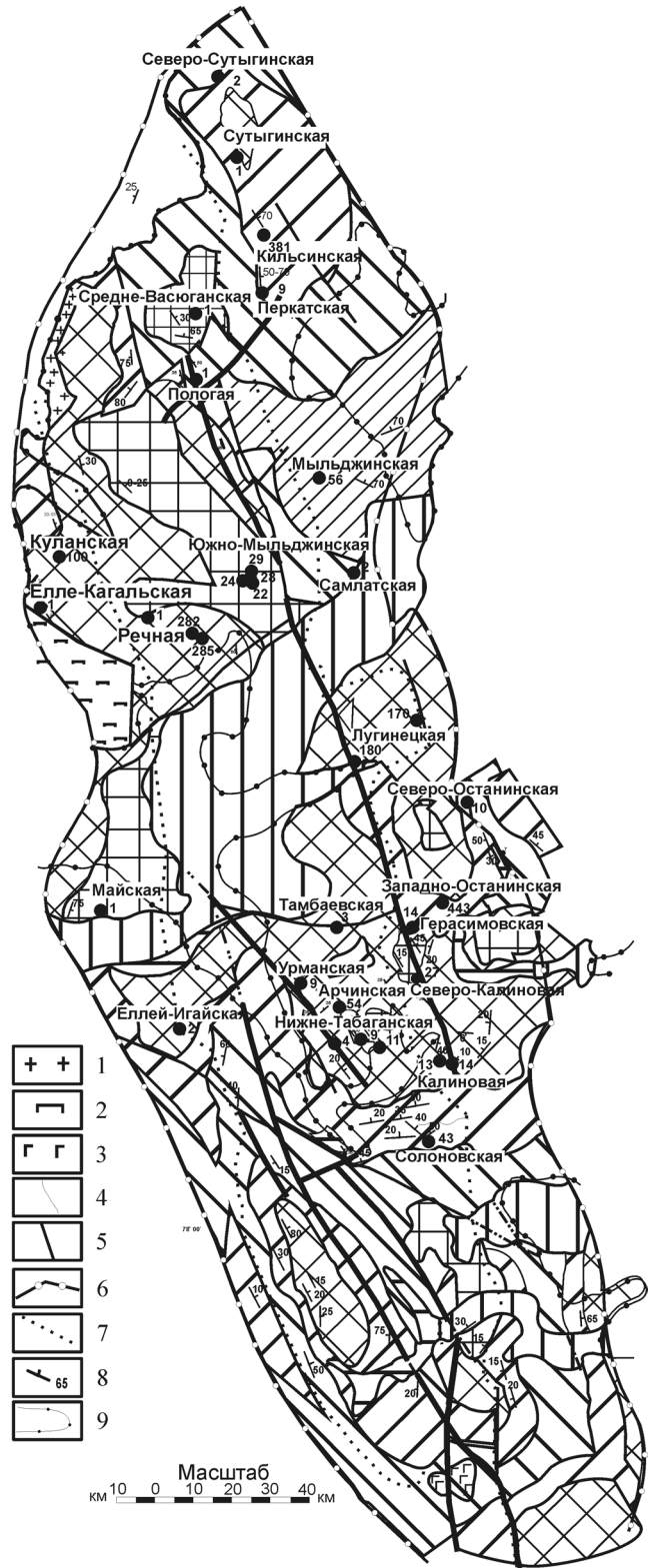
1 – каменноугольная система (харвутинская свита); 2 – девонская система, верхний-средний отделы (каменномысская, салетинская толщи); 3 – девонская система, нижний отдел (салехардская толща); 4 – силурийско-нижнедевонские отложения (новопортовская толща); 5 – ордовикская система, нижний отдел (яротинская толща); 6 – докембрийские отложения (ямальская толща); 7 – скважины, вскрывшие палеозой.

залегающий на неоднородном основании, образованном разнофациальными отложениями верхнего и среднего девона. Граница между герасимовской и лугинецкой свитами с одной стороны и между чужикской и чагинской свитами – с другой перекрывается каменноугольными толщами в районе скважин: Герасимовская-2, -1, -14, -15 и Широтная-53. Именно в этой структуре проявилось азимутальное и стратиграфическое несогласие между девонем и карбоном. Кроме того, именно здесь наблюдается

мощное фациальное замещение толщ верхнего и среднего девона в западном крыле структуры.

“Эрозионные окна” – как самостоятельный тектонический элемент – выделяются впервые на данной территории. Они представляют собой объекты, образованные более древними породами, залегающими среди более молодых. Причем стратиграфическая последовательность в них к центру обратная, с постепенным удревнением. Это сводовое антиклинальное поднятие. Наиболее характерным та-

Система Отдел Ярус	Тришюва Верхний Средний Нижний	Пермская Верхний Нижний	Камеиновая Средний Нижний	Девонская Средний Нижний	Силурийская Верхний Нижний	Ордовикская Средний Верхний	Система Отдел Ярус	Колонка литологическая	Мощность, м	Характеристика стратиграфических подразделений	Тектоно-структурные единицы		Знак на карте
											Параседия	Этаж	
								200-240	Стрежева толща: сероцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники				
								до 200	Средняя толща: пестроцветные туфы, туффы, диабазы, порфиры, пестроцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты	Верхний ярус - параседия T			
								до 200	Смоляная толща: зеленые туфы, спикюлиты, известняки, кислые эффузивы, серые песчаники и алевролиты				
								80-130	Аринская толща: черные аргиллиты, глинисто-карбонатные породы	Средний ярус - параседия P <sub>3</sub>			
								150	Омелечская толща: серые алевролиты и аргиллиты с растительным детритом				
								170	Чаловская толща: красно- и желтоцветные конгломераты, гравелиты, алевролиты	Нижний ярус - параседия C <sub>2-P<sub>1</sub></sub>			
								140-250	Киевская толща: серо-зеленоцветные аргиллиты, алевролиты				
								140-250	Пешеходная толща: липаритовые порфиры, пестроцветные туфы				
								200-365	Елизаровская свита: черные аргиллиты, серые песчаники и алевролиты				
								100-590	Средневажоганская свита: кремнистые породы, битуминозные известняки, гезы, кремнеизвестняки	Верхний ярус - параседия C <sub>1</sub>			
								380-465	Табганская свита: известняки слоистые, черные аргиллиты, мергели, биокласты				
									Кехорская свита: кремнеаргиллиты, кремнеизвестняки, спикюлиты, радиоляриты				
								480-1540	Лугинская свита: кремневые известняки, массивные, глобонидные, водорослево-фораминиферные.				
									Чагинская свита: чередование серых, темно-серых кремнистых, глинистых и карбонатных пород				
								450-1140	Герасимовская свита: известняки кремне-серые, массивные и слоистые, биогермные, глобонидные и биокластические	параседия D <sub>3</sub>			
									Чуицкая свита: известняки черные, слоистые, глинистые, кальцилиты с тентакулитами	Средний ярус			
								400-690	1. Лесная свита: чередование известняков, аргиллитов и алевролитов 2. Мезовская свита: известняки массивные, биогермные, глобонидные и биокластические, доломиты 3. Солонская свита: известняки массивные и слоистые, калькариты, мергели, порфириты 4. Арчинская свита: известняки в биокластическом известняки, черные известняки эффузивы 5. Мирная свита: известняки в битулов, кремнистые аргиллиты, конгломераты				
								300-880	Кыштовова свита: известняки темно-серые до черных, глинистые, массивные и неясно-слоистые, калькариты, черные кремнеаргиллиты	параседия D <sub>1</sub>			
									Большенская свита: базальты, порфиры, эффузивы среднего состава				
								200-800	Межовская свита: известняки, доломиты белые, светло-серые, массивные, брекчиевидные. Сельская толща: аргиллиты рассланцованные, алевролиты известковые, кислые эффузивы				
								280-790	Ларинская свита: известняки темно-серые, массивные, биокластические	Нижний ярус - параседия O <sub>2-S</sub>			
								до 250	Пономаревская толща: сланцы темно-серые, черные, аргиллиты рассланцованные				
									Павловская свита: пестроцветные песчаники, алевролиты,				



**Рис. 3.** Схематическая геологическая карта Ньюрольской структурно-фациальной зоны. 1 – гранитный батолитовый комплекс, 2 – гипербазитовый комплекс, 3 – габбро-диоритовый штоковый комплекс, 4 – геологические границы, 5 – тектонические нарушения, 6 – граница Ньюрольской структурно-фациальной зоны, 7 – границы фациального замещения толщ, 8 – элементы залегания толщ; 9 – область развития триаса. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

ким элементом является Южно-Табганское “эрозионное окно”, в центре которого обнажаются породы армичевской свиты. Структура охватывает всю территорию одноименной площади. Ориентирована она почти в субширотном направлении. Простирание и морфология этих “окон” показывает направление интенсивной деструкции палеозойской поверхности в позднепалеозойскую эпоху пепленизации и деструкции. Подтверждением этому служит наличие Южно-Тамбаевского “эрозионного окна” (на одноименной структуре), четко пространственно связанного с молассовидными отложениями Восточно-Никольской серии пермской системы. Видимо, деструкция палеозойской поверхности, начавшаяся в среднем-позднем карбоне (обнажившая рифы Южно-Тамбаевской площади), продолжалась и в ранней перми в тех же эрозионных врезках. Южно-Тамбаевское “эрозионное окно” образовано отложениями рифогенной биазинской свиты нижнего девона, залегающей среди среднедевонских образований. Меридиональная ориентировка этой структуры говорит о направлении абразии с юга на север. Аналогичное моносвитное “эрозионное окно” диагностируется и на Стариковской площади. Оно также образовано рифогенными отложениями биазинской свиты. Такое совпадение легко объяснить: в литостратиграфической структуре девона рифы выделяются в виде карбонатных массивов, залегающих среди слоистых толщ. Последние при эрозии разрушаются быстрее, обнажая на поверхности биогенные карбонатные сооружения.

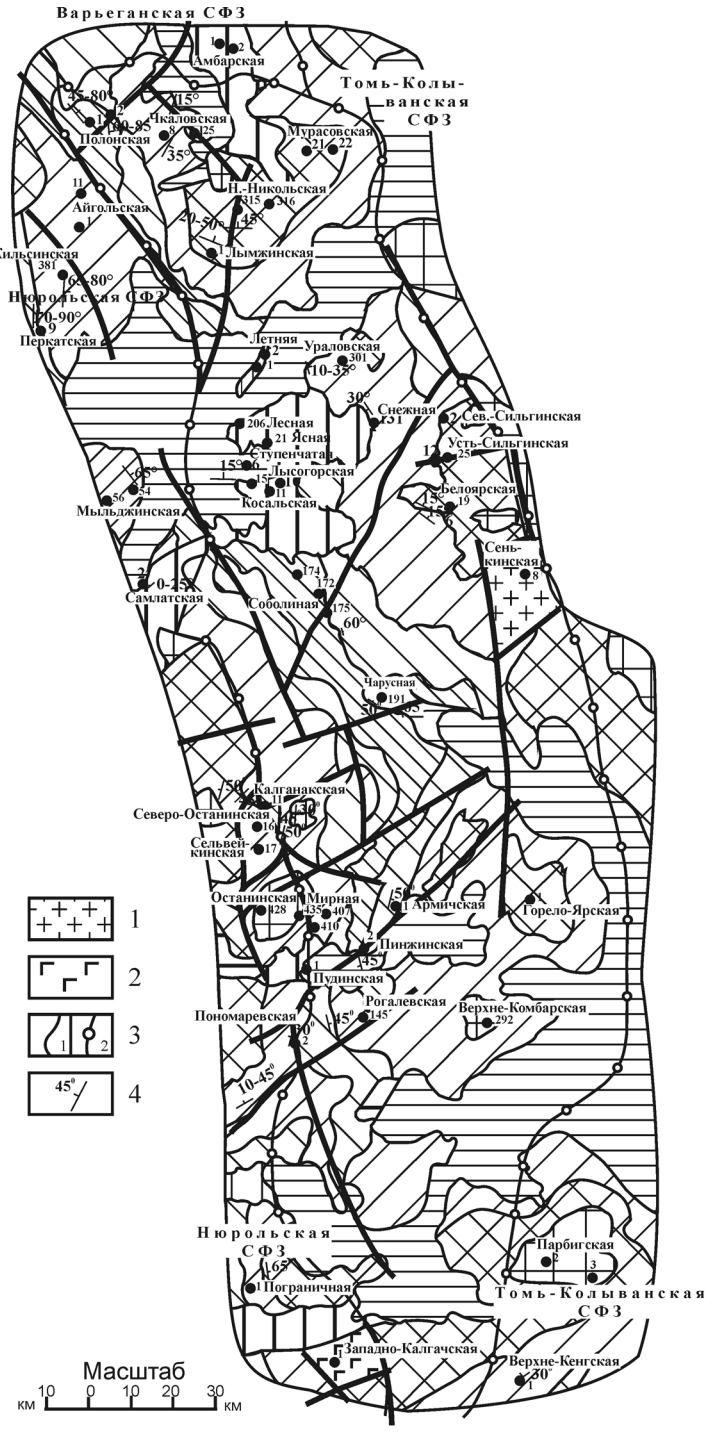
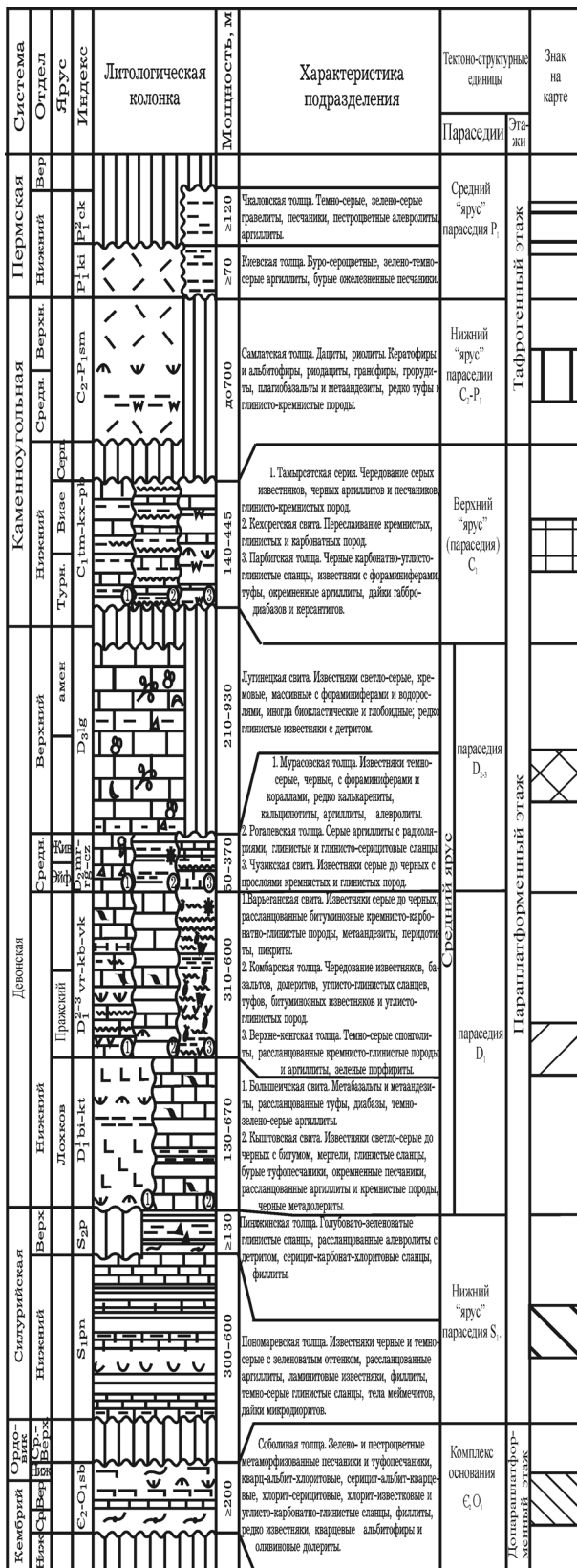
В центральной части Сильгинской СФЗ параплатформенный комплекс отложений представлен стратонами низов силура, девона и нижнего карбона (рис. 4). Отложения образуют две самостоятельные синеклизы: Сильгинскую – в районе Сильгинских и Восточно-Белоярской локальных структур и Снежную – в районе Снежной площади и Ураловского поднятия. Эти структуры разделены системой тектонических нарушений северо-восточного простирания. Возможно, в среднем карбоне они представляли единую структуру с падением на восток под терригенно-сланцевый комплекс карбона Томь-Колыванской СФЗ. В пределах центральной части изученного региона с запада на восток (от Соболиной к Сильгинской локальным антеклизам) скважинами последовательно вскрыты отложения соболиной, пономаревской толщ, большеичской, варьганской свит, калганакской и мурасовской толщ, лугинецкой свиты и тамырсаатской серии. Залегание пород моноклинальное с падением на восток. Только на крайнем северо-востоке территории скважинами вскрыты фрагменты восточного крыла структуры с падением пород на запад. Углы падения слоев изменяются от  $60^\circ$  – на Соболиной до  $5-10^\circ$  – на Сильгинской. Скорее всего, подобное изменение падения стратонов обусловлено наращиванием мощности в центре Сильгинской впадины. Аналогич-

ная ситуация и в Снежной синеклизе, в ядре которой залегают эффузивы калганакской линзы среднего девона. Меридиональный шарнир этой структуры смещен системой предполагаемых субширотных разломов.

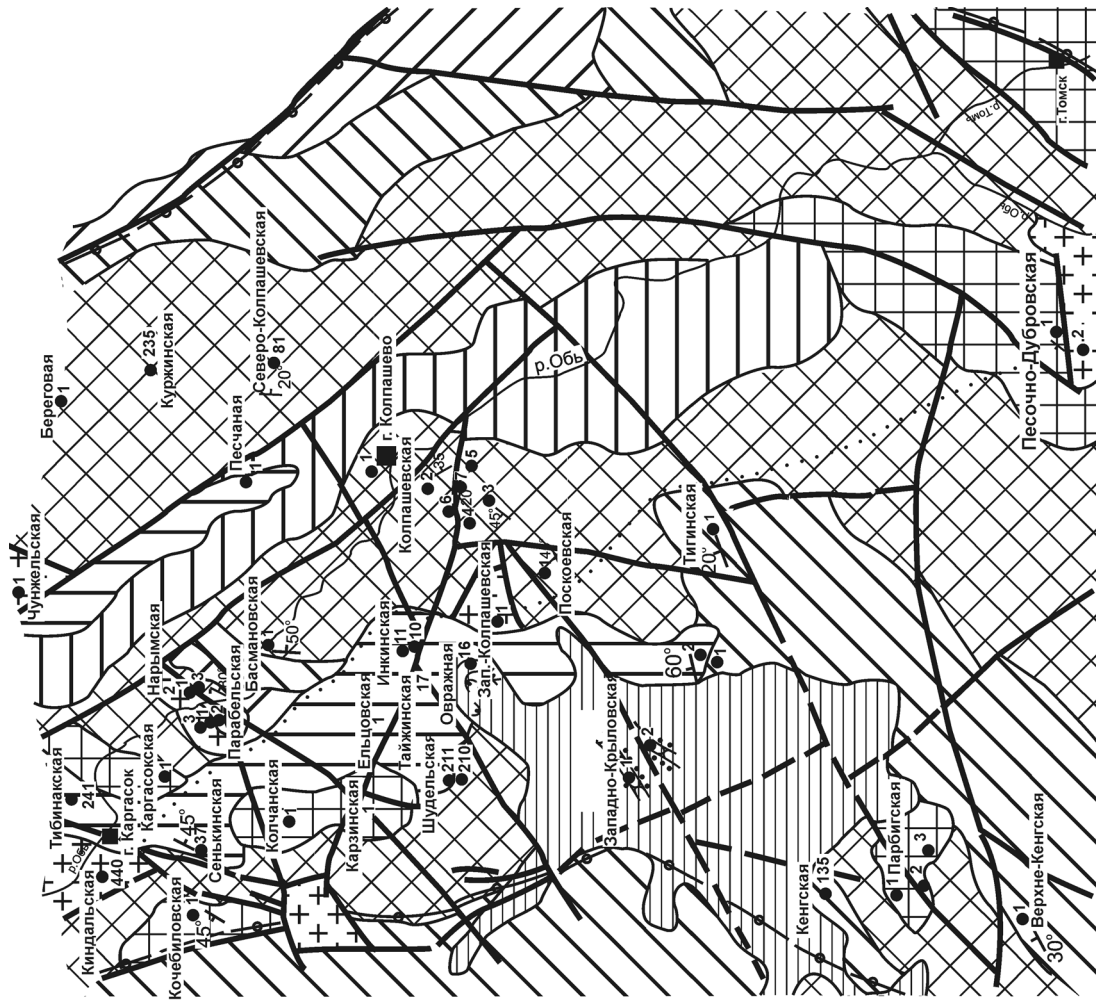
Чкаловская мульда развита в северной части Сильгинской СФЗ. Мульда сложена девонскими отложениями, с развитием в центре лугинецкой свиты верхнего девона. Свита с незначительным несогласием (структурным и азимутальным) перекрыта тамырсаатской серией карбона, вскрытой скв. 317 Трассовой площади и скв. 6 Чкаловского поднятия. Мульда имеет изометричную форму с незначительной тенденцией к меридиональной ориентировке шарнира. Западный борт мульды образован соболиной и пономаревской свитами, перекрытыми с несогласием кыштовской свитой нижнего девона, которая прослеживается и вдоль восточного борта структуры. Падение слоев в западном крыле мульды от  $35^\circ$  до  $60^\circ$  в центральной части и выполаживается – от  $0-5^\circ$  до  $20-45^\circ$ . В пределах мульды наблюдается и фациальная неоднородность толщ девонской системы. Например, эффузивная большеичская свита на крайнем южном борту структуры замещается севернее (пл. Передовая) углисто-карбонатно-глинистыми отложениями кыштовской свиты. Терригенная лымжинская линза в основании среднего девона выклинивается в карбонатных отложениях герасимовской и мурасовской свит. Свиты являются разновозрастными, развиты на соседних структурах, но принадлежат к различным фациальным зонам.

Параплатформенный этаж Томь-Колыванской СФЗ расчленяется на три региона: нижний – силурийский; средний – девонский и верхний – нижнекаменноугольный (рис. 5). Этаж образован из синеклиз карбона и девона. Устанавливается два типа синеклиз: унаследованный и дискордантный. К унаследованному типу относятся синеклизы (впадины): Парбигская и Песочно-Дубровская; к дискордантному – Колпашевская и Калгачская. Парбигская синеклиза выделяется на юго-западе СФЗ и имеет субширотную ориентировку. Образована каменноугольными отложениями, залегающими на эрозионной поверхности среднего-верхнего девона и нижнего эффузивно-осадочного комплекса со структурным и азимутальным несогласием и смещением осей шарниров прогибов карбона и девона. Северный борт синеклизы более пологий ( $0-20^\circ$ ) и более стратифицированный, чем южный и юго-восточный (наклон до  $30^\circ$ ). Нечеткая унаследованность в парбигской синеклизе обусловлена внедрением даек различных магматических циклов:  $S_2-D_1$ ,  $D_1$ ,  $D-C_1$ . Это хорошо видно на примере разреза скв. Парбигская-3.

Песочно-Дубровская синеклиза по размеру значительно превышает Парбигскую и составляет площадь около  $30 \times 70$  км (по данным сейсморазведки).



**Рис. 4.** Схематическая геологическая карта палеозоя Сильгинской структурно-фациальной зоны. 1–2 – интрузивные образования: 1 – Сенькинский батолит; 2 – Западно-Калгачский штоковый комплекс; 3 – границы: 1 – геологические, 2 – структурно-фациальных зон; 4 – элементы залегания пород. Остальные условные обозначения см. рис.1.



**Рис. 5.** Схематическая геологическая карта Томь-Кольванской структурно-фациальной зоны.

1 – гранитные батолиты; 2–4 – границы; 2 – фациальных районов, 3 – структурно-фациальных зон, 4 – под чехлом триаса; 5 – элементы залегания пород; 6 – скважины, вскрывшие доюрский комплекс отложений. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

Система стратиграфическая	Система стратиграфическая	Литофизиологическая колония	Мощность	Характеристика стратиграфических подразделений	Геоморфологические единицы		Знак на карте
					Этажи	Этажи	
Пермская	Пермская	[Литофизиологическая колония]	[Мощность]	[Характеристика стратиграфических подразделений]	Тафротенный этаж		[Знак на карте]
					Верхний ярус	Средний ярус	
					Нижний ярус	Средний ярус	
Камешноугольная	Камешноугольная	[Литофизиологическая колония]	[Мощность]	[Характеристика стратиграфических подразделений]	Лавоформенный этаж		[Знак на карте]
					Верхний ярус	Средний ярус	
					Нижний ярус	Средний ярус	
Левонская	Левонская	[Литофизиологическая колония]	[Мощность]	[Характеристика стратиграфических подразделений]	Средний ярус		[Знак на карте]
					Верхний ярус	Средний ярус	
					Нижний ярус	Средний ярус	
Палеозойская	Палеозойская	[Литофизиологическая колония]	[Мощность]	[Характеристика стратиграфических подразделений]	Средний ярус		[Знак на карте]
					Верхний ярус	Средний ярус	
					Нижний ярус	Средний ярус	

Синеклиза сложена тамыршатской серией карбона, залегающей согласно на средне-верхнедевонских отложениях. Крутое падение пород, вскрытых скв. Песочно-Дубровская-1, объясняется развитием нарушений, пересекающих синеклизу по всей её длине с юга на север. Расположена синеклиза на юго-юго-востоке территории, недалеко от г. Томска. Значит, строение её ожидается близким к структуре взаимоотношений карбона и девона в пределах открытой части Томь-Колыванской СФЗ у г. Томска [4], с небольшим эрозионным перерывом, но в унаследованных согласных контактах. Крылья синеклизы тоже предполагаются пологими (10–30°) и выдержанными на большой территории.

Колчанская синеклиза, развитая в северозападной части Томь-Колыванской СФЗ, образована тремя эрозионными останцами-впадинами размерами до 10 × 28 км. Синеклиза формировалась на разновозрастном основании, сложенном нижне-, средне- и верхнедевонскими стратонами. Ограничена она тектоническими нарушениями северо-восточного и юго-западного направлений. На полную мощность синеклизу (карбон) вскрыла только скв. Верхнекарзинская-1 (180 м). Падение крыльев структуры от 20 до 30°. Разделение общей колчанской впадины на три эрозионных останца произошло в эпоху московского перерыва, когда она не стала опускаться, стабилизировалась, испытала “подъем” в область деструкции и разрушилась речной (?) дренажной системой северо-западного направления.

Колпашевская синеклиза устанавливается в центре Томь-Колыванской СФЗ в районе одноименных локальных поднятий (от Колпашевской до Северо-Колпашевской и Береговой пл.). Она сложена инской серией среднего-верхнего девона от северо-восточного до меридионального простирания, пересекается карбон-пермской дренажной системой в средней своей части. Эта система осложнена крупными дизъюктивными деформациями. Падение южного и северного бортов синеклизы от 20 до 45°. Полная мощность синеклизы не менее 150 м. Она вскрыта в параметрической скв. Поскоевская-1. Изменение мощности нижнедевонских отложений в юго-западном окончании синеклизы на геологических разрезах демонстрирует эрозионный контакт третьей и второй параседий. Однако в целом, в этой синеклизе строение верхних параседий наследует структуры вмещающих силурийско-нижнедевонских образований. На границе с подстилающими образованиями синеклизы прорывается дайками габбро-долеритовой формации (D-C<sub>1</sub>). На Северо-Колпашевской площади на границе инской и колпашевской толщ наблюдались зеркала скольжения и флюидотектоническая деформация сланцевого комплекса инской толщи (горизонтальные перемещения?).

Параплатформенный этаж Вездеходного

структурно-фациального района (СФР) (рис. 1) состоит из трех “ярусов” (параседий): нижний – силурийский; средний – девонский и верхний – нижнекаменноугольный (батуриная толща). Все они отделены друг от друга региональными перерывами, чаще всего подтвержденными палеонтологическими данными. В пределах центральной части Вездеходного СФР параплатформенный этаж образует две самостоятельные синеклизы (Ванжилькынакская, Орловская) унаследованного типа. Ванжилькынакская синеклиза выделяется в северной части региона и представляет собой серию сменяющихся друг друга впадин (“матрешку”), образованных касской толщей нижнего девона и батуриной толщей карбона. При этом смещение (абразионное) происходит по плоскости шарнира “эрозионных” впадин в северозападном направлении. Мощность впадины около 1400 м. Максимальная глубина девонско-каменноугольного прогиба достигает здесь 4 км (по данным сейсмических работ). Падение крыльев структуры наблюдалось по скв. Ванжильская-1, причем, разное для нижних и верхних параседий: от 45–60° на забое, до 0–20° – для верхней параседии карбона.

Параплатформенный магматизм Вездеходного СФР резко отличается от рифейского допараплатформенного доминированием в нижних его горизонтах магматогенных формаций: трахиандезит-базальтовой (силлы и потоки) нижнего ордовика, гранитной (штоки, межпластовые тела) кембрийского ордовика и андезит-базальтовой (покровы) нижнего девона. В отличие от других регионов, магматизм Вездеходного СФР прекращается на уровне нижнего девона. В структурном плане отличие Вездеходного СФР заключается в согласном соотношении впадин карбона и девона в целом. На остальной территории верхняя параседия карбона залегают чаще всего в “эрозионных” впадинах на девонском либо силурийско-девонском основании со структурным и азимутальным несогласием.

Геологическое строение палеозоя Широкого Приобья (рис. 6) и сложное, и простое, по сути. Сложное, потому что палеозойские разрезы насыщены интрузивными телами буквально до предела, как и эффузивно-осадочными комплексами во всех геологических структурах и системах. Простое, потому что в регионе очень мало палеонтологической информации, даже в стратифицированных литологически и фациально-разнородных разрезах палеозоя. Это объясняется не их отсутствием в морских отложениях (таковые есть в регионе), а отсутствием желаний профессионального сбора, системного исследования органических остатков палеозоя на первых этапах изучения керна палеозойских скважин. В пределах Широкого Приобья В.С. Бочкаревым [1] установлено пять структурно-фациальных зон: Ханты-Мансийская, Салымская, Усть-Балыкская,

Варьганская, Никольская. Параплатформенный этаж Ханты-Мансийской СФЗ образован унаследованными синеклизами силура и девона с несогласием перекрытыми тремя изолированными синеклизами раннего-среднего карбона (галяновская и пальяновская толщи). Строение Ханты-Мансийской СФЗ в районе Широного Приобья можно отнести к моносинеклизному типу. Близким строением обладает палеозойская параплатформа в Салымской и Усть-Балыкской СФЗ. Только в отличие от Ханты-Мансийской, здесь верхняя параседия карбона является структуроопределяющей и находится в согласных взаимоотношениях с девонскими параседиями. То есть, унаследованная крупная моносинеклиза формировалась вплоть до московского века (пойкинская и сургутская толщи  $C_{1-2}$ ). Еще одним отличием этих СФЗ от Ханты-Мансийской является развитие дренажных систем линейного типа карбон-пермского возраста (ягунская, салымская, карандашевская толщи). Они с резким азимутальным несогласием залегают на разновозрастной девон-каменноугольной поверхности палеозоя. Природа этих врезов абразионная, за счет действия плотностных, турбидитных, возможно, речных потоков.

Сложность строения палеозойской параплатформы Варьганской СФЗ объясняется большим распространением морских осадочных отложений, а значит и большим количеством датированных разрезов. На отдельных участках (Варьганская, Медведевская и др.) и площадях их даже больше, чем в хорошо изученных регионах юго-востока ЗСП. Варьганскую СФЗ можно отнести к полисинеклизному типу строения (рис. 6). Допараплатформенный комплекс основания обнажается на поверхности в виде трех тектонических блоков в центре СФЗ, в окружении силурийских и девонских толщ. Комплекс основания представлен полуденной толщей нижнего ордовика, перекрытого с несогласием ларинской свитой нижнего силура. Параплатформенный этаж силура-девона образует в СФЗ три тектонически нарушенные синеклизы с развитием в центре среднего-верхнего (юбилейная, лугинецкая свиты) девона. В пределах Варьганской СФЗ верхняя параседия карбона (кехорегская свита) развита только в дискордантных синеклизах на нижнедевонских, средне- и верхнедевонских отложениях параплатформы. Это мелкие изолированные впадины с достаточно глубоководным типом морских отложений. В Варьганской СФЗ, как и в Усть-Балыкской, широко развиты субмеридиональные врезы, заполненные карбон-пермскими осадками и эффузивными образованиями (айлагринская, саймовская и приозерная толщи). Эти врезы с резким структурным и азимутальным несогласием пересекают разновозрастную поверхность силурийско-девонской параплатформы.

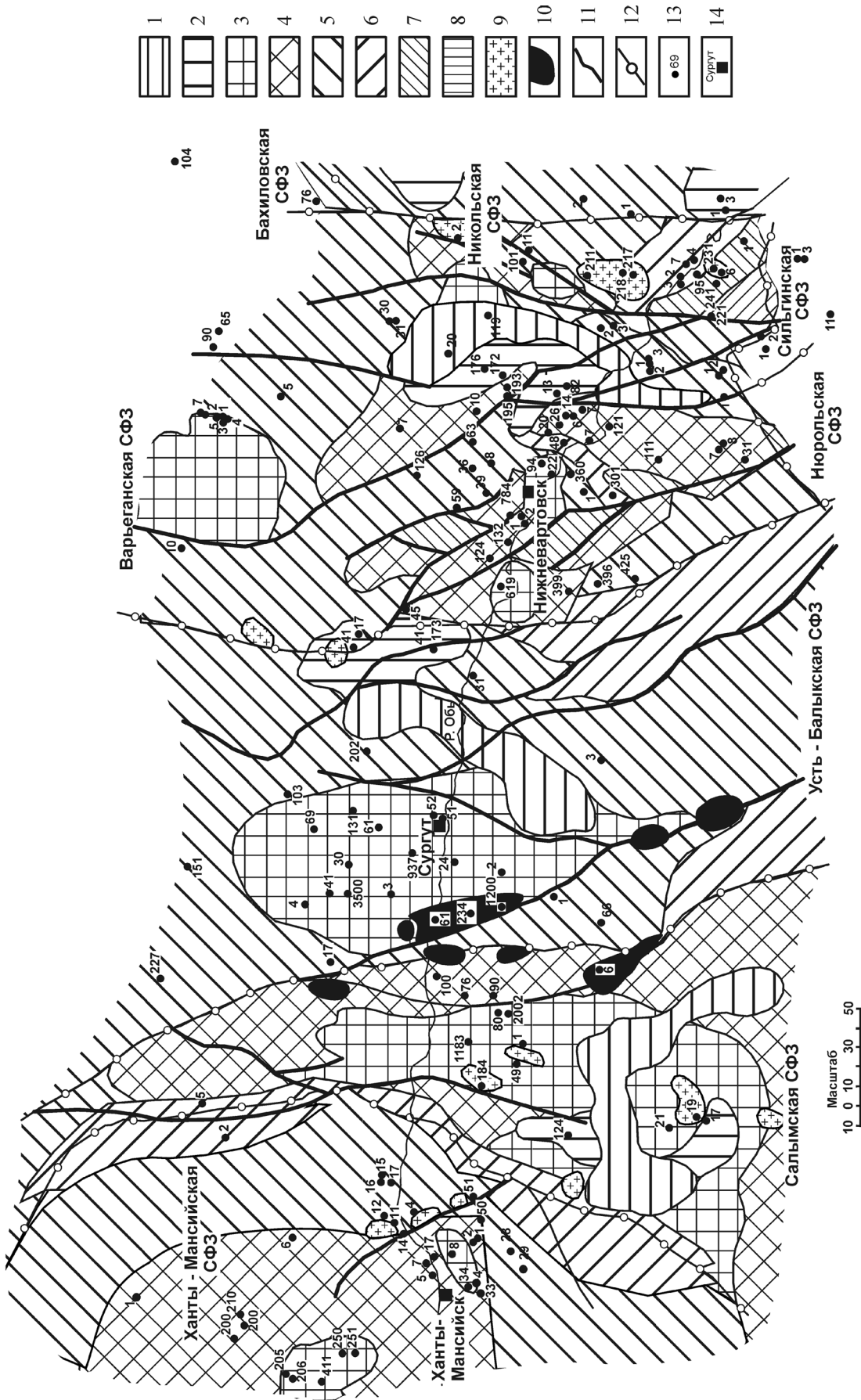
В пределах Широного Приобья находится толь-

ко западная часть (устье р. Вах) Никольской СФЗ. Вся остальная территория последней простирается далеко на север и на восток от границ с Томь-Кольванской СФЗ. Параплатформенный этаж палеозоя Никольской СФЗ образован эрозионными взаимоотношениями (со структурным и азимутальным несогласием) каралькинской толщи нижнего девона и никольской толщи  $C_3-P_1n$ . Никольская толща развита в двух параллельных субширотных врезях на девонской параплатформе. Эти врезы заполнены турбидитными осадками за счет переотложения континентальных малассовидных образований.

Отсутствие московского яруса в пределах Западно-Сибирской плиты автор интерпретирует как этап стабилизации, тектонической инверсии и поверхностной деструкции. Именно к этому периоду приурочен максимум магматической и флюидотектонической активности, и – самое главное – смена морского режима осадконакопления на континентальный.

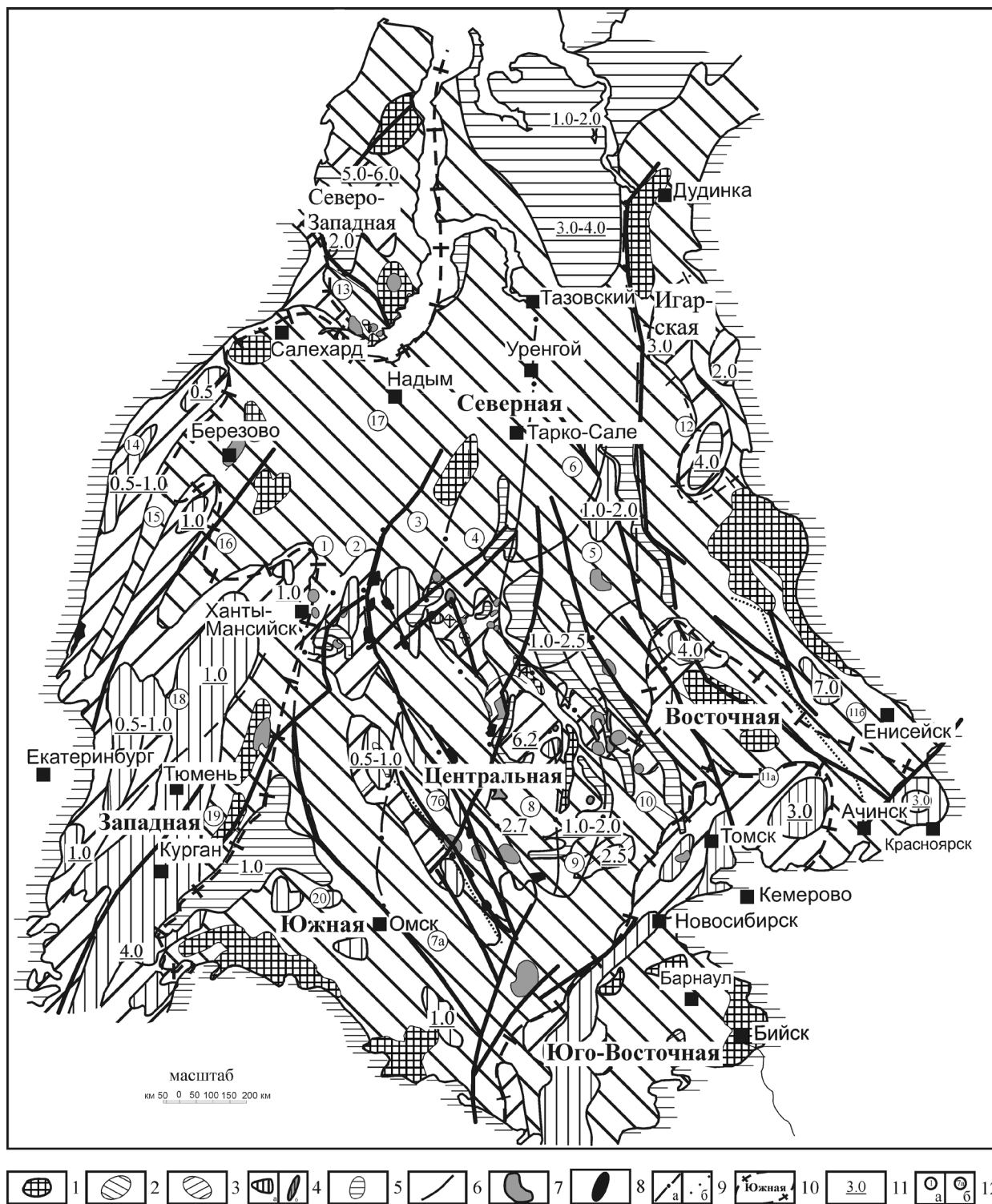
#### СТРОЕНИЕ ТАФРОГЕННОГО ЭТАЖА, $C_3-T$

В отличие от предшествующих представлений, тафрогенный этап развития Западно-Сибирской плиты, по автору, начинается с позднего карбона, с момента распространения континентального режима. Тафрогенный комплекс осадков Нюрольской СФЗ представлен эффузивно-осадочными малассовидными терригенными отложениями самлатской толщи карбона-перми, киевской и чкаловской толщами Восточно-Никольской серии нижней перми, омеличской и арчинской толщами средней перми (рис. 7). Они накапливались в континентальных обстановках, в крупных врезях на палеозойской поверхности. В отличие от среднепалеозойской тектоники, имеющей локализованный, (синеклизный) характер, тектоника позднего палеозоя строго ориентирована, имеет такой же глубинный, но явно плоскостной характер. Развитие врезов на параплатформе обязано концентрации центров прогрессивного опускания на одной плоскости, которая может быть и криволинейной, но обязательно субвертикальной. Это проявляется в ориентировке серии врезов как северо-восточного, так и северо-западного направления. Например, крупный врез вдоль крайнего северо-запада изученной территории, сложенной пешеходной толщей  $C_2-P_1ph$  имеет четкую северо-восточную ориентировку. Аналогичное простираение имеет врез, вскрытый скважиной Львовской-15 и сложенный киевской толщей  $P_1ki$ . Четкую северо-западную ориентировку имеет врез, заполненный пермскими толщами, сохранившийся на поверхности в районе Нижне-Табаганского поднятия. Аналогичного типа врез закартирован и в пределах Средне-Останинской и Верхне-Останинской площадей. Особое место занимает врез, вскрытый Южно-Тамбаевской-76 и



**Рис. 6.** Схема геологического строения и структурно-фациального районирования палеозоя Широкого Приобья (с использованием данных В.С. Бочкарева и др., [1–3]).

1 – пермская система (ягунская, приозерная, саймовская толщи; 2 – каменноугольно-пермские отложения (сальмская, айагринская, николевская, карандашевская толщи); 3 – каменноугольная система (пальиновская, галиновская, пойкинская, сургутская толщи, кехоретская свита); 4 – девонская система, средний-нижний отдел (елизаровская, фроловская, тундринская, юбилейная толщи, лугинская свита); 5 – нижний отдел (нялинская, сыньеганская, польнянская, сороминская, каралькинская толщи, варьеганская свита); 6 – силурийская система (селяировская, первомайская толщи, ларинская свита); 7 – ордовикская система (полуденная толща); 8 – докембрий (вахская толща); 9 – гранитоидные интрузии; 10 – массивы основного и ультраосновного состава; 11 – тектонические нарушения; 12 – границы структурно-фациальных зон; 13 – скважины, вскрывшие палеозой; 14 – населенные пункты.



**Рис. 7.** Тектоническая схема Западно-Сибирской палеозойской параплатформы.

1 – комплекс основания (РС)– $O_2$ ; 2–5 – параплатформенный структурный этаж: 2 – нижний ярус ( $O_3$ – $D_1$ ), 3 – средний ярус ( $D_{2-3}$ ), 4 – верхний ярус ( $C_{1-2}$ ), а – в масштабе, б – вне масштаба, 5 – тафогенный структурный этаж ( $C_3$ – $T$ ); 6 – тектонические нарушения; 7 – гранитные батолиты; 8 – массивы основного и ультраосновного состава; 9 – границы структурно-фациальных зон (а) и районов (б); 10 – структурно фациальные области; 11 – максимальная мощность прогибов; 12 – наименование СФЗ и СФР: 1 – Ханты-Мансийская, 2 – Салымская, 3 – Усть-Балыкская, 4 – Варьеганская СФЗ, 5 – Никольская, 6 – Бахилловская, 7а – Тевризский, 7б – Туйско-Барабинский, 8 – Нюрольская, 9 – Сильгинская, 10 – Томь Колыванская, 11а – Везеходный, 11б – Приенисейский, 12 – Малохетская, 13 – Новопортовский, 14 – Тагильская, 15 – Березовская, 16 – Шеркалинская, 17 – Ярудейская, 18 – Шаимская, 19 – Тюменская, 20 – Ишимская.

Северо-Тамбаевской-1, скважинами, заполненный пермскими толщами восточно-никольской серии. Этот врез ориентирован меридионально и, как было сказано выше, пространственно связан с “эрозионными окнами” в девонской параплатформе. Видимо, на первых этапах каменноугольной деструкции доминировали “речные” системы меридиональной ориентировки, а к концу пермской эпохи они стали разнообразнее и изменили простирание на северо-западное и северо-восточное.

Триасовая глубинная система разломов в какой-то степени унаследовала плоскостную систему прогрессивного опускания карбона–перми. Однако накопление триасовых вулканогенно-осадочных отложений происходило при одновременном сводовом поднятии огромных территорий. Именно этим можно объяснить развитие более молодых триасовых отложений в наиболее погруженных (в современном плане) частях врезов. Этим объясняется и близость литологического состава средней и смоляной толщ триаса. Средняя формировалась за счет размыва (в тех же зонах) и переотложения осадков смоляной толщи и одновременного излияния собственных эффузивов и синхронного поднятия в бортах более древних пород. Только такой механизм образования триасового комплекса во врезе и может объяснить парадокс пространственного соотношения подразделений триасовой системы. Возможно, это и являлось препятствием к стратиграфическому расчленению триаса. Система врезов триасового возраста четко унаследует пермскую систему и связана с ней пространственно. Часто пермские отложения приобретают красноватый оттенок только потому, что выходили на поверхность в тот момент, когда происходило формирование эффузивов триаса.

В середине тафrogenного этажа автором установлен период, характеризующийся существенным стратиграфическим перерывом, мощной деструкцией палеозойской поверхности, размывом, выравниванием и пенеппенизацией территории в условиях аридного континентального режима. В этот период, в конце перми, формировалась региональная кора выветривания. Точно такие же эпохи установлены в конце допараплатформенного и параплатформенного тектонических режимов.

Отложения тафrogenного комплекса Сильгинской СФЗ приурочены, преимущественно, к трогам-врезам и представлены двумя самостоятельными единицами-стратонами: самлатской толщей, отложениями триаса, терригенной малассой восточно-никольской серии. Породы тафrogenного комплекса со структурным и азимутальным несогласием перекрывают досреднекаменноугольные отложения. Его формирование в центре Сильгинской СФЗ происходило во впадине северо-восточного простирания и связано с глубинными разломами. Прогибание региона в карбоне и перми в значитель-

ной мере было унаследовано в триасе, а затем – и в ранней юре. Морфология выходов на доюрскую поверхность самлатской толщи и триаса не совпадают. Между ними имеется значительный перерыв. К примеру, Усть-Тымский рифт имеет две фазы развития: 1) активную тектоническую, допозднепермскую с образованием отрицательных форм рельефа, заполненных эффузивами и пирокластитами кислого состава; 2) пассивную тектоническую, со слабым прогибанием территории, с развитием маломощного “плаща” триасовых отложений. В ранней юре прогибание в Усть-Тымской впадине резко усиливается. Сначала накапливается терригенная урманская свита, источником сноса для которой были огромные территории Томь-Колыванской зоны и области развития (поднятые к середине ранней юры) гранитных батолитов.

В центральной и северной частях Сильгинской СФЗ и на Среднеасяганском поднятии Нюрольской СФЗ в позднем палеозое сформировалась дренажная система, пересекающая мульду почти в широтном направлении. Она выполнена грубообломочными малассовидными образованиями чкаловской толщи, залегающей с резким угловым и азимутальным несогласием на каменноугольно-девонском комплексе осадков.

Позднепалеозойский “врез” меняет ориентировку до меридионального направления – в погруженных участках он выполнен самлатской толщей карбона–перми и обнажается уже за пределами Сильгинской СФЗ в районе Амбарского локального поднятия.

Тафrogenный этаж Томь-Колыванской СФЗ состоит из трех параседий (рис. 5). Все они развиты в погруженных частях палеозойской поверхности: самлатская толща (параседия  $C_2-P_1$ ) и восточно-никольская серия (параседия  $P_1$ ) – в крупных врезе северо-западного простирания, и триасовая параседия – в виде траппов в пределах эрозионной долины. В структуре этажа устанавливается два крупных параллельных врезе, типа дренажной (речной) системы, расположенной в центре Томь-Колыванской СФЗ. Трапповый магматический комплекс триаса сохранился только во впадинах современного рельефа вследствие мощной раннеюрской поверхностной абразии. Крупная региональная впадина – Чунжельская-Обская протягивается почти через весь центр с юго-востока на север-северо-запад. Эта структура сложена отложениями восточно-никольской серии и самлатской толщи. Приурочена она к системе глубинных разломов. По типу является наложенной, сопровождаемой развитием в основании крупного азимутального и структурного несогласия и стратиграфического перерыва, и развивается на комплексе разновозрастных отложений докембрия, силура и девона. По типу Чунжельская-Обская структура унаследует “карбоновую” Песочно-Дубровскую синеклизу.

Возможно, Песочно-Дубровская структура представляет собой тоже дренажную систему, только морской природы и каменноугольного (?) возраста. Чунжельская-Обская дренажная система установлена на основе интерпретации сейсмических разрезов и не вскрыта скважинами. Доминирующие в ней обломочные терригенные толщи восточно-никольской серии перекрывают и частично замещают по простиранию образования самлатской толщи, которая вскрыта скважиной Песчаная-1, в самом низу Чунжельско-Обского вреза. Такой же врез и такого же направления (Тайжинский) выделяется в структуре тафрогенного комплекса к западу от Чунжельского. Он вскрыт многочисленными скважинами: от Крыловской-2 на юге, до Тибинакской-241 на севере. Этот врез с резким и структурным несогласием пересекает разновозрастный комплекс параседий параплатформенного этажа. Тайжинский врез сложен исключительно самлатской толщиной карбона-перми. На Крыловской-2 установлено крутое падение кислых эффузивов – до 60°, а на Сенькинской-37 – 30–45°. Более крутые углы, возможно, свидетельствуют о наличии поблизости “корневых” эксплозивных систем (центров излияния кислой магмы).

В пределах центральной части Вездеходного СФР к тафрогенному этажу отнесены отложения триаса, вскрытые на Ванжилъской, Ажарминской, Западной, Чулымской, Северо-Лымбельской площадях. Мощность его в центральных частях прогибов до – 600 м. Падение пород – 0–10°. По данным споро-пыльцевого анализа здесь развиты отложения среднего и верхнего триаса (средняя и стрежевая толщи). Разрезы тафрогенного этажа представлены исключительно терригенными континентальными отложениями (заполнения русла, трогов, речных долин). По типу очень близки к томь-колыванскому характеру разрезов. Особенности заполнения трогов (впадин) триаса в отличии от Нюрольского заключаются в нормальной стратиграфической последовательности стратонив; т.е. омоложение разрезов происходит от гипсометрических более низких уровней седиментации тальвега троговой зоны к более высокому его бортам. В Нюрольской и Сильгинской СФЗ омоложение разрезов тафрогенного комплекса происходило, наоборот, в сторону более глубоких горизонтов троговой зоны. Последнее как раз свидетельствует о том, что процесс заполнения трога либо каньона происходил одновременно с подъемом его бортов и верховьев тальвега. Особенности тафрогенного этажа Вездеходного СФР, а возможно и всей Приенисейской структурно-фациальной области является отсутствие карбон-пермского вулканизма (С<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>), а также крупных дренажных речных (?) систем линейного типа пермского возраста. Начиная со середины карбона, по средний триас, вся территория этого СФР,

скорее всего, представляла собой область поверхностного сноса.

В пределах остальной (кроме 4-х изученных СФЗ) территории Западной Сибири диагностируется аналогичная последовательность этапов развития. Однако, из-за недостаточно полной палеонтолого-стратиграфической изученности разрезов, в настоящей статье эта территория охарактеризована чисто схематически.

К относительно изученным регионам Западно-Сибирской плиты необходимо отнести Новопортовский район, Ханты-Мансийскую, Ишимскую и Демьянскую СФЗ (рис. 7). Идентичные комплексы *тафрогенного этажа* верхнего карбона-перми выявляются по скважинам: Ярудейская-4, Тагринская-111, Тобольская-6, Шеркалинская-139, Ин гинская-1, 2, Светлогорская-300, -315, Надымская-7, Нижне-Сортымская-227; *верхний* параплатформенный этаж карбона устанавливается по скважинам: Яхлинская -11, -812, -8, Тартасинская-100, Ем-Еговская-519, Усть-Манья-3, Молодежная-1; *нижний и средний этаж* параплатформы – по скважинам: Ловинская-36, Мулымьинская-16, Ханлазинская-342, Ем-Еговская -5, -7, -29, -853, -439, Ахтын-Турская-201, -204, В-Бованенковская-11, Северо-Толькинская-304, Комсомольская-199, 198, 158, Западно-Таркосалинская-99, Верхне-Пурпейская-202, Светлогорская-308, Бахилевская-127, Верхне-Коликъеганская-202, Южно-Русская-21, Талинская-1904, Самотлорская-1047, Ярайнерская-18 и *допараплатформенный комплекс основания параплатформы* – по скважинам: Яр-Салинская-17, Ай-Торская-20, Мортымья-Тетеревская-996, Ем-Еговская-16.

Прослеживание параседий и этажей в пределах всей Западно-Сибирской плиты (рис. 7) показало, что ЗСП в тектоническом плане представляет собой совершенно самостоятельный сегмент литосферы. Это доказывается своеобразной симметрией строения палеозойской параплатформы, которая заключается в идентичности соотношения параседий и этажей. Например, Юго-Восточной и Западной структурно-фациальной области (СФО), Восточной и Южной СФО. Критерием установления СФО является характер унаследованности развития синеклиз параплатформы, объем перерывов на границах параседий, тип осадочных бассейнов (авлакогенный, синеклизный). По этим признакам автором установлено 8 областей. Структурно-фациальному районированию (СФЗ, СФО) палеозойской платформы может быть посвящена отдельная статья. На тектонической схеме (рис. 7) показаны максимальные мощности девонских, каменноугольных и тафрогенных впадин по данным интерпретации сейсморазрезов [7, 11]. Они существенно скорректированы в соответствии с геологическими моделями (рис. 1–6) и стратиграфией в тех районах палеозойской параплатформы, где ав-

тор лично изучал (около 40% всего объема скважин) разрезы палеозоя.

### ВЫВОДЫ

Западно-Сибирская плита до московского века представляла собой параплатформу, образованную из серии синеклиз (впадин), наложенных друг на друга.

В основании параплатформы залегает комплекс основания (Р<sub>Є</sub>-O<sub>2</sub>) предположительно геосинеклиналиного (?) типа, отнесение которого к параплатформенному типу проблематично, но самостоятельность которого (Вездеходный СФР) несомненна.

Форма синеклиз (прогибов, мульд, впадин) параплатформы определяется изометрическим локализованным (сводовым) опусканием отдельных сегментов земной поверхности.

Форма поднятий (антеклиз) и геометрия выходов синеклизных структур на доюрскую поверхность обусловлены эрозионно-тектоническими причинами.

Тафрогенный этаж Западно-Сибирской плиты характеризуется развитием крупных континентальных дренажных систем и каньонов, выполненных образованиями различного типа. Чаще всего эти врезаны развиты на параплатформенном этаже и образованы меридиональными речными системами.

В строении параплатформы и тафрогенного этажа для большинства этапов наблюдается определенная стадийность развития: авлакогенная, синеклизная и деструктивная.

В конце допараплатформенного, параплатформенного и в середине тафрогенного режимов установлены эпохи стабилизации, тектонической инверсии и поверхностной деструкции с развитием кор выветривания.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочкарев В.С. Проблемы тектоники Западной Сибири // Тектоника Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 5–30.
2. Бочкарев В.С. Куликов П.К., Погорелов Б.С. Стратиграфия досреднеюрских отложений // Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1968. С. 3–26.
3. Бочкарев В.С., Шнит О.А. Стратиграфия и фации палеозойских образований центральных и южных районов Западной Сибири // Стратиграфия и фации фанерозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1982. С. 67–85.
4. Врублевский В.А., Нагорский М.П., Рубцов А.Ф. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны. Томск: Томский ГУ, 1987. 95 с.
5. Голубев В.К. Палеогеография и мобилизм // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 44–45.
6. Дедеев В.А., Наливкин Т.Н., Симоненко Т.Н. и др. Строеие досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных // Советская геология. 1963. № 7. С. 24–37.
7. Жеро О.Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С. Геологическое строение и нефтегазоносность палеозойских отложений Нюрольского бассейна. Тр. СНИИГГиМС. Вып. 255. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977. С. 22–31.
8. Корчуганова Н.И. Новейшая тектоника с основами современной геодинамики. М.: ГЕОС, 2007. 354 с.
9. Красный Л.И. Некоторые вопросы геологического строения Северной Евразии (новые региональные аспекты) // Региональная геология и геологическое картирование. СПб. ВСЕГЕИ, 1992. С. 21–34.
10. Куликов П.К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М.: Наука, 1968. 155 с.
11. Куликов П.К. Структурные этажи Западно-Сибирской плиты // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 128–140.
12. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 150 с.
13. Микуленко К.И. Бассейновая тектоника нефтегазоносных областей Сибири // Вестник ТГУ. № 3(II). Томск: Томский ГУ, 2003. С. 312–314.
14. Мовшиович Э.Б., Кнепель М.Н., Несмеянова Л.И., Польстер Л.А. Принципы выявления зон фациального контроля нефтегазоаккумуляции. М.: Недра, 1981. 288 с.
15. Парначев В.П. Основы геодинамического анализа. Томск: СКК-Пресс, 2006. 256 с.
16. Ростовцев Н.Н. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1966. № 1. С. 17–27.
17. Ростовцев Н.Н., Симоненко Т.Н., Уманцев Д.Ф. К вопросу о строении складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности // Тр. СНИИГГиМС. Вып. 1. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 11–18.
18. Соболевская В.Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 207–216.
19. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
20. Трофимук А.А., Вышемирский В.С., Запивалов Н.П. Перспективы нефтегазоносности палеозоя юга Западно-Сибирской плиты // Геология и разведка. 1972. № 7. С. 3–13.
21. Янишин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 7–18.

Рецензент Б.И. Чувашов

## **Geology and tektonics of the Western-Siberian plate Paleozoic basement**

**G. D. Isaev**

*Com. Ltd. of Research Center "SIBGEONAFТ"*

On the basis of paleontologic, stratigraphic and tectonic studying of the Western-Siberian plate basement a conclusion about its trimonial structure is done. The paraplatform structure of the main part of Paleozoic, avlacogen, syneclyse and destructive stages for all its segments is proved.

Key words: *parasedion, floor, avlacogen, syneclyse, paraplatform.*

## ДИВЕРГЕНЦИЯ И НАПРАВЛЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ РА ЭЛЕМЕНТА У КОНОДОНТОВ ГРУППЫ *STREPTOGNATHODUS*

© 2010 г. В. В. Черных

Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7  
E-mail: Chernykh@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 01.09.2010 г.

На основании анализа морфологии многочисленных конодонтов из разреза “Усолка” рассмотрено дивергентное развитие представителей рода *Streptognathodus* в течение позднегжельского-раннеассельского времени. Приведены детальные схемы дивергенции стрептогнатоидид. Дивергентное развитие родственных групп конодонтов приводит к направленному изменению дифференцирующих признаков. Продолжительность одного акта дивергенции в раннеассельское время составляет около 3 тыс. лет.

Ключевые слова: конодонты, Ра элемент, дивергенция, скорость дивергенции, направленное развитие.

### ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Конодонты – группа вымерших морских организмов проблематичного систематического положения – встречаются в ископаемом состоянии в виде разрозненных мелких (чаще менее 1 мм) скелетных элементов. По особенностям строения выделяется несколько типов элементов скелета конодонтов, из которых наиболее морфологически выразителен и эволюционно лабилен так называемый Ра элемент. Другие элементы скелета отличаются значительной эволюционной консервативностью и, как правило, не принимаются в расчет при установлении систематической (родовой и видовой) принадлежности ископаемых. В дальнейшем, говоря о конодонтах, мы будем иметь в виду Ра элемент.

В значительной мере родовая и видовая систематика конодонтов базируется на морфологии Ра элемента, который является структурой, гомологичной для всех представителей данной группы организмов. Беспрецедентно высокая встречаемость конодонтов в ископаемом состоянии, значительные темпы эволюции и широкое географическое распространение определяет их большое значение для биостратиграфии. Это, в свою очередь, обеспечило непрерывающийся в течение многих лет поток работ, посвященных изучению систематики и особенностям эволюции конодонтов.

Говоря об эволюции конодонтов, в большинстве случаев, имеют в виду исторический морфогенез именно Ра элемента. Сохраняя стабильное состояние общих признаков строения в пределах определенного рода, этот элемент обнаруживает значительную изменчивость в деталях строения, что позволяет устанавливать внутривидовые группировки. Поскольку для выделения видов используется изменение строения единственного элемента скелета, гомологичного для всех родственных видов,

постольку принимается, что дифференцирующими признаками, по которым происходит эволюционная дивергенция внутри группы, являются те или иные детали морфологии Ра элемента. Высокая частота встречаемости конодонтов по разрезу дает возможность детально восстановить хронологическую последовательность и особенности исторического морфогенеза Ра элемента на протяжении длительного времени существования рода.

В настоящей работе предпринята попытка рассмотреть эволюционную дивергенцию представителей рода *Streptognathodus* в течение позднегжельского и раннеассельского времени по Ра элементам, собранным в разрезе “Усолка” (рис. 1).

Разрез “Усолка” (Южный Урал, Башкортостан, правый берег р. Усолка, против курорта Красноусольский), широко известный среди специалистов как паралимитотип границы карбона и перми, вскрывает моноклинально залегающую непрерывную толщу верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений (до артинского яруса включительно). Гжельско-ассельский интервал мощностью 51 м представлен непрерывной серией карбонатно-глинистых пород [13], переполненных конодонтами, относящимися в основном к роду *Streptognathodus*.

Из указанной мощности пород на долю аргиллитов приходится 11 м, мергелей – 15 м, известняков (микритов) и доломитизированных известняков – 25 м. Учитывая, что глинистые осадки в постседиментационной стадии уплотняются в три раза, мергели – в 1.7 раза, а микриты почти не уплотняются [7], следует полагать общую мощность осадков, отложившихся за гжельско-ассельское время на рассматриваемой территории, не менее 83.5 м. Время образования отложений гжельского и ассельского ярусов составляет 9.3 млн. лет [9]. Приблизительная оценка средней скорости накопления осад-

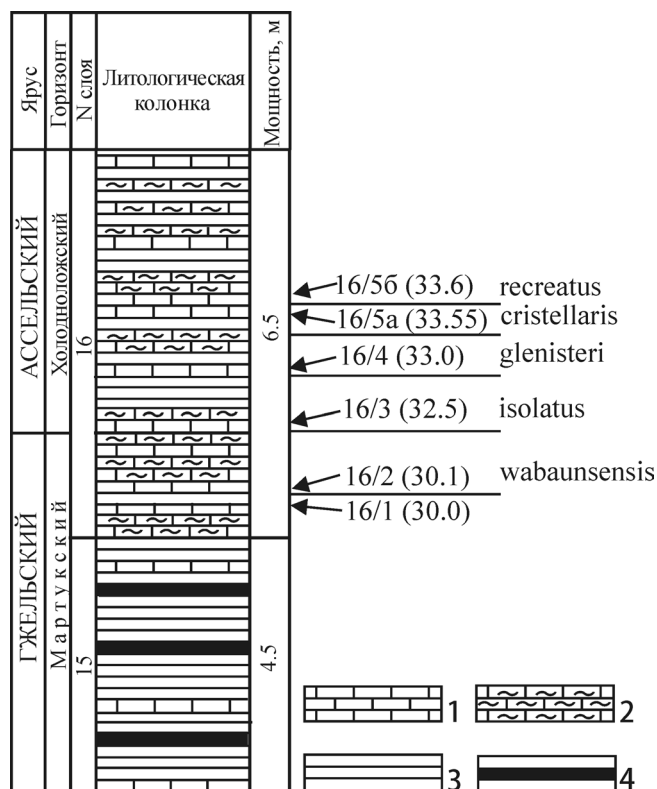


Рис. 1. Фрагмент гжельско-ассельской части разреза "Усолка".

1 – известняки, 2 – мергели, 3 – аргиллиты, 4 – аргиллиты с конкрециями фосфоритов; стрелками показаны опробованные слои с указанием номеров проб и (в скобках) расстояния от основания разреза; справа (латинские названия) – зональные подразделения разреза.

ков в этой части разреза указывает на цифру порядка 0.8 см за 1000 лет. Следует отметить, что приведенные данные не учитывают присутствия скрытых перерывов в осадконакоплении (диастемы), которые, если их принять во внимание, должны несколько повысить рассчитанную среднюю скорость за тысячу лет. По-видимому, значение истинной скорости накопления осадков в усольском разрезе находится где-то в районе 1 см за тысячу лет, что по классификации Е.Ю. Барабошкина [1] позволяет отнести усольский разрез к конденсированному типу.

Принимая данную скорость осадконакопления, можно полагать, что формирование опробованных на конодонты слоев микритов мощностью 0.1 м и 0.2 м занимает приблизительно 10 и 20 тыс. лет.

Пограничные отложения верхнего гжеля и нижнего асселя были многократно опробованы нами [11, 12] на шести уровнях в карбонатных слоях №№ 16-1 (мощностью 0.1 м), 16-2 (мощностью 0.05 м), 16-3 (мощностью 0.1 м), 16-4 (мощностью 0.2 м), 16-5a (мощностью 0.1 м) и 16-5b (мощностью 0.1 м), охватывающих последовательные конодонтовые зоны *wabaunsensis*, *isolatus*, *glenisteri*, *cristellaris*, *recreatus* (рис. 1). Конодонты, встречен-

ные в слоях 16-1 и 16-2, которые в разрезе разделяет 5 см, рассматриваются в настоящей работе как происходящие из одного слоя мощностью 0.2 м.

Из каждого слоя отбиралась проба, соответствующая полной мощности слоя, которая в дальнейшем подвергалась стандартной обработке (дробление, растворение в уксусной кислоте, отмучивание нерастворимого остатка, сушка, ситование, ручной отбор конодонтов под микроскопом из фракции крупнее 0.25 мм).

Из каждой пробы было извлечено более семисот (из пробы 16-5a – более тысячи) экземпляров конодонтов, принадлежащих роду *Streptognathodus*. Исходя из указанной выше скорости осадконакопления, следует считать, что конодонты, выделенные из каждого слоя, представляют собой скелетные элементы животных, живших и сменяющих друг друга во времени в течение приблизительно 10–20 тыс. лет. Для биохронологии такая продолжительность времени не является значимой, и обычно считается, что все экземпляры конодонтов, полученные из одного маломощного слоя, если среди них нет явно переотложенных более древних форм, являются одновозрастными. Однако при решении биологических вопросов, касающихся, в частности, элементарных процессов эволюции, которые рассматриваются в настоящей работе, продолжительность времени в десятки тысяч лет игнорировать невозможно.

Учитывая продолжительность времени накопления осадков конкретного слоя, можно предполагать, что отобранные из него конодонты принадлежат как членам исходных популяций, так и тем, которые возникли впоследствии в процессе их эволюционного развития. Иными словами, каждая такая проба содержит смесь разновозрастных Ра элементов, различное строение которых является свидетельством исторического морфогенеза некоторого исходного Ра элемента.

Действительно, среди конодонтов, извлеченных из конкретного слоя микритов, присутствуют различающиеся по деталям строения Ра элементы стрептогнатодид. Одни из них известны из нижележащего слоя, другие появляются в данном слое впервые. Наиболее примечательно, что между ними всегда присутствуют промежуточные формы, позволяющие построить морфологические тренды, демонстрирующие направленное изменение некоторого признака строения Ра элемента. Как известно, направленное эволюционное изменение морфологических особенностей возникает при конкурентных взаимоотношениях популяций родственных видов, вызывающих вначале их экологическое разобщение, а затем и направленное изменение морфологических признаков [5, 10].

Один из способов расшифровки этого процесса по данным о морфологическом разнообразии конодонтов, извлеченных из конкретного слоя, рассмотрен ниже.

Прежде, чем приступить к изложению самого метода анализа морфологической трансформации Ра элементов и полученных с его помощью результатов, необходимо оговорить основные черты дивергентной эволюции, протекающей при взаимодействии близко родственных видов. Этому вопросу специально посвящена глава 3 работы “Проблема целостности высших таксонов” [10], из которой ниже приводятся необходимые извлечения.

### СМЕЩЕНИЕ ПРИЗНАКОВ

Симпатрические популяции родственных видов в совпадающей части ареалов не сходны друг с другом хотя бы по одному признаку, в то время как при раздельном обитании представители этих видов зачастую почти неотличимы. Этот феномен, получивший название дивергенции, или смещения признаков, рассматривается как следствие конкуренции, которая возникает при взаимодействии родственных видов. По-видимому, вначале дивергенция носит экологический характер. Впоследствии она “будет усиливаться отбором тех морфологических различий, которые облегчают экологическую дивергенцию” [5, с. 80].

У близко родственных видов дифференцирующий признак или комплекс таких признаков включает одноименные морфофизиологические структуры, и смещение дифференцирующих признаков происходит за счет их изменения у одного или обоих конкурентов. Величины изменений признаков у каждого из конкурирующих видов взаимно уравновешены. Р. Даждо [3] иллюстрирует эту особенность в отношении размеров клювов двух видов дарвиновых вьюрков, обитающих на четырех островах: раздельно на островах Дафн и Гроссман и совместно на островах Чарлз и Чатам. Длина клювов у обоих видов, когда они аллопатричны, чаще всего равна 10 мм. На островах Чарлз и Чатам, где виды симпатричны, наиболее обычная длина клюва у одного из видов становится равной 8 мм, а у другого 12 мм. Уравновешенный характер дивергенции в данном случае совершенно очевиден: у одного из видов длина клюва уменьшается на 2 мм, у другого — ровно на такую же величину возрастает.

Одум [6], ссылаясь на работу Лэка [4], указывает на аналогичный случай в отношении двух других видов земляных вьюрков рода *Geospiza*, которые симпатричны на самых больших островах и различаются здесь, в частности, по размерам клюва. На более мелких островах эти виды аллопатричны, и в этом случае каждый вид имеет промежуточные размеры клюва.

Преимущество такого характера дивергенции состоит в том, что при взаимном изменении одноименных структур с противоположным знаком достигается наибольшая скорость расхождения признаков и, следовательно, скорейшее устранение или ослабление конкуренции.

Морфологическая дивергенция, возникающая при конкуренции родственных видов, сопровождается усилением изменчивости дифференцирующих признаков хотя бы у одного из конкурентов. Дивергенция затрагивает при прочих равных условиях признаки, которые отличаются относительно большей изменчивостью, что обеспечивает более быстрое их смещение. Следовательно, обыкновенно виды дивергируют по тем признакам, по которым еще ранее намечено расхождение, так как в процессе дивергенции возрастает изменчивость дифференцирующих признаков.

Иными словами, смещение признаков у близко родственных видов характеризуется положительной обратной связью и имеет по этой причине определенную инерционность. Начавшись в связи с конкретными условиями некоторого первичного взаимодействия родственных видов, процесс дивергенции вычлняет комплекс дифференцирующих признаков и, поддерживая их большую изменчивость, сохраняет этот комплекс в качестве дифференцирующего и при последующих взаимодействиях с близко родственными группами.

### СНИЖЕНИЕ ОБЩЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Вместе с возрастанием изменчивости дифференцирующих признаков конкурентные отношения вызывают понижение “морфологической и экологической изменчивости одного или обоих видов в зоне перекрывания ареалов” [5, с. 81]. Свидетельством в пользу стабилизирующего действия конкуренции, по мнению Уильямсона [8], может служить большая изменчивость островной популяции вида по сравнению с материковой, существующей в более разнообразном биоценозе. Э. Майр [5], ссылаясь на наблюдения Ф. Добржанского, Х. Бурла и да Кунья, приводит их данные о снижении изменчивости у *Drosophila willistoni* для одного генетического признака в тех областях ареала, где сосуществует наибольшее число видов-двойников.

Эта особенность в изменчивости признаков родственных видов известна как эмпирический “закон уравнивающей изменчивости”, сформулированный английским энтомологом В. Уолшем: “Если какой-либо признак изменчив в одном виде данной группы, то он будет проявлять тенденцию к изменению и в других родственных видах; и если какой-либо признак совершенно константен в одном виде данной группы, он будет стремиться быть константным у родственных видов” (цит. по [2, с. 11–12]).

Эволюционные изменения скелетных элементов конодонтов как нельзя лучше демонстрируют действие закона Уолша: Ра элементы изменяются в процессе эволюции весьма значительно, в то время как прочие элементы сохраняют стабильную морфологию на протяжении геологических эпох.

Таким образом, морфологическая дивергенция, происходящая при конкуренции родственных видов, имеет ряд особенностей. В частности, она затрагивает гомологичные признаки и, как правило, немногие из них, которые принято называть дифференцирующими. Расхождение сопровождается усилением изменчивости дифференцирующих признаков и стабилизацией прочих признаков. Поскольку в число дифференцирующих попадают наиболее вариабельные признаки, усиление их изменчивости, возникающее в процессе дивергенции, приводит к длительному сохранению данных признаков в качестве дифференцирующих у большой группы родственных видов. Само расхождение при конкурентных взаимодействиях родственных видов имеет уравновешенный характер, сдвигая количественные характеристики дифференцирующих признаков в противоположные стороны, чем, собственно, и достигается максимальный эффект при дивергенции. В простейшем случае, если, например, в качестве дифференцирующего признака оказываются размеры тела или какой-либо его части, то у одного из конкурентов они растут, а у другого уменьшаются на сравнимую величину [3, 6, 8].

Уравновешенный характер и одностороннее ограничение (например, нельзя бесконечно уменьшать размеры тела или какой-то его части) процесса морфологической дивергенции, а также длительное сохранение одних и тех же признаков в качестве дифференцирующих приводят к постепенному смещению количественных показателей в определенном направлении, т.е. вызывает формирование морфологических трендов, столь характерных для эволюции Ра элементов у конодонтов.

### ДИВЕРГЕНЦИЯ У КОНОДОНТОВ

Возвращаясь к эволюционной дивергенции конодонтов, напомним, что формальные виды конодонтов рода *Streptognathodus* устанавливаются исключительно по особенностям морфологии Ра элемента. Проверить пригодность тех или иных деталей строения Ра в качестве критерия видовой диагностики невозможно. По этой причине мы рассматриваем дивергентное развитие (исторический морфогенез) только Ра элементов, не решая вопрос об их отнесении к тому или иному реальному виду. Не исключено, что близкие, но разные биологические виды могут быть обладателями идентичных Ра элементов, как и то, что одни и те же биологические виды содержат несколько различающиеся по деталям строения Ра элементы. Для нас существенно то, что при соприкосновении ареалов популяций родственных видов происходит их экологическое разобщение с поддерживающим его изменением морфологии Ра элемента у членов конкурирующих популяций. Не исключено, что этот процесс в отдельных случаях идет реально на внутривидо-

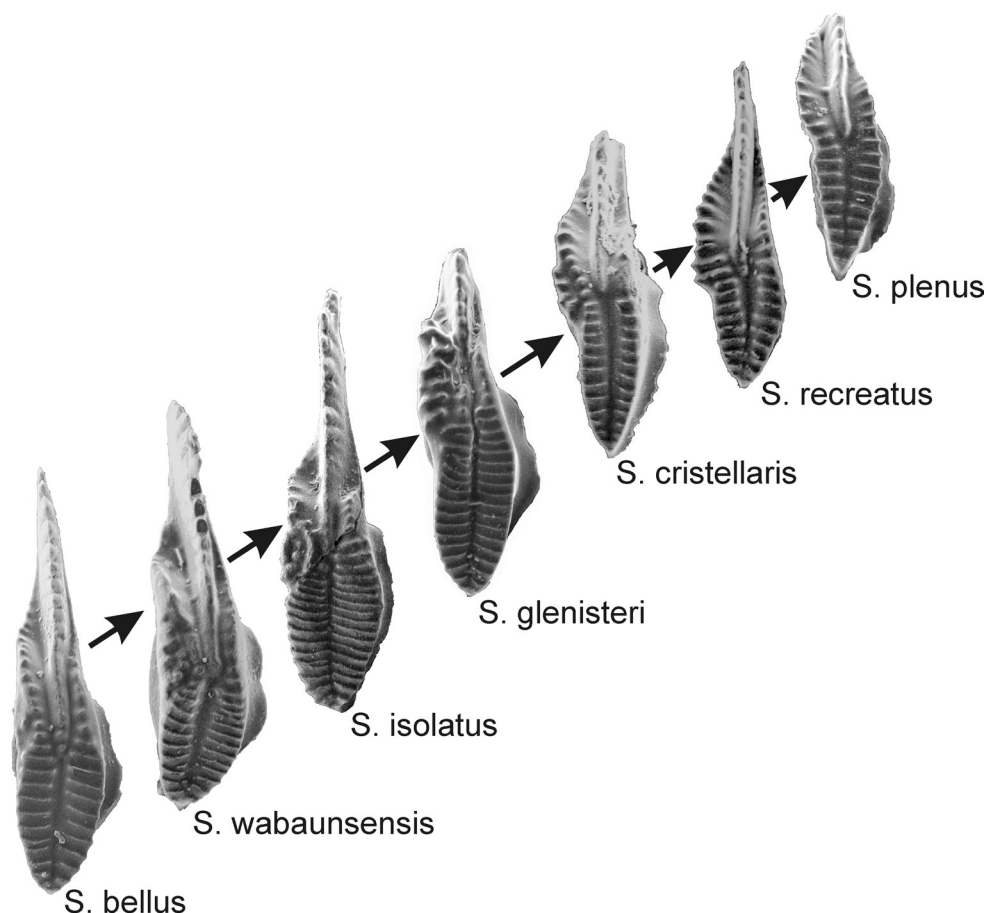
вом уровне, в других – дивергируют виды. Главное, что и в том, и другом случае, так или иначе, изменятся Ра элементы, и этот процесс может быть прослежен на палеонтологическом материале.

К сожалению, в силу того, что функциональное назначение Ра элементов скелета конодонтов, а тем более частных особенностей их строения неизвестно, при анализе смешанного комплекса Ра элементов в каждом изученном слое приходится руководствоваться некоторыми методическими установками общего характера.

Так, чтобы дифференцировать смешанный комплекс Ра элементов в каждом изученном слое и разместить их в хронологическом порядке, необходимо установить общую тенденцию эволюционной трансформации стрептогнатодид. Кроме этого, принимается во внимание специфический (уравновешенный) характер смещения признаков при взаимодействии родственных популяций, приводящий к направленному изменению дифференцирующего признака, о чем было сказано выше.

Остановимся на том, каким образом устанавливается общая тенденция эволюционных изменений стрептогнатодусов в течение позднежелтеозаннеассельского времени. Собственно, эту возможность предоставляет анализ послойно собранных комплексов конодонтов (последовательно снизу вверх по разрезу). Просматривая собранные коллекции конодонтов из последовательных слоев и фиксируя первое появление ранее неизвестных Ра элементов, мы устанавливаем их стратиграфическую последовательность и интерпретируем ее как изменение морфологии Ра элемента во времени. Такая последовательность Ра элементов приведена на рис. 2.

Анализ этой последовательности позволяет установить наличие морфотипов с единичными бугорками на внутренней боковой стороне платформы в слое 16/1 (рис. 1). В последующее время (в слое 16/2) количество бугорчатых форм возрастает, в том числе и за счет появления морфотипов, у которых происходит дробление поперечных ребер. В следующем слое (16/3) отмечается резкое увеличение количества разнообразных форм с полно развитыми нодулярными структурами, включающими многочисленные бугорки на вновь образованной боковой дополнительной лопасти, которая отделяется от тонкого парапета подковообразной ложбиной (группа *S. isolatus*). Подчеркнем, что в этом случае речь идет о взрывоподобном характере появления форм с полно развитыми нодулярными структурами. Это утверждение следует из сопоставления особенностей морфологии стрептогнатодусов из слоя 16/3 с теми, что найдены в предшествующих и последующих слоях. Стрептогнатодусы, собранные ниже и выше слоя 16/3, имеют ту особенность, что по определенным деталям строения нодулярной структуры для любых двух экземпляров Ра элемента почти всегда можно найти про-



**Рис. 2.** Эволюционный тренд позднегжельских и раннеассельских зональных видов-индексов рода *Streptognathodus* в разрезе “Усолка”. Объяснение в тексте.

межуточную между ними форму. В этой связи, из них довольно легко составляется морфологический ряд, в котором каждый последующий член постепенно изменяет строение нодулярных структур и приближается по этому признаку к конечному члену ряда. Совершенно иначе обстоит дело с конодонтами из слоя 16/3. При значительном разнообразии стрептогнатодид, каждый отдельный морфотип индивидуален и имеет полностью завершенную нодулярную структуру. И самое примечательное, что между ними полностью отсутствуют переходные формы. Весьма вероятно, что этот факт объясняется не действительным отсутствием дивергенции на этом временном интервале, а именно повышенными скоростями этого процесса, кратким временем реально существовавших малочисленных переходных форм, присутствие которых в силу указанных обстоятельств не получило отражения на палеонтологическом материале. Собственно именно *относительное* резкое возрастание скорости дивергентных превращений и имеется в виду, когда мы говорим о взрывоподобном характере появления форм с полно развитыми нодулярными структурами во время формирования слоя 16/3.

Рассмотрение конодонт из последующих слоев (16/4 и, в особенности, слоев 16/5a и 16/5b) обнаруживает последовательное снижение количества Ра элементов с полно развитыми нодулями и появление таких форм, у которых бугорки вновь сливаются в ребра. Происходит восстановление нормального ребристого внутреннего парапета. Этот реверсивный процесс приводит к появлению морфотипов, весьма напоминающих обычных позднекаменноугольных стрептогнатодид, полностью лишенных бугорков. Опять-таки отметим, что в это время между основными морфотипами встречаются многочисленные переходные формы, из которых составляются отчетливые морфологические ряды.

Таким образом, вырисовывается общая картина эволюции Ра элементов в течение рассматриваемого времени, включающая на начальной стадии их постепенное преобразование в направлении формирования нодулярных структур, затем быстрое становление морфотипов с полно развитыми нодулярными образованиями и реверсивный процесс постепенной их редукции в конце раннеассельского времени (рис. 2).

Знание общего направления развития Ра элементов позволяет построить схему их дивергенции с учетом ее уравновешенного характера. В качестве дифференцирующих признаков, по которым шло расхождение близко родственных Ра элементов, был выбран габитус платформы и строение нодулярных структур. В соответствии с этим дифференцировались формы с широкими платформами изометричных очертаний и формы с удлинёнными узкими платформами. Дивергентные пары подбирались таким образом, чтобы обеспечить уравновешенный характер дивергенции: широкоплатформенным морфотипам противопоставлялись узкоплатформенные, находящиеся на той же стадии преобразования нодулярных структур, что и широкоплатформенные. Порядок следования дивергентных актов, таким образом, контролировался знанием общего направления трансформации нодулярных структур. В качестве инициального морфотипа (вида) на каждом временном уровне выбирался тот, который встречается также и в нижележащем слое.

В соответствии с вышеприведенными соображениями, рассмотрим непосредственно особенности эволюционной дивергенции нодулярных стрептогнатодид отдельно на каждом из пяти интервалов от слоя 16/(1, 2) до 16/5б.

Все формы, которые использованы для составления схемы дивергенции в течение времени формирования конкретного слоя, происходят только из данного слоя.

#### Слой 16/(1, 2) (зона *wabaunsensis*)

Дивергенция стрептогнатодид по ширине платформы на этом временном отрезке привела к возникновению двух ветвей: узких удлинённых форм и форм с более широкими платформами. Нодулярные структуры в каждой из них дивергировали от более простых (с единичными бугорками на боковой поверхности) к типичному морфотипу *S. wabaunsensis*, у которого боковые бугорки дополняются бугорками, возникающими путем дробления поперечных ребер на уровне окончания карины (рис. 3). Этот процесс приводит к сужению внутреннего парапета, и от поперечных ребер, противостоящих нодулям, остается только тонкая цепочка бугорков (рис. 3, фиг. 6, 7). Крайний член нижнего ряда форм (рис. 3, фиг. 6) по особенностям строения нодулярной структуры почти достигает уровня *S. isolatus*.

Количество выделенных дивергентных актов не более трех за 20 тыс. лет.

#### Слой 16/3 (зона *isolatus*)

Как было отмечено ранее, в это время наблюдается появление разнообразных морфотипов с полно развитыми нодулярными структурами на одной (внутренней) или на обеих сторонах платформы. Представление о степени разнообразии стрептогнатодид на этой стадии развития дает рис. 4. Общей чертой строения всех встречающихся на этом стратиграфическом уровне форм является наличие у них боковой дополнительной лопасти, на которой сосредоточены бугорки, отделенные от внутреннего парапета неглубоким желобом. Переходных форм между основными морфотипами не встречено, и каждый из них рассматривается как формальный вид (*S. isolatus*, *S. semiglomus*, *S. bipartitus*, *S. nodulinear*, *S. russoflangulatus*, *S. invaginat* и т.д.).

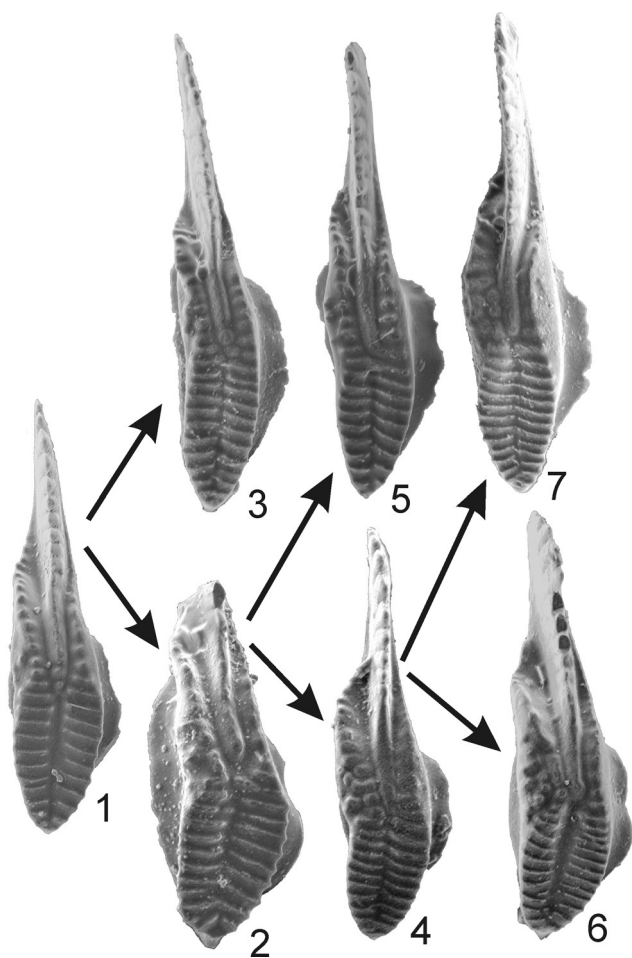
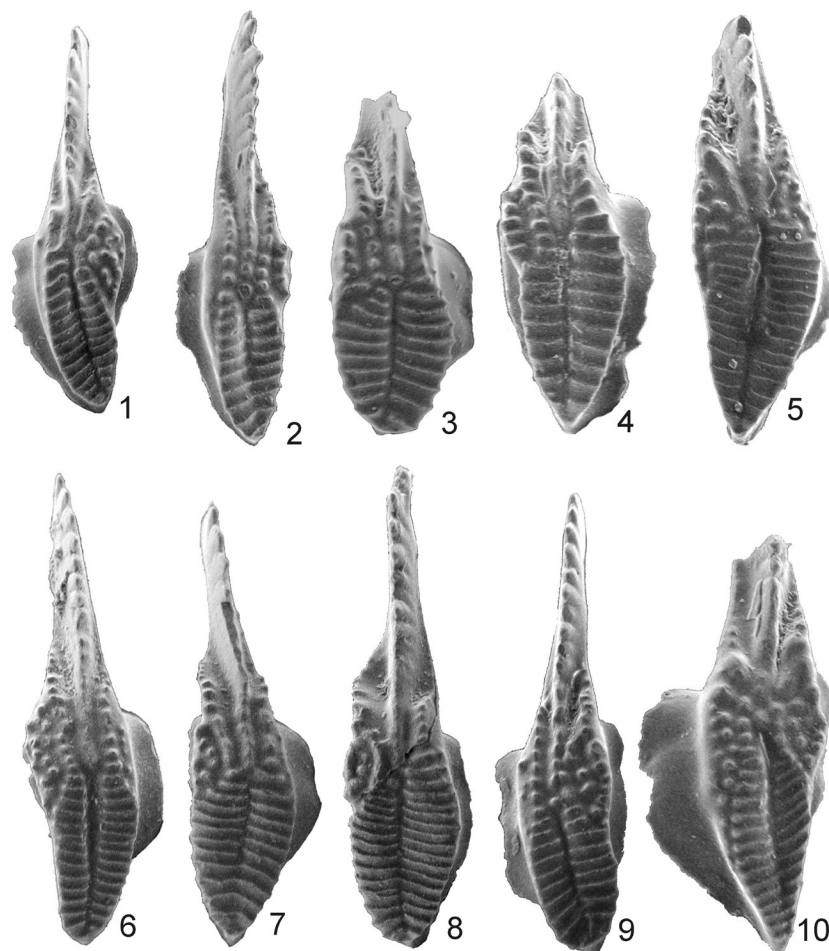


Рис. 3. Схема дивергенции Ра элементов в слоях 16/1 и 16/2 (верхняя часть гжельского яруса, зоны *bellus-wabaunsensis*).

1 – инициальный морфотип *S. bellus*; 3, 5, 7 – ветвь морфотипов с удлинённой и относительно узкой платформой: 3, 5 – формы с боковым расположением бугорков, 7 – форма с бугорками, возникшими при дроблении поперечных ребер (*S. wabaunsensis*); 2, 4, 6 – ветвь морфотипов с относительно широкой и укороченной платформой: 2 – форма с боковым расположением бугорков, 4 – форма, у которой к боковым бугоркам присоединяются бугорки, возникшие при дроблении поперечных ребер внутреннего парапета (*S. wabaunsensis*), 6 – форма, переходная от *S. wabaunsensis* к *S. isolatus*.



**Рис. 4.** Морфологическое разнообразие стрептогнатодусов в слое 16/3 (основание ассельского яруса, зона *isolatus*). 1 – *S. semiglomus*; 2 – *S. nodulinearis*; 3 – *S. invaginatus*; 4 – *S. bipartitus*; 5 – *S. aff. bipartitus*; 6, 9 – *S. russoflangulatus* (соответственно – правая и левая формы); 7, 8 – *S. isolatus*; 10 – *S. n. sp.*, форма с гипертрофией нодулярных образований.

#### Слой 16/4 (зона *glenisteri*)

Этот слой мощностью 0.2 м следует через полметра за слоем 16/3. В нем найдено более 800 экземпляров конодонтов. В качестве инициального был взят типичный *S. isolatus* – морфотип, перешедший из слоя 16/3.

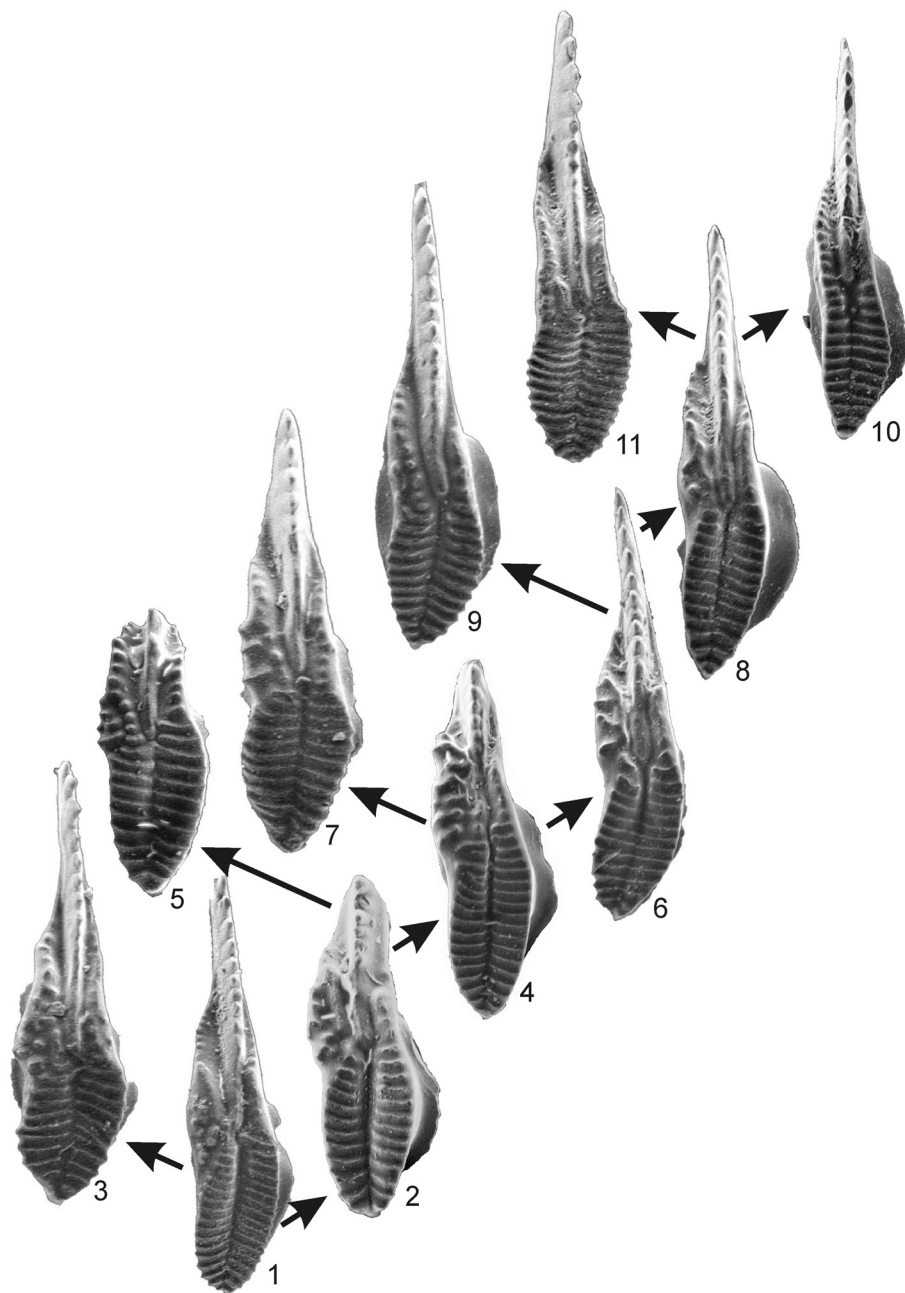
На данном временном интервале наблюдается отчетливая дивергенция стрептогнатоид по габитусу платформы, сопровождающаяся также постепенной редукцией нодулей. На ранних стадиях дивергенции отдельные бугорки сливаются в короткие хаотично ориентированные ребрышки (рис. 5, фиг. 2), затем из них восстанавливаются длинные немногочисленные поперечно ориентированные ребра (фиг. 4–7). Обращает на себя внимание, что на этой стадии внутренний парапет как бы вталкивается восстановленными ребрами внутрь платформы, и окончание карины, которое в обычном случае противопоставлено срединному желобу,

упирается во внутренний парапет (рис. 5, фиг. 4, 5). Эта характерная особенность строения подобных морфотипов была использована для выделения вида *S. glenisteri*. Дальнейшая дивергенция последовательно сокращала число восстановленных ребер, которые затем укорачивались, вновь превращались в единичные бугорки и, наконец, полностью редуцировались. Параллельно восстанавливался внутренний парапет. На завершающей стадии возникают формы (рис. 5, фиг. 10, 11), почти неотличимые от позднекаменноугольных морфотипов *S. longus* (узкоплатформенная форма) и *S. bellus* (широкоплатформенная форма).

Выделяются пять дивергентных актов, произошедших в течение 20 тыс. лет.

#### Слой 16/5a (зона *crstellaris*)

В качестве инициального взят морфотип, возникший после первой дивергенции во время формирования предыдущего слоя 16/4, характерной



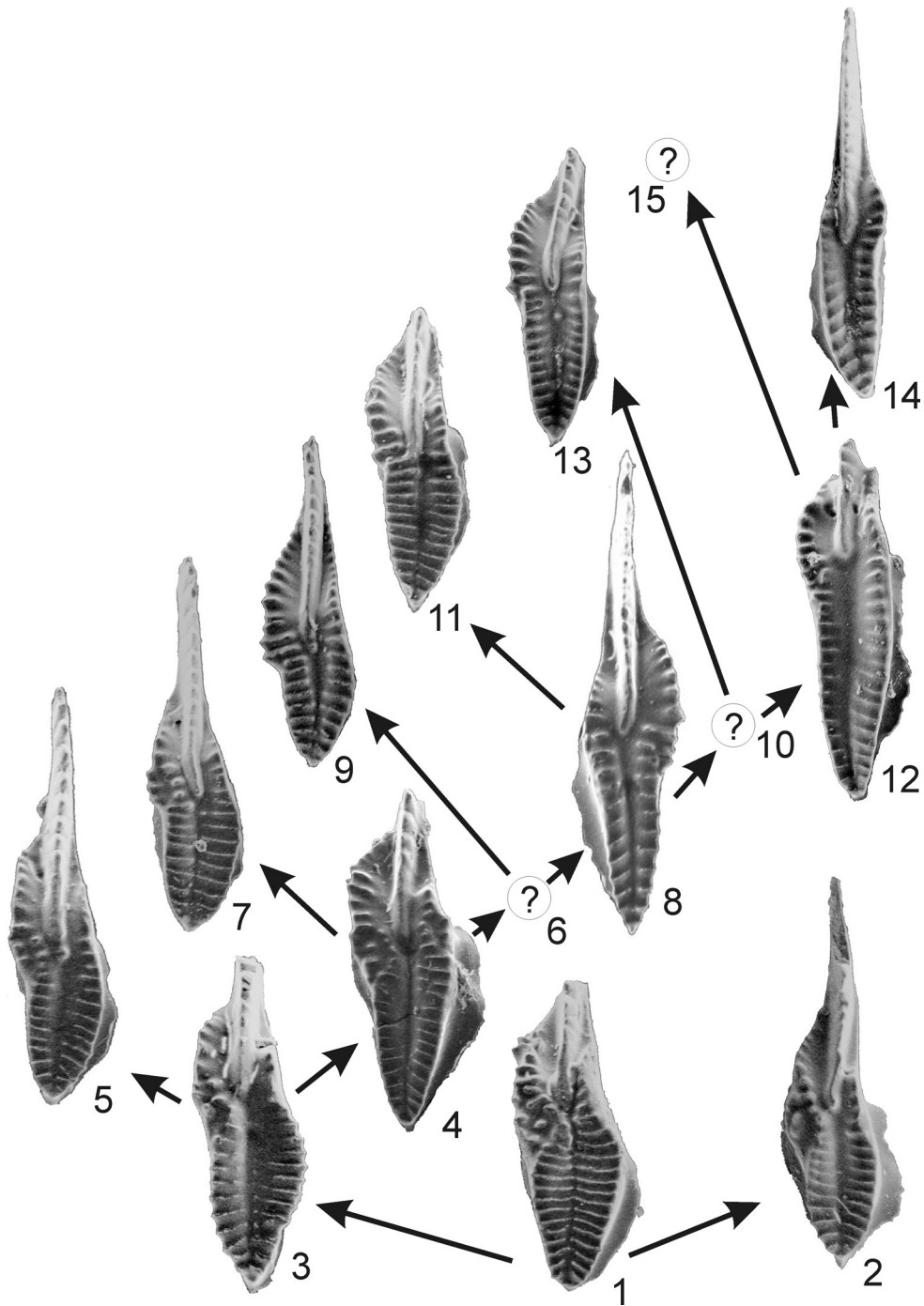
**Рис. 5.** Схема дивергенции Ра элементов в слое 16-4 (ассельский ярус, зона *glenisteri*)

1 – инициальный морфотип *S. isolatus*; 3, 5, 7, 9, 11 – ветвь морфотипов с широкой платформой: 3 – форма из группы *S. wabaunsensis* с частично слившимися бугорками; 5 – *S. aff. bipartitus*, отличается от номинального морфотипа смещением карины к внутреннему парапету (как у морфотипа *S. glenisteri*); 7 – форма с полностью слившимися бугорками; 9 – форма с реликтовыми бугорками, внешне почти неотличимая от гжелского морфотипа *S. bellus*; 11 – форма с полностью редуцированными бугорками; 2, 4, 6, 8, 10 – ветвь морфотипов с относительно узкой удлиненной платформой: 2 – форма с полностью слившимися бугорками и реликтом передней ветви внутреннего парапета; 4 – *S. glenisteri*, форма с восстановленными ребрами, образованными слившимися бугорками; 6 – *S. paraisolatus*, форма с единичными ребрами, образованными слившимися бугорками; 8 – форма, похожая на гжелский морфотип *S. bellus*, с реликтовыми бугорками и восстановленной передней ветвью внутреннего парапета; 10 – *S. longus*, форма, лишенная нодулярных образований, с полностью восстановленным внутренним парапетом.

особенностью которого является наличие как отдельных единичных бугорков, так и бугорков, частично слившихся между собой и образовавших короткие ребра (ср. рис. 5, фиг. 2 и рис. 6, фиг. 1). Вы-

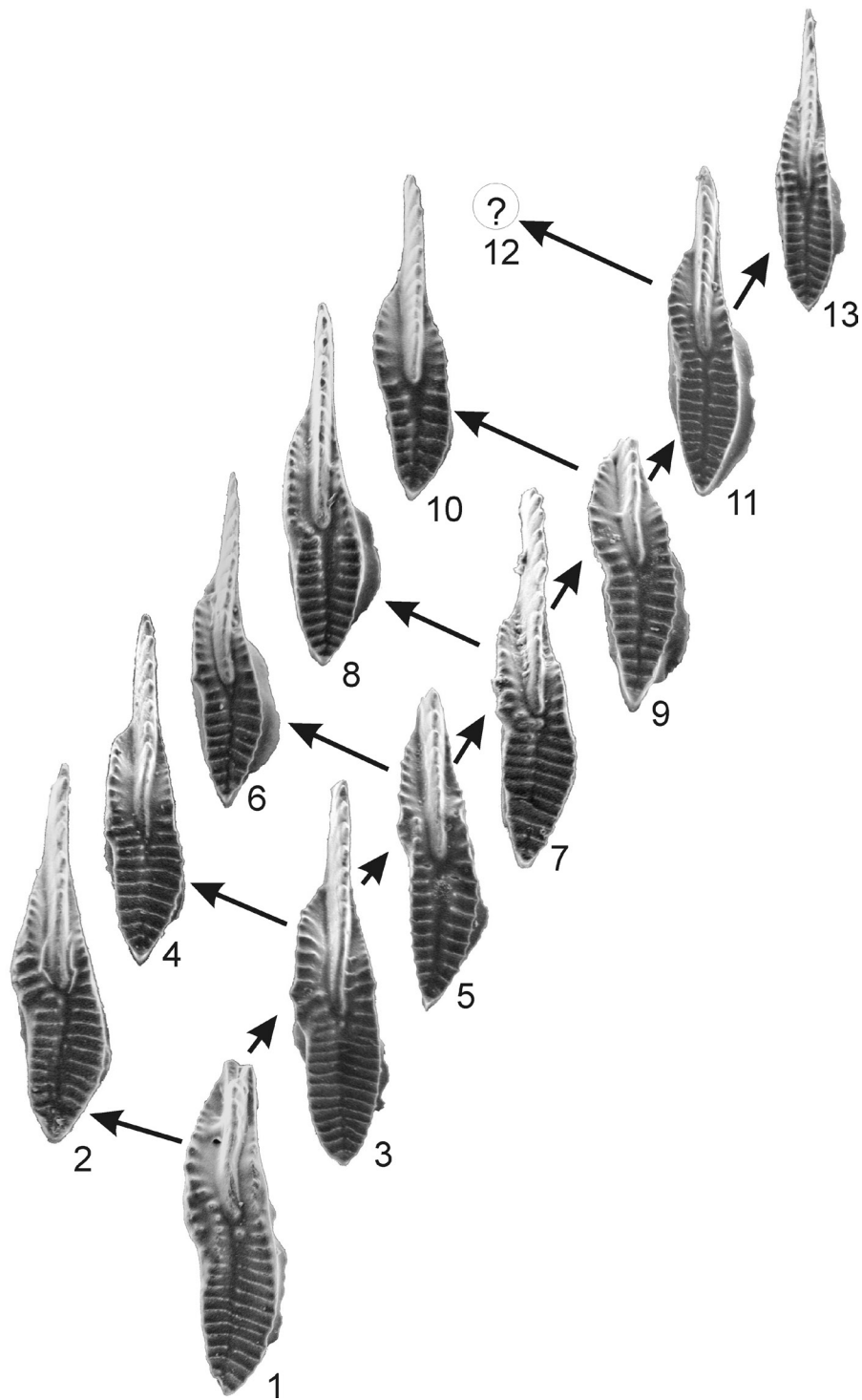
ше по разрезу в последующих слоях этот морфотип отсутствует.

Первый акт дивергенции по ширине платформы приводит, с одной стороны, к появлению узкоплат-



**Рис. 6.** Схема дивергенции Ра элементов в слое 16-5а (ассельский ярус, зона *cristellaris*).

1 – инициальный морфотип *S. aff. isolatus*, форма с частично слившимися бугорками; 2 – вторично образованный морфотип *S. isolatus*; 3 – *S. aff. isolatus* с единичными бугорками и укороченной передней ветвью внутреннего парапета; 4, 6, 8, 10, 12, 14 – ветвь морфотипов с узкой, удлиненной клиновидной платформой: 4 – *S. aff. cristellaris*, форма с единичными ребрами из слившихся бугорков; 6 – предполагаемая (пока найденная) форма типа *S. cristellaris* с узкой клиновидной платформой; 8 – морфотип *S. recreatus* с восстановленными, выступающими за край платформы ребрами; 10 – предполагаемая (пока найденная) форма с единичным ребром, выступающим за край платформы; 12 – морфотип с полностью восстановленным внутренним парапетом; 14 – морфотип, близкий по габитусу платформы позднегжельскому виду *S. triangularis*; 5, 7, 9, 11, 13, 15 – ветвь морфотипов с относительно широкой и округленной платформой: 5 – морфотип *S. cristellaris* с ребрами из слившихся бугорков и неполно восстановленным внутренним парапетом; 7 – морфотип, переходный между *S. cristellaris* и *S. recreatus*, с выступающими за край платформы восстановленными ребрами, отделенными бороздой от частично восстановленного внутреннего парапета; 9 – морфотип *S. recreatus* с выступающими за край платформы восстановленными ребрами и полностью восстановленным внутренним парапетом; 11, 13 – морфотипы с единственным реликтовым аномальным ребром, выступающим за край платформы; 15 – предполагаемая форма (пока найденная), полностью лишенная реликтовых восстановленных ребер.



**Рис. 7.** Схема дивергенции Pa элементов в слое 16-5б (ассельский ярус, зона *cristellaris*).

1 – инициальный морфотип *S. cristellaris*; 3, 5, 7, 9, 11, 13 – ветвь морфотипов с удлиненной платформой: 3 – форма с боковыми ребрами из слившихся бугорков; 5 – форма с реликтовыми бугорками; 7 – форма с аномальными ребрами, выходящими за край платформы; 9 – *S. plenus*, форма с полностью восстановленным внутренним парапетом и синусом на месте ранее существовавших нодулярных образований; 11, 13 – *S. aff. plenus*, формы с постепенно исчезающим синусом, на боковой поверхности последней формы видны три реликтовых мелких бугорка; 2, 4, 6, 8, 10, 12 – ветвь морфотипов с относительно укороченной платформой: 2 – морфотип, близкий *S. recreatus*, с аномально удлиненными ребрами, разрывающими внутренний парапет; 4, 6 – формы с единственным восстановленным ребром, выступающим за край платформы; 8 – форма с синусом на месте ранее существовавших нодулярных образований; 10 – *S. plenus*, форма с полностью восстановленным внутренним парапетом и почти исчезающим синусом; 12 – предполагаемая форма, подобная изображенной на фиг. 13, но с более короткой изометричной платформой.

форменного морфотипа, напоминающего вид *S. isolatus* (рис. 6, фиг. 2), с другой – к возникновению широкоплатформенной удлиненной формы, обладающей срастающимися нодулями в области пережима платформы (рис. 6, фиг. 3). Последующая дивергенция этой последней формы по признаку “ширина платформы”, приводит к появлению двух ветвей морфотипов. Одна из них (нижняя ветвь) включает формы, обладающие удлиненной узкой платформой, другая (верхняя) – формы с более изометричной платформой. В обеих ветвях образуется морфологический тренд, каждый последующий член которого демонстрирует направленное развитие нодулярных структур: вначале постепенное срастание бугорков в поперечно расположенные ребра, а затем их полную редукцию и восстановление ребристого парапета. На схеме дивергенции, помещенной на рис. 6, более полно представлена ветвь коротко платформенных форм, в противопоставляемой ей ветви форм с узкой удлиненной платформой, по-видимому, некоторые промежуточные морфотипы не найдены и обозначены знаком вопроса.

Выделяются семь актов дивергенции, происшедших в течение 10 тыс. лет.

#### Слой 16/56 (зона *plenus*)

В качестве инициального взят морфотип *S. cristellaris*, перешедший на обсуждаемый временной уровень из предыдущего слоя и закончивший свое существование во время формирования слоя 16/56. На приведенной схеме (рис. 7) так же, как и в предыдущих случаях, показана дивергенция по ширине платформы с учетом общей эволюционной тенденции в направлении редукции нодулярных структур и восстановления нормальной ребристости внутреннего парапета. В процессе дивергенции наблюдается разделение стрептогнатодид на две ветви: одна из них включает формы, имеющие удлиненную относительно узкую платформу, и вторая ветвь, состоящая из форм, с относительно широкой и укороченной платформой. Параллельно с этим в каждой ветви происходит редукция нодулярных структур. В обеих ветвях отмечается последовательное появление форм, проходящих одинаковые стадии трансформации нодулярных структур. Вначале отмечается слияние нодулей в аномально удлиненные поперечные ребра (рис. 7, фиг. 4–5), затем число аномальных ребер сокращается до единичного и происходит восстановление нормальной ребристости внутреннего парапета. В результате серии последовательных дивергенций на заключительных стадиях возникают формы, у которых на месте размещения нодулей платформа несет отчетливое углубление (синус), впоследствии все менее заметное у конечных членов каждой ветви (рис. 7, фиг. 12–14).

Выделяются не менее шести актов дивергенции, произошедших в течение 10 тыс. лет.

#### ВЫВОДЫ

Общей закономерностью представленной эволюционной трансформации стрептогнатодид является то, что конечные члены каждой ветви, возникшие в процессе дивергенции на каждом временном интервале, как правило, не переходят на следующий уровень. Можно предположить, что последовательные акты дивергенции, происходящей на стыке ареалов родственных популяций, ведут их по пути все большей экологической специализации, завершающейся вымиранием наиболее специализированных членов группы. Этот же факт косвенно подтверждает правильность принятой точки зрения о характере и направлении эволюции Ра элементов, использованной для построения схемы дивергенции на отдельных этапах эволюционного развития группы. К сожалению, не зная функционального значения Ра элемента, невозможно дать интерпретацию адаптивного содержания происходящих изменений в строении этого элемента.

Морфотипы, возникшие на начальных актах дивергенции, переходят на следующий возрастной уровень и некоторые из них оказываются исходными для следующей стадии дивергентных превращений.

Эволюционное изменение ширины платформы имеет явные ограничения. Наиболее явственно смещение по признаку “ширина платформы” отмечается на первых актах эволюционной дивергенции. В результате образуются две ветви Ра элементов: одна из них включает узкоплатформенные, вторая – широкоплатформенные формы. В дальнейшем в каждой ветви этот признак стабилизируется. В то же время дивергенция, затрагивающая расхождение форм по особенностям строения нодулярных структур, вызывает явно направленный характер их развития и приводит к прогрессивной редукции нодулей. Так, в течение всего раннеассельского времени после появления стрептогнатодид с полно развитыми нодулярными структурами можно видеть, как их последующее развитие идет в сторону постепенного исчезновения этих структур и восстановления нормальной для представителей этой группы ребристости внутреннего парапета. На каждом из рассмотренных временных отрезков этот процесс характеризуется определенной эквивалентностью и повторяется как бы заново на основе инициального морфотипа, переходящего с предыдущего возрастного уровня, и завершается появлением форм, полностью лишенных нодулей. При переходе на все более высокие стратиграфические уровни последовательно возрастает скорость дивергенции: в объединенном слое 16/(1, 2) один акт за 7 тыс. лет, в слое 16/4 – за 4 тыс. лет, в слоях 16/5а и 16/5б – за 2 тыс. лет. Средняя скорость дивергенции в течение раннеассельского времени составляет примерно 1 акт за 3 тыс. лет.

Установленная продолжительность одного акта смещения признаков – в общем случае недостаточная для образования нового вида – позволяет предположить, что элементарные стадии трансформации морфологии Pa элемента, выделенные в настоящем исследовании, отвечают, по-видимому, эволюционным процессам, происходившим на подвижном уровне.

Направленный процесс редукции нодулярных структур в течение раннеассельского времени приводит к появлению форм, лишенных бугорков или имеющих единичные реликтовые бугорки и близких по своей морфологии к тем позднекаменноугольным морфотипам, на основе которых началось формирование нодулярных стрептогнотодид. Этот факт свидетельствует о возможности неоднократного появления близких морфотипов Pa элементов на разных стратиграфических уровнях.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барабощкин Е.Ю. Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2009. № 3. С. 13–20.
2. Вавилов Н.И. Закон гомологических рядов в наследственной изменчивости. Линнеевский вид как система. Л.: Наука, 1967. 91 с.
3. Дажо Р. Основы экологии. М.: Прогресс, 1975. 415 с.
4. Лэк Д. Дарвиновы выюрки. М.: Изд-во ИЛ, 1949. 100 с.
5. Майр Э. Зоологический вид и эволюция. М.: Мир, 1968. 597 с.
6. Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
7. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
8. Уильямсон М. Анализ биологических популяций. М.: Мир, 1975. 271 с.
9. Стратиграфический кодекс России. Издание 3. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
10. Черных В.В. Проблемы целостности высших таксонов. М.: Наука, 1986. 143 с.
11. Черных В.В. Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми по конодонтам. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 217 с.
12. Черных В.В. Нижнепермские конодонты Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 130 с.
13. Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 479 с.

Рецензент А.В. Журавлев

## Divergence and the directed change of the Pa element in conodonts of the *Streptognathodus* group

V. V. Chernykh

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

Based on morphology analysis of numerous conodonts from the section “Usolka” the divergent development of the representatives of the genus *Streptognathodus* in the Late Gzhelian–Early Asselian is examined. The detailed diagrams of the divergence of streptognatodids are given. The divergent development of the affined groups of conodonts leads to the directed change of the differentiating signs. The duration of one act of divergence in Early Asselian is about 3 thousand years.

Key words: *conodonts, the Pa element, divergence, speed of divergence, directed development.*

## БИОФАЦИИ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР, ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ И СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ–НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ (РАЙОН ТАТАРСКО-ШАТРАШАНСКОЙ СКВАЖИНЫ 1, РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)

© 2010 г. С. О. Зорина\*, Г. Н. Старцева\*\*

Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых  
420097, г. Казань, ул. Зинина, 4  
E-mail: office@geolnerud.net

\*\* Саратовский государственный университет  
410012, г. Саратов, ул. Астраханская, 83.

Поступила в редакцию 28.10.2009 г.

В основу проведенного палеобатиметрического моделирования положена специфика расселения бентосных фораминифер в среднеюрском–раннемеловом бассейне на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба (восток Русской плиты). Прослежена динамика изменения родового и видового состава известкового и агглютинирующего сообщества, появления новых видов, общей численности популяции фораминифер. Построены графики изменения данных параметров по средневерхнеюрской и нижнемеловой части разреза с разбивкой на батиметрические зоны. Батиметрические кривые характеризуют вариации палеоглубин бассейна для каждой из четырех выделенных в разрезе секвенций: батской–среднекекловейской, верхнекиммериджской–верхневожской, верхнеготеривской–среднеаптской и среднеальбской. Пиковые значения всплесков биоразнообразия и численности фораминифер маркируют поверхности максимумов трансгрессий, разделяющие трансгрессивные системные тракты и тракты высокого стояния.

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, батиметрия, поверхности максимумов трансгрессий, системные тракты, юра, мел, Русская плита.

### ВВЕДЕНИЕ

Области практического использования результатов микрофаунистического анализа весьма обширны. Они включают биостратиграфическое расчленение толщ, фациальный и палеобиогеографический анализ, выявление палеоэкологических особенностей обитания микрофауны. За рубежом микропалеонтологический мониторинг является важным инструментом в нефтяной геологии и применяется как необходимый элемент секвенс-стратиграфических построений на всех стадиях разведки месторождений, а также при определении наиболее точного места заложения скважины для вскрытия наиболее продуктивной части пласта. Широкое применение находит математическая обработка количественных микропалеонтологических данных, по результатам которой выделяются сообщества организмов, обитающие в сходных экологических и батиметрических условиях (биофации).

Многими исследователями подчеркивается, что такие факторы как глубина, соленость, температура, энергия водных масс в морском бассейне, особенности субстрата и прижизненного поведения организмов, топография окружающей среды, влияние турбидитов, поступление и состав питательных веществ, контролируют зональность в рассе-

лении фораминифер. За последние годы построено большое количество палеоэкологических моделей, демонстрирующих приуроченность фораминиферовых сообществ к определенным батиметрическим зонам в разных участках современного океана и древних осадочных бассейнов [18, 21, 24, 31, 34 и др.].

К числу количественных критериев, позволяющих оценить палеобатиметрию, относятся следующие: общая численность фораминифер, видовое и родовое разнообразие, число новых видов, отношение числа планктонных видов к числу бентосных, современное распределение исследуемых видов по глубинным зонам, процент кремнистых фораминифер в бентосной популяции, отношение числа видов с агглютированной раковиной к числу видов с известковой, отношение числа видов радиолярий к числу видов фораминифер и др. [15–17, 20, 23, 27].

В последние годы широкое развитие получило применение кластерного анализа для обработки количественных микрофаунистических данных [26]. Современными исследователями берутся в расчет детальные исследования экологии и морфологии раковин фораминифер, находящиеся в тесной зависимости между собой [25]. Это позволяет выделять палеобатиметрические зоны, заселенные фораминиферами не только с определенным строени-

ем раковины и составом стенки, но и отличающимися характером местообитания и типом питания. Интерпретация палеоглубины в основном основывается на батиметрической зональности, предложенной В. Берггеном [19].

В результате проведенных исследований вся ассоциация фораминифер может быть разделена на биотопы, распределяющиеся по различным батиметрическим зонам. Из сообщества, как правило, могут быть выделены отдельные наиболее стенобатные виды, характеризующие определенную глубину морского бассейна [30]. Данные виды представляют собой большую ценность, т.к. они являются палеобатиметрическими индикаторами и могут быть использованы для палеогеографических реконструкций и корреляций при сопоставлении смежных разрезов. Кроме того, изучение динамики общей численности фораминифер, их родового и видового разнообразия позволяет выделять поверхности максимумов трансгрессий (**Maximum Flooding Surfaces (MFS)**), интервалы понижения уровня моря и другие элементы, необходимые для секвенс-стратиграфических построений [26, 33].

Закономерности расселения ископаемой микрофауны в мезозойском эпиконтинентальном бассейне на Русской плите имеют специфику, связанную с особым строением осадочного бассейна. По терминологии Н.М. Страхова, этот бассейн представлял собой “плоское” море [13] проливного характера, с неровным рельефом дна и обилием островов [10].

Наряду с воздействием глобальной эвстазии, Русская плита в мезозое подвергалась разноамплитудным и разноранговым эпейрогеническим воздействиям [3, 5, 6], которые обуславливали перманентную смену конфигурации проливного моря, сопровождающуюся углублением одних участков бассейна, обмелением и осушением других. В нем практически отсутствовали глубоководные лито- и биофаии. Многими исследователями отмечается, что юрское–раннемеловое море на Русской плите было мелководным и нормально-соленым. Об этом свидетельствуют обильные и разнообразные комплексы ископаемой фауны: аммонитов, белемитов, брахиопод, двусторчатых моллюсков, морских ежей и лилий, фораминифер [11].

Северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба в средней юре–раннем мелу представлял собой участок Русской плиты, который подвергался совместному эвстатико-эпейрогеническому влиянию. Причем дифференцированные вертикальные тектонические движения определяли как начало этапов морского осадконакопления, так и появление гиатусов [5, 6]. В средней–поздней юре и раннем мелу данная территория была четырежды охвачена эвстатико-эпейрогеническими импульсами, в ходе которых сформировались четыре секвенции – батская-среднекелловейская, верхнекиммериджская-волжская, верхнеготеривская-среднеаптская и средне-

альбская. Между их формированием установлены гиатусы, длительность которых сопоставима или превышает временные интервалы накопления самих секвенций. Хроностратиграфическое положение секвенций обосновано палеонтологически [2, 4 и др.]. Песчано-глинистые осадки среднеюрской секвенции, карбонатно-глинистые отложения верхнеюрской секвенции и глинистые образования обеих нижнемеловых секвенций детально охарактеризованы макро- и микрофауной и расчленены на аммонитовые и фораминиферовые зоны. Ранее были опубликованы результаты секвенс-стратиграфического анализа среднеюрских–нижнемеловых отложений, выполненного с применением тектоно-эвстатического моделирования [3]. Количественная обработка данных микрофаунистического анализа для палеобатиметрических реконструкций, апробация и уточнение выполненных ранее секвенс-стратиграфических построений воспроизводится в настоящем сообщении.

#### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА

Для проведения палеобатиметрических реконструкций и секвенс-стратиграфических построений из керна Татарско-Шатрашанской скважины № 1 (Правобережье Волги, Сурско-Свияжское междуречье, юго-запад Республики Татарстан (рис. 1)) было отобрано 177 образцов на микрофаунистический анализ: 77 – из средне-верхнеюрского и 100 – из нижнемелового интервала разреза. Микрофауна обнаружена в 50 образцах из юрской толщи и в 93 – из нижнемеловой. Не охарактеризованными фораминиферами оказались батские слои, базальная часть келловей, терминальные песчаные слои волжского яруса, битуминозная раннеаптская пачка – “аптская плита”, а также отдельные образцы из среднего апта.

Микрофаунистический анализ выполнен Г.Н. Старцевой по общепринятой методике. Группировка выделенных видов в отряды, необходимая для дальнейшего анализа фораминиферовой ассоциации, произведена по К.И. Кузнецовой [8].

Зональное фораминиферовое расчленение разреза выполнено согласно принятой схеме [12]. Зоны по фораминиферам калиброваны аммонитовой шкалой [2, 4]. Увязка последовательности биозон, установленной в скв. 1, с региональной последовательностью, позволила уточнить хроностратиграфическое положение разреза: выявить этапы непрерывного осадконакопления и временные промежутки, соответствующие гиатусам.

Для оценки палеобатиметрии выбраны критерии, наиболее подходящие для анализа выявленной ассоциации фораминифер. По каждой пробе были подсчитаны следующие параметры: общая численность популяции, родовое и видовое разнообразие, появление новых видов, число агглютинирую-

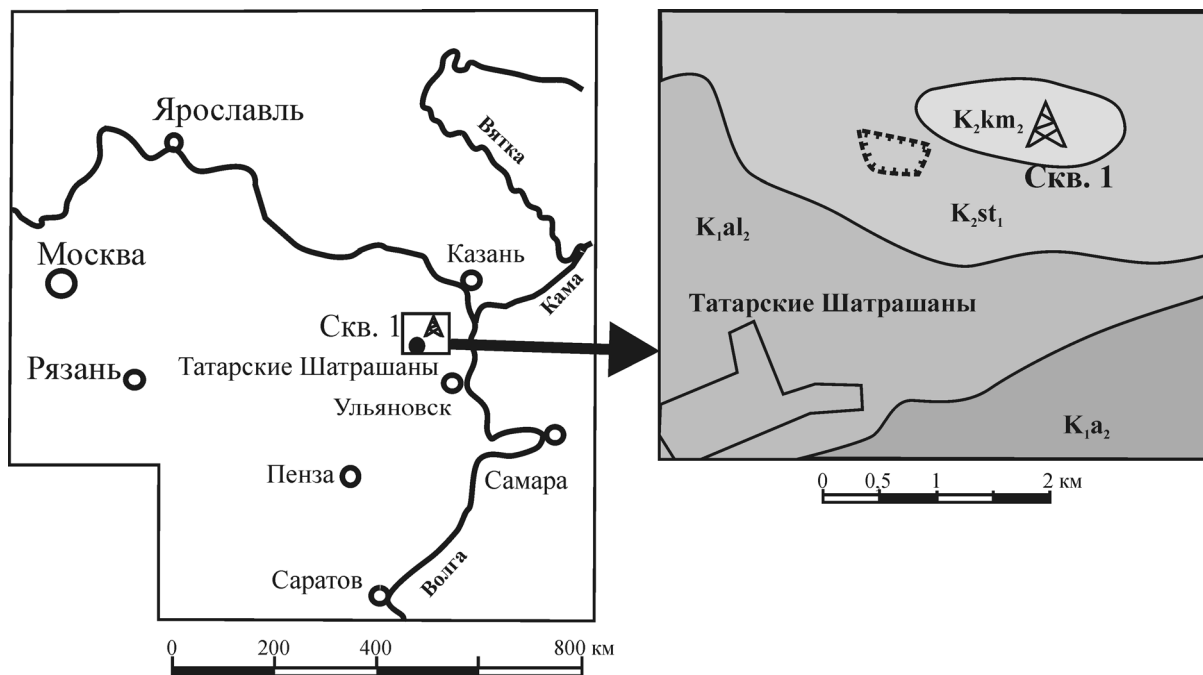


Рис. 1. Схема местоположения Татарско-Шатраншанской скв. 1.

щих и известковых форм. Затем на основе проведенных подсчетов были построены графики изменения данных параметров по разрезу.

На основе выработанных ранее представлений о закономерностях глубинного распределения фораминифер в рассматриваемом палеобассейне [11], произведено моделирование батиметрического расселения известкового и агглютинирующего бентоса в средней юре-раннем мелу на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба (рис. 2). Глубинная зональность принята по В. Бергрёну [19]: верхняя неритическая (0–50 м), средняя неритиче-

ская (50–100 м), нижняя неритическая (100–200 м) и верхняя батиальная (200–600 м) зоны. Более глубокие горизонты по микрофаунистическим и литологическим данным в исследованном разрезе не реконструируются.

#### ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР

Юрский известковый бентос (рис. 3), разделенный нами на лагенид и представителей отрядов *Rotaliida*, *Polymorphinida* и *Miliolida*, занимал всю

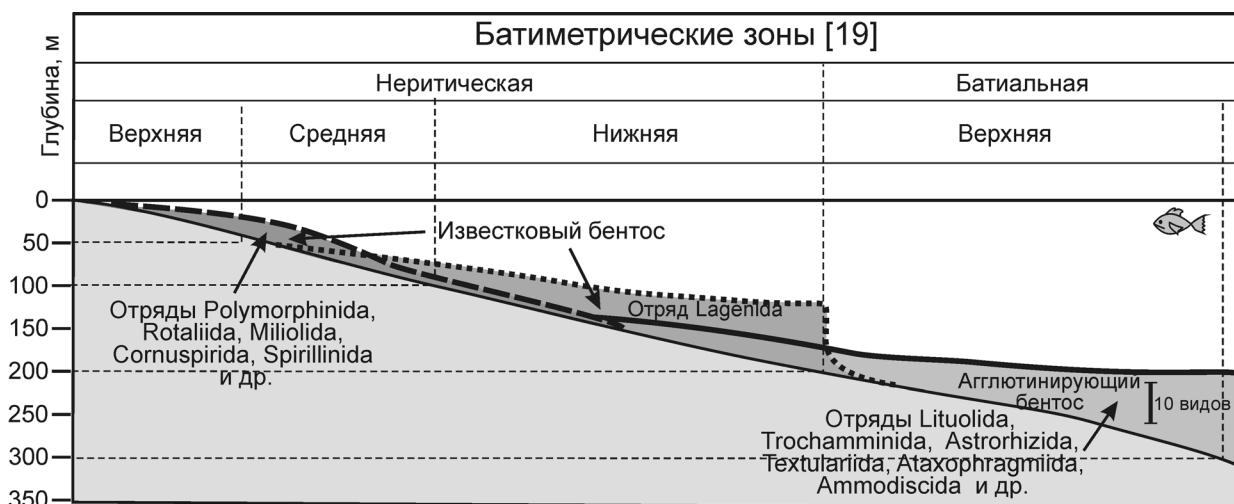
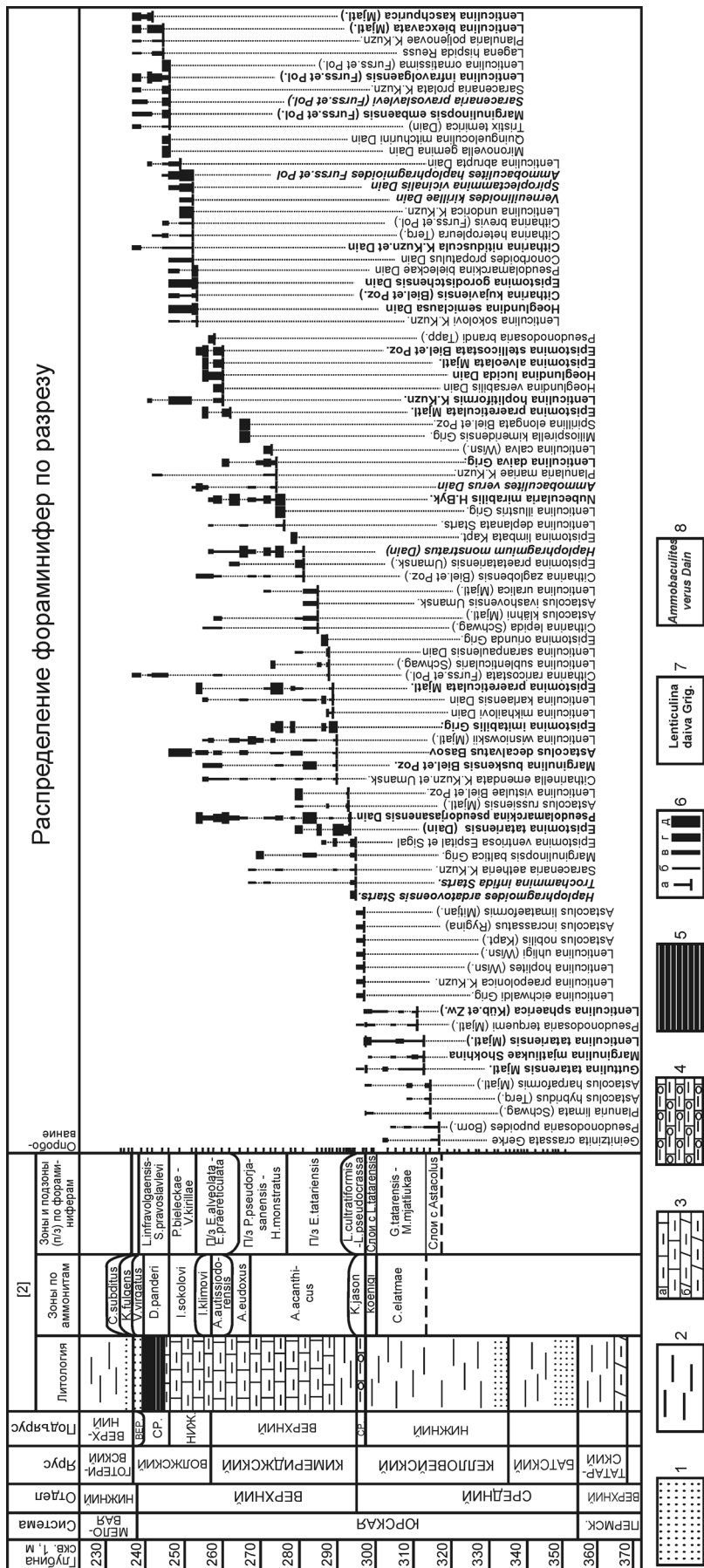


Рис. 2. Модель батиметрического расселения бентосных фораминифер в средней юре-раннем мелу на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба.



**Рис. 3.** Распределение доминирующих видов фораминифер по разрезу средней-верхней юры, вскрытому Татарско-Шатрашанской скважиной № 1. 1 – пески, песчанки; 2 – глины; 3 – мергели известковые(а), доломитовые (б); 4 – оолитовые мергели; 5 – горючие сланцы; 6 – распределение фораминифер по разрезу: а – первое появление; б-д – количество экземпляров; 6 – обычно (1–5), в – редко (6–10), г – много (11–15); 7 – доминирующие представители известкового бентоса; 8 – доминирующие представители агглюнирующего бентоса.

шельфовую зону. Причем, обитание нодозариид связывается со спокойным гидродинамическим режимом при достаточном удалении от береговой линии [11], что соответствует средней и нижней неритическим зонам (50–200 м). Массовое же скопление толстостенных эпистомин и псевдоламаркин происходило в условиях с активной средой на небольших глубинах (0–50 м), т.е. в верхней неритической зоне. Вполне естественно, что четких границ между глубинами обитания каждой из трех групп фораминифер не существует. Однако динамика количественных параметров фораминиферной ассоциации позволяет проследить основные тенденции изменения глубины бассейна. Увеличение числа экземпляров, родов и видов, а также вновь появившихся видов с известковой раковиной свидетельствуют об углублении рассматриваемого бассейна с приближением к основанию нижней неритической зоны. В верхней батиали количество известкового бентоса резко сокращается [31].

Изменение численности агглютинирующего бентоса по разрезу также является показателем вариации глубины бассейна. Так, Ч. Лью с соавторами [26], изучавшие распределение палеоценовых бентосных фораминифер прибрежной равнины Нью-Джерси в зависимости от глубины бассейна, со ссылкой на более раннюю работу [25], отмечают, что фораминиферы с агглютированной раковиной начинают появляться в нижней неритической зоне, численно увеличиваясь от верхней к нижней батиали. В среднеюрском-раннемеловом бассейне северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба данная закономерность также отчетливо прослеживается [11]. Расселение фораминифер с песчанистой стенкой раковины указывает на условия, в которых затруднено осаждение карбоната кальция. Палеоценоз с увеличением численности представителей отрядов *Lituolida*, *Trochamminida*, *Astrorhizida*, *Textulariida*, *Ataxophragmiida* и *Ammodiscida* занимал все более глубокие части бассейна. Принимая конкретные глубинные зоны, предложенные В. Берггреном [19], можно оценить область обитания данной группы бентосных фораминифер как нижнюю неритическую–верхнюю батиальную (т.е. 150–350 м) (рис. 2).

Видовое разнообразие и соотношение известкового и агглютинирующего бентоса в юрском и нижнемеловом комплексах достаточно существенно отличаются (рис. 3, 4). В средней-поздней юре в сообществе доминирует известковый бентос при подавляющем преобладании представителей отряда *Lagenida* и незначительном присутствии представителей отрядов *Polymorphinida* и *Rotaliida*. Агглютинирующий бентос представлен лишь несколькими видами родов *Ammodisculites* и *Harporhagmoides*. Для юры соотношение известкового и агглютинирующего бентоса оценено и визуализировано по трем группам фораминифер: лагенидам, остально-

му известковому бентосу и агглютинирующим фораминиферам (рис. 5). Динамика этих трех групп показана отдельно, т.к. каждая из них является батиметрическим индикатором [11]. В раннем мелу лагениды утратили доминирующую роль, уступив ее представителям агглютинирующего бентоса, поэтому на количественной кривой изображено процентное соотношение агглютинирующего и известкового бентоса без разделения на отряды (рис. 6).

После проведенного анализа экологических особенностей исследованного сообщества фораминифер, количественных подсчетов численности, родового и видового разнообразия выполнено расчленение разреза скв. 1 на палеобатиметрические зоны с построением батиметрических кривых.

Вариации динамики общей численности популяции и разнообразия бентосных фораминифер в разрезах секвенций легли в основу выделения важнейших секвенс-стратиграфических элементов [22, 29]. По пиковым значениям трех перечисленных параметров проведены поверхности максимумов трансгрессий, разделяющие трансгрессивные системные тракты и тракты высокого стояния [28, 32, 33].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

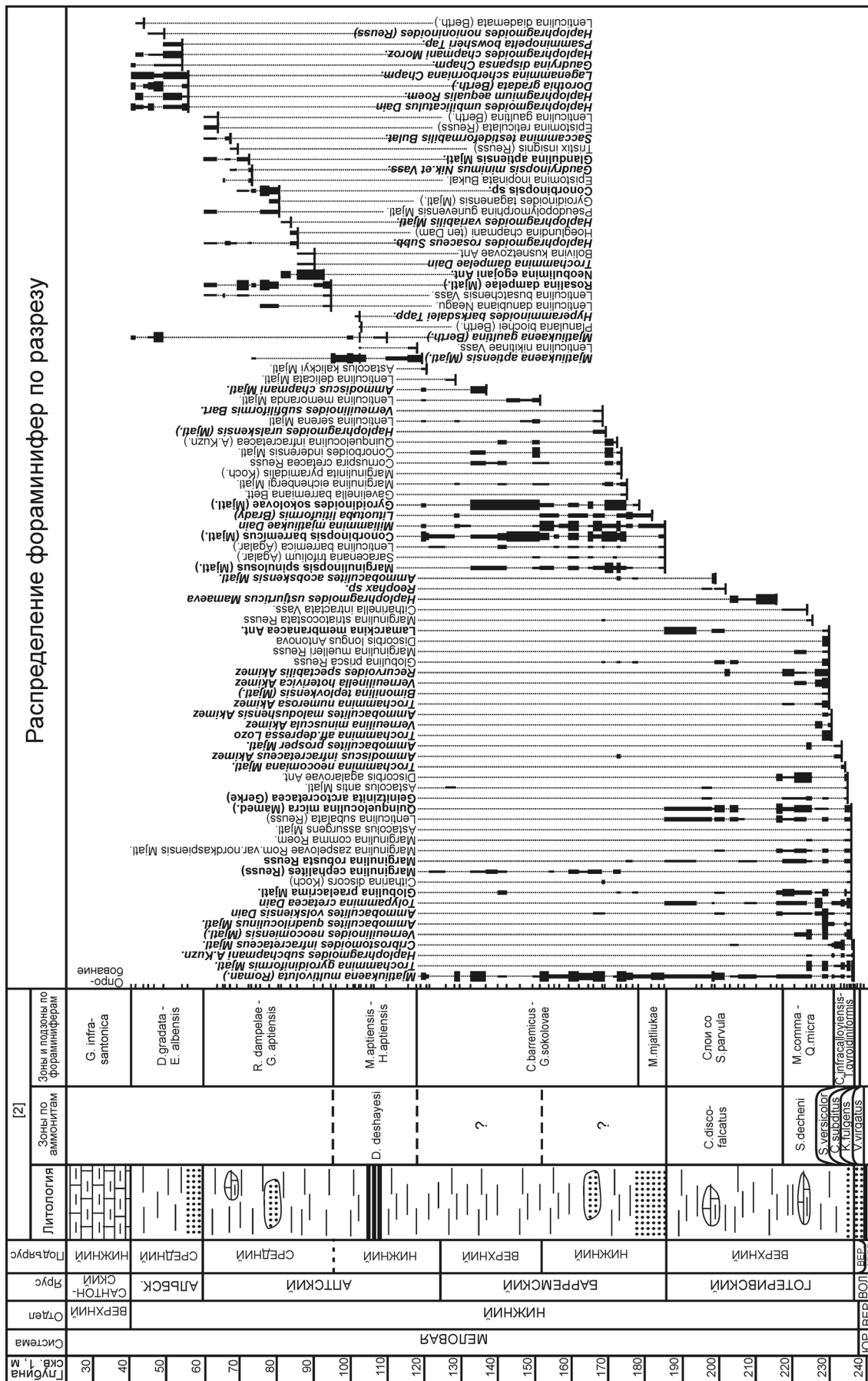
### Численность фораминифер в микрофаунистических пробах

По разрезу бат-среднекелловейской секвенции, мощностью 58.8 м, отобрано 37 образцов. Количество экземпляров фораминифер варьирует от 0 до 97 (рис. 5). В 21 образце из батских и нижнекелловейских слоев микрофауна не обнаружена.

Для нижнего келловей, представленного неравномерно алевритистыми безы известковистыми глинами, характерно менее 20 экземпляров на образец. Лишь на глубине 310.8 м численность скачкообразно увеличивается до 52. Пикообразный максимум (97 особей) популяции установлен в верхах нижнего келловей, на глубине 297.5 м.

Среднекелловейская пачка оолитовых мергелей, мощностью 1.4 м, охарактеризована тремя образцами, из которых нижние два содержат фораминиферы. Численность их составляет 27 и 75 экземпляров, соответственно.

По разрезу верхнекимеридж-волжской секвенции, вскрытой в интервале 237.4–296.0 м (мощностью 58.6 м), отобрано 40 образцов, из которых в 35 установлены фораминиферы. Численность их имеет общую тенденцию к увеличению снизу вверх по разрезу. В базальной глинистой пачке верхнего киммериджа численность фораминифер минимальна для секвенции и составляет 13–80 экземпляров. В перекрывающих верхнекимериджских-нижневолжских мергелях динамика численности носит изменчивый характер, резко варьируя от 17–43 особей до 90–120.



**Рис. 4.** Распределение фораминифер по разрезу нижнего мела Татарско-Шатрашанской свк. №1. Условные обозначения на рис. 3.



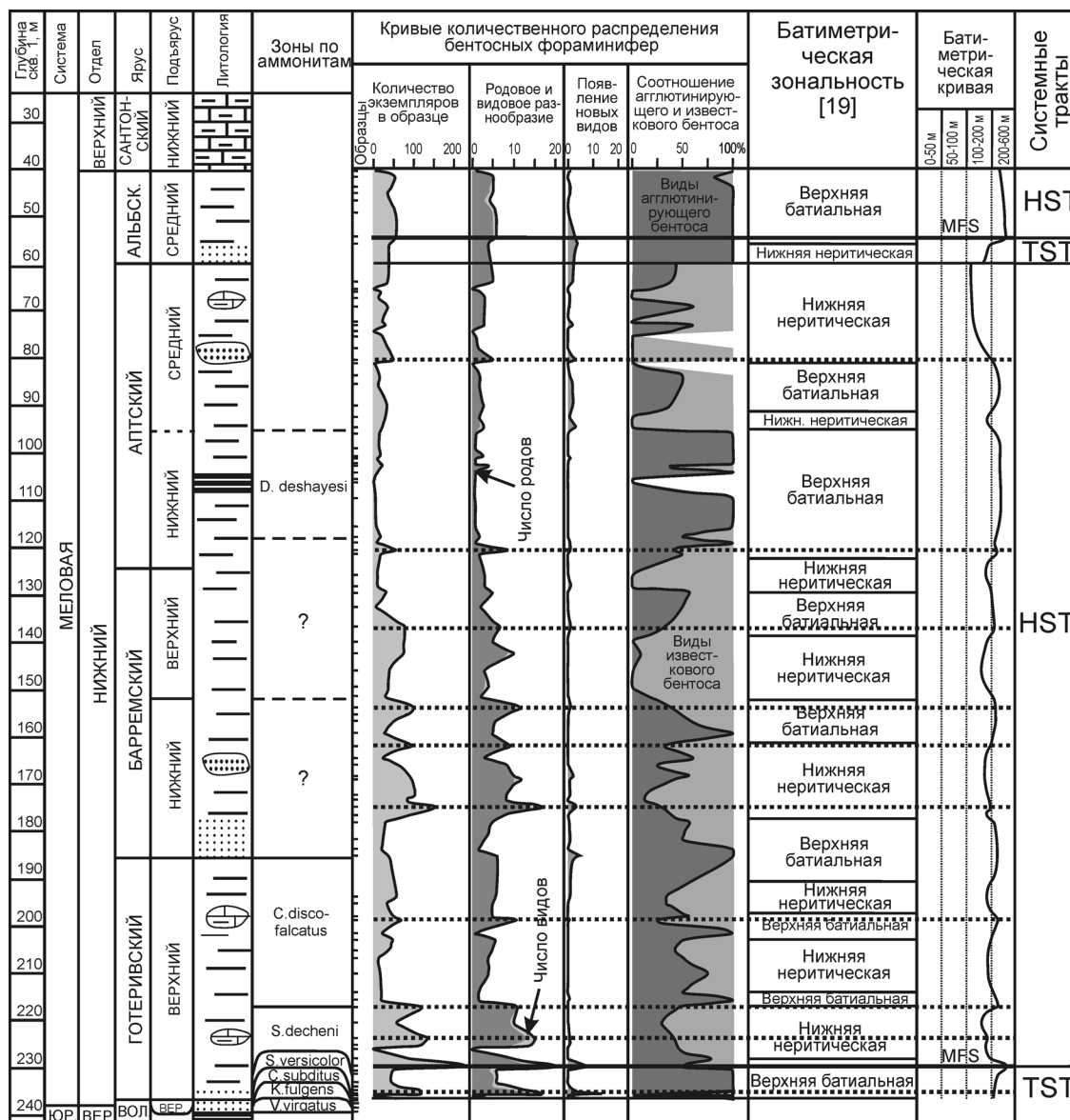


Рис. 6. Количественное распределение бентосных фораминифер по нижнемеловому разрезу, батиметрическая зональность и системные тракты.

Условные обозначения на рис. 3, 5.

По разрезу верхнегоготеривской-среднеаптской секвенции, вскрытой в интервале 59.0–237.4 м (мощностью 178.4 м), отобрано 92 пробы, в 84 из которых обнаружена микрофауна. Количество экземпляров заметно уменьшается снизу вверх по разрезу, варьируя от 3 до 225 (рис. 6).

Верхний готерив представлен темно-серыми безызвестковистыми глинами с редкими пластовыми конкрециями мергелей и алевролитов. Наибольшая численность фораминифер (21–225 экземпляров) установлена в нижней половине верхнего готерива, соответствующей зоне *decheni*. Максимум – 225 экземпляров – выявлен на глубине 229.9 м. На границе аммонитовых зон *decheni* и *discofalcatus* количество фораминифер резко снижается, со-

ставляя 12–71 экземпляров. В готеривской части разреза, помимо всплеска с максимальной численностью, выявлены 4 промежуточных пикообразных увеличения популяции.

В перекрывающих барремских темно-серых безызвестковистых глинах (с прослоями глауконит-кварцевых алевролитов) численность популяции вновь несколько возрастает и варьирует от 6 до 109 экземпляров. В барреме установлено 4 скачкообразных увеличения численности.

В аптских темно-серых безызвестковистых глинах количество экземпляров минимально для секвенции – от 3 до 50, а в битуминозных глинах и мергелях “аптской плиты” фораминиферы не установлены.

Среднеальбская секвенция, вскрытая в интервале 40.4–59.0 м (мощностью 18.6 м), представлена темно-серыми безызвестковистыми глинами с прослоями песков и опок. Все 8 микрофаунистических проб, отобранных по данной части разреза, содержат фораминиферы. Численность популяции варьирует от 3 до 58 экземпляров, максимум зафиксирован на глубине 54.5 м.

### Биоразнообразие

Динамика родового и видового разнообразия, а также числа вновь появляющихся видов фораминифер практически синхронна изменению численности как юрского, так и раннемелового фораминиферных сообществ (рис. 5, 6).

Наибольшее количество родов (8), видов (14) и новых видов (4), выявленных в бат-среднекелловейской секвенции совпадает с максимумом численности, отмеченном на глубине 297.5 м.

Аналогичная картина синхронности этих трех параметров отмечается и для верхнекиммеридж-волжской секвенции. Пиковые значения численности фораминифер сопровождаются резким ростом числа родов, видов и вновь появившихся видов. Максимум палеопопуляции (246.6 м) отмечен не только наибольшим количеством особей, но и высочайшим биоразнообразием, достигнувшем 25 видов, относящихся к 15 родам.

Данная закономерность сохраняется и в нижнемеловой части разреза. Максимальное число фораминифер (225), установленное для верхнеготеривской-среднеаптской секвенции на глубине 229.9 м, совпадает со скачкообразным увеличением родового и видового биоразнообразия до 20 видов, принадлежащих 13 родам.

### Состав и экологические особенности обитания фораминиферного сообщества

Важнейшей особенностью исследованной ассоциации юрских и раннемеловых фораминифер является полное отсутствие планктонных форм. Это первый признак относительной мелководности бассейна, замеченный исследователями уже довольно давно. Так, еще в 1955 году Т. Гримсдейл и Ф. Морховен [20] указывали, что число планктонных фораминифер увеличивается с глубиной. Например, на глубине 750 м, по данным этих авторов, число планктонных форм составляет 80%. Однако следует учитывать, что ниже глубины карбонатной компенсации это правило не работает из-за растворения известковых раковин [31]. В изученном разрезе не найдены и свидетельства усиления влияния поверхностных течений, которыми могли заноситься планктонные фораминиферы из открытого океана [11]. Вероятнее всего, это было связано с некоторым углублением бассейна. Подобные эпизо-

ды возникали в оксфордском веке на востоке Русской плиты, когда планктонные формы составляли 5–10% общей численности фораминифер.

Как отмечалось выше, сообщество юрских фораминифер северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба представлено преимущественно известковым бентосом. Господствующее положение занимали представители отряда Lagenida (рис. 3, 5) – лентикулины, планулярии, астакулосы, лингулины, денталины, гейнитзиниты, псевдонодозарии, маргинулины, маргинулинописисы, денталины, сарациннии, цитаринны, цитаринеллы, тристиксы, нодозарии, бояркеллы, лагены). Лагениды отличаются не только большим разнообразием родового и видового составов, но и массовостью экземпляров. Особенно заметно доминирование лагенид установлено для нижне-среднекелловейской и средне-волжской части разреза. Видовой состав остального известкового бентоса представлен представителями отрядов Rotaliida (эпистомины, псевдоламаркины, паулины, хеглундины, конорбоидесы, мионовеллы), Polymorphinida (гуттулины, глобулины, рамулины), Miliolida (квинквелокулины, сигмоилиниты, нубекулярии) и Spirillina (милиоспиреллы, спириллины) с преимущественным развитием одного-двух родов, но, как правило, большой численности. Если нижне- и среднекелловейская часть разреза характеризуется относительно стабильным процентным отношением упомянутого комплекса на фоне общего биоразнообразия фораминифер, то в верхнекиммериджской-волжской секвенции оно сильно меняется по разрезу. Четко выделяется базальный верхнекиммериджский глинистый интервал с явным преобладанием рода Epistomina в палеопопуляции. Выше по разрезу, в верхнекиммериджских-средневолжских мергелях и битуминозных алевролитах, процентный вклад числа видов – представителей отрядов Rotaliida, Polymorphinida и Miliolida в сообщество фораминифер – скачкообразно варьирует от 0 до 60%.

Агглютинирующий бентос юры представлен родами Ammobaculites, Haplophragmoides, Haplophragmium (отряд Lituolida), Trochammina (отряд Trochamminida), Lagenammia (отряд Astrothizida). В нижневолжской части разреза популяция пополняется родами Verneuilinoides (отряд Ataxophragmiida) и Spiroplectammina (отряд Textulariida). Процентное отношение числа агглютинирующих видов в бентосной ассоциации весьма невелик: в нижнекелловейских осадках – не более 17, в верхнекиммериджских и нижневолжских достигает 20, в среднем по разрезу – 3–10 процентов.

В раннемеловом фораминиферном сообществе преобладание известкового бентоса (50–100%) отмечается лишь в отдельных интервалах разреза (рис. 4, 6) – в верхней половине зоны decheni, в средней части баррема и в среднем апте. В его составе так же, как и в юрском известковом бенто-

се, преобладают лагениды: лентиккулины, астаколусы, маргинулины, маргинулиниты, маргинулинопсисы, цитарины, цитаринеллы, гейнитзиниты, сараценарии, планулярии, псевдополиморфины, ден-талины. Подчиненную роль играют представители отрядов Polymorphinida (глобулины, glandулины), Rotaliida (дискорбисы, ламаркины, конорбинопсисы, конорбоидесы, гироидиноидесы, гавелинеллы, розалины, необулимины, боливины, эпистомины), Miliolida (квинквелокулины) и редко – Cornuspirida (корнуспиры). Данное соотношение отрядов в целом достаточно выдержано по разрезу.

Весьма многообразен раннемеловой агглютинирующий бентос. Содержание его составляет 100% популяции в основании и терминальных слоях верхнего готерива, нижнем апте и среднем альбе, а в среднем по нижнемеловому разрезу – не менее 30–40%. Основу данной группы фораминифер составляют представители отрядов Lituolida (хаплофрагмоидесы, хаплофрагмиумы, аммобакулитесы, кривостомоидесы), Trochamminida (трохаммины), Astrorhizida (лагенаммины, саккаммины, гиперамминоидесы), Textulariida (милиаммины, бимонилины, гаудринописисы, доротии, псамминопелты), Ataxophragmiida (вернеулиноидесы, вернеулины, вернеулинеллы, гаудрины), Ammodiscida (мятлюкаены, аммодискусы, толипаммины, литуотубы).

#### **Реконструкция палеоглубины, поверхностей максимумов трансгрессий и системных трактов**

Экологические особенности обитания фораминифер, состав сообщества и расчет количественных параметров популяции явились основой для моделирования батиметрического расселения фораминифер в среднеюрском-раннемеловом бассейне на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба (рис. 2) [7]. Разбивка средне-верхнеюрского и нижнемелового разрезов на батиметрические зоны выполнена с учетом всех проанализированных параметров фораминиферной популяции (рис. 5, 6). Существенным фактором, который надо учитывать при оценке качества приведенных построений, является большое количество выявленных в разрезе (и скрытых) крупных (на уровне аммонитовых фаз) и менее значительных гиатусов.

Для нижней половины бат-среднекелловейской секвенции, в которой фораминиферы не установлены, оценка палеоглубины проведена путем интерпретации литологического состава с увязкой батиметрических данных, полученных по верхней половине разреза. Батиметрическая кривая демонстрирует достаточно плавное углубление бассейна в бат-среднем келловее от береговой линии до середины верхней батиали, т.е. от 0 до 250 м. Максимальная глубина бассейна (300 м) отмечена в конце раннего келловья наибольшей численностью и разнообразием фораминифер. Данный максимум глу-

бины соответствует положению поверхности максимума трансгрессии (MFS) второго порядка, иначе говоря, – это уровень наибольшей для данной секвенции глубины бассейна. Нижнекелловейская MFS разделяет бат-нижнекелловейский песчано-глинистый трансгрессивный системный тракт (TST) и среднекелловейский оолитово-мергельный тракт высокого стояния (HST). **Формирование** событийной пачки оолитовых мергелей, таким образом, происходило на глубине порядка 250 м и не вызвано резкими эвстатическими флуктуациями.

Плавное увеличение глубины бассейна в бат-среднем келловее сопровождалось двумя эпизодами промежуточного незначительного углубления, реконструированными в батском веке и во второй половине раннего келловья. Последний из приведенных промежуточных максимумов проводится по всплеску биоразнообразия и численности фораминифер, возникшему при углублении бассейна до верхней части верхней батиали. Подтверждением этого является появление в комплексе фораминифер агглютинирующих родов – *Ammobaculites* и *Haplophragmoides*. **Промежуточные максимумы** углубления соответствуют поверхностям максимумов трансгрессий третьего порядка и разделяют высокоранговые TST и HST.

Батиметрическая кривая, построенная по разрезу верхнекимериджской-волжской секвенции, отличается меньшей плавностью. Изменения глубины бассейна происходили с большей частотой, чем в бат-келловее. Проведенные реконструкции позволяют предполагать, что преобладающая глубина находилась в пределах 100–200 м, что соответствует нижней неритической зоне. В более мелководных условиях отлагались базальные и терминальные слои секвенции. Наибольшая глубина, соответствующая средней части верхней батиали (около 300 м), фиксируется по максимуму численности, биоразнообразия и числа вновь появившихся видов, отмеченному в мергелях на рубеже нижней и средневолжского подъярусов. Данный максимум является основанием для проведения MFS второго порядка, разделяющей верхнекимериджский-нижневолжский глинисто-мергельный TST и битуминозно-сланцевый средневолжский HST.

В пределах верхнекимериджского-нижневолжского TST достаточно уверенно выделяется 6 промежуточных всплесков биоразнообразия, численности и новых видов фораминифер, каждый из которых соответствует погружению дна бассейна в область верхней батиали (рис. 5). Подтверждением наступления эпизодических углублений является увеличение именно в этих интервалах разреза процента агглютинирующих видов – *Haplophragmium monstratum*, *Haplophragmium dervisae*, *Ammobaculites verus*, *Ammobaculites haplophragmioides* и *Trochammina infida*. **Этапы обмеления до уровня** средней неритической зоны совпадают с увеличением

процента мелководного известкового бентоса родов *Epistomina*, *Pseudolamarckina* и др.

Особое внимание в рассматриваемом разрезе привлекает средневожская пачка битуминозных сланцеватых алевролитов, имеющая широкое распространение на востоке Русской плиты. Она трансгрессивно залегает на разновозрастных образованиях оксфорда, киммериджа и вожского яруса [14]. Существует несколько предположений о природе данной событийной пачки, наиболее распространенным из которых считается влияние короткопериодного, но высокоамплитудного эвстатического цикла с резким падением уровня моря, вызвавшим осушение и заболачивание восточной части платформы [1, 35]. Затем последовала резкая трансгрессия с усилением биопродуктивности, углублением бассейна и развитием аноксии.

Выполненные нами построения позволяют несколько скорректировать вышеприведенные заключения. Анализ количественных параметров фораминиферового сообщества подтверждает обмеление бассейна в конце ранневожского времени до глубины 80–100 м. Но максимальное развитие трансгрессии и углубление бассейна до 250 м произошло не в начале средневожской фазы *panderi*, а несколько ранее, еще в ранневожское время. С началом же фазы *panderi*, согласно нашим построениям, связан этап очередного обмеления до глубин порядка 100 м. Именно в этих условиях мелкого моря формировались битуминозные средневожские сланцы, а на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба – это в основном рассланцованные алевролиты – показатели мелких глубин. Мелководность (до 100 м) средневожского моря на Русской плите именно в фазу *panderi* была отмечена Н.М. Страховым [13] и подтверждена И.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазоновым [10]. Обмеление бассейна на фоне одновременно развивающейся трансгрессии – достаточно редкое явление. На возможность такого результата совместного воздействия глобальной эвстазии и региональной эпейрогении указывалось в ряде публикаций [3, 9]. В данном случае на глобальное падение уровня моря, с которым связано общее обмеление бассейна, наложилось региональное средневожское прогибание [5], вызвавшее растекание мелководных масс на значительные территории.

В конце вожского века глубина бассейна не превышала 50 м, а сильная активность водной среды не могла обеспечить обитание и сохранность бентосных фораминифер. Средне- и верхневожские песчаники, фрагментарно сохранившиеся от размыва на северо-востоке Ульяновско-Саратовского прогиба, представляют собой тракт низкого стояния, завершающий строение верхнекиммериджской-вожской секвенции.

Верхнеготеривская-среднеаптская часть разреза сформировалась в нижней неритической и верхней батиальной зонах (рис. 6). Об этом свидетельствует значительное количество и высокое разнообра-

зие агглютинирующих фораминифер в палеопопуляции, характерное для глубин ниже 200 м, т.е. для верхней батиали. Преобладание в отдельных интервалах разреза известкового бентоса, указывает на перемещение области осадконакопления в нижнюю неритическую зону. Таким образом, разрез был сформирован попеременно в нижней неритической и верхней батиальной зонах. При этом средняя глубина палеобассейна оценивается в 200 м.

Устойчивое смещение в верхнюю батиальную зону установлено для нижнеаптской части разреза. Фораминифероное сообщество представлено практически исключительно агглютинирующими формами, численность которых постепенно снижается, по-видимому, из-за нарастания аноксии. Пачка нижнеаптских битуминозных глин и мергелей (“аптская плита”) может соответствовать пику углубления, но в силу отсутствия в ней фораминифер, об этом можно судить лишь на уровне предположений (ориентировочно 250 м). Среднеаптские осадки отмечены признаками незначительного обмеления – в разрезе появляются прослой и линзы кварцевых песков и алевритов, несколько увеличивается численность и биоразнообразие фораминифероной популяции и начинает вновь преобладать известковый бентос. Все это свидетельствует об уменьшении глубины бассейна в среднем апте до 100–150 м.

Максимальная глубина позднеготеривского-среднеаптского бассейна (до 350 м) реконструируется для верхнеготеривских осадков, соответствующих зоне *decheni*. **Максимум численности и биоразнообразия фораминифер вызван самым интенсивным для секвенции углублением, с которым совпадает единственная MFS второго порядка. С менее значительными всплесками количества фораминифер связаны 10 промежуточных MFS (третьего порядка).** Каждая из них указывает на локальное углубление бассейна. Если всплеск численности и биоразнообразия приходится на преобладание в популяции известкового бентоса, то данная MFS соответствует углублению до основания нижней неритической зоны. При доминировании агглютинирующих фораминифер локальный численный максимум связан с углублением в пределах верхней батиальной зоны. **MFS второго порядка разделяет редуцированный верхнеготеривский TST и весьма длительный верхнеготеривский-среднеаптский HST.**

Среднеальбские осадки, по-видимому, являются более глубоководными, чем среднеаптские. Популяция фораминифер включает многочисленные и разнообразные агглютинирующие виды. Базальная – алевритистая часть секвенции скорее всего сформировалась в нижней неритической зоне. С одной стороны, литологические признаки указывают на более мелководную зону бассейна, но состав фораминифероного сообщества, представленного только агглютинирующими формами, свидетельствует

о близости верхней батиаля. Формирование среднеальбских глин происходило в условиях верхней батиальной зоны с максимальным углублением до 350 м, которое реконструируется по увеличению численности и биоразнообразия агглютинирующего бентоса. По данному максимальному для среднеальбской секвенции углублению проведена MFS второго порядка, разделяющая базальный TST и перекрывающий глинистый HST.

## ВЫВОДЫ

1. Анализ количественных параметров, рассчитанных по юрской и раннемеловой популяциям бентосных фораминифер скв. 1, в совокупности с особенностями палеоэкологии известкового и агглютинирующего бентоса, позволяет оценить вариации глубины палеобассейна и построить батиметрическую кривую.

2. Северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба в средней-поздней юре представлял собой участок эпиконтинтального шельфового моря со средними глубинами 100–200 м, с углублениями на отдельных этапах до 250 м и обмелениями до 0–50 м. В раннем мелу средняя глубина бассейна составляла 200 м, периодически уменьшаясь до 150 м и увеличиваясь до 350 м.

3. Глубина бассейна, в котором происходило формирование среднеюрской песчано-глинистой секвенции, постепенно увеличивалась от 0 (в бате) до 250 м (в среднем келловее). Область осадконакопления сначала находилась на суше, а к среднему келловее сместилась в верхнюю батиаля. Максимальная глубина (300 м) фиксируется в конце раннего келловее. Среднекелловейские оолитовые мергели сформировались на глубине не более 250 м.

4. Верхнекиммериджские-волжские осадки отлагались преимущественно в нижнеритической-верхнебатиаляльной области шельфа (100–250 м). Максимальная глубина бассейна (около 300 м) реконструируется в конце ранневолжского времени. За этим достаточное резким углублением в средневолжское время последовало трансгрессирующее обмеление, сопровождавшееся аноксией. Данные процессы способствовали формированию пачки битуминозных сланцев, пользующейся региональным распространением. В конце средневолжского-поздневолжском времени глубина бассейна не превышала 50 м.

5. Верхнеготеривские-среднеаптские глины формировались в нижней неритической и верхней батиаляльной зонах, глубина бассейна незначительно варьировала относительно отметки 200 м, в целом оставаясь постоянной. Наиболее существенное углубление (до 350 м) произошло в фазу *decheni*, после чего последовала относительная стабилизация глубины. Нижнеаптская битуминозная пачка сформировалась в верхней батиаляльной зоне на глубине порядка 250 м.

6. Среднеальбские отложения являются более глубоководными, чем подстилающие среднеаптские. Базальные слои среднего альба отлагались в нижней неритической зоне, затем произошло углубление бассейна и смещение области осадконакопления в верхнюю батиаля. Максимум глубины, зафиксированный в нижней половине среднеальбского разреза, оценивается в 350 м.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврилов Ю.О., Копяевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 4. С. 3–14.
2. Зорина С.О. Опорный разрез средней юры–мела Татарско-Шатрашанской скважины 1 (северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба) // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. 2005. № 1. С. 70–80.
3. Зорина С.О. О взаимосвязи литологического строения морских осадочных разрезов с эвстатическими колебаниями и тектоническими движениями // Отечественная геология. 2007. № 6. С. 52–55.
4. Зорина С.О. Стратиграфия средне- и верхнеюрских отложений востока Русской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 3. С. 32–41.
5. Зорина С.О. Цикло- и секвенс-стратиграфия средне-, верхнеюрских отложений востока Русской плиты // Стратиграфия и седиментология нефтегазовых бассейнов. 2008. № 1. С. 31–49.
6. Зорина С.О. Секвенс-стратиграфия нижнемеловых отложений востока Русской плиты // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 5. С. 566–575.
7. Зорина С.О., Старцева Г.Н. Палеоэкология бентосных фораминифер и палеобатиметрическая зональность юры по разрезу Татарско-Шатрашанской скважины 1 // Новые идеи в науках о Земле: тез. докл. IX Междунар. конф. Т. 1. М.: РГГРУ, 2009. С. 58.
8. Кузнецова К.И. Дифференциация фораминиферных сообществ и динамика их систематического состава в юрское время // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 1. С. 36–48.
9. Рубан Д.А. Соленакпление в трансгрессирующих бассейнах // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: мат-лы 5-го Всерос. литологического совещ. Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 207–209.
10. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Труды ВНИГНИ. Вып. LXII. Л.: Недра, 1967. 260 с.
11. Старцева Г.Н. К вопросу о палеоэкологии позднеюрских фораминифер Среднего Поволжья // Образ жизни и закономерности расселений современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 201–204.
12. Старцева Г.Н. Детальное расчленение верхнеюрских отложений Среднего Поволжья по данным изучения фораминифер // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 30–40.
13. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с. Т. 2. 574 с.
14. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы / С.П. Яковле-

- ва, ред. Объясн. записки. СПб.: ВНИГРИ, 1993. 28 листов, 71 с.
15. *Bandy O.L.* Distribution of foraminifera, radiolaria, and diatoms in the sediments of the Gulf of California // *Micropaleontology*. 1961. V. 7, № 1. P. 1–26.
  16. *Bandy O.L., Arnal R.E.* Distribution of Recent foraminifera of west coast of Central America // *AAPG Bull.* 1957. V. 41, № 9. P. 2037–2053.
  17. *Bandy O.L., Rodolfo K.S.* Distribution of foraminifera and sediments, Peru-Chile Trench Area // *Deep Sea Research*. 1964. V. 11. P. 817–837.
  18. *Beavington-Penney S.J., Racey S.* Ecology of extant Nummulitids and other larger benthic foraminifera: Applications in paleoenvironmental analysis // *Earth-Science Reviews*. 2004. V. 67. P. 219–265.
  19. *Berggren W.A.* Marine micropaleontology: An introduction // *Introduction to Marine Micropaleontology* / B.U. Haq and A. Boersma (Eds.) Elsevier, 1978. P. 1–17.
  20. *Grimsdale T.F., Morkhoven F.P.C.M.* The ratio between pelagic and benthic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks // 4<sup>th</sup> World Petroleum Congress. Proc. Sec. I/D. Paper 4. P. 473–491.
  21. *Hallock P., Glenn E.C.* Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis for Cenozoic depositional carbonate facies // *Palaos*. 1986. V. 1. P. 55–64.
  22. *Hentz N.P., Zeng H.* High-frequency Miocene sequence stratigraphy, offshore Louisiana: Cycle framework and influence on production distribution in a mature shelf province // *AAPG Bull.* 2003. V. 87, № 2. P. 197–230.
  23. *Ingle J.C.Jr.* Foraminiferal biofacies variation and Miocene-Pliocene boundary in Southern California // *Amer. Paleont. Bull.* 1967. V. 52, № 236. P. 211–290.
  24. *Jawad A., Fazli R.K., Shah N.K., et al.* Foraminiferal Biostratigraphy and paleoenvironments of the Paleocene Lockhart from Kotal Pass, Kohat, Northern Pakistan // *Pakistan J. Hydrocarbon Res.* 2005. V. 15. P. 9–23.
  25. *Koutsoukos E.A.M., Hart M.B.* Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, paleocommunities and trough structures: a case study from Sergipe Basin, Brazil // *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Science*. 1990. V. 81. P. 221–246.
  26. *Liu C., Browning J.V., Miller K.G., Olsson R.K.* Paleocene benthic foraminiferal biofacies and sequence stratigraphy, Island Beach Borehole, New Jersey // *Foraminiferal biofacies and sequence stratigraphy. Proceedings of the Oceanic Drilling Program, Scientific Results* / K.G. Miller and S.W. Snyder (Eds.) 1997. V. 150X. P. 267–275.
  27. *Lowman S.W.* Sedimentary facies in Gulf Coast // *AA PG Bull.* 1949. V. 33. P. 1939–1997.
  28. *Mitchum R.A., Sangree J.B., Vail P.R., Wornardt W.W.* Recognizing sequences and system tracts from well logs, seismic data, and biostratigraphy: examples from the Late Cenozoic of the Gulf of Mexico // *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications* / P.Weimer and H.Posamentier (Eds.). AAPG Memoir 58. 1993. P. 163–197.
  29. *Naish T., Kamp P.J.J.* Foraminiferal depth paleoecology of Late Pliocene shelf sequences systems tracts, Wanganui Basin, New Zealand // *Sedimentary Geology*. 1997. V. 110. P. 237–255.
  30. *Picou E.B. Jr., Perkins B.F., Rosen N.C., Nault M.J.* Gulf of Mexico basin biostratigraphic index microfossils: a geoscientists guide, foraminifers and nannofossils, Oligocene through Pleistocene: Gulf Coast Section. SEPM Foundation. 1999. Parts I and II. 215 p.
  31. *Sharma V., Takayanagi Y.* Paleobathymetric history of Late Neogene foraminiferal assemblages of the Kakegawa area, Central Asia // *Tohoku University, Sci. Rep., 2<sup>nd</sup> ser. (Geol.)*. V. 52, № 1-2. P. 77–90.
  32. *Van Wagoner J.B., Mitchum C.R., Campion K.M., Rahmanian V.D.* Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration. Series 7. 1990. 55 p.
  33. *Wescott W.A., Krebs W.N., Sikora P.J. et al.* Modern applications of biostratigraphy in exploration and production // *The Leading Edge. Geologic*. September 1998. P. 1204–1210.
  34. *Wilson J.L.* Carbonate Facies in Geologic History. Berlin: Springer Verlag, 1975. 471 p.
  35. *Zorina S.O., Ruban D.A.* Kimmeridgian-Tithonian sea-level fluctuations in the Uljanovsk-Saratov Basin (Russian Platform) // *Central European Geology*. 2007. V. 50. P. 59–78.

Рецензент Э.О. Амон

## Benthic foraminiferal biofacies, depth estimates and sequence stratigraphy of the Middle Jurassic and Lower Cretaceous deposits of Tatarsko-Shatrashanskaya borehole, Eastern Russian Plate

S. O. Zorina\*, G. N. Startseva\*\*

\* Central Scientific Research Institute of Geology of Industrial Minerals

\*\* Saratov State University

The specificity of benthic foraminifera moving during the Middle Jurassic and Earlier Cretaceous in the basin of Northeastern Uljanovsk-Saratov Depression (east of Russian Plate) is the basis for paleobathymetric modeling which is run. The dynamics of change in generic and species composition of calcareous and agglutinating community, the emergence of new species and the total population of foraminifera are studied. Graphs of changes in these parameters for the Medium-Upper Jurassic and Lower Cretaceous part of the section with bathymetric zonation are constructed. Bathymetric curves characterize the variation of depth in the basin for each of the four sequences: Bathonian-Middle Callovian, Upper Kimmeridgian-Middle Volgian, Upper Hauterivian-Middle Aptian and Middle Albian. Pointer bursts of biodiversity and abundance of foraminifera mark maximum flooding surfaces separating transgressive systems tracts and highstand systems tracts.

Key words: *benthic foraminifera, bathymetry, maximum flooding surfaces, systems tracts, Jurassic, Cretaceous, Russian Plate.*

## ХИМИЧЕСКОЕ ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ-КОНЦЕНТРАТОРОВ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ: МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

© 2010 г. С. Л. Вотьяков, В. В. Хиллер, Ю. В. Щапова, А. В. Поротников

*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7  
E-mail: votyakov@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 06.07.2010 г.

Работа посвящена развитию и совершенствованию методики химического микрозондового датирования минералов-концентраторов радиоактивных элементов – широко известной за рубежом методики СНИМЕ (**chemical Th-U-total Pb isochron method**). Реализован комплексный подход, включающий решение ряда методических аналитических, математических и кристаллохимических задач. С целью повышения воспроизводимости данных и снижения погрешности определения состава минералов-геохронометров (монацита, уранинита, торита и торианита) рассмотрены методические вопросы проведения их микрозондового анализа (оптимизация времени набора импульсов на аналитических пиках U, Th и Pb, учет поправок на влияние матрицы и др.). На основе вычислительного эксперимента по моделированию поведения временной эволюции модельной статистической U-Th-Pb-системы при варьировании всех ее основных характеристик (начального содержания и соотношения U и Th, их среднеквадратичных отклонений, наличия нерадиогенного и потерь радиогенного Pb – степени конкордантности-дискордантности системы, количества ее статистических реализаций и др.) детально исследована процедура датировки в рамках четырех альтернативных подходов; проанализированы проблемы повышения объективности анализа с возможностью отбраковки недостоверных результатов, сформулированы условия, при которых могут быть получены корректные возрастные определения. Показано, что для корректной датировки необходим комплексный подход, включающий использование нескольких различных методов обсчета, и сравнение получаемых возрастов. Развитые математические подходы для получения, обработки и анализа химических данных использованы при изучении ряда Th-U-минералов (монацитов, уранинитов, торитов и торианитов) из различных геологических объектов Урала и прилегающих территорий: выполнено их элементное картирование, изучен химический состав в выделенных точках, проведены расчеты возрастов. С целью повышения объективности методики изохронного химического датирования и возможности отбраковки недостоверных результатов исследованы кристаллохимические особенности минерала-геохронометра монацита (на примере пробы из гранитных пегматитов Адуйского массива, Средний Урал): выполнен детальный анализ зональности в распределении элементов, рассмотрены схемы гетеровалентного изоморфизма катионов Th и U (чералитовый и хаттонитовый), а также вопросы замкнутости Th-U-Pb-системы минерала.

Ключевые слова: *монацит, уранинит, химическое микрозондовое датирование, элементное картирование, кристаллохимия, изоморфизм, вычислительный эксперимент.*

### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в связи с развитием техники электронного микрозондового анализа и созданием программ численного обсчета аналитических данных получил новый импульс в своем развитии метод изохронного химического датирования U-Th-Pb-содержащих минералов – монацита, ксенотиима, сфена и др., известный в зарубежной литературе как метод СНИМЕ (**chemical Th-U-total Pb isochron method**). Возрастающая популярность метода, на что указывает рост числа соответствующих публикаций, обусловлена его простотой, доступностью и низкой себестоимостью единичного анализа. В работах нескольких групп из Франции, Японии, Германии и США метод активно используется

для датировки различных геологических объектов; в России известны лишь единичные публикации по данной проблематике [1]. Теоретическое обоснование методики СНИМЕ приведено в работах [24, 30]; при этом неоднократно отмечалась удовлетворительная сходимость результатов химического датирования с изотопными данными (см. например, [11, 31]). Однако, несмотря на более чем пятнадцатилетнюю историю современного развития метода СНИМЕ, и в настоящее время остаются нерешенными три основные группы проблем. Первая связана с его аппаратурной реализацией, пробоподготовкой, выбором стандартов и др. (см., например, [19]). Большой проблемой при датировании остается высокая погрешность определения возраста, достигающая  $\pm 45$  млн. лет для объектов с возрастом от 0.3

до 3 млрд. лет [8], а также проблема воспроизводимости данных. Все это создает трудности при петрогенетической интерпретации получаемых результатов, а в ряде случаев – полную невозможность их использования; заметим, что при оценке возраста в 300 млн. лет, погрешность определения в  $\pm 45$  млн. лет представляется совершенно неудовлетворительной. Высокая неоднозначность (и погрешность) определения возраста возникает из-за низкой точности определения на микрозонде Pb (и в меньшей степени Th и U). **Заметим, что в монаците, сфене и других U-Th-Pb-минералах даже при относительно высоких содержаниях этих элементов (PbO до 3–4, ThO<sub>2</sub> до 14, UO<sub>2</sub> до 25 мас. %) погрешность составляет не ниже 1, 0.3 и 0.5 отн. %, соответственно.** Кроме того, ряд минералов (пирохлор, монацит, ксенотим и др.) отличаются сложным переменным составом, а в ряде случаев – достаточно низким содержанием Pb, сопоставимым с пределом обнаружения этого элемента на микроанализаторе. Вследствие этого для каждого минерала приходится подбирать “индивидуальные” условия анализа, а также увеличивать продолжительность их единичного определения, что приводит к выгоранию под пучком поверхности образца и искажению аналитических данных. В некоторых случаях зерна минералов не превышают 5–10 мкм, что не допускает проведения параллельных измерений.

Вторая группа проблем, возникающих при датировании, связана с выбором схемы обсчета экспериментальных данных. На сегодня реализованы четыре основных альтернативных расчетных метода: датирование из единичного анализа в точке [24], из Me\*-Pb-изохроны (здесь Me\* = Th\* и U\* – некоторые “модифицированные” содержания этих элементов [30]), из расчета U/Pb и Th/Pb-возрастов с использованием представления аналитических данных в трехмерном Th-U-Pb-пространстве [25] или на упрощенной двумерной Th/Pb-U/Pb-изохронной диаграмме без поправки на нерадиогенный Pb [8]. Ранее неоднократно предпринимались попытки решить проблему несоответствия датировок при разных обсчетах аналитических данных (см., например [8]) на основе анализа экспериментальных результатов для U-Th-минералов из различных геологических объектов – магматических, метаморфических и других типов пород. Однако при этом решались лишь отдельные частные вопросы несогласованности датировок по некоторым конкретным пробам. Представляется, что этот подход, основанный на переборе случайных образцов с неопределенной временной эволюцией их U-Th-Pb-системы, лишь в отдельных случаях датированных по изотопным данным, носит частный характер и малопродуктивен в силу того, что он не может исчерпать все возможные случаи привноса-потери свинца, смешения разновозрастных подсистем и др. Общее решение задачи остается открытым. Представляется

перспективным использовать для ее решения анализ временной эволюции некой модельной статистической U-Th-Pb-системы.

Третья группа проблем связана с анализом замкнутости изотопной U-Th-Pb-системы минералов и исследованием кристаллохимии этих ионов как основы для обоснования и геологической интерпретации датировок. В этом направлении еще предстоит решить многие задачи, сделаны лишь самые первые шаги, причем внимание сосредоточено, в основном, на одном минерале-геохронометре – монаците (LREE)PO<sub>4</sub>, здесь LREE – преимущественно легкие трехвалентные лантаноиды Ce, La, Nd, Pr: для него изучены особенности гетеровалентного изоморфизма четырехвалентных катионов U и Th, показано существование двух типов замещения (чералитового и хаттонитового) показано, что искажение или полная “переустановка” U-Th-Pb-системы минерала под действием внешних воздействий (температура, давление, химические реакции, радиационное повреждение), в принципе, могут быть диагностированы по особенностям состава, кристаллохимии и текстуры микрокристаллов (см. [28, 29, 31, 32]). Нарушения замкнутости U-Th-Pb-системы или ее полная переустановка, приводящие к дискордантности возраста монацита, могут происходить вследствие как диффузионных потерь радиогенного Pb, так и рекристаллизации минерала или его растворения-осаждения. Роль диффузионного механизма (термически активированных “прыжков” ионов Pb между вакансиями) обычно оценивается в рамках понятия “температуры закрытия” системы, определяемой как “температура изотопной системы в момент времени, соответствующий ее измеряемому возрасту” [12] или как “температура, при которой диффузия уменьшается настолько, что ее вклад не может быть обнаружен при заданном разрешении аналитического метода” [32]. В данном подходе эта температура – функция энергии активации и частотного фактора диффузии, скорости охлаждения, геометрической формы кристалла и диффузионной длины, в частности, для зерен монацита размером 10–100 мкм температура закрытия оценивается в 720–750°C при скорости охлаждения 20°/млн. лет [10]. Имеются экспериментальные данные [5–7, 15, 22] для коэффициентов диффузии Pb, а также Th и PЗЭ; показано, что диффузионные изменения состава фиксируются только после продолжительной выдержки при температуре не ниже 800°C, что свидетельствует о малой величине диффузионного вклада в нарушение замкнутости системы. Этот вывод согласуется с существованием резких, не измененных диффузией, зонных границ в монацитах (даже высокотемпературных), а также с сохранностью древних возрастов у метаморфических проб [32]. При температурах, меньших температуры закрытия, нарушение замкнутости U-Th-Pb-системы возможно при ре-

кристаллизации или при растворении-осаждении монацита, протекающих уже при 350–550°C [29]. Экспериментально показано [27], что растворение-осаждение монацита во флюидах различного состава приводит к изменению содержания **Pb на периферии кристаллов**, при этом, на его поверхности происходит рост новых фаз, обогащенных нерадиоогенным **Pb, в результате чего для таких проб характерны дискордантные датировки с завышением возраста**. Таким образом, если первичный **Pb сохраняется в решетке монацита при рекристаллизации или заново входит в нее**, то датировки дают возраст рекристаллизационного события, превышающий реальный возраст. Напротив, если **Pb удаляется из решетки и не входит в структуру рекристаллизованного монацита**, то изотопная система полностью переустанавливается, и измеренный возраст данной области кристалла соответствует возрасту его преобразования.

Подводя итоги, следует констатировать, что и в настоящее время актуальны исследования по анализу различных вкладов в погрешность определения возраста, по решению вопросов, связанных с повышением воспроизводимости данных, объективности их анализа с возможностью отбраковки недостоверных результатов. Представляется перспективным использование для этой цели не только экспериментальных микрозондовых данных по разным минералам, но и вычислительного эксперимента по моделированию поведения статистической конкордантной-дискордантной U-Th-Pb-системы минералов во времени с последующим расчетом ее возраста и погрешности его определения, основанного на полученных моделированием концентрациях U, Th и Pb.

### ЦЕЛЬ РАБОТЫ

Целью работы является развитие методики химического микрозондового датирования минералов-концентраторов радиоактивных элементов. Для достижения поставленной цели реализован комплексный подход, включающий решение следующих задач:

совершенствование аналитической процедуры микрозондового анализа минералов, повышение воспроизводимости данных;

развитие математических подходов для обработки аналитических геохронологических данных на основе вычислительного эксперимента по моделированию поведения временной эволюции модельной статистической U-Th-Pb-системы при варьировании всех ее основных характеристик (начального содержания и соотношения U и Th, их среднеквадратичных отклонений, наличия нерадиоогенного и потерь радиоогенного Pb, количества статистических реализаций системы и др.);

изучение особенностей кристаллохимии и изоморфизма ионов U и Th в структуре монацита; по-

вышение объективности методики изохронного химического датирования с возможностью отбраковки недостоверных результатов;

приложение результатов для датирования минералов-концентраторов U и Th (на примере проб из ряда геологических объектов Урала и прилегающих территорий).

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ И МИНЕРАЛЫ

Исследованы U-Th-минералы (монацит, уранинит, торит, торианит) из различных геологических объектов Урала и прилегающих территорий – магматических, метаморфических и других типов пород. Проанализированы крупные зерна (размером до 0.6 см) монацитов-(Ce) из гранитных пегматитов Адуйского массива (проба В.А. Губина) и обрамления Ильменогорского щелочного массива (пробы В.А. и В.И. Поповых из копии 244 и Блюмовской копии № 50, их детальное минералогическое описание приведено в [2]). Изучены ураниниты и монациты из гранитоидов Первомайского, Суондукского и Джабыкского массивов (пробы Т.А. Осиповой); ураниниты из гранитоидов доюрского фундамента Западной Сибири (пробы К.С. Иванова), а также из кварц-сульфидных жил Пышминско-Ключевского месторождения (пробы В.В. Мурзина). В изученных геологических объектах минералы слагают мелкие индивиды размером до 5–10 мкм и образуют акцессорную вкрапленность. Исследован торит из гранитоидов доюрского фундамента Западной Сибири (пробы К.С. Иванова); минерал отмечается в виде акцессорной вкрапленности зерен размером до 50 мкм, причем большая часть проб метамиктна, нами изучались только “свежие” ториты. Изучены торианиты из карбонатитоподобных пород доломитового состава Карабашского гипербазитового массива (пробы Ю.В. Ерохина); они слагают мелкую вкрапленность размером не более 10–15 мкм.

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОБОРУДОВАНИЕ

Анализ химического состава минералов выполнен на микроанализаторе SX 100 (Самеса) на пяти волновых спектрометрах при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе поглощенных электронов на цилиндре Фарадея 250 нА; угол отбора рентгеновского излучения волновыми спектрометрами – 40°; диаметр пучка электронов, сфокусированных на образце – 2 мкм; среда – вакуум (10–5 Па).

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

#### 1. Математические подходы для обработки аналитических геохронологических данных

*Временная эволюция модельной U-Th-Pb-системы.* В настоящей работе предпринята попытка

ка решить проблемы согласования подходов для обработки аналитических данных, их совершенствования и формулировки более строгих ограничений по их применимости на основе вычислительного эксперимента по моделированию поведения временной эволюции некой модельной статистической U-Th-Pb-системы при варьировании всех ее основных характеристик: возраста ( $T_m$ ), начального содержания и соотношения U и Th, их среднеквадратичных отклонений (СКО), имитирующих неоднородность состава минерала по U-Th, наличия нерадиогенного ( $PbO \neq 0$ ) и потерь радиогенного Pb, в том числе непропорциональных для двух изотопных систем ( $^{208}Pb$  и  $^{207}Pb$ - $^{206}Pb$ ), а также количества статистических реализаций системы (N), имитирующих число микронзондовых определений состава минерала. Процедура моделирования возрастной эволюции U-Th-Pb-системы включала два этапа. На первом этапе принимались некие произвольные значения для начальных содержаний  $UO_2^H$ ,  $ThO_2^H$ ,  $PbO^H$  и их СКО в системе, причем рассматривался случай как высокоурановой ( $ThO_2^H \ll UO_2^H$ ), так и высокоториевой ( $UO_2^H \ll ThO_2^H$ ) и с нерадиогенным свинцом ( $PbO^H \neq 0$ ). Далее в соответствии с уравнениями радиационного распада изотопов рассчитывались конечные содержания  $PbO^K$ ,  $UO_2^K$  и  $ThO_2^K$  при некоторых фиксированных (модельных) значениях возраста  $t = T_m$ , которые принимались равными 50, 100, 200 млн. лет и т.д. для обеих U-Pb- и Th-Pb-подсистем:

$$Pb^K = Pb_{\text{нeрaд}} + ^{208}Pb + ^{207}Pb + ^{206}Pb = Pb_{\text{нeрaд}} + ^{232}Th \times (\exp \lambda_{232}t - 1) + ^{235}U \times (\exp \lambda_{235}t - 1) + ^{238}U \times (\exp \lambda_{238}t - 1),$$

$$Pb_{\text{нeрaд}} = ^{204}Pb + ^{208}Pb + ^{207}Pb + ^{206}Pb,$$

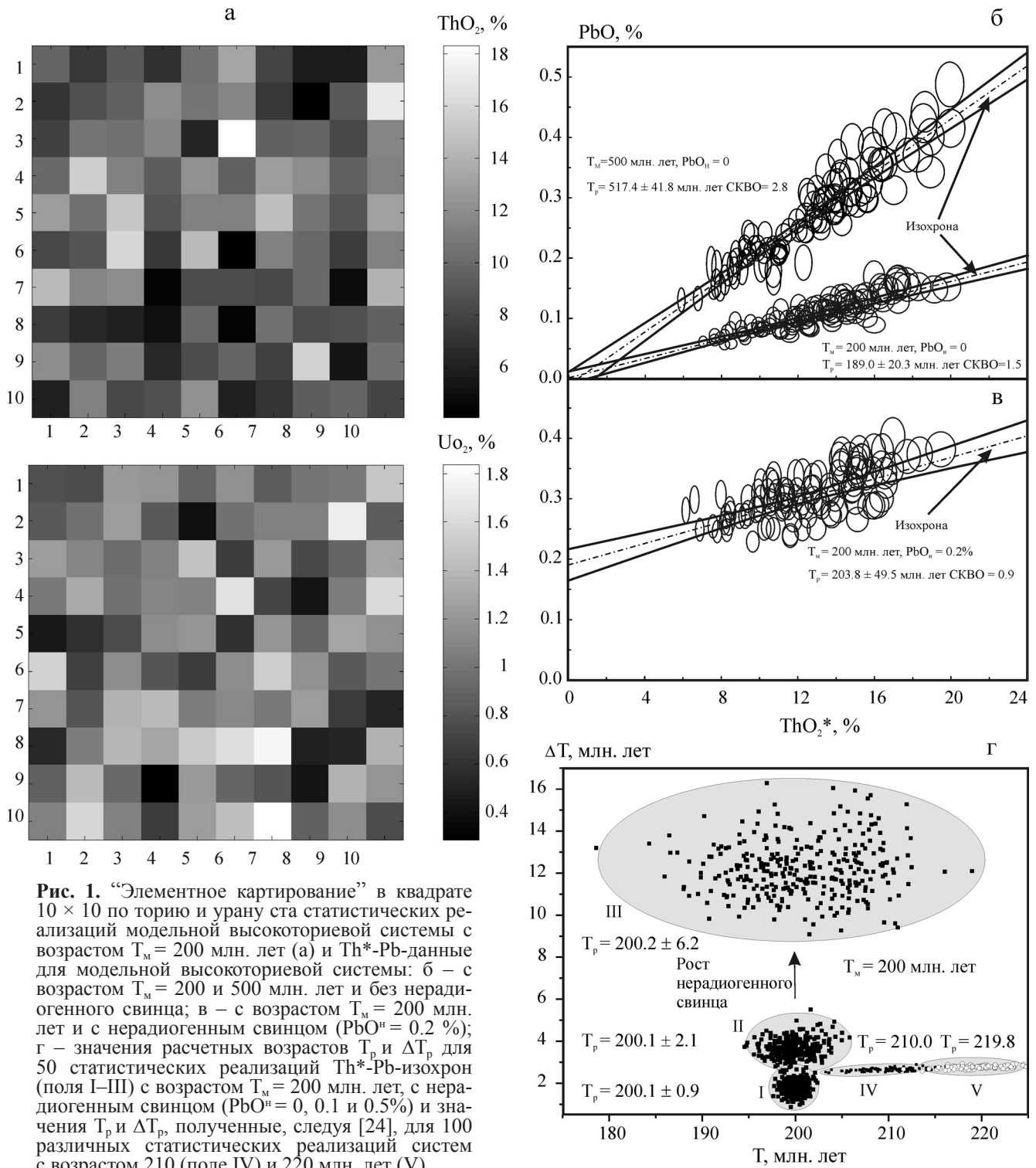
$$^{232}ThO_2^K = ^{232}ThO_2^H \exp(-\lambda_{232}t),$$

$$^{235}UO_2^K + ^{238}UO_2^K = ^{235}UO_2^H \exp(-\lambda_{235}t) + ^{238}UO_2^H \exp(-\lambda_{238}t),$$

здесь  $\lambda_{232}, \lambda_{235}, \lambda_{238}$  – константы радиоактивного распада изотопов U и Th. Заметим, что при СКО (U, Th) = 5–30% как начальные отношения этих элементов, так и конечные – в момент времени  $T_m$ , не фиксированы для различных реализаций системы, поскольку они существенно “размыты” статистикой. Далее учитывалась погрешность определения конечных содержаний  $\Delta U/U$ ,  $\Delta Th/Th$  и  $\Delta Pb/Pb$ , которая, как правило, принималась лежащей в интервале 1–10%, что стандартно реализуется при микронзондовом анализе **U-Th-минералов различного возраста** и с различным содержанием радиоактивных элементов. Таким образом моделировалась некая статистическая реализация (выборка) конкордантных (изохронных) данных. На рис. 1а представлена типичная графическая визуализация “распределения” содержания элементов тория и урана на XY-плоскости в квадрате  $10 \times 10$  точек для ста реализаций модельной высокоториевой системы с возрастом  $T_m = 200$  млн. лет; видно, что реализуется чисто статистическая выборка (случай корреляции содержаний радиоактивных элементов U и Th нами не рассматривался).

Дискордантные данные моделировались двояко: либо простейшим сложением двух и более близких конкордантных (изохронных) данных (случай смешения микронзондовых данных по двум разновозрастным зонам кристаллов; в качестве примера принимались следующие значения возрастов  $T_m^{1,2} = 185$  и  $195, 180$  и  $200$  млн. лет и т.д.), либо моделированием в системе одноактных потерь радиоактивного свинца, в том числе непропорциональных для  $^{208}Pb$  и  $^{207}Pb$ - $^{206}Pb$  (имитация их диффузии из кристалла или его отдельных зон при температурах выше закрытия U-Pb и/или Th-Pb-подсистемы). Случай добавки или потери материнских изотопов U и Th нами не рассматривался. Заметим, что в различных кристаллических структурах минералов радиационно-стимулированная диффузия изотопа  $^{208}Pb$  – продукта распада  $^{232}Th$  может отличаться от таковой для  $^{207}Pb$  и  $^{206}Pb$  – продуктов распада  $^{235}U$  и  $^{238}U$  [3], что и вызывает проявление дискордантных данных (см., например, [8], где отмечается наличие двух типов **Pb, полученных в результате радиоактивного распада U и Th**). В “диффузионном приближении” в рамках закона Фика потери элемента в системе (в каждой точке минерала) пропорциональны его локальному содержанию в ней:  $PbO_d^K = \alpha \times PbO^K$ , где  $\alpha$  – некоторый параметр, меньший единицы, а индекс “д” соответствует диффузионно-контролируемой концентрации свинца. Заметим, что имеющиеся экспериментальные данные о неравенстве U/Pb и Th/Pb-возрастов указывают на то, что изотопные U-Pb (и/или Th-Pb) подсистемы не оставались закрытыми, т.е. в диффузионной модели  $\alpha(^{208}Pb) \neq \alpha(^{207}Pb, ^{206}Pb)$ .

На втором этапе по содержаниям элементов  $UO_2^K$ ,  $ThO_2^K$  и  $PbO^K$  (или  $PbO_d^K$ ), соответствующим времени эволюции  $T_m$  и “определенным” с некоторыми (1–10%) погрешностями, рассчитывался возраст системы  $T_p \pm \Delta T_p$  (индекс “p” соответствует расчетному возрасту) с использованием четырех различных подходов: во-первых, из единичной статистической реализации системы – значений  $ThO_2^K$ ,  $UO_2^K$  и  $PbO^K$ , следуя [23] (далее возраст  $T_p^{U-Th-Pb}$ ), во-вторых, с использованием представления аналитических данных в трехмерном Th-U-Pb-пространстве 5 [25] (далее возраста  $T_p^{3d-U-Pb}$  и  $T_p^{3d-Th-Pb}$ ), а также из двух типов модельных изохрон, получаемых на диаграммах Th/Pb vs. U/Pb, следуя [8] (далее  $T_p^{U-Pb}$  и  $T_p^{Th-Pb}$ ) и  $MeO_2^* \text{ vs. } PbO$  ( $Me = Th$  или U), следуя [31] (далее  $T_p^{U^*-Pb}$  и  $T_p^{Th^*-Pb}$ , где  $ThO_2^*$  – некоторое “модифицированное” содержание, равное  $(ThO_2 + UO_2^{эКВ})$ , а  $UO_2^{эКВ}$  – содержание U, пересчитанное в эквивалентное содержание Th, которое могло бы “произвести” то же количество Pb за время жизни системы при равенстве U/Pb и Th/Pb-возрастов;  $UO_2^* = UO_2 + ThO_2^{эКВ}$ ). Заметим, что **Me\*-Pb-изохронный подход справедлив при условии фиксированного содержания нерадиогенного Pb в любой произвольной точке минерала (что до-**



**Рис. 1.** “Элементное картирование” в квадрате  $10 \times 10$  по торию и урану ста статистических реализаций модельной высокотермической системы с возрастом  $T_M = 200$  млн. лет (а) и Th\*-Pb-данные для модельной высокотермической системы: б – с возрастом  $T_M = 200$  и 500 млн. лет и без нерадиогенного свинца; в – с возрастом  $T_M = 200$  млн. лет и с нерадиогенным свинцом ( $PbO_H = 0.2\%$ ); г – значения расчетных возрастов  $T_P$  и  $\Delta T_P$  для 50 статистических реализаций Th\*-Pb-изохрон (поля I–III) с возрастом  $T_M = 200$  млн. лет, с нерадиогенным свинцом ( $PbO_H = 0, 0.1$  и  $0.5\%$ ) и значения  $T_P$  и  $\Delta T_P$ , полученные, следуя [24], для 100 различных статистических реализаций систем с возрастом 210 (поле IV) и 220 млн. лет (V).

Содержание  $UO_2^H = 1$ ,  $ThO_2^H = 10\%$ ; СКВО  $UO_2^H = ThO_2^H = PbO^H = 30\%$ ; относительная погрешность измерения  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = 3$ ,  $\Delta Pb/Pb = 10\%$  (а–в) и  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$  (г);  $N = 100$ . Здесь и на рис. 3, 7, 8 эллипс соответствует значению ошибки  $2\sigma$ , штрих-пунктиром обозначены линии регрессии (изохроны) с двумя симметричными гиперболами, фиксирующими ошибки.

статочны спорно); как правило, он применяется в двух предельных случаях – высокотермической и высокоурановой системы. При расчетах возраста  $T_p \pm \Delta T_p$  и среднеквадратичных взвешенных отклонений (СКВО) использовались как хорошо известные программы Isoplot 3.66 [17, 18, 21], так и оригинальная программа<sup>1</sup>, в основу которой положен алгоритм ортогональной регрессии Йорка [34], а не традиционный метод наименьших квадратов. Заметим, что в программе фирмы *Самеса* выражение для определения погрешности имеет следующий вид:

$$\Delta T_p = \{ \Delta Pb + 208/232 \times (\exp \lambda_{232} t - 1) \times \Delta Th + \{ 0.9928 \times 206/238 \times (\exp \lambda_{238} t - 1) + 0.0072 \times 207/235 \times (\exp \lambda_{235} t - 1) \} \times \Delta U \} / \{ 208/232 \times Th \times \lambda_{232} \times \exp \lambda_{232} t + 206/238 \times U \times 0.9928 \lambda_{238} \times \exp \lambda_{238} t + 07/235 \times U \times 0.0072 \lambda_{235} \times \exp \lambda_{235} t \},$$

где  $\Delta U$ ,  $\Delta Th$  и  $\Delta Pb$  – погрешности определения содержания  $U$ ,  $Th$  и  $Pb$ .

В качестве показателя корректности датировки системы нами предложен параметр  $\delta$ , равный отношению различию ее модельного и расчетного возрастов  $(T_p - T_m)/T_m \times 100\%$ ; исходя из практических требований датировки реальных геологических объектов, условие корректности датировки определено нами как  $\delta < \pm (3-5)\%$ .

#### ***А. Расчет возраста из модельной Th\*-Pb-изохроны для высокотермической системы***

*Конкордантные данные.* Для выборки из  $N = 5-100$  различных статистических реализаций содержания  $ThO_2^k$ ,  $UO_2^k$ ,  $PbO^k$  (или  $PbO_d^k$ ) в  $U-Th-Pb$ -системе, имитирующих  $N$  микрозондовых измерений в разных точках минерала, проводилось построение и анализ модельной изохроны в координатах  $ThO_2^* vs. PbO$  (при  $Th \gg U$ ) или  $UO_2^* vs. PbO$  (при  $U \gg Th$ ), здесь:

$$ThO_2^* = ThO_2 + UO_2 (W_{Th}/W_U) [ \{ \exp \lambda_{235} t + 137.88 \times \exp \lambda_{238} t \} / 138.88 - 1 ] / \{ \exp \lambda_{232} t - 1 \},$$

$$UO_2^* = UO_2 + 138.88 ThO_2 W_U \{ \exp \lambda_{232} t - 1 \} / [ W_{Th} \{ 137.88 \times \exp \lambda_{238} t + \exp \lambda_{235} t - 138.88 \} ],$$

где  $W$  – молекулярный вес оксидов  $U$ ,  $Th$  и  $Pb$ . По углу наклона изохроны оценивался  $Me^*/Pb$ -возраст системы (его физико-химический смысл неоднозначен и дискутируется в публикациях) с одновременной оценкой содержания нерадиогенного  $Pb$ ; однако при этом неявно предполагается, что во всех статистических реализациях (исследованных точках минерала) содержится его одинаковое количество, что является достаточно грубым приближением. Получаемые при этом моделировании данные можно рассматривать как результаты микрозон-

дового анализа в рамках метода СНИМЕ в пределах различных областей одного композиционно (химически) неоднородного кристалла и (или) различных однородных кристаллов одного (близкого) возраста.

На рис. 1б представлены типичные модельные данные для высокотермической системы при двух значениях ее возраста  $T_m = 200$  и  $500$  млн. лет и в предположении, что нерадиогенный свинец отсутствует, начальное содержание  $ThO_2^0 = 10$ ,  $UO_2^0 = 1\%$ , СКВО  $UO_2^0 = ThO_2^0 = 30\%$ ,  $N = 100$ , а относительная погрешность измерений  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = 3$ ,  $\Delta Pb/Pb = 10\%$  (все приведенные численные значения близки к таковым для минерала монацита – традиционного объекта химического датирования). Все расчетные данные в координатах  $ThO_2^* vs. PbO$  укладываются на изохроны, проходящие через начало координат. Видно, что эллипсы на рис. 1б, соответствующие значениям ошибки  $2\sigma$  достаточно велики, что в первую очередь, связано с принятыми нами при расчете повышенными величинами погрешностей измерения  $Th$ ,  $U$  и  $Pb$ , близкими к таковым в “рядовом” микрозондовом эксперименте. Вследствие этого, погрешности расчетных возрастов достаточно значимы:  $T_p = 189.0 \pm 20.3$  и  $517.4 \pm 41.8$  млн. лет (СКВО = 1.5 и 2.8) для системы с  $T_m = 200$  и  $500$  млн. лет, соответственно). Заметим, что приведенные величины  $\Delta T_p$  и СКВО являются результатом обсчета некоторой конкретной единичной статистической реализации изохроны и не носят абсолютного значения, тем не менее они могут рассматриваться, как некие достаточно объективные количественные показатели “качества” изохронной датировки с возможностью отбраковки недостоверных результатов.

Установлено, что величины  $\Delta T_p$  (и СКВО) наиболее значимо зависят от погрешности определения концентраций элементов, в первую очередь  $\Delta Pb/Pb^*$ : **при ее снижении от 10 до 1–3% величина  $\Delta T_p$  уменьшается от десятков до единиц млн. лет.** Отметим, что пониженные (до 1–3%) значения погрешности  $\Delta Pb/Pb$  вполне достижимы экспериментально как при исследовании “молодых” высококонцентрированных  $U-Th$ -минералов (ториита и др.), так и при анализе низкоконцентрированных (монацита, сфена и др.), но достаточно “древних” проб или при значительном (до сотен и тысяч секунд) увеличении длительности накопления импульсов от  $M_\alpha$ -линии  $Pb$ . Для примера на диаграмме  $T_p vs. \Delta T_p$  (рис. 1г) представлены расчетные данные для выборки из 50 статистических реализаций модельных изохрон системы при фиксированных значениях всех ее параметров, в том числе возраста в  $T_m = 200$  млн. лет, но в предположении, что  $\Delta Th/Th$ ,  $\Delta U/U$ ,  $\Delta Pb/Pb$  имеют пониженные значения в 1%. Соответствующие точки расположены в поле I, т.е. статистически обоснованное значение погрешности датировки этой системы снижено до  $\pm 1.7$  млн. лет и является предельно достижимым

<sup>1</sup> *Вотьяков С.Л., Хиллер В.В., Поротников А.В., Щапова Ю.В.* О погрешности определения возраста и воспроизводимости данных при химическом датировании минералов-концентраторов радиоактивных элементов // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. В печати.

в некотором идеализированном эксперименте с минералом, в котором присутствует только радиогенный свинец, его потери пренебрежимо малы и  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$ . В этом случае предложенный нами показатель корректности датировки  $\delta$  системы, имитирующей минерал монацит, не превышает 2% (рис. 2). Представляется, что он вполне достижим и на практике<sup>2</sup>.

Погрешность определения возраста  $\Delta T_p$  по  $Th^*$ - $Pb$ -изохроне зависит также от соотношения числа статистических реализаций системы, имитирующих количество точечных микрозондовых измерений  $N$ , по которому она строится, и величины СКО начальных содержаний  $U$  и  $Th$ , имитирующей неоднородность состава минерала по  $U$ - $Th$ . В частности, для системы с возрастом 200 млн. лет и при СКО = 30% уменьшении  $N$  от 100 до 10 вызывает рост погрешности  $\Delta T_p$  практически на порядок; снижение СКО от 30 до 5–10% при сохранении числа  $N = 100$  также увеличивает погрешность, но более чем на порядок. Таким образом, чем ниже СКО, тем выше должно быть  $N$ , чтобы величина погрешности значимо не возростала.

Учитывая, что в интервале возрастов 50–300 млн. лет погрешность определения  $Th^*$ - $Pb$ -возраста в модельной гомогенной системе при  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$  составляет в среднем величину, не превышающую 2 млн. лет (рис. 1г), можно полагать, что это число является пределом “возрастного разрешения” отдельных компонент из суперпозиции нескольких разновозрастных конкордантных данных. Действительно, расчет возраста для совокупности двух независимых высокоториевых конкордантных систем с возрастом  $T_m = 180$  и 190 млн. лет, рассматриваемых как единая разновозрастная “псевдогомогенная” система, дает значение  $T_p = 193.3 \pm 5.6$  млн. лет, но при этом повышенная величина СКВО (14.76!) однозначно указывает на негомогенность системы. В суперпозиции данных, минимизируя значение  $\Delta T_p$  (СКВО), удается выделить две гомогенные совокупности, причем для первой возраст составляет  $181.1 \pm 1.8$  (СКВО = 0.98), а для второй –  $201.2 \pm 2.2$  млн. лет (СКВО = 0.91). Таким образом можно говорить, что в  $Me^*$ - $Pb$ -изохронном подходе возможна оценка степени отклонения системы от гомогенности с выделением неких разновозрастных составляющих.

**Дискордантные данные.** Введение в систему нерадиогенного свинца вызывает практически параллельный сдвиг  $Th^*$ - $Pb$ -изохрон вверх от начала координат на величину, которая близка к значению  $PbO^u$  (рис. 1в); таким образом, оценка  $Th^*$ - $Pb$ -

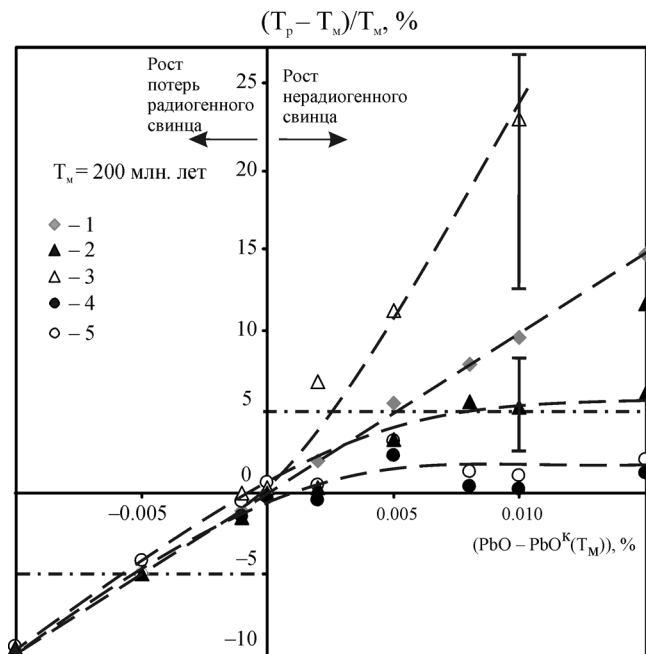
возраста по углу наклона изохроны и в этом случае остается вполне корректной, однако погрешность датировки значимо (в разы!) увеличивается: в частности, для системы с  $T_m = 200$  млн. лет при  $PbO^u = 0.2\%$  и повышенных значениях  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = 3\%$ ,  $\Delta Pb/Pb = 10\%$  величина  $T_p$  составляет  $203.8 \pm 49.5$  млн. лет (СКВО = 0.9, рис. 1в). Заметим, что при моделировании системы величина  $PbO^u$  рассматривалась нами как случайная со СКО = 5–30%, что, как нам представляется, более адекватно соответствует составу реальных минералов.

На рис. 1г представлены значения возрастов и их погрешности для 50 статистических реализаций изохрон в системе с возрастом 200 млн. лет и различным содержанием нерадиогенного  $Pb$ , но при пониженных значениях погрешности измерения  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$ . Видно, что увеличение  $PbO^u$  до 0.1% приводит к увеличению погрешности  $\Delta T_p$  до 4 млн. лет, а при  $PbO^u = 0.5\%$  величина  $\Delta T_p$  составляет уже 13(!) млн. лет. Значение СКВО также существенно увеличивается с ростом добавки нерадиогенного  $Pb$ , но при этом само расчетное значение возраста системы практически сохраняется близким к  $T_m$ , т.е. значимого “удревления” системы за счет этой добавки в  $Th^*$ - $Pb$ -изохронном подходе не фиксируется: численный параметр  $\delta^{Th^*-Pb}$  не превышает 3–5% (рис. 2).

Анализ модельных дискордантных данных, полученных при различных потерях радиогенного свинца  $PbO_d^k = \alpha^* PbO^k$  (при равенстве  $\alpha^{(208Pb)}$  и  $\alpha^{(207Pb, 206Pb)}$ ), показывает, что они удовлетворительно укладываются на  $Th^*$ - $Pb$ -изохроны, проходящие через начало координат, но с существенно заниженным значением возраста. В частности, для системы с возрастом 200 млн. лет и при  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$  значения  $T_p = 201.0 \pm 2.1$  (СКВО = 0.7–1.0),  $199.0 \pm 1.6$  (СКВО = 0.7–16.0),  $189.0 \pm 1.3$  (СКВО = 0.7–5.0) и  $180.0 \pm 2.0$  млн. лет (СКВО = 0.7–1.0) при  $\alpha = 1.00$  (когда потери отсутствуют), 0.99, 0.95 и 0.90, соответственно. Видно, что диффузионные потери  $Pb$  до 10% приводят к значимому (до 10%) омоложению системы и увеличению погрешности датировки: численный параметр  $\delta^{Th^*-Pb} \gg 3$ –5% (рис. 2). При этом отмечается и тенденция роста СКВО; в ряде реализаций фиксируются их аномальные значения, которые, по-видимому, обусловлены неустойчивостью алгоритма ортогональной регрессии Йорка, лежащего в основе программы обсчета данных.

Подводя итоги, можно констатировать, что параметр  $\delta^{Me^*-Pb}$  (рис. 2), характеризующий корректность датировки, в частности, для системы с возрастом 200 млн. лет, содержанием  $UO_2^u = 1$ ,  $ThO_2^u = 10\%$  и относительной погрешностью измерения  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$ , не превышает 3–5% при условии, что потери  $Pb$  не превосходят 0.03–0.05%. При этом влияние добавки нерадиогенного  $Pb$  менее критично: при величинах  $PbO^u$  до 0.15%

<sup>2</sup> Как правило, вклад  $\Delta U/U$  и  $\Delta Th/Th$  в ошибку микрозондовых анализов менее значимый, поскольку содержание этих материнских элементов выше, чем дочернего свинца практически для всех минералов из рассматриваемого нами возрастного интервала от 50 до 2000 млн. лет.



**Рис. 2.** Зависимость параметра  $\delta = (T_p - T_m)/T_m$ , рассчитанного из единичной реализации (1) по методике [24] и из Th/Pb-U/Pb (2, 3), Th\*-Pb (4) и U\*-Pb-изохрон (5) для модельной системы с возрастом 200 млн. лет от содержания нерадиогенного и потерь радиогенного свинца.

Содержание  $UO_2^H = 1$ ,  $ThO_2^H = 10\%$ , СКВО  $UO_2^H = ThO_2^H = PbO^H = 30\%$ , относительная погрешность измерения  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$ ,  $N = 100$ .

величина  $\delta^{Me^*-Pb}$  не превышает 1%. Важно отметить, что никаких внутренних “проверок” корректности датировки (оценки  $T_p$ ) в рамках данного изохронного анализа провести не удастся, что указывает на необходимость комплексного подхода при обработке аналитических данных.

**Высокоурановая система.** Несмотря на существенное различие временных констант  $\lambda_{232}$  и  $\lambda_{235, 238}$  распада изотопов  $^{232}Th$ ,  $^{235}U$ , и  $^{238}U$ , для высокоурановой системы (при  $UO_2^H \gg ThO_2^H$ ), имитирующей минералы урана – уранинит и др., поведение U\*-Pb-изохрон качественно не отличаются от такового для аналогичной по возрасту высокотермической системы при условии совпадения всех остальных кроме  $UO_2^H$  и  $ThO_2^H$  параметров –  $T_m$ ,  $N$  и др. Зависимости “степени корректности” датировок обеих систем (значения  $\delta^{Me^*-Pb}$ ,  $\Delta T_p$  и СКВО) от  $\Delta Th/Th$ ,  $\Delta U/U$ ,  $\Delta Pb/Pb$  и других параметров во многом близки. Для предельных случаев моноэлементных систем, когда один из материнских элементов отсутствует ( $ThO_2^H$  или  $UO_2^H = 0$ ), отмечено, что погрешность  $\Delta T_p$  и СКВО принимают минимальные значения.

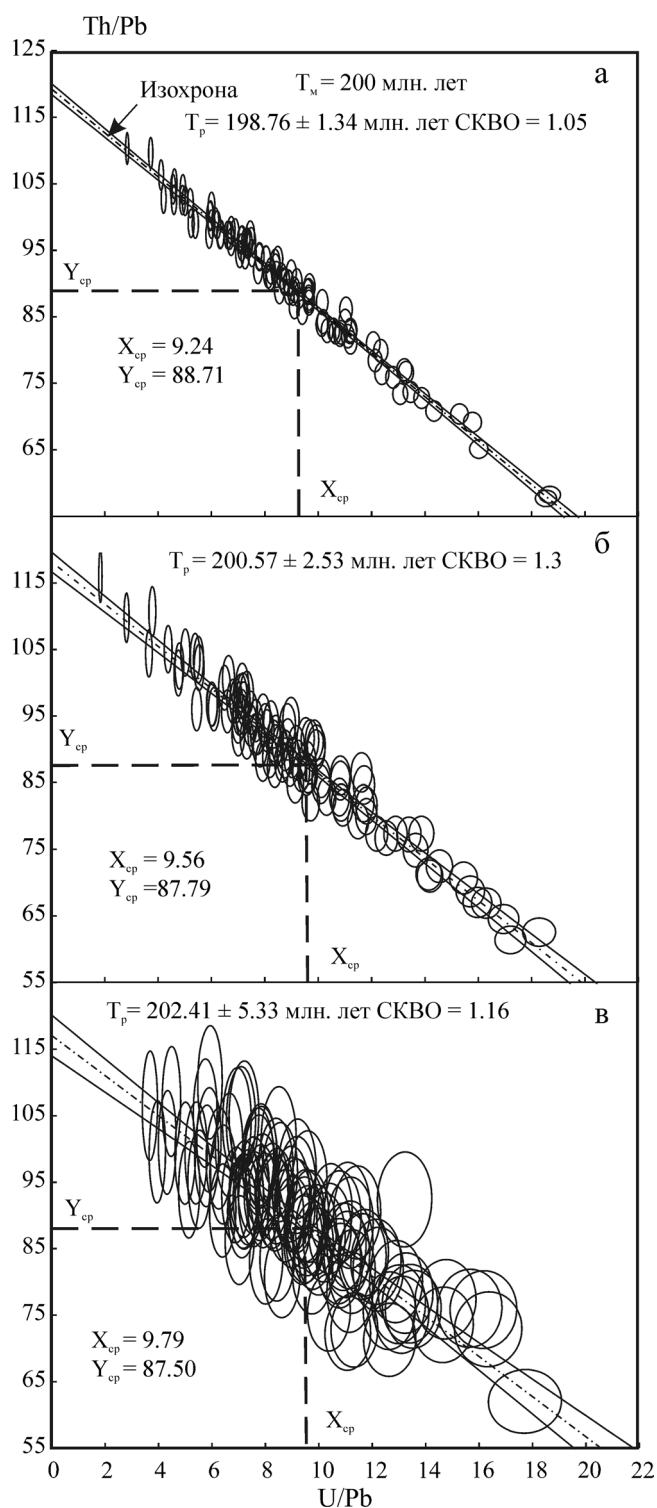
Интересна система с сопоставимыми содержаниями  $UO_2^H \approx ThO_2^H$ ; в этом случае построение Th\*-Pb и U\*-Pb-изохрон равноправно (последний слу-

чай может реализоваться на практике для некоторых силикатов высокозарядных катионов – циркона и др.). Установлено, что оба возраста  $T_p^{U^*-Pb}$  и  $T_p^{Th^*-Pb}$ , вычисленные независимо по двух типам изохрон близки, причем погрешности их определения и СКВО составляют, в частности, для системы с возрастом 200 млн. лет при  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$  значение  $\Delta T_p = 2.32$  млн. лет (СКВО = 5.2) для U\*-Pb возраста и 2.29 млн. лет (СКВО = 5.1) – для Th\*-Pb. Таким образом, можно сделать вывод, что Me\*-Pb-изохронный подход, в принципе, может быть использован при обработке микронзондовых данных для минералов с существенно различным соотношением U и Th.

**Б. Расчет возрастов из Th/Pb-U/Pb-изохроны**

**Конкордантные данные.** На рис. 3а–в представлены типичные статистические результаты для модельной высокотермической системы, имитирующей минерал монацит с возрастом 200 млн. лет в предположении, что нерадиогенный свинец отсутствует, а погрешность измерения Pb варьирует от 1 до 5% (видно, что с ростом  $\Delta Pb/Pb$  размеры эллипсов на рис. 3а–в, соответствующих величинам ошибки  $2\sigma$ , достаточно значимо возрастают). На диаграмме Th/Pb vs. U/Pb все модельные данные укладываются на изохроны; при этом Th-Pb и U-Pb-возраста рассчитываются независимо, как координаты точек пересечения изохрон с осями координат. В рассмотренном случае высокотермической системы, имитирующей минерал монацит, несмотря на достаточно большое различие содержаний Th и U, и как следствие, приуроченности точек на изохроне к оси Th/Pb, урановый и ториевый возраста удовлетворительно согласуются между собой и со значением  $T_m$ :  $T_p = 198.76 \pm 1.34$ ,  $200.57 \pm 2.53$  и  $202.41 \pm 5.33$  млн. лет (СКВО = 1.05, 1.3 и 1.16) при  $\Delta Pb/Pb = 1, 2$  и  $5\%$ , соответственно. Видно, что величина  $\Delta T_p$  достаточно значимо (в разы) возрастает с ростом погрешности определения концентрации Pb. Заметим, что приведенные величины  $\Delta T_p$  (и СКВО) являются результатом обсчета некоторой единичной статистической реализации изохроны и не носят абсолютного значения, тем не менее, их можно рассматривать, как объективные показатели “качества” Th/Pb-U/Pb-изохронной датировки.

Анализ модельных данных показывает, что погрешность датировки определяется не только ошибками измерения Th, U, Pb, но и соотношением содержаний U и Th, числом статистических реализаций системы  $N$ , по которому строится изохрона, и величинами СКО U и Th: с ростом двух последних параметров и “сближением” содержаний U и Th погрешности определения возрастов уменьшаются. Введенные выше численные параметры  $\delta^{Th-Pb}$  и  $\delta^{U-Pb}$ , характеризующие корректность датировки, не превышают 3–5% при  $N > 20$ , СКО  $> 15$ –18% и



**Рис. 3.** Th/Pb-U/Pb-данные для модельной системы с возрастом  $T_m = 200$  млн. лет и различными относительными погрешностями измерения свинца.

а –  $\Delta Pb/Pb = 1$ , б –  $\Delta Pb/Pb = 2$ , в –  $\Delta Pb/Pb = 5\%$ . Содержание  $UO_2^{IV} = 1$ ,  $ThO_2^{IV} = 10\%$ ; СКВО  $UO_2^{IV} = ThO_2^{IV} = 30\%$ ; относительная погрешность измерения  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = 1\%$ ;  $N = 100$ . Здесь и на рис. 7, 8 величины  $X_{cp}$  и  $Y_{cp}$  – координаты средневзвешенной точки на изохроне (линии регрессии).

$\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$ . В целом, можно сделать вывод, что Th/Pb-U/Pb-изохронный подход достаточно критичен к соотношению содержаний U и Th, величине N и СКВО: как правило, он эффективен лишь при обработке микрозондовых данных для минералов с близким содержанием U и Th.

Погрешности определения Th-Pb и U-Pb-возрастов в модельной гомогенной системе в интервале  $T_m = 50-300$  млн. лет и при  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$  составляет в среднем величину не более 5 млн. лет. Таким образом, это значение является пределом для “разрешения” отдельных компонент из суперпозиции нескольких разновозрастных конкордантных данных. Для проверки нами выполнен расчет возраста для некой совокупности двух независимых конкордантных систем с возрастом  $T_m^{1,2} = 210$  и 220, а также 207 и 222 млн. лет, рассматриваемой как единая одновозрастная “псевдогомогенная” система. Для системы  $T_m = 210$  и 220 млн. лет получено, что значение СКВО = 23 однозначно указывает на негомогенность системы. В суперпозиции однозначно выделяются две подсистемы, причем для первой возраст составляет  $209.79 \pm 1.81$  млн. лет (СКВО = 6.5), а для второй –  $220.29 \pm 1.94$  млн. лет (СКВО = 5.7). Для системы  $T_m = 207$  и 222 млн. лет получено, что значение СКВО = 50 также указывает на негомогенность системы; в суперпозиции выделяются две подсистемы: для первой возраст составляет  $206.00 \pm 1.62$  млн. лет (СКВО = 5.5), а для второй –  $222.30 \pm 1.78$  млн. лет (СКВО = 5.7). Таким образом, можно говорить, что в Th-Pb и U-Pb-изохронном подходе возможна оценка степени отклонения системы от гомогенности с выделением разновозрастных составляющих.

**Дискордантные данные.** По определению, Th/Pb-U/Pb-изохронный подход не допускает наличия в минерале нерадиогенного свинца; его присутствие вызывает отклонение результатов анализа от изохронной зависимости и несовпадение Th-Pb и U-Pb-возрастов. Действительно, уже при содержании  $PbO^{II} = 0.01$  и 0.03% для модельной высокоториевой системы с возрастом 200 млн. лет и  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$  ториевый возраст составляет  $210.57 \pm 4.53$  и  $229.52 \pm 8.63$ , а урановый –  $245.42 \pm 14.12$  и  $345.58 \pm 23.74$  млн. лет (СКВО = 8.15 и 118!), соответственно. Численные оценки для системы с возрастом 200 млн. лет показывают, что отклонение от изохроны, фиксируемые по росту параметра  $\delta$  свыше 5%, наступает уже при  $PbO^{II} = 0.008\%$  (рис. 2). Представляется, что равенство (неравенство) изохронных Th-Pb и U-Pb-возрастов можно рассматривать как некий критерий для оценки корректности (качества) датировки: получение существенно различающихся возрастов однозначно указывает на необходимость пересмотра данных и их дальнейшего более углубленного анализа.

Нами проанализированы также дискордантные данные, полученные при различных потерях ради-

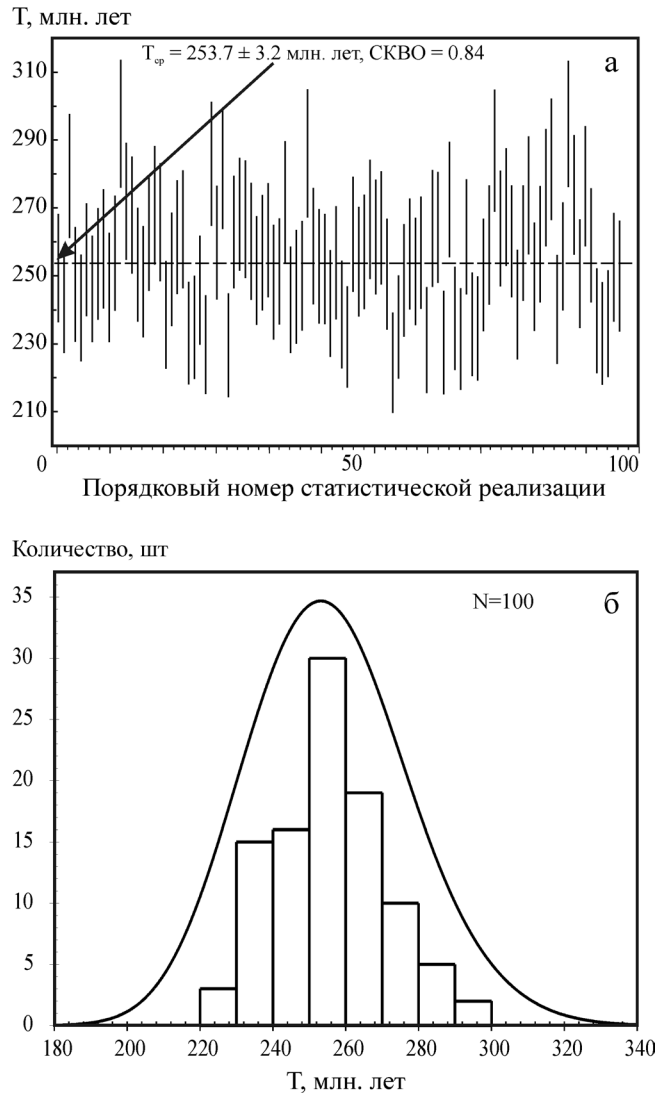
огенного свинца  $PbO_d^k = \alpha \times PbO^k$  ( $\alpha = 0.99-0.80$ ); установлено, что расчетные данные на диаграмме **Th/Pb vs. U/Pb** **удовлетворительно ложатся на изохроны**, но с пониженными значениями возрастов; в частности, в высокоториевой системе с возрастом 200 млн. лет ториевый возраст составляет 197.05, 190.10, 181.03 и 159.57, а урановый – 200.02, 190.09, 178.66 и 162.74 млн. лет (СКВО = 4.7, 5.4, 6.0 и 4.2) при  $\alpha = 0.99, 0.95, 0.90$  и  $0.80$ , соответственно. Видно, что потери радиогенного свинца в интервале от 0 до 20% приводят к практически пропорциональному омоложению системы.

**В. Расчет возраста из единичной статистической реализации модельной системы**

*Конкордантные данные.* Следуя [24], датировка системы возможна по единичным значениям  $ThO_2^k$ ,  $UO_2^k$  и  $PbO^k$ , рассматриваемым как некие независимые данные, имитирующие результаты электронно-зондового анализа состава минерала в его отдельной точке. При этом негласно полагается, что содержание нерадиогенного свинца пренебрежимо мало, величины  $ThO_2^k$ ,  $UO_2^k$  и  $PbO^k$  связаны между собой радиоактивным распадом и изотопные U-Pb и Th-Pb-подсистемы закрыты, т.е. U/Pb и Th/Pb-возраста совпадают, и потери Pb пренебрежимо малы. Для наглядности данный подход можно представить на диаграмме **Th/Pb vs. U/Pb** (рис. 3) построением серии изохрон, проходящих через каждую единичную точку анализа с соответствующей ошибкой  $2\sigma$ ; при этом на координатных осях фиксируются значения конкордантных U/Pb и Th/Pb-возрастов и погрешности их определения.

Для примера нами выполнены расчеты возраста из единичной статистической реализации для модельной высокоториевой системы, моделирующей некую реальную пробу монацита с  $T_m = 253$  млн. лет при  $ThO_2^m = 8.5$ ,  $UO_2^m = 0.5\%$ , СКВО  $ThO_2^m = 23$ ,  $UO_2^m = 47\%$  и достаточно высоких значениях погрешности измерения  $\Delta Th/Th = 3.1$ ,  $\Delta U/U = 1.5$  и  $\Delta Pb/Pb = 5.6\%$ . На рис. 4а приведены значения расчетных возрастов для ста статистических реализаций системы с ошибками их определения, а также значение средне-взвешенного возраста, которое составляет  $253.7 \pm 3.2$  млн. лет (СКВО = 0.84). Заметим, что при достаточно повышенных (до 5.6%) значениях ошибки определения Th, U и Pb, погрешность датировки составляет всего лишь 1%. Из рис. 4б, где приведена гистограмма распределения полученных значений возрастов, а также огибающая кривая, видно, что последняя близка к гауссовой функции с одним максимумом, соответствующем возрасту системы  $253.7 \pm 3.2$  млн. лет, что вполне соответствует модельным представлениям о гомогенности системы по возрасту.

Модельные данные, полученные при пониженных (1%) значениях погрешностей определения



**Рис. 4.** Вариации расчетных значений возрастов и ошибок их определения, вычисленные по методике [24] для модельной высокоториевой системы с  $T_m = 253$  млн. лет, величина средне-взвешенного возраста (а) и гистограмма распределения возрастов (б).

Содержание  $ThO_2^m = 8.5$  и  $UO_2^m = 0.5\%$ , СКВО  $ThO_2^m = 23$  и  $UO_2^m = 47\%$ , относительная погрешность измерения  $\Delta Th/Th = 3.1$ ,  $\Delta U/U = 1.5$ ,  $\Delta Pb/Pb = 5.6\%$ ,  $N = 100$ .

Th, U, Pb, представлены на диаграмме  $T_p$  vs.  $\Delta T_p$  (рис. 1г): в поле IV **сосредоточены точки**, соответствующие статистической выборке из 50 единичных определений системы с возрастом  $T_m = 210$  млн. лет, при этом усредненное расчетное значение составляет  $210.0 \pm 2.6$  млн. лет. Последнее сопоставлено с результатом расчета Me\*-Pb-изохронного возраста, полученного для системы с практически совпадающими параметрами (поле I); **видно, что в изохронном подходе статистическая обработка данных при построении каждой из изохрон приводит к существенному (почти в 2 раза) снижению погрешности**

определения возраста ( $T_p^{Th^*-Pb} = 199.9 \pm 1.7$  млн. лет). Статистическая обработка результатов единичных точечных расчетов возраста с определением среднего и его погрешности позволяет нивелировать различия между погрешностями в этих двух подходах. Учитывая, что погрешность определения возраста из единичной статистической реализации модельной гомогенной системы при  $N = 50$  составляет порядка 2–4 млн. лет в интервале возрастов 100–300 млн. лет, можно утверждать, что это число является предельным для “временного разрешения” отдельных компонент из суперпозиции нескольких разновозрастных конкордантных данных. Для примера на рис. 1 в представлены результаты, полученные при анализе совокупности двух независимых конкордантных систем с возрастом  $T_M = 210$  и 220 млн. лет как единой одновозрастной, “псевдогомогенной” системы: видно, что при значимой статистике разновозрастные составляющие системы явно фиксируются и выделяются как два экстремума с  $T_p^{U-Th-Pb} = 210.0$  и 219.8.

**Дискордантные данные.** При расчете возраста из единичной статистической реализации системы полагается, что содержание нерадиогенного и потери радиогенного Pb пренебрежимо малы; в противном случае подход некорректен; представляется, что по параметру  $\delta$  (рис. 2) можно оценить “степень его некорректности”. Установлено, что потери радиогенного Pb приводят к пропорциональному уменьшению возраста, в частности, для системы с  $T_M = 200$  млн. лет и при  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$  значение  $T_p^{U-Th-Pb} = 199.97 \pm 1.46$ ,  $197.05 \pm 1.47$ ,  $190.10 \pm 1.17$ ,  $181.03 \pm 1.38$  и  $159.57 \pm 0.95$  млн. лет при  $PbO^H = 0, 1, 5, 10$  и  $20\%$ ,  $\delta = 0.02, 1.47, 4.95, 9.48$  и  $20.22\%$ , соответственно; напротив, введение нерадиогенного Pb приводит к их “удревнению”: для той же системы  $199.97 \pm 1.46$ ,  $210.57 \pm 4.53$ ,  $229.52 \pm 8.63$  и  $315.15 \pm 41.69$  млн. лет при  $PbO^H = 0, 0.01, 0.03$  и  $0.10\%$ ,  $\delta = 0.02, 5.28, 14.76$  и  $57.58\%$ , соответственно. Видно (рис. 2), что расчет возраста из единичной статистической реализации системы с возрастом 200 млн. лет и содержанием  $UO_2^H = 1, ThO_2^H = 10\%$  корректен ( $\delta < 3\text{--}5\%$ ) при условии, что  $PbO^H$  и  $PbO^L$  не превосходят  $0.03\text{--}0.05\%$ . Важно отметить, что никаких внутренних “проверок” корректности датировки в рамках данного подхода провести не удастся.

### Г. Расчет возраста с использованием представления данных в Th-U-Pb-пространстве

Предложенный в [25] метод расчета возраста с использованием представления данных на трехмерной  $ThO_2\text{-}UO_2\text{-}PbO$ -диаграмме в работах практически не используется из-за сложностей расчета и низкой наглядности. В рамках этого подхода данные временной эволюции U-Th-Pb-системы (конечные содержания  $ThO_2^k, PbO^k, UO_2^k$ ) аппроксими-

руются плоскостью вида  $PbO^k = a \times ThO_2^k + b + c \times UO_2^k$ , где  $a, c$  и  $b$  – некоторые константы:  $a = 0.848485 \times (\exp \lambda_{232} t - 1)$ ,  $c = 0.816367 \times (\exp \lambda_{235} t - 1) + 0.0059475 \times (\exp \lambda_{238} t - 1)$  и  $b$  – усредненное для системы содержание нерадиогенного свинца. Из углов наклона линий пересечения этой плоскости с двумя координатными плоскостями  $ThO_2\text{-}PbO$  и  $UO_2\text{-}PbO$  могут быть определены ториевый и урановый возраст. В частности, для системы с  $T_M = 200$  млн. лет ( $UO_2^H = 1, ThO_2^H = 10\%$ ; СКВО  $UO_2^H = ThO_2^H = PbO^H = 30\%$ ;  $\Delta U/U = \Delta Th/Th = \Delta Pb/Pb = 1\%$ ;  $N = 100$ ) получено, что константы  $a$  и  $c$  в уравнении плоскости регрессии равны  $0.008423 \pm 0.000071$  и  $0.02709 \pm 0.00070$ , соответственно (СКВО = 3.2), а U-Pb и Th-Pb-возраста составляют  $200.59 \pm 5.08$  и  $199.66 \pm 1.67$  млн. лет, при этом содержание нерадиогенного свинца практически нулевое –  $b = 0.00013 \pm 0.00069\%$ . Степень корректности датировки (значения  $\delta, \Delta T_p$  и СКВО) сопоставима с таковой, полученной в рамках Th/Pb-U/Pb-изохронного подхода (рис. 5).

**Дискордантные данные.** Введение в систему нерадиогенного свинца вызывает практически параллельный сдвиг всех плоскостей  $PbO = a \times ThO_2 + b + c \times UO_2$  вверх от начала координат на величину  $b$ , которая близка к значению  $PbO^H$ , т.е. значение возрастов при этом сохраняется, однако введе-

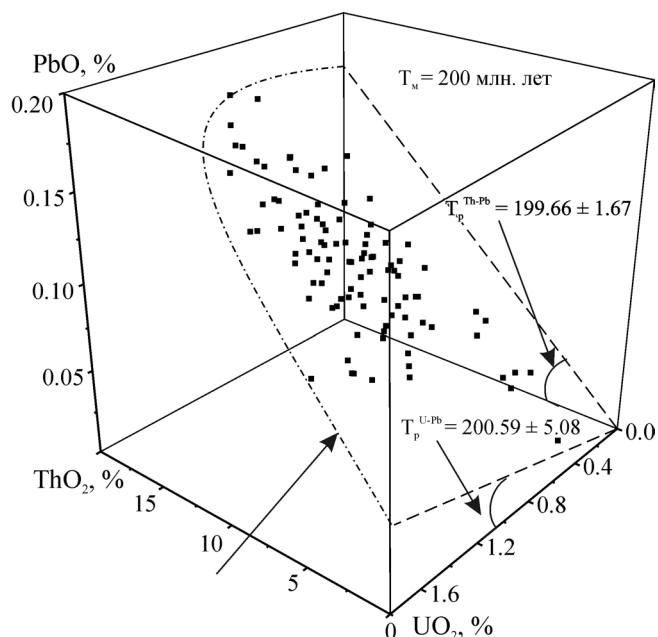


Рис. 5. Th-U-Pb-данные для модельной высокоториевой системы с возрастом 200 млн. лет.

Штрих-пунктир – плоскость регрессии  $PbO = 0.0084 \times ThO_2 + 0.00013 + 0.0271 \times UO_2$  СКВО = 3.2, пунктир – ее пересечения с двумя координатными плоскостями  $ThO_2\text{-}PbO$  и  $UO_2\text{-}PbO$ . Содержание  $UO_2^H = 1, ThO_2^H = 10\%$ ; СКВО  $UO_2^H = ThO_2^H = PbO^H = 30\%$ , относительная погрешность измерения  $\Delta Th/Th = \Delta U/U = \Delta Pb/Pb = 1\%$ ,  $N = 100$ .

ние нерадиогенного Pb значительно увеличивает погрешность датировки: для ториевого возраста – от  $199.66 \pm 1.67$  и до  $201.71 \pm 4.25$  и для уранового – от  $200.59 \pm 5.08$  и до  $197.75 \pm 13.07$  млн. лет при росте  $PbO^m$  от 0 до 0.008, соответственно.

Анализ дискордантных данных, полученных при различных потерях радиогенного свинца ( $PbO_d^k = \alpha \times PbO^k$ , где  $\alpha < 1$ ), показывает, что они укладываются на плоскости в трехмерном  $ThO_2-UO_2-PbO$ -пространстве, но с существенно заниженными значениями возрастов; также при этом значительно увеличивается погрешность датировки. В частности, для системы с возрастом 200 млн. лет значения уранового и ториевого возрастов составляют  $189.68 \pm 778.77$  и  $221.63 \pm 2385.17$  (!) млн. лет при значении  $\alpha = 0.95$  (потери составляют 5%) и численный параметр корректности датировки  $\delta \gg 3-5\%$ .

## II. Химический состав и датирование Th-U-минералов

### А. Микронзондовый анализ минералов

Элементное картирование и анализ химического состава был выполнен как для отдельных зерен минералов в шашках, так и для полированных шлифов на микроанализаторе SX 100. В качестве эталонов использовались ториянит, уранинит, пироп, ксенотим, монацит-(Ce), монацит-(La),  $Pb_2P_2O_7$ , монацит-(Nd), монацит-(Sm),  $Ca_2P_2O_7$ ,  $EuPO_4$ ,  $PrPO_4$  (HREE) $PO_4$  (где HREE = Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb) и  $SrSO_4$ . Анализ U проводился по его  $M_\beta$  линии (кристалл LPET), Pb и Th – по  $M_\alpha$ -линиям (кристаллы LPET и PET, соответственно); Y – по  $L_\alpha$  линии (кристалл PET); Ce, La, Nd, Eu, Tb, Dy, Er, Tm, Yb по  $L_\alpha$  линиям и Pr, Sm, Gd, Ho по  $L_\beta$  линиям (кристалл LIF); Ca, P, S, Fe – по  $K_\alpha$  линиям (кристаллы PET, PET, PET и LIF, соответственно). При количественном анализе локального химического состава проведен учет всех необходимых поправок – использовалась PAP-коррекция, учет наложения линий: иттрия на свинец, тория – на уран и свинец, церия – на неодим; лантана, неодима и празеодима – на европий и др.

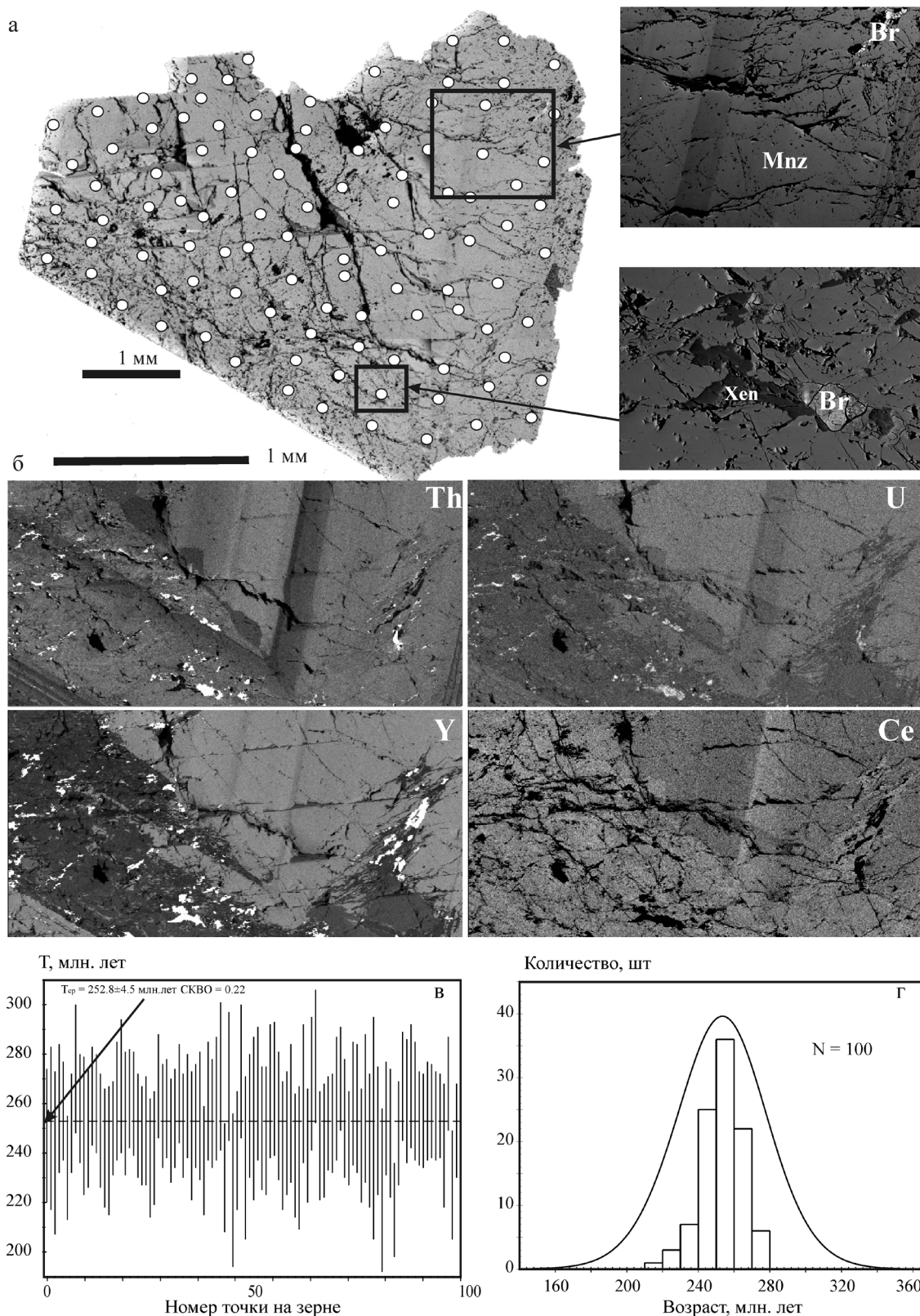
Время набора импульсов на аналитическом пике в два раза превосходило время измерения интенсивностей фона с каждой стороны от пика; проанализирована динамика изменения погрешностей определения элементов  $\Delta Pb$ ,  $\Delta U$  и  $\Delta Th$  при изменении времени экспозиции (накопления) их аналитических линий ( $M_\beta$ -линии U,  $M_\alpha$ -линий Th и Pb) в интервале от 5 до 600 с. Показано, что при увеличении времени измерения абсолютная погрешность содержания  $\Delta Pb/Pb$  уменьшается от 0.09 до 0.03 мас. % (при содержании 3 мас. % свинца в уранините), причем динамика существенно различна для разных минералов и однотипных минералов различного состава. В уранинитах, начиная с 200–300 с, тренд уменьшения погрешности выполаживается, минимальная погрешность достигается при 200 с, дальнейшее уве-

личение времени нецелесообразно. В торитах, начиная с 300 с, погрешность перестает уменьшаться; отмечено, что при 600 с и выше поверхность торита значительно “выгорает” под пучком и при этом искажаются содержания элементов. В торияните погрешность минимальна при 100–200 с. В монацитах, с увеличением времени погрешность постепенно уменьшается; но даже при 100 с крупные зерна минерала достаточно неустойчивы к локальному нагреву (их поверхность выгорает). Ниже нами использованы следующие времена накопления аналитической линии (400 с для U, Th и Pb, 10 с для остальных элементов – Y, La, Ce, Nd, Pr, Ca, Si, P, Eu, Sm, Tb, Fe, Dy, Er, Gd, Ho, S); их верхний предел ограничен как процессом выгорания поверхности образца, так и нецелесообразностью увеличения продолжительности единичного анализа, нижний – минимальным временем измерения, при котором реализуются приемлемые погрешности определения элементов –  $\Delta U/U = 3.0$ ,  $\Delta Th/Th = 3.0$  и  $\Delta Pb/Pb = 10$  отн. %.

### Б. Монациты гранитных пегматитов Адуйского массива

**Зональность.** На рис. 6а представлено BSE-изображение обломка индивида монацита Адуйского массива, а также подробные BSE-карты его отдельных фрагментов. На BSE-изображениях наблюдается зональность, связанная с изменением среднего атомного номера соединения, в виде концентрических полос в центральной части образца; кроме того, в периферийных зонах фиксируются множественные включения посторонних фаз. Анализ распределения элементов (рис. 6б–д) показывает, что BSE-контраст в центральной части кристалла обусловлен зональностью распределения Th, а также (в меньшей степени в связи с малыми концентрациями) U и Pb; картина зональности совпадает с таковой для Ce (обеднение по Th, U, Pb соответствует обогащению по Ce); концентрической зональности по Y не наблюдается. Помимо указанного типа зональности, на распределении элементов Y, U, Ce наблюдаются участки сложной формы в периферической области кристалла, не проявляющиеся в BSE и распределении Th. Периферийные области значительно обеднены (относительно области концентрической зональности) Y, U и, соответственно, обогащены Ce. Важной особенностью периферийных областей является также наличие в них множественных включений ксенотима и брабантита, отсутствующих в области концентрической зональности.

Известно [10, 29, 32], что в монацитах встречаются различные типы зональности в распределении Th, U, Ce, La, Y, Ca и др.: для магматических проб типична концентрическая зональность, особенно четко проявляющаяся по Th и отражающая эволюцию состава расплава и композиционно-



**Рис. 6.** Изображение в обратно-рассеянных электронах индивида монацита и его двух участков (верхний с выраженной зональностью, нижний – с ксенотимом и брабантитом) из гранитных пегматитов Адуйского массива с нанесенными 100 точками, в которых выполнен анализ состава (а); участок образца размером 1220 × 600 мкм в лучах тория, урана, иттрия и церия с ярко выраженной зональностью смежных граней (б); значения возрастов и ошибок их определения, вычисленные по методике [24] в 100 точках образца; величина средневзвешенного возраста (в); гистограмма распределения возрастов в пробе (г).

го равновесия с кристаллизующимся минералом; секториальная зональность возникает из-за преимущественного обогащения некоторыми элементами (РЗЭ и др.) той или иной поверхности роста кристалла. Наличие зональности концентрического типа в центральной области адуйского монацита согласуется с его генезисом; зональность сложной формы на периферии кристалла характерна для проб, измененных под действием термохимических процессов – рекристаллизации минерала или его растворения-осаждения [32]. Наличие большого числа включений на периферии образца и их отсутствие в центральной части согласуется с предположением о различии условий кристаллизации монацита в центральной и периферийной областях.

*Химический состав.* С учетом сложной зональности кристалла адуйского монацита количественный анализ его состава выполнен нами для 100 различных точек, охватывающих его центральную область и периферию (рис. 6а); полученные результаты представлены в табл. 1. Установлено, что для всех зон кристалла профиль распределения РЗЭ характеризуется сравнительно небольшим наклоном (некоторым обогащением LREE) и выраженной Еу-аномалией (рис. 7а), что типично для монацита из гранитоидов [32]. В центральной области кристалла содержание LREE составляет 0.66–0.76, а в периферийных зонах – 0.71–0.82 а.ф.е. (а.ф.е. – число атомов на формульную единицу) (рис. 7б); при этом доля каждого из легких лантаноидов Се, La и Nd почти постоянна и составляет порядка 0.54, 0.26 и 0.20 для Се, La и Nd, соответственно. Содержание HREE достаточно высокое – 0.05–0.07 а.ф.е. (обычно оно не выше 0.02 а.ф.е. [16, 29]); зональности в распределении HREE не наблюдается. Содержание Y значительно варьирует по образцу: в центральной области кристалла оно достаточно высокое – до 0.08 а.ф.е. (типичные содержания Y в монацитах – до 0.10 а.ф.е. [16]), в периферийных зонах – не выше 0.04 а.ф.е.; имеет место выраженная корреляция содержания Y и U (рис. 7в).

Установлено, что содержание Th в адуйском монаците изменяется в достаточно широких пределах – более чем в 3 раза от 0.04 до 0.12 а.ф.е.; вариации наблюдаются как в центральной области кристалла, так и на его периферии. Заметим, что высокие содержания Th (до 0.15 а.ф.е.) типичны для монацитов гранитоидов [32]. В отличие от Th содержание U существенно различно по зонам: в центре – 0.004–0.007 а.ф.е., а на периферии оно понижено до 0.002 а.ф.е. и ниже. При этом внутри зон имеет место корреляция содержаний Th и U, а на периферии коррелируют Y и Th (рис. 7г, д).

*Особенности изоморфизма.* Установлено, что во всех точках адуйского монацита сохраняется равенство суммарных содержаний (Th + U + Pb) и (Si + Ca) (рис. 7з). Ранее (см., например, обзоры [29, 32]) было показано, что вхождение примесей четы-

рехвалентных катионов U и Th в монацит (LREE) PO<sub>4</sub> связано с замещениями либо в одной катионной редкоземельной подрешетке, либо одновременно и в катионной, и в анионной фосфатной<sup>3</sup>. В первом случае реализуются замещения брабантитового (чералитового) типа: 2LREE<sup>3+</sup> → Th<sup>4+</sup> + Ca<sup>2+</sup> (брабантит или чералит CaTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> – изоструктурный монациту минал тройной системы твердых растворов с монацитом и моноклинным хаттонитом Th(SiO<sub>4</sub>), в которой обнаружены природные образцы в широкой области составов [13, 14]). Аналогичная схема замещения реализуется и для урана, однако урановых минералов, изоструктурных монациту или формирующих с ним твердые растворы, в природе не встречается, поэтому изоморфизм урана менее развит: типичное содержание урана в монацитах менее 0.005 а.ф.е. (для тория оно значительно выше – 0.03–0.10 а.ф.е.). Экспериментально установлено [23], что при чералитовом типе замещения компенсация заряда осуществляется также для Sr<sup>2+</sup>, Ba<sup>2+</sup> и, что наиболее важно катионами Pb<sup>2+</sup>, т.е. радиогенный (и нерадиогенный?) свинец вероятно занимает в структуре монацита ту же 9-координированную позицию, что и материнские изотопы Th и U. Синтезирован полный ряд составов в твердых растворах [PbTh(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>]-[2LREE(PO<sub>4</sub>)]; показано, что решетку монацита некорректно рассматривать как полностью несовместимую с ионами Pb<sup>2+</sup> [23]. Отметим, что в ряде случаев радиогенный Pb может сохраняться не только в решетке монацита, но и в междоузлиях, вблизи вакансий и других структурных дефектов [26]. Второй тип изоморфизма Th и U в монаците – хаттонитовый: LREE<sup>3+</sup> + P<sup>5+</sup> → Th<sup>4+</sup>(U<sup>4+</sup>) + Si<sup>4+</sup>; показано [20], что для монацита и хаттонита реализуется полная взаимная растворимость. Отметим, что кремний (до 0.08 а.ф.е.) может входить в монацит и в паре с галогенами, замещающими кислород: PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> → SiO<sub>3</sub><sup>2-</sup> + F<sup>-</sup> [4], что вызывает его избыток по сравнению с количеством, необходимым для зарядовой компенсации Th и U [32].

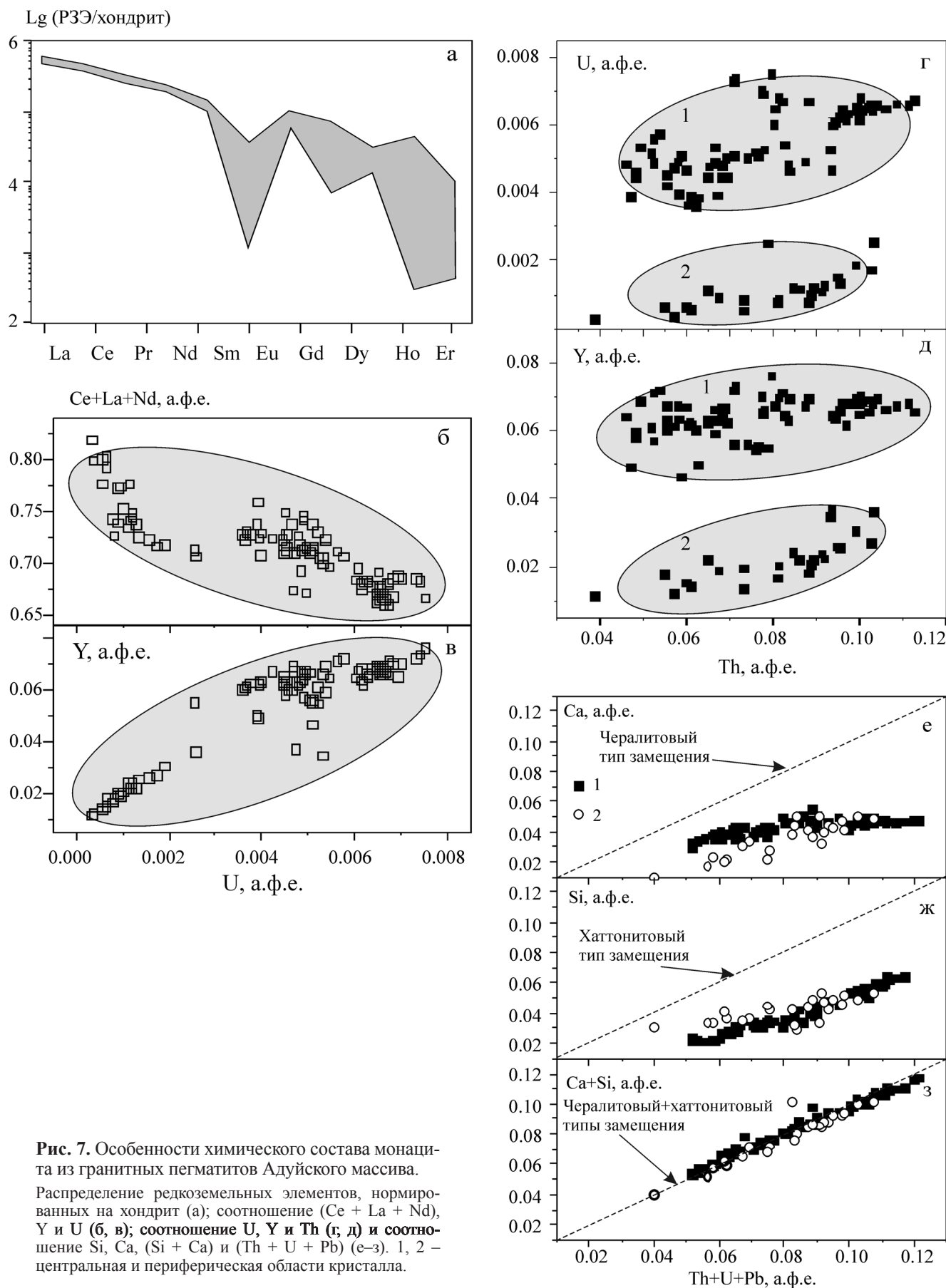
Равенство суммарных содержаний (Th + U + Pb) и (Si + Ca) в адуйском монаците позволяет сделать вывод, что в пробе релизируются замещения катионов Th и U как чералитового, так и хаттонитового типа, причем их вклады соизмеримы. При этом фиксируется ряд различий в изоморфизме для центральной и периферийной области (рис. 7е, ж): в первой концентрации Ca практически постоянна, тогда как концентрации Si и (Th + U + Pb) пропорциональны, т.е. вариации Th в концентрических зонах роста обеспечиваются, в основном, вариациями концентрации Si. Напротив, в периферийных областях концентрация Si менее чувствительна к концентрации Th, и вариации последней в большей степени скоррелированы с вариациями Ca. Этот резуль-

<sup>3</sup> В структуре монацита РЗЭ занимают 9-координированные, а фосфор – искаженные тетраэдрические позиции.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и возраст (млн. лет) монацита из гранитных пегматитов Адуйского массива

№	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	PbO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма	T	dT
1	10.99	0.69	0.14	27.97	11.76	25.01	2.87	9.64	1.93	0.06	1.19	0.00	0.55	0.45	1.49	3.21	1.15	0.00	99.11	247	20
2	11.44	0.74	0.15	27.72	11.66	24.41	2.71	9.68	1.86	0.08	2.01	0.10	0.65	0.00	1.55	3.27	1.10	0.20	99.34	258	26
3	10.88	0.73	0.14	27.74	11.97	24.77	2.65	9.51	1.69	0.05	1.61	0.10	0.83	0.10	1.43	3.25	1.09	0.17	98.70	257	20
4	11.37	0.29	0.12	28.12	12.63	25.98	2.62	9.86	2.02	0.07	1.47	0.12	0.59	0.09	1.35	1.72	1.14	0.06	99.61	234	21
5	7.63	0.51	0.10	28.89	12.83	26.50	2.90	10.13	1.87	0.01	1.51	0.08	0.72	0.06	0.89	2.98	0.89	0.08	98.57	250	24
6	11.23	0.73	0.15	27.77	11.76	24.19	2.64	9.43	1.90	0.09	1.57	0.06	0.83	0.02	1.49	3.24	1.07	0.13	98.28	263	20
7	11.18	0.73	0.15	27.76	12.03	24.48	2.59	9.59	1.98	0.01	1.38	0.07	0.74	0.15	1.46	3.07	1.12	0.12	98.60	260	20
8	7.84	0.58	0.10	28.92	13.04	26.47	2.80	9.92	1.91	0.06	1.42	0.11	0.69	0.09	0.88	2.66	0.98	0.15	98.62	249	23
9	8.71	0.29	0.10	28.74	13.16	25.52	2.84	10.43	1.98	0.05	1.58	0.09	0.56	0.01	1.09	2.60	0.92	0.03	98.67	242	24
10	11.97	0.75	0.15	27.75	11.77	24.41	2.61	9.55	1.97	0.05	1.42	0.18	0.80	0.18	1.61	3.18	1.11	0.19	99.64	250	19
11	7.55	0.51	0.10	29.18	13.30	26.13	2.70	9.67	1.76	0.03	1.51	0.11	0.75	0.04	0.77	3.10	1.04	0.13	98.38	261	24
12	5.80	0.55	0.09	29.28	13.69	27.50	2.98	10.08	1.97	0.02	1.42	0.10	0.65	0.11	0.59	2.71	0.85	0.19	98.60	267	27
13	9.61	0.11	0.11	27.64	13.34	27.04	2.93	10.39	2.14	0.08	1.41	0.03	0.38	0.03	1.33	0.95	0.74	0.01	98.26	256	25
14	10.96	0.70	0.15	27.74	12.21	24.82	2.55	9.50	1.87	0.08	1.38	0.12	0.81	0.12	1.44	3.04	1.11	0.10	98.68	262	20
15	8.60	0.78	0.12	28.93	12.41	25.36	2.71	9.69	1.92	0.03	1.66	0.09	0.75	0.02	0.85	3.08	1.20	0.18	98.40	260	21
16	8.97	0.77	0.12	28.62	12.22	25.17	2.63	9.84	2.07	0.09	1.55	0.14	0.80	0.10	0.96	3.30	1.14	0.23	98.75	251	21
17	9.74	0.75	0.13	28.32	11.87	25.10	2.55	9.87	2.10	0.17	1.43	0.10	0.77	0.17	1.14	3.29	1.17	0.19	98.89	247	20
18	9.92	0.12	0.10	28.07	12.73	26.56	2.99	10.50	2.09	0.07	1.48	0.05	0.45	0.06	1.08	1.12	1.05	0.00	98.46	238	24
19	10.39	0.17	0.11	28.25	12.68	26.39	2.88	10.22	2.03	0.08	1.44	0.07	0.47	0.10	1.15	1.22	1.10	0.00	98.76	242	23
20	10.51	0.70	0.14	27.97	12.11	25.15	2.73	9.69	1.90	0.05	1.50	0.14	0.71	0.10	1.36	3.10	1.07	0.13	99.08	267	21
21	8.90	0.74	0.12	28.65	12.35	25.51	2.75	9.85	1.94	0.03	1.78	0.10	0.68	0.00	0.99	3.20	1.14	0.14	98.87	255	21
22	11.03	0.77	0.15	27.98	12.00	24.36	2.58	9.48	1.91	0.09	1.45	0.13	0.83	0.16	1.46	3.31	1.11	0.14	98.94	258	20
23	8.85	0.68	0.12	28.56	12.46	25.72	2.75	9.67	1.96	0.09	1.35	0.13	0.82	0.16	0.99	3.20	1.13	0.10	98.75	249	21
24	10.29	0.67	0.13	27.98	12.28	24.96	2.70	9.53	1.86	0.05	1.69	0.11	0.79	0.00	1.34	3.04	1.16	0.16	98.64	254	20
25	10.55	0.73	0.14	28.17	11.85	24.63	2.43	9.52	1.83	0.09	1.74	0.14	0.80	0.00	1.32	3.23	1.16	0.22	98.55	264	20
26	8.55	0.79	0.12	28.88	12.13	25.34	2.67	9.76	2.04	0.04	1.54	0.10	0.76	0.04	0.88	3.32	1.20	0.09	98.25	259	21
27	9.11	0.76	0.12	28.73	12.40	25.07	2.67	9.62	1.88	0.16	1.46	0.08	0.85	0.03	1.02	3.38	1.20	0.15	98.66	255	21
28	10.88	0.21	0.12	28.04	12.63	26.20	2.86	10.19	2.03	0.04	1.58	0.07	0.55	0.00	1.24	1.44	1.17	0.01	99.25	237	22
29	7.66	0.57	0.10	28.97	13.20	26.31	2.47	9.81	1.94	0.14	1.64	0.11	0.71	0.01	0.86	3.18	1.02	0.09	98.83	261	24
30	9.20	0.62	0.12	28.63	12.72	25.85	2.77	9.72	1.80	0.04	1.55	0.10	0.73	0.04	1.14	3.07	1.10	0.19	99.39	256	22
31	9.99	0.14	0.12	27.94	13.30	26.65	2.86	10.06	1.99	0.12	1.42	0.00	0.43	0.00	1.21	1.05	1.01	0.00	98.27	262	25
32	11.25	0.19	0.12	28.00	12.35	26.25	2.90	10.28	1.96	0.08	1.41	0.07	0.55	0.08	1.26	1.28	1.16	0.03	99.22	230	22
33	9.78	0.13	0.10	28.18	13.78	27.14	2.81	10.16	1.94	0.04	1.68	0.09	0.31	0.00	1.21	1.05	0.95	0.00	99.34	241	24
34	8.87	0.10	0.10	28.55	12.90	26.85	2.83	10.53	2.16	0.17	1.75	0.08	0.38	0.00	0.75	0.94	1.19	0.00	98.15	264	27
35	9.73	0.09	0.11	28.95	12.76	26.64	2.88	10.54	2.16	0.08	1.52	0.07	0.39	0.06	0.87	0.86	1.20	0.00	98.91	250	25
36	8.87	0.09	0.09	28.85	13.03	27.13	2.91	10.65	2.14	0.10	1.42	0.10	0.37	0.03	0.81	0.79	1.04	0.00	98.42	243	26
37	9.27	0.13	0.10	28.23	13.22	27.17	3.01	10.48	2.15	0.07	1.49	0.09	0.50	0.08	1.10	1.14	0.96	0.02	99.21	248	25
38	7.93	0.10	0.09	28.03	13.55	28.00	3.04	10.67	2.04	0.08	1.36	0.10	0.37	0.06	1.08	0.91	0.66	0.00	98.08	256	28
39	9.36	0.13	0.10	28.13	13.11	27.03	2.88	10.25	1.96	0.15	1.74	0.09	0.40	0.00	1.24	1.04	0.85	0.00	98.46	239	25
40	10.42	0.15	0.11	27.99	12.71	26.55	2.86	10.09	2.10	0.19	1.59	0.08	0.49	0.05	1.30	1.20	0.97	0.00	98.85	243	23
41	7.48	0.45	0.10	29.34	13.11	26.42	2.94	9.76	1.84	0.08	1.60	0.11	0.69	0.06	0.85	3.01	0.95	0.17	98.95	254	24
42	10.89	0.72	0.14	28.18	11.85	24.43	2.61	9.15	1.77	0.06	1.90	0.14	0.76	0.00	1.44	3.21	1.10	0.14	98.51	246	19
43	9.34	0.53	0.12	29.23	12.13	25.20	2.64	9.59	1.86	0.05	1.58	0.09	0.78	0.08	1.16	3.32	1.01	0.18	98.89	248	21
44	9.21	0.54	0.12	28.44	12.12	25.77	2.89	9.75	1.94	0.12	1.33	0.11	0.69	0.27	1.09	2.98	1.07	0.13	98.58	267	22
45	7.70	0.51	0.10	29.10	13.05	26.20	2.87	10.02	1.84	0.07	1.75	0.10	0.66	0.00	0.91	2.96	0.91	0.13	98.89	261	24
46	12.17	0.74	0.16	27.47	11.53	24.03	2.53	9.47	1.85	0.09	1.25	0.18	0.81	0.22	1.69	3.19	1.12	0.18	98.68	254	19
47	11.30	0.72	0.15	27.72	11.92	24.30	2.68	9.58	1.98	0.05	1.29	0.09	0.70	0.19	1.60	3.17	1.09	0.12	98.65	253	19
48	11.04	0.72	0.15	27.86	11.95	24.49	2.70	9.54	1.85	0.03	1.46	0.12	0.79	0.09	1.49	3.24	1.10	0.18	98.79	257	20
49	12.35	0.75	0.16	27.58	11.58	24.06	2.57	9.42	1.81	0.08	1.48	0.12	0.75	0.10	1.72	3.07	1.12	0.11	98.84	257	19
50	11.65	0.73	0.15	27.71	11.75	24.64	2.64	9.52	1.87	0.07	1.53	0.13	0.71	0.02	1.59	3.12	1.08	0.14	99.06	255	17

Примечание. Анализ выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Самеса SX100.



**Рис. 7.** Особенности химического состава монацита из гранитных пегматитов Адуйского массива. Распределение редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (а); соотношение (Ce + La + Nd), Y и U (б, в); соотношение U, Y и Th (г, д) и соотношение Si, Ca, (Si + Ca) и (Th + U + Pb) (е-з). 1, 2 – центральная и периферическая области кристалла.

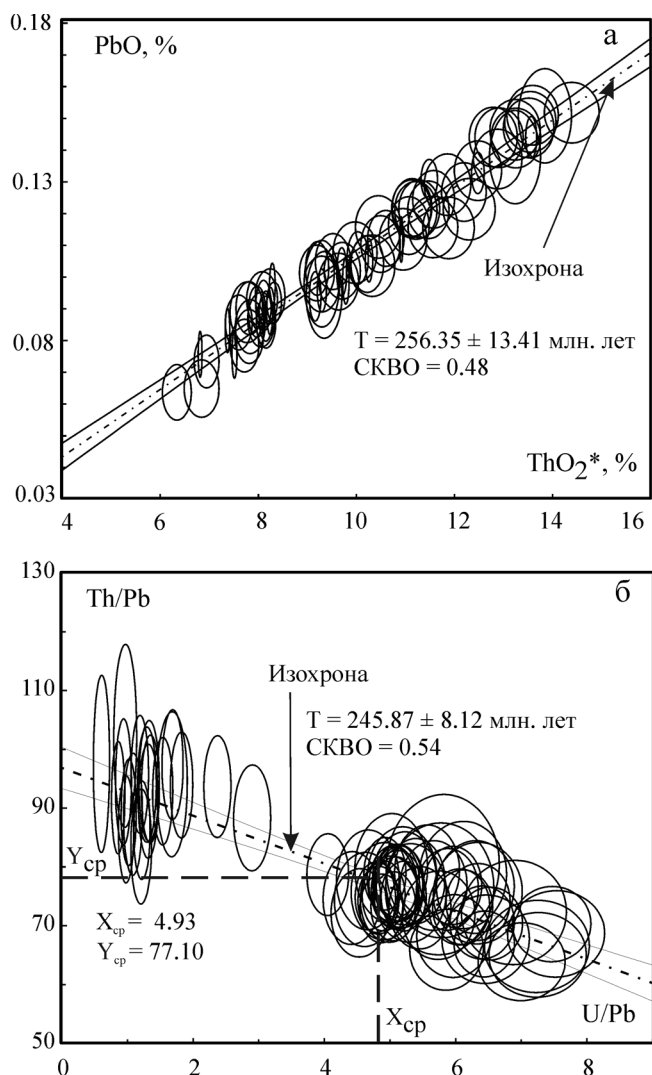


Рис. 8. Th\*-Pb (а) и Th/Pb-U/Pb-данные (б) для монацита из гранитных пегматитов Адуйского массива.

тат указывает на различие условий формирования центральной и периферийных областей кристалла. Представляется, что более корректны независимые возрастные определения для центральной и периферийных областей кристалла.

Исходя из схем изоморфизма  $2\text{LREE}^{3+} \rightarrow \text{Th}^{4+} + \text{Ca}^{2+}$  и  $2\text{LREE}^{3+} \rightarrow \text{Th}^{4+} + \text{Ca}^{2+}$ , можно предположить, отношение  $\beta = (\text{Si} + \text{Ca})/(\text{Th} + \text{U} + \text{Pb})$  (или  $(\text{Si} + \text{Ca})/(\text{Th} + \text{U} + \text{Pb} + \text{S})$  при наличии серы), а точнее степень его отклонения от 1 является простейшим кристаллохимическим критерием сохранности состава монацита (замкнутости его Th-U-Pb-системы). Для адуйского монацита установлено, что в 80 проанализированных точках из 100 отношение  $\beta$  составляет 0.95–1.05 (т.е. отклонение от 1 не превышает 5%) и лишь в 20 точках на периферии кристалла и в его центре оно равно 0.90–0.95 и 1.05–1.10, соответственно, что, по видимому, отражает процессы радиационной де-

струкции (метамиктизации) минерала или наличие фазовых включений. Эти данные свидетельствуют о малой степени нарушения замкнутости Th-U-Pb подсистемы исследуемого монацита. Можно предполагать, что отбраковка указанных 20 точек при определении возраста кристалла может повысить надежность и корректность его определения.

**Датировка.** В предположении, что содержание нерадиогенного свинца и потери радиогенного пренебрежимо малы (изотопные U-Pb и Th-Pb-подсистемы закрыты, и U/Pb и Th/Pb-возраста совпадают), нами выполнены расчеты возрастов по результатам электронно-зондовых точечных анализов адуйского монацита при погрешности определения  $\Delta\text{Th}/\text{Th} = 3.08$ ,  $\Delta\text{U}/\text{U} = 1.54$  и  $\Delta\text{Pb}/\text{Pb} = 5.63\%$ . На рис. 6в приведены значения расчетных возрастов с ошибками их определения для 100 точек индивида монацита, а также величина средне-взвешенного возраста, которая составляет  $252.8 \pm 4.5$  млн. лет (СКВО = 0.22). Заметим, что при достаточно повышенных (до 5.6%) значениях ошибки определения Th, U и Pb, погрешность датировки составляет менее 2%. Из рис. 6в, где приведена гистограмма распределения полученных значений возрастов, а также огибающая кривая, видно, что последняя близка к гауссовой функции с одним максимумом, соответствующем возрасту минерала  $252.8 \pm 4.5$  млн. лет, что свидетельствует о гомогенности системы по возрасту.

Из аналитических данных, приведенных в табл. 1, видно, что адуйский монацит характеризуется достаточно высокой неоднородностью по составу:  $\text{ThO}_2 = 4.2\text{--}12.4$ ,  $\text{UO}_2 = 0.03\text{--}0.84$  и  $\text{PbO} = 0.05\text{--}0.16$  мас. %. Это открывает возможность использовать полученные результаты для изохронных построений: на рис. 8 они представлены на Th\*-Pb и Th/Pb-U/Pb-диаграммах. Видно, что результаты удовлетворительно ложатся как на Th\*-Pb, так и на Th/Pb-U/Pb-изохроны; Th\*/Pb-возраст составляет  $256.35 \pm 13.41$  млн. лет, (СКВО = 0.48), Th/Pb-возраст на двумерной Th/Pb-U/Pb-диаграмме –  $245.87 \pm 8.12$  млн. лет, (СКВО = 0.54), а на трехмерной ThO<sub>2</sub>-UO<sub>2</sub>-PbO-диаграмме –  $245.30 \pm 16.00$  млн. лет (СКВО = 0.43). Сопоставление результатов свидетельствует о том, что в данном случае все подходы при обработке аналитических данных достаточно корректны и дают близкие значения возраста. При этом минимальные погрешности реализуются при обработке гистограммы распределения единичных возрастов ( $\pm 4.5$ ) и при анализе Th/Pb-U/Pb-изохроны ( $\pm 8.12$  млн. лет); при этом ошибка определения Th/Pb-возраста на трехмерной ThO<sub>2</sub>-UO<sub>2</sub>-PbO-диаграмме почти в два раза выше, что отражает существенно высокотермические состав минерала.

### ***В. Монациты гранитных пегматитов Ильменских гор***

В пробе минерала из Блюмовской копи 50 содержание  $\text{ThO}_2$  варьирует от 22.0 до 32.8,  $\text{UO}_2$  – от 0.48 до 0.66,  $\text{PbO}$  – от 0.24 до 0.37 мас. % (данные по 21 точечному анализу зерен размером порядка 0.6 мм). По единичным точечным анализам нами выполнены расчеты возраста минерала в предположении, что изотопные U-Pb и Th-Pb-подсистемы минерала закрыты, и U/Pb и Th/Pb-возраста совпадают. Установлено, что средневзвешенное значение возраста составляет  $241.0 \pm 8.9$  млн. лет (СКВО = 0.02), при этом огибающая кривая гистограммы распределения возрастов близка к гауссовой функции с одним максимумом, что свидетельствует о гомогенности минерала по возрасту.

Зерно монацита достаточно неоднородно по содержанию урана, тория и свинца, что открывает возможность использовать полученные аналитические данные для изохронных построений. Установлено, что изохронный **Th\*-Pb-возраст минерала составляет**  $246.0 \pm 37.7$  млн. лет (СКВО = 0.08), в то же время изохронный **Th/Pb-возраст, полученный на двумерной Th/Pb-U/Pb-диаграмме** –  $260.1 \pm 139.1$  (!) (СКВО = 0.05), а на трехмерной  $\text{ThO}_2\text{-UO}_2\text{-PbO}$ -диаграмме –  $255.7 \pm 105.9$  (!) млн. лет (СКВО = 0.08). В монаците из копи № 244 содержание  $\text{UO}_2$  составляет 0.5–1.2,  $\text{PbO}$  – 0.14–0.25, в то время как содержание  $\text{ThO}_2$  несколько ниже – 12.0–23.1 мас. % (данные по 14 точечным анализам зерна размером 1.5 мм). Средне-взвешенное значение возраста по единичным точечным анализам составляет  $249.0 \pm 21.9$  млн. лет. Изохронный **Th\*-Pb-возраст составляет**  $242.5 \pm 40.0$  (СКВО = 0.12), а Th/Pb-возраст по двумерной Th/Pb-U/Pb-диаграмме –  $272.0 \pm 74.5$  (!) (СКВО = 0.13) и по трехмерной  $\text{ThO}_2\text{-UO}_2\text{-PbO}$ -диаграмме –  $265.1 \pm 150.5$  (!) млн. лет (СКВО = 0.12).

Видно, что в монацитах из копи № 50 и 244 удовлетворительно согласуются между собой возраста, рассчитанные как по единичным точечным анализам, так и по **Th\*-Pb-изохронной диаграмме**. Напротив, расчеты по Th/Pb-U/Pb- и  $\text{ThO}_2\text{-UO}_2\text{-PbO}$ -диаграммам дают неудовлетворительные результаты, по-видимому, ввиду малого разброса по зернам содержаний урана.

### ***Г. Уранинит и монацит гранитоидов Первомайского массива***

В зерне уранинита размером порядка 5 мкм содержание  $\text{ThO}_2$  варьирует от 4.89 до 5.08,  $\text{UO}_2$  – от 86.78 до 88.91,  $\text{PbO}$  – от 3.30 до 3.38 мас. % (данные для 4 точек, абсолютная погрешность – 0.19, 0.43 и 0.06 мас. %, соответственно); в зерне монацита размером порядка 50 мкм содержание  $\text{ThO}_2$  – 7.56–9.74,  $\text{UO}_2$  – 0.10–1.74,  $\text{PbO}$  – 0.09–0.18 мас. % (данные для 6 точек, абсолютная погрешность –

0.26, 0.01 и 0.01 мас. %). По составу, определенному для отдельных точек минералов, выполнены их датировки: средневзвешенное значение возраста для уранинита –  $274.00 \pm 30.50$ , а для монацита –  $258.47 \pm 43.27$  млн. лет, причем гистограммы распределения возрастов свидетельствуют о гомогенности минералов по возрасту. Использование более строгих изохронных подходов для датировок одного или другого минералов практически невозможно как из-за относительно малого разброса содержаний Th, U и Pb по зернам этих моноэлементных минералов-концентраторов Th или U с соотношением  $\text{ThO}_2/\text{UO}_2 = 10/1$  или  $1/100$ , так и из-за малого числа аналитических точек на отдельном зерне микронного размера. В частности, на диаграмме Th/Pb vs. U/Pb вследствие “приуроченности” точек к оси Th/Pb (или U/Pb) **ошибка при построении** изохроны достаточно высока, и Th/Pb- (или U/Pb)-**возраст оценивается для каждого из минералов** лишь чисто качественно.

В предположении равенства возрастов уранинита и монацита, о чем свидетельствует близость средневзвешенных значений возрастов, оцененных по единичным точечным анализам минералов, вполне обоснованным представляется использование изохронного подхода для всей совокупности аналитических данных по двум минералам. Соответствующие построения представлены на диаграммах  $\text{UO}_2^* \text{ vs. PbO}$  и Th/Pb vs. U/Pb (рис. 9); они однозначно указывают на корректность применения данного подхода: результаты удовлетворительно ложатся на изохроны, причем **U\*-Pb-возраст составляет**  $274.1 \pm 3.8$  (СКВО = 0.07), U/Pb-возраст –  $274.0 \pm 3.7$  млн. лет (СКВО = 0.08), а Th/Pb-возраст по трехмерной  $\text{ThO}_2\text{-UO}_2\text{-PbO}$ -диаграмме –  $274.1 \pm 4.2$  млн. лет (СКВО = 0.08). Датировки, полученные в разных подходах по совокупности данных для двух минералов-концентраторов Th и U, близки между собой и близки средневзвешенным значениям возраста, полученным для каждого минерала по отдельности.

### ***Д. Уранинит кварц-сульфидных жил Пышминско-Ключевского месторождения***

Состав минерала –  $\text{UO}_2 = 80.37\text{--}91.31$ ,  $\text{ThO}_2 = 0\text{--}1.13$  и  $\text{PbO} = 3.90\text{--}4.74$  мас. % (данные для 24 точек по зерну, имеющему размер порядка 5–10 мкм). По полученным значениям содержаний Th, U и Pb **в точках выполнены датировки уранинита**: средне-взвешенное значение возраста составляет  $369.7 \pm 24.1$  млн. лет, причем гистограмма распределения “точечных” возрастов свидетельствует о возрастной гомогенности минерала. Таким образом, в рамках предположения о замкнутости изотопной U-Th-Pb-системы минерала его датировку в границах подхода [24], можно признать удовлетворительной, хотя погрешность в

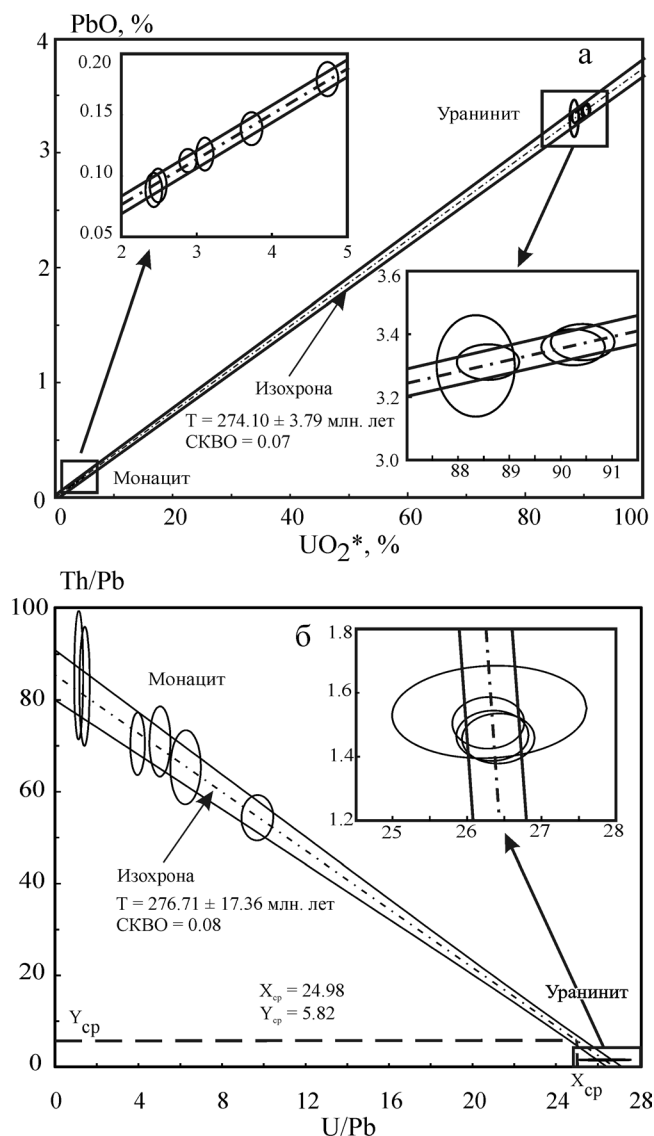


Рис. 9. U\*-Pb (а) и Th/Pb-U/Pb-данные (б) для монацита и уранинита из гранитоидов Первомайского массива.

определении возраста достаточно значима. Напротив, использование изохронных подходов не приводит к корректным датировкам (корректных изохрон построить не удастся из-за малого разброса содержаний Th, U и Pb), в частности U\*/Pb-возраст составляет  $495.9 \pm 335.0$  (!) (СКВО = 0.3), а Th/Pb-возраст по трехмерной ThO<sub>2</sub>-UO<sub>2</sub>-PbO-диаграмме –  $563.6 \pm 357.19$  (!) млн. лет (СКВО = 0.22).

#### Е. Минералы гранитоидов доюрского фундамента Западной Сибири

Уранинит, Окуневская буровая площадь, скв. Ок10486, глубина 1734 м. В уранините содержание UO<sub>2</sub> = 67.51–78.73, ThO<sub>2</sub> = 7.38–15.32 и PbO = 3.01–3.31 мас. % (данные для 9 точек в зерне размером менее 10 мкм). По полученным составам и в пред-

положении, что изотопная U-Th-Pb-система минерала замкнута, проведены расчеты возраста: его средне-взвешенное значение для уранинита  $302.6 \pm 9.0$  млн. лет. Использование изохронных подходов не приводит к корректным датировкам, в частности, получено, что U\*/Pb-возраст составляет  $279.9 \pm 85.6$  млн. лет (СКВО = 0.57); U/Pb-возраст по двумерной Th/Pb-U/Pb-диаграмме –  $302.6 \pm 24.3$  млн. лет (СКВО = 0.63), а по трехмерной ThO<sub>2</sub>-UO<sub>2</sub>-PbO-диаграмме –  $236.1 \pm 165.8$  млн. лет (СКВО = 0.62).

В торите содержание ThO<sub>2</sub> составляет 74.20–76.92, UO<sub>2</sub> – 7.34–7.78 и PbO – 1.25–1.30 мас. % (данные для 10 точек в зерне, имеющем размер до 50 мкм). По полученным составам и в предположении, что изотопная U-Th-Pb-система минерала замкнута, проведены расчеты возраста: его средне-взвешенное значение составляет  $300.8 \pm 19.2$  млн. лет. Использование изохронных подходов не приводит к корректным датировкам: получено, что Th\*/Pb-возраст составляет  $307.3 \pm 563.1$  (!) млн. лет (СКВО = 0.02), Th/Pb-возраст по двумерной Th/Pb-U/Pb диаграмме –  $303.1 \pm 617.2$  (!) млн. лет (СКВО = 0.03), а по трехмерной ThO<sub>2</sub>-UO<sub>2</sub>-PbO диаграмме –  $260.4 \pm 1222.9$  (!) млн. лет (СКВО = 0.02).

Уранинит и монацит, Верхнереченская площадь, скв. 1. В зерне монацита размером до 50 мкм содержание ThO<sub>2</sub> – 5.37–16.31, UO<sub>2</sub> – 0.40–0.81, PbO – 0.08–0.19 мас. % (данные для 24 точек); в зерне уранинита размером до 15 мкм содержание ThO<sub>2</sub> – 2.05–4.94, UO<sub>2</sub> – 83.18–89.85, PbO – 2.93–3.26 мас. % (данные для 11 точек). По составу, определенному для отдельных точек монацита и уранинита, выполнены их датировки: средне-взвешенное значение возраста составляет  $255.83 \pm 36.21$  и  $259.73 \pm 7.82$  млн. лет, соответственно, причем гистограммы распределения возрастов свидетельствуют о гомогенности минералов по возрасту. Использование более строгих изохронных подходов дают следующие значения возрастов для монацита: Th\*/Pb-возраст равен  $254.71 \pm 37.64$  (СКВО = 0.26), а Th/Pb-возраст на двумерной Th/Pb-U/Pb- и трехмерной ThO<sub>2</sub>-UO<sub>2</sub>-PbO диаграммах –  $258.68 \pm 30.90$  (СКВО = 0.33), и  $253.30 \pm 37.64$  (СКВО = 0.27), млн. лет. Видно, что погрешности определения возрастов достаточно велики.

В предположении равенства возрастов уранинита и монацита нами использован изохронный подход для всей совокупности аналитических данных по двум минералам. Из анализа соответствующих диаграмм следует, что на них данные по минералам удовлетворительно ложатся на изохроны, причем U\*/Pb-возраст совокупной системы составляет  $259.19 \pm 3.66$  (СКВО = 0.50), Th/Pb-возраст по двумерной Th/Pb-U/Pb диаграмме –  $259.17 \pm 3.47$  (СКВО = 0.59), а Th/Pb-возраст по трехмерной ThO<sub>2</sub>-UO<sub>2</sub>-PbO диаграмме –  $259.03 \pm 3.73$  млн. лет (СКВО = 0.49). Видно, что все датировки удовлетворительно согласуются между собой и погрешности определения возрастов достаточно малы.

### **Ж. Ториаит карбонатитоподобных пород Карабаишского гипербазитового массива**

Состав минерала –  $\text{ThO}_2 = 51.95\text{--}67.54$ ,  $\text{UO}_2 = 18.34\text{--}26.58$  и  $\text{PbO} = 1.61\text{--}2.04$  мас. %. (данные для 10 точек в зерне, имеющем размер 5–10 мкм); средне-взвешенное по 10 точкам значение его возраста составляет  $352.1 \pm 11.2$  млн. лет (гистограмма распределения возрастов имеет один максимум, т.е. минерал гомогенен по возрасту); изохронный  $\text{Th}^*/\text{Pb}$ -возраст равен  $321.4 \pm 70.3$  млн. лет (СКВО = 0.26). Видно, что эти возраста, вычисленные в рамках двух различных подходов, в целом, согласуются между собой, хотя погрешность датировки в изохронном подходе значительна, по-видимому, из-за “скученности” в расположении точек на соответствующей диаграмме (небольшого разброса содержания  $\text{Th}$  и  $\text{U}$ ). Эта же причина вызывает еще большую погрешность в определении изохронных  $\text{Th}/\text{Pb}$ -возрастов на двумерной  $\text{Th}/\text{Pb}$ – $\text{U}/\text{Pb}$ - и трехмерной  $\text{ThO}_2$ – $\text{UO}_2$ – $\text{PbO}$  диаграммах:  $486.3 \pm 178.7$  (СКВО = 0.70), и  $563.8 \pm 347.5$  млн. лет (СКВО = 0.49), соответственно. Последние оценки носят лишь качественный характер.

### **3. Монациты Суундукского и Джабыкского массивов**

Состав монацитов из двух гранитоидных массивов –  $\text{ThO}_2 = 4.67\text{--}11.04$ ,  $\text{UO}_2 = 0.14\text{--}0.29$  и  $\text{PbO} = 0.05\text{--}0.11$  мас. % (данные для 9 точек в зерне, имеющем размер порядка 50 мкм);  $\text{ThO}_2 = 3.16\text{--}13.08$ ,  $\text{UO}_2 = 0.15\text{--}0.46$  и  $\text{PbO} = 0.04\text{--}0.16$  мас. % (данные для 9 точек в зерне, имеющем размер до 0.4 мм). Средне-взвешенные значения возрастов составляют  $222.11 \pm 49.00$  и  $266.67 \pm 44.11$  млн. лет; изохронные  $\text{Th}^*/\text{Pb}$ -возраста равны  $222.69 \pm 91.89$  (СКВО = 0.27) и  $268.1 \pm 35.26$  млн. лет (СКВО = 0.28); а  $\text{Th}/\text{Pb}$ -возраста, оцененные по трехмерным  $\text{ThO}_2$ – $\text{UO}_2$ – $\text{PbO}$ -диаграммам  $239.18 \pm 98.87$  и  $275.1 \pm 92.14$  млн. лет (СКВО = 0.33), соответственно для монацитов Суундукского и Джабыкского массивов. Отметим, что согласно Т.А. Осиповой (частное сообщение) для монацита Суундукского массива методом изотопного разбавления получены конкордантные датировки в  $218 \pm 4$  млн. лет, а для пробы Джабыкского  $270 \pm 10$  и  $164 \pm 2$  млн. лет.

### **ВЫВОДЫ**

Рассмотрены вопросы развития и совершенствования методики химического микрозондового датирования минералов-концентраторов радиоактивных элементов – широко известной за рубежом методики СИМЕ. Реализован комплексный подход, включающий решение ряда методических аналитических, математических и кристаллохимических задач.

С целью повышения воспроизводимости данных и снижения погрешности определения состава ряда минералов-гехронометров (монацита, уранинита, торита и торианита) рассмотрены методические вопросы проведения их микрозондового анализа – оптимизация времени набора импульсов на аналитических пиках  $\text{U}$ ,  $\text{Th}$  и  $\text{Pb}$ , учет поправок на влияние матрицы и др.

На основе вычислительного эксперимента по моделированию поведения временной эволюции модельной статистической  $\text{U}$ - $\text{Th}$ - $\text{Pb}$ -системы при варьировании всех ее основных характеристик (начального содержания и соотношения  $\text{U}$  и  $\text{Th}$ , их среднеквадратичных отклонений, наличия нерадиогенного и потерь радиогенного  $\text{Pb}$  – степени конкордантности-дискордантности, количества статистических реализаций системы и др.) детально исследована процедура ее датировки в рамках четырех альтернативных подходов [8, 24, 25, 30]; проанализированы проблемы повышения объективности анализа с возможностью отбраковки недостоверных результатов, сформулированы условия, при которых могут быть получены корректные возрастные определения. Показано, что для корректной датировки необходим комплексный подход, включающий использование нескольких различных методик обчета, сравнение и анализ получаемых возрастов.

Развитые математические подходы для получения, обработки и анализа химических данных использованы при изучении ряда  $\text{Th}$ - $\text{U}$ -минералов (монацитов, уранинитов, торитов и торианитов) из различных геологических объектов Урала и прилегающих территорий: выполнено их элементное картирование, изучен химический состав в выделенных точках, проведены расчеты возрастов.

С целью повышения объективности методики изохронного химического датирования с возможностью отбраковки недостоверных результатов исследованы кристаллохимические особенности минерала-геохронометра монацита (на примере проб из гранитных пегматитов Адуйского массива, Средний Урал): выполнен детальный анализ зональности в распределении элементов; выявлено два типа зональности в центральной области кристалла и на его периферии – концентрическая, типичная для магматических монацитов, и сложной формы, свойственная монацитам, подвергшимся термохимическим воздействиям в процессе роста или посткристаллизационной эволюции; рассмотрены схемы гетеровалентного изоморфизма катионов  $\text{Th}$  и  $\text{U}$  (чералитовый и хаттонитовый), а также вопросы замкнутости  $\text{Th}$ - $\text{U}$ - $\text{Pb}$ -системы минерала. Показано, что для большинства зон кристалла степень нарушения замкнутости  $\text{Th}$ - $\text{U}$ - $\text{Pb}$ -системы незначительна.

Авторы признательны В.В. Мурзину, Т.А. Осиповой, К.С. Иванову, Ю.В. Ерохину (ИГТ УрО РАН), В.А. и В.И. Поповым (ИМин УрО РАН), В.А. Губину (УрФУ) за образцы для исследований.

Работа выполнена в рамках федеральной целевой программы “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 гг. НИР по теме: “Геохимия, микроструктура и радиационные явления в минералах-концентраторах радиоактивных элементов как основа для петрогенетических, геохронологических и материаловедческих приложений” (госконтракт № 02.740.11.0727), а также Президиума РАН № 23 “Научные основы инновационных энергоресурсосберегающих экологически безопасных технологий оценки и освоения природных и техногенных ресурсов”, № 20 “Создание и совершенствование методов химического анализа”, а также в рамках программы УрО РАН “Состав, структура и физика радиационно-термических эффектов в фосфатных и силикатных минералах и стеклах как основа для геохронологических построений и создания материалов для утилизации высокоактивных долгоживущих радионуклидов” при поддержке гранта РФФИ № 09–05–00513 и 11–05–00035.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корнилов А.Н., Романенко И.М., Филиппов М.Н., Петров Д.Б. Возможности геохронологии монацитов Th-U-Pb методом по данным рентгеноспектрально-го микроанализа // Всероссийская конференция по аналитической химии “Аналитика России”. Тезисы докладов. М. 2004. С. 265–266.
2. Попова В.И., Чурин Е.И. Зональность и секториальность состава монацита-(Ce) гранитных пегматитов Среднего и Южного Урала // Записки РМО. 2009. № 5. С. 77–89.
3. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
4. Baldwin J.A., Bowring S.A., Williams M.L., Mahan K.H. Geochronological constraints on the evolution of high-pressure felsic granulites from an integrated electron microprobe and ID-TIMS geochemical study // Lithos. 2006. V. 88. P. 173.
5. Cherniak D.J., Pyle J.M. The diffusion in monazite // Chem. Geol. 2008. V. 256, I. 1-2. P. 52–61.
6. Cherniak D.J., Watson E.B., Grove M., Harrison T.M. Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. P. 829–840.
7. Cherniak D.J., Watson E.B., Harrison T.M., Grove M. Pb diffusion in monazite: a progress report on a combined RBS/SIMS study // EOS Transc. Am. Geophys. Union. 2000. V. 81. P. S25.
8. Cocherie A., Albaredo F. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65, № 24. P. 4509–4522.
9. Copeland P., Parrish R.R., Harrison T.M. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implication for U-Pb systematics // Nature. 1988. V. 333. P. 760–763.
10. Cressey G., Wall F., Cressey B.A. Differential REE uptake by sector growth of monazite // Mineral. Mag. 1999. V. 63. P. 813–828.
11. Dahl P.S., Hamilton M.A., Jercinovic M.J. et al. Comparative isotopic and chemical geochronometry of monazite, with implications for U-Th-Pb dating by electron microprobe: An example from metamorphic rocks of the eastern Wyoming Craton (USA) // Am. Min. 2005. V. 90. P. 619–638.
12. Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological Systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 40. P. 259–274.
13. Forster H.-J. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals from the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. Part I: the monazite-(Ce)-brabantite solid solution series // Am. Min. 1998. V. 83. P. 259–272.
14. Forster H.-J., Harlov D.E. Monazite-(Ce)-huttonite solid solutions in granulite-facies metabasites from the Ivrea-Verbano Zone, Italy // Mineral. Mag. 1999. V. 63. P. 587–594.
15. Gardes E., Jaoul O., Montel J., et al. Pb diffusion in monazite: an experimental study of  $Pb^{2+} + Th^{4+} \leftrightarrow 2Nd^{3+}$  interdiffusion // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 2325–2336.
16. Heinrich W., Andrehs G., Franz G. Monazite-xenotime miscibility gap thermometry I. An empirical calibration. // J. Metamorph. Geol. 1997. V. 15. P. 3–16.
17. <http://www.nendai.nagoya-u.ac.jp/gsd/CHIME/>
18. <http://www.geo.umass.edu/probe/Monazite%20techniques-analysis%20frames.html>.
19. Jercinovic M.J., Williams M.L. Analytical perils (and progress) in electron microprobe trace element analysis applied to geochronology: background acquisition interferences, and beam irradiation effects // Am. Min. 2005. V. 90. P. 526–546.
20. Kucha H. Continuity in the monazite-huttonite series // Mineral. Mag. 1980. P. 1031–1034.
21. Ludwig K.R. Users manual for ISOPLOT/EX, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub. 1a. 1999.
22. McFarlane C.R.M., Harrison T.M. Pb-diffusion in monazite: Constraints from a high-T contact aureole setting // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 250, Is. 1-2. P. 376–384.
23. Montel J.-M., Devidal J.L., Avignand D. X-ray diffraction study of brabantite-monzite solid solutions // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 89.
24. Montel J.-M., Foret S., Veschambre M. et al. Electron microprobe dating of monazite // Chem. Geol. 1996. V. 131. P. 37–53.
25. Rhede D., Wendt I., Förster H.J. A three-dimensional method for calculating independent chemical U/Pb and Th/Pb-ages of accessory minerals // Chem. Geol. 1996. V. 30. P. 247–253.
26. Seydoux-Guillaume A.M., Goncalves P., Wirth R., Deutsch A. Transmission electron microscope study of polyphase and discordant monazites; site-specific specimen preparation using the focused ion beam technique // Geol. Bould. 2003. V. 31. P. 973–976.
27. Seydoux-Guillaume A.M., Paquette J.L., Wiedenbeck M. et al. Experimental resetting of the U-Th-Pb systems in monazite // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 165–181.
28. Seydoux-Guillaume A. M., Wirth R., Nasdala L. et al. An XRD, TEM and Raman study of experimentally annealed natural monazite // Phys. Chem. Miner. 2002. V. 29. P. 240–253.

29. *Spear F.S., Pyle J.M.* Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks // *Rev. Mineral. Geochem.* 2002. V. 48. P. 293–335.
30. *Suzuki K., Adachi M., Tanaka T.* Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study // *Sediment. Geol.* 1991. V. 75. P. 141–147.
31. *Suzuki K., Kato T.* CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // *Gondwana Research.* 2008. V. 14. P. 569–586.
32. *Williams M.L., Jercinovic M.J., Hetherington C.J.* Microprobe Monazite Geochronology: Understanding Geologic Processes by Integrating Composition and Chronology // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2007. V. 35. P. 137–175.
33. *Williams M. L., Jercinovic M. J., Terry M. P.* Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories // *Geology* 1999. V. 27, № 11. P. 1023–1026.
34. *York D.* Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Phys.* 1966. V. 44. P. 1079–1086.

*Рецензент И.С. Чащухин*

## **A chemical electron microprobe dating for radioactive elements: Methodical aspects**

**S. L. Votyakov, V. V. Khiller, Y. V. Schapova, A. V. Porotnikov**

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

The work is devoted to the development of a chemical electron microprobe dating technique for radioactive elements bearing minerals – a widely known abroad technique CHIME (chemical Th-U-total Pb isochron method). The complex approach including the solving of a number of analytical, mathematical and crystal-chemical problems is employed. With the purpose of an increase of reproducibility of the data and the reduction of age errors for monazite, uraninite, thorite, thorianite minerals, the analytical procedure is examined in detail (in particular, its counting parameters-intensity, total acquisition time per point, total number of points in the analysis; the obtaining a correct major element analysis to insure proper matrix corrections; the corrections for spectral interference, etc.). On the basis of a statistical computer simulation of the time evolution of U-Th-Pb-content in a mineral at a variation of its basic characteristics (the values of initial content, the U and Th ratio, the dispersion of their contents, the presence of initial lead, the possible Pb losses, the discordancy U-Th-Pb-system, etc.) the procedure of age calculation is analyzed within the framework of four alternative approaches; the ways of validation of dating procedure are considered; the conditions, at which the correct age definitions can be received are formulated. It is shown, that the use of several age calculation methods and the comparison of the age values obtained is necessary for correct dating. The advanced mathematical approaches of the chemical data analysis are used for the exploration of the series of monazite, uraninite, thorite, thorianite samples from various geological objects of the Urals and adjacent territories; the elemental mapping, chemical composition in the allocated points and the age values are obtained. With the purpose of the better interpretation of the results obtained and rejecting the meaningless data, the crystal-chemical and textural features of monazite sample from pegmatites (Adui granite massif, the Urals) are considered in detail: the types of isomorphous substitution (cheralite- or huttonite-type substitutions), complex compositional zoning, the problems of possible disturbance of Th-U-Pb system is carried out.

*Key words: monazite, uraninite, electron microprobe dating, elemental mapping, crystal chemistry, isomorphous substitution, computer simulations.*

## АШКИНСКАЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ ЗОНА (СРЕДНИЙ И СЕВЕРНЫЙ УРАЛ): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВ РУДНЫХ ТЕЛ И СОПРЯЖЕННЫХ МЕТАСОМАТИТОВ, ПРАКТИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ

© 2010 г. В. Н. Сазонов\*, А. Я. Великанов\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: sazonov@igg.uran.ru

\*\*ООО “Урал Минералз”

620014, г. Екатеринбург, просп. Ленина, 8

E-mail: avelikanov@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.10.2009 г.

В работе характеризуются Ашкинская рудная зона и ее главный представитель – Ашкинское золоторудное (с МПГ) месторождение. Последнее, по данным Д.А. Додина с соавторами (2007), является объектом *сухоложского* типа, локализующимся в “черных” сланцах черносланцевой формации. Этому типу свойственны крупнообъемные полихронные, полигенные месторождения золота (с платиноидами). Это обстоятельство послужило главным аргументом актуальности изучения указанной рудной зоны и развития в ее пределах поисково-оценочных работ. Ашкинская зона представляет собой полихронную и полигенную шовную зону, которая была заложена в  $R_3$ , интенсивно трансформировалась в  $PZ_3$  с образованием благороднометальной минерализации, а затем после некоторого перерыва была вновь неоднократно активизирована (MZ–Q). По представлениям Д.А. Додина с соавторами (2007), она является составной частью Тыктотловско-Промысловского рудного мегарайона, который протягивается через Полярный, Приполярный и Средний Урал. В статье рассматривается только его часть, включающая Средний и отчасти Северный Урал. Она располагается к западу от Главного коллизионного шва Уральского региона, включая зону его влияния, в которой прослеживаются верхнерифейские черные сланцы (представлены метаморфизованными углеродсодержащими глинисто-кремнистыми, глинистыми, глинисто-карбонатными разностями и песчаниками), магматиты (массивы сложного состава (габбро, диориты, гранитоиды, дайки плагиогоранит-порфириров и др.), а также метаморфиты (зеленосланцевой фации) и метасоматиты березит-лиственитовой, аргиллизитовой и пропилиитовой (?) формаций. В ряде мест отмечены контактовые метаморфиты (данные К.А. Зубарева и др., 2009 г.). Продуктивная минерализация в шовной зоне контролируется сбросо-сдвигами, возникшими при сдвиговых деформациях вдоль границ субмеридионально ориентированных блоков пород. Такие блоки получили название рифтогенно-коллизионных (в соответствии с главными этапами их формирования). Золотое (с МПГ) оруденение в Ашкинском месторождении сформировано в надинтрузивной зоне гранитоидного массива. Оруденение развито в кварцевых жилах, их зальбандах, а также в сопряженных метасоматитах. Оно представлено самородным золотом (в жилах и метасоматитах в окисленных сульфидах, прежде всего в пирите), а также “невидимым” золотом (в пирите – до 40 г/т и других сульфидах). В черных сланцах по данным Д.А. Додина с соавторами (2007), среднее содержание (в г/т) составляет: Au – 5.0, Pt – 0.16, Pd – 1.10. Формирование месторождения произошло на глубине не более 2 км при  $T$  до 340°C.

Ключевые слова: “черные” сланцы, благороднометальная (Au+МПГ) минерализация, рифтогенно-коллизионный мультитийный блок, метаморфит (зеленосланцевой формации), метасоматиты (березит-лиственитовой, аргиллизитовой и пропилиитовой (?) формаций), надинтрузивная рудно-геохимическая система, уровень эрозии рудных тел.

### ВВЕДЕНИЕ

В основу статьи положены преимущественно оригинальные данные, полученные при выполнении полевых исследований (2005–2007 гг.), обработке сформированной при этом коллекции пород и минералов по Ашкинской золоторудной зоне (Ашкинское месторождение и россыпь, Даньковское рудопроявление) с использованием “обычных” (породная и

рудная микроскопия, “мокрая” химия, термический анализ и др.) и “тонких” (рентгено-структурный, ICP MS, микрорентгеновский анализы, термобарическое изучение гидротермально-метасоматических систем на базе сосуществующих доломита и кальция [26] и др.) методов, а также литературные материалы, затрагивающие те или иные вопросы, касающиеся проблемы рудоносности (Au и МПГ) Ашкинской зоны [6, 14, 15, 24 и др.].

Ашкинская рудная зона расположена на западном склоне Северного и Среднего Урала (рис. 1, 2). Ее протяженность превышает 500 км. По данным [7, 9, 12 и др.], она с перерывами прослеживается на север до широты золоторудного месторождения Чудное (Полярный Урал), а на юг – до широты г. Полевского (Средний Урал). На востоке рассматриваемая зона контактирует с Сурьинско-Промысловской рудной зоной (граница зон проходит по мощному разлому (рис. 1, 2). Последняя зона была предметом специальных тематических исследований [7, 22 и др.] и проведения поисково-оценочных работ (А.М. Юрлов и др., 1987 г.). Подчеркнем, что в обеих рудных зонах развиты породы черносланцевой формации – в Ашкинской – верхнерифейского ( $R_3$ ), а в Сурьинско-Промысловской – преимущественно ордовикского (O) [7, с. 77] (рис. 2) возрастов.

Напомним, что в литературе первые сведения о золотоносности “черных” сланцев связаны с именем Т. Варлея (Varley) [37], который для двух площадей Северной Америки определил содержание Au в таких сланцах – 0.7 и 0.55 г/т. Эти сведения “продержались” до работы Ф. Лейтвейна (Leutvein) [36], в которой он привел данные по содержанию Au в черных сланцах Норвегии: оно достигало 2.5 г/т. Им же для некоторых бассейнов с черными сланцами приведено содержание Au в количестве до 1.5 г/т. Вскоре данные Лейтвейна о возможности высоких концентраций Au в черных сланцах подтвердились открытием золоторудных гигантов. В 1953 г. в Западно-Калбинской рудной провинции был открыт промышленный первенец золотооруденения черносланцевого типа – это месторождение Бакырчик [2]. Несколько позже (1958 г.) открыт гигант Мурунтау (запасы + ресурсы золота составляют 5.5 тыс. т) – крупнейший золоторудный объект Евразии [14]. На территории бывшего СССР началась “золотая лихорадка”. Опробовались все черные сланцы, в течение 3–5 лет были проанализированы десятки тысяч проб на золото. Она (лихорадка) не обошла и Урал.

К 70-м годам XX в. на Урале месторождения золото-кварцевого типа, выходящие на поверхность и локализующиеся вблизи нее, были в основном выявлены. Во всяком случае, изученность региона на золото такова, что открытие в его пределах месторождений указанного типа, сопоставимых по масштабам с Березовским или Кочкарским, маловероятно. В связи с этим, основа минерально-сырьевой базы золота должна определяться разведкой глубоких горизонтов действующих рудников с одной стороны, а с другой – поисками золоторудных объектов нетрадиционных (не кварц-жильного) типов [16]. Золотоносные черные сланцы – один из них.

Ашкинская золоторудная зона вещественно представлена кварцевыми жилами и зонами минерализации в черных сланцах. Отметим, что в ней расположено золоторудное месторождение с таким

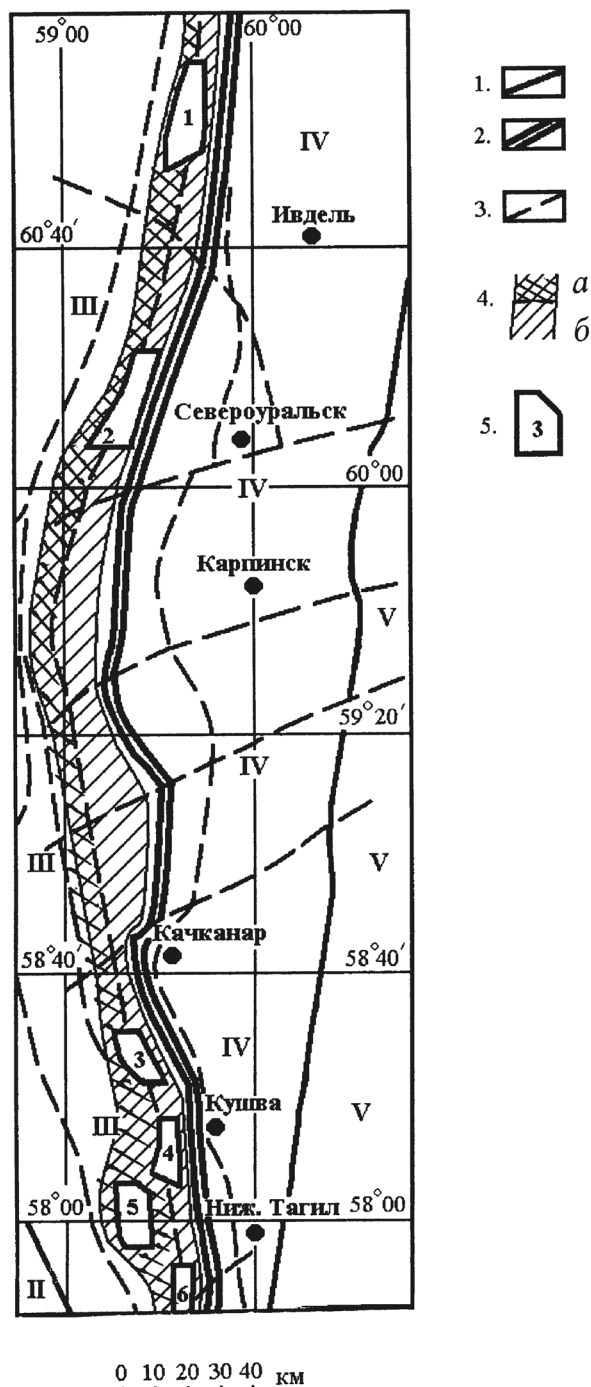
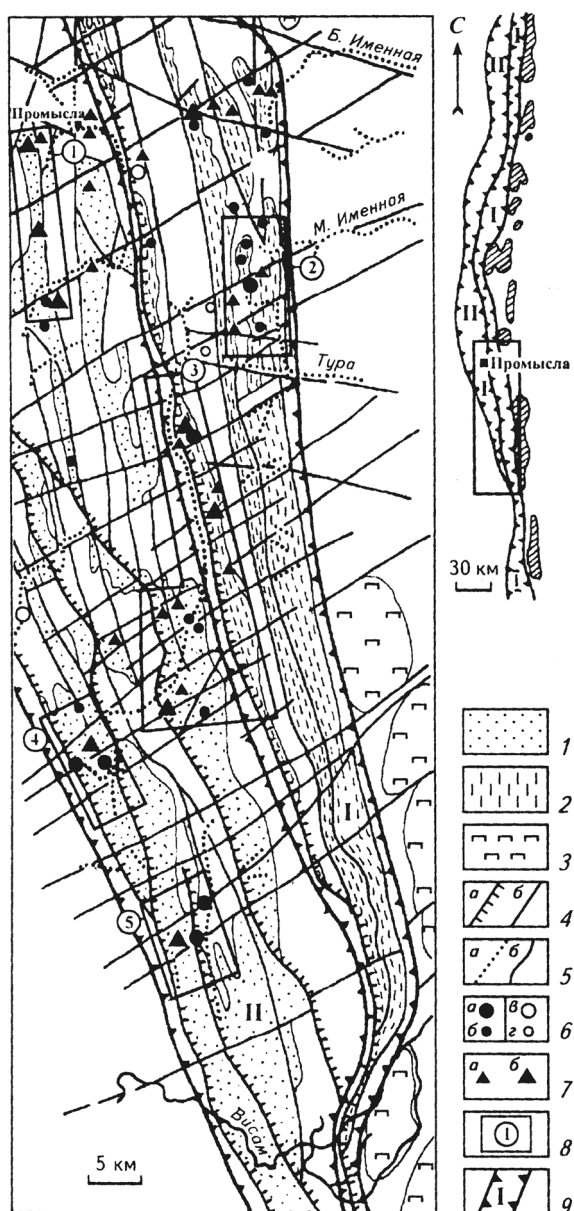


Рис. 1. Характер локализации Ашкинской и Сурьинско-Промысловской золоторудных (с МПГ) зон в геолого-тектонических структурах Северного и Среднего Урала, по [13] с незначительными изменениями и дополнениями по [8].

1 – границы тектонических мегазон; 2 – Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР, сутура); 3 – разломы – границы зон влияния ГУГР и субширотные более высоких порядков; 4 – золоторудные зоны: Ашкинская (а) и Сурьинско-Промысловская (б); 5 – площади с развитием золотого оруденения и сопряженной МПГ-минерализацией: 1 – Мартайская, 2 – Вагранская, 3 – Промысловская, 4 – Серебрянская, 5 – Ашкинская, 6 – Синегорская. Геолого-тектонические мегазоны: II – Западно-Уральская (внешняя), III – Центрально-Уральская, IV – Тагильская, V – Восточно-Уральская.



**Рис. 2.** Положение Ашкинской благороднометалльной (Au, МПГ) минерализации в комплексах углеродистых пород и тектонических структур Седнево–Северного Урала, (компиляция из работы [7]).

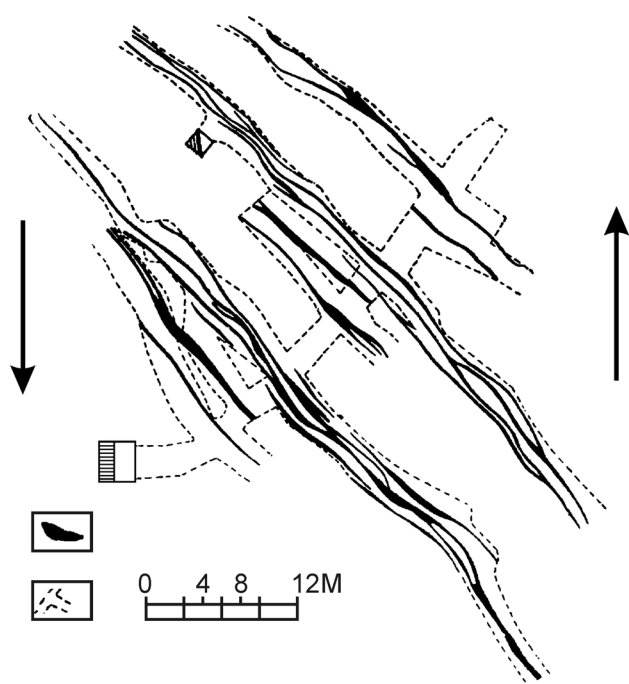
1 – верхнерифейские ( $R_3$ ) углеродистые вулканогенно-терригенные образования; 2 – то же – ордовикские (O); 3 – массивы базит-ультрабазитов Платиноносного пояса ( $O_3-S_1$ ); 4 – дизъюнктивные нарушения: надвиги (а), сбросо-сдвиги (б); 5 – россыпи: золотые (а), и платиновые (б); 6 – месторождения и рудопроявления: с содержанием золота больше (а) и меньше (б) 1 г/т в черных сланцах, те же содержания Au в других толщах (в и г); 7 – данные опробования на Au: пробы с содержанием меньше (а) и больше (б) 1 г/т; 8 – площади, перспективные на благороднометалльное оруденение: 1 – Леньевская, 2 – Мало-Именная, 3 – Кедровская, 4 – Даньковская, 5 – Ашкинская; 9 – рудоносные (Au, МПГ) зоны: I – Сурьинско-Промысловская, II – Ашкинская.

же названием, которое раньше обрабатывалось. С ним связана золотая россыпь промышленной значимости. В Ашкинской зоне известен ряд проявлений и точек золотой минерализации (рис. 2). В последние годы установлено, что с ней сопряжено платиноидное оруденение. Отметим, что платиноиды в объектах черносланцевой формации нередко имеют промышленную значимость (месторождения Мурунтау, Наталка, Сухой лог, Олимпиада и др. [6, 14, 32, 35 и др.]). В связи с приведенными данными изучение Ашкинской зоны и характеристика материалов, полученных при этом, являются актуальными как в научном плане, так и в практическом отношении.

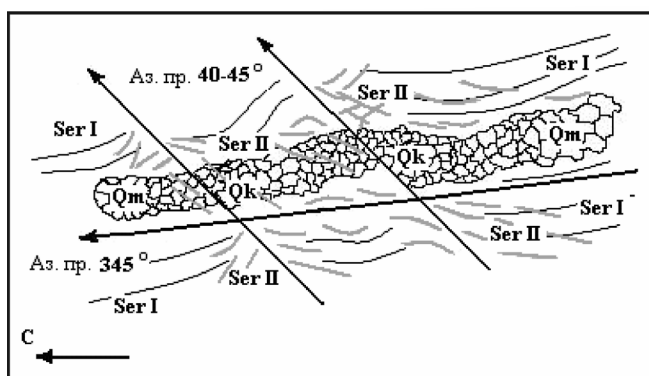
### ХАРАКТЕРИСТИКА АШКИНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЫ И ОДНОИМЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ашкинская и сопряженная с ней Сурьинско-Промысловская золоторудные (с МПГ) зоны расположены в западной зоне влияния Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР). Наиболее изученная часть этих зон представлена на рис. 1, 2. Как отмечено выше, на север они с перерывами прослеживаются до северного обрамления массива ультрабазитов Рай-Из, а на юг – до широты г. Полевского (Средний Урал). Сурьинско-Промысловская зона изучена достаточно хорошо [12, 13, 16, 17 и др.]. Отметим, что названные рудные зоны сначала были выделены как единая Сурьинско-Промысловская зона (А.М. Юрлов и др., 1979 г.). Позднее [7, 12, 17] на основе новых геологических данных она была подразделена на две самостоятельные (зоны) – Ашкинскую и Сурьинско-Промысловскую. В связи со сказанным, материалы указанных и ряда других работ использованы нами при изучении и характеристике Ашкинской рудной зоны и месторождения (рис. 1, 2).

Породы, развитые в пределах Ашкинской зоны, имеют верхнерифейский возраст (рис. 2, [7]). Это обосновано находкой в карбонатных отложениях остатков строматолитов и онколитов (данные геологосъемочных работ) и подтверждено возрастом циркона из габбро габбро-ультрабазитового массива, локализующегося в рифейских сланцах (данные Г.А. Петрова, 2000 г.). Породы названной зоны расчленены разломами (ГУГР, субпараллельные ему, а также имеющие СЗ и СВ ориентировку) на блоки (рис. 2). Модель образования разломов СЗ ориентировки в результате проявления сдвиговых деформаций, ориентированных меридионально, иллюстрируется рис. 3. Причем “работоспособность” модели устанавливается не только на макроуровне, но и на микроуровне (рис. 4). Обычно указанные разломы фиксируют осевые части приразломных складок. Они являют собой сбросо-сдвиги с амплитудой смещения в горизонтальной плоско-



**Рис. 3.** Схема образования кварцевых жил СЗ ориентировки месторождения Кварцевая гора в результате реализации субмеридионально ориентированных тектонических напряжений, по А.А. Иванову (1948 г.) с дополнениями авторов. 1 – кварцевые жилы, 2 – шахта и горизонтальные выработки на плане. Пояснения в тексте.



**Рис. 4.** Серицит-мусковит ( $2M_1$ ) двух генераций, развитый в кварц-серицитовом сланце Сурьинско-Промысловской рудной зоны (Хионинское месторождение).

Зарисовка ориентированного прозрачного шлифа. Николи +, × 120, по [15] с изменениями и дополнениями. Ser I – **ранний серицит, ориентирован в соответствии** рассланцовкой породы (последняя имеет существенно кварц-карбонатный состав и является продуктом пропилитизации); Ser II – **поздний серицит, ориентирован хаотично**, представлен более мелкими чешуйками (по сравнению с Ser I), локализован между двумя плоскостями скальвания, является продуктом процесса березитизации-лиственитизации; Qm – кварц – продукт пропилитизации; Qk – кварц – продукт березитизации-лиственитизации. Детали см. в тексте.

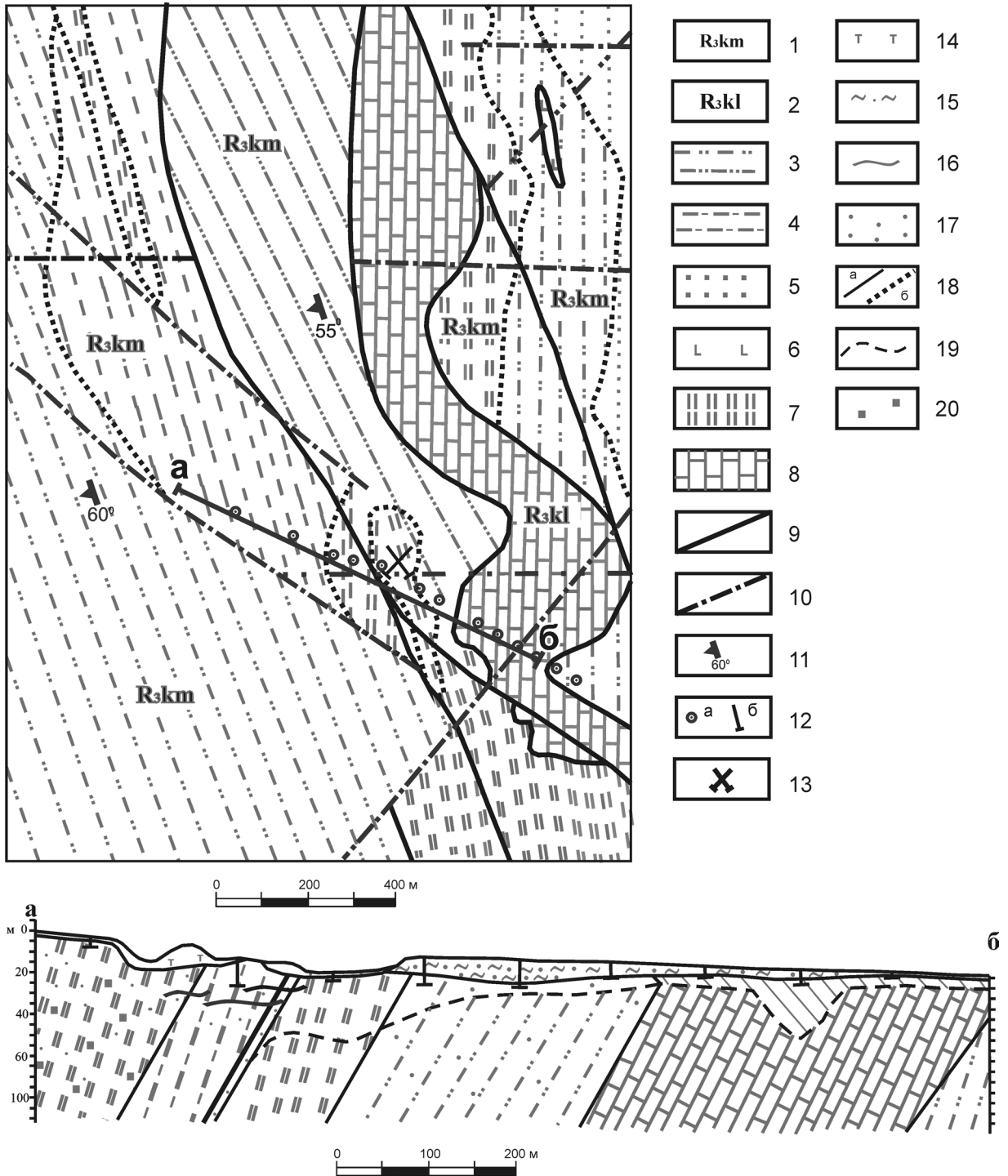
сти до нескольких километров, а в вертикальной – не более 100 м [22]. Разломы, вдоль которых проявлены сдвиги, это ГУГР, а также разломы, субпараллельные ему и расположенные в зоне его влияния. Наличие разломов СВ и СЗ ориентировки, очевидно, свидетельствует об инверсии ориентировки тектонических напряжений в процесс становления геологического блока, в который входит Ашкинская рудная зона.

Выше отмечено, что существенная часть Ашкинской зоны сложена углеродистыми осадочными породами верхнерифейского возраста, претерпевшими метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации. По данным работы [22], все они объединяются в три свиты (перечисляются снизу вверх): *клькитанскую* (мраморизованные известняки, доломиты и, реже, карбонатно-глинистые сланцы), *ослянская* (кварцито-песчаники, хлорит-серицит-кварцевые сланцы, иногда кварцитовые конгломераты), *висимскую* (подразделена на две подсвиты – нижнюю, представленную глинистыми, хлорит-кварцевыми сланцами и кварцевыми песчаниками, и верхнюю, сложенную кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и филлитами).

Ашкинская рудная зона, как и расположенная к востоку от нее Сурьинско-Промысловская, являются частью Тыкотловско-Промысловского рудного мегарайона, который подразделяется с юга на север на рудные районы – Сурьинский и Промысловский (Средний и Северный Урал), Саранахапнерский (Приполярный Урал) и Тыкотловский (Полярный Урал). Ашкинская зона лучше изучена в пределах Среднего и Южного участков. Здесь она прослеживается в виде полосы черных сланцев шириной до 800 м, в которой проявлена “пятнами” сульфидная минерализация, контролирующая золото (до 5.3 г/т) [7, 13].

Ашкинское месторождение расположено в пределах одноименной рудной (золоторудной) зоны (рис. 1). Его рудное поле сложено чередованием кварцевых метапесчаников со слюдисто-кварцевыми и кварц-слюдястыми сланцами, в том числе углеродистыми апотерригенными сланцами кырминской свиты ( $R_3$  kr). С востока образования этой свиты ограничиваются мраморизованными известняками клькитанской свиты ( $R_3$  kl) (рис. 2, 5). Возраст указанных свит датирован на основе строматолитов и онколитов [22].

В ашкинских сланцах встречены интенсивно измененные ультрабазиты сарановского комплекса ( $R_3$ ), а также дайки долеритов (D) [7]. На основе интерпретации гравиметровых аномалий в пределах Ашкинского рудного поля Е.И. Анянцовой (2000 г.) выделяются два гранитоидных тела, не вскрытых эрозией. Это обстоятельство, а также присутствие в нем (рудном поле) контактовых пород [13], метасоматитов березит-лиственитовой и аргиллитовой формаций дают основание полагать, что



**Рис. 5.** Схематическая геологическая карта района золоторудного месторождения Ашка и разрез по линии а – б, по материалам поисковых работ [11].

1–2 – стратифицированные породы кырманской (1) и клыкканской (2) свит ( $R_3$ ), 3 – хлорит-кварц-серицитовые сланцы, 4 – переслаивание хлорит-кварц-серицитовых сланцев с углеродистыми кварц-серицит-хлоритовыми, 5 – метапесчаники, 6 – долериты (D), 7 – кварц-мусковит-биотитовые сланцы (контактные?), 8 – мраморизованные известняки, 9 – разломы, 10 – зоны трещиноватости и дробления, 11 – элементы залегания сланцеватости пород, 12 – колонковые скважины на карте (а) и разрезе (б), 13 – месторождение Ашка, 14 – отвалы горных работ, 15 – четвертичные рыхлые образования, 16 – кварцевые жилы, 17 – места развития березитов-лиственитов, 18 – контакты горных пород на разрезе (а) и карте (б), 19 – граница коры выветривания, 20 – места развития пирита.

**Таблица 1.** Возраст (К-Аг датирование по серициту) метасоматитов месторождения Ашка в сопоставлении с таковым некоторых других золоторудных объектов Урала

Месторождения	Возраст (млн. лет)	Порода, из которой выделен серицит	Источники данных
Тамбовское (Ю. Урал)	292 ± 4, 287 ± 21, 268, 237	кварц-серицитовый метасоматит и серицитизированный песчаник	А.Г. Баранников, 2006
Сурынско-Промысловская рудная зона	276, 230	березит по черному сланцу	[17]
Ашка	290 240	серицитизированный черный сланец березит по этому сланцу	ИГГ УрО РАН, аналитик А.И. Степанов

Ашкинское месторождение расположено в надинтрузивной зоне гранитоидного массива.

Ашкинские сланцы рассечены Рассохинским сбросо-сдвигом. В пределах последнего проявлены интенсивное тонкое рассланцевание, березитизация-лиственитизация, участками аргиллизация пород.

Что касается возраста золотого оруденения Ашки, то по этой проблеме на сегодня мы располагаем следующими данными. “Первичное” золото в черных сланцах согласно многочисленным исследованиям (см. сводку в [7, 8, 28, 32, 34, 35 и др.], связано с пиритом и углеродистым веществом. Как показано выше, возраст такого золота Ашки верхнерифейский. Затем, в процессе зеленосланцевого метаморфизма (в коллизионный период), происходит формирование “вторичных” коллекторов Au, содержание последнего с первых миллиграммов в тонне поднимается до 70 мг/т и больше [28]. Очевидно, это время характеризуется цифрами 368 млн. лет (данные С.Б. Сулова по Воронковскому рудопроявлению, 1997 г., **U-Pb метод по галениту**). Затем проявились две стадии околорудного метасоматоза: ранняя (290 млн. лет, табл. 1) и поздняя (240 млн. лет). Согласно данным, приведенным в табл. 1, эти стадии проявились регионально. Очевидно, указанным датам отвечает образование березитов-лиственитов и аргиллизитов. Что касается даты 368 млн. лет, то ею может фиксироваться время формирования пропилитов. Образование последних до березитов-лиственитов установ-

лено на многих золоторудных месторождениях Урала [25 и др.].

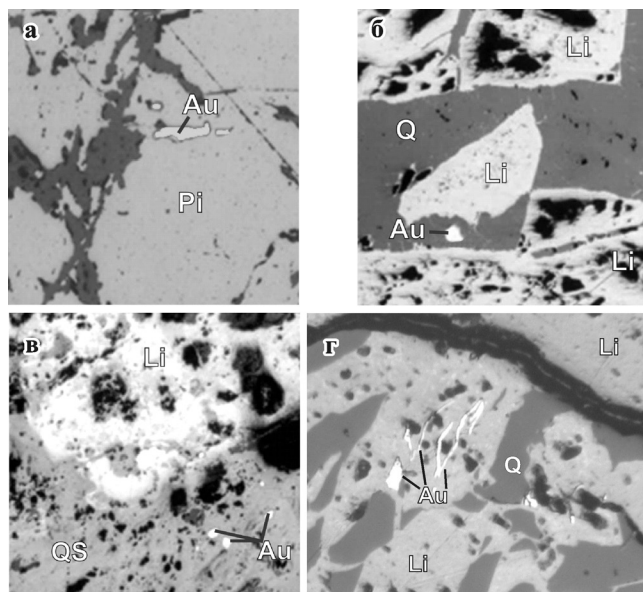
В пределах Ашкинского месторождения золотеносность проявлена в трех позициях: первая – минерализованные сульфидами и золотом кварцевые жилы; вторая – минерализованные зальбанды кварцевых жил и часть околорудных метасоматитов, примыкающая к жилам; третья – минерализация зон рассланцевания, сопряженная с березитами-лиственитами и аргиллизитами. Минерализация более чем на 95% представлена пиритом. Последний чаще всего встречается в виде кристаллов кубической формы, содержание Au в них достигает 50, обычно не превышает 15–17 г/т. Величина кристаллов этого минерала колеблется от долей сантиметра до 1–2 см, в отдельных случаях достигает 5–7 см. Характерная черта ашкинского пирита – высокая мышьяковистость – содержание As в нем достигает 600 г/т (данные А.И. Александрова, 1975 г.). В продуктивных кварцевых жилах, а также в их зальбандах на кубическом пирите зафиксированы грани пентагондодекаэдра и в редких случаях – октаэдра. Эта закономерность свойственна собственно золоторудным месторождениям всех известных формаций, в том числе и локализующимся в черных сланцах [28]. Кроме пирита, в ашкинских рудах установлены халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда и самородное золото. Состав последнего приведен в табл. 2, а формы выделения – на рис. 6.

В россыпях Промыслового района (рис. 2) установлено самородное золото, по химическому со-

**Таблица 2.** Химический состав (мас. %) самородного золота из руд (1–3), россыпи (4–6) месторождения Ашка (Ашкинская рудная зона) и березита-лиственита (7–8) по углеродистому сланцу Хионинского месторождения (Сурынско-Промысловская рудная зона)

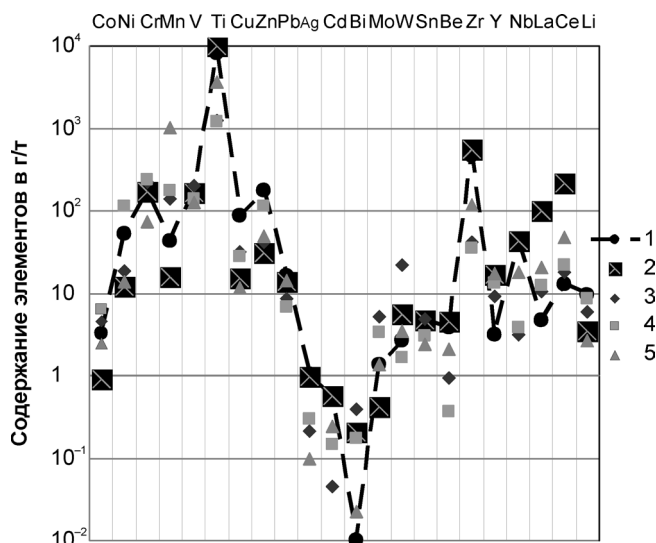
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Cu	0.03	0.05	0.10	0.10	0.06	0.03	0.00	0.70
As	–	–	–	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00
Pd	0.00	0.00	0.00	0.07	0.10	0.00	0.00	0.00
Ag	18.76	15.48	1546	12.27	0.85	19.12	17.54	11.34
Te	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.17	–	–
Pt	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00
Au	81.21	84.17	84.42	87.47	98.55	80.31	80.45	88.59

Примечание. 1–6 – пробы А.Я. Великанова, 7–8 – по [15]; анализы выполнены в Уральской горно-геологической академии на анализаторе MS-46 (Сомеса), аналитик В.Н. Ослоповских. Золотины выделены из: лимонитизированного пирита (1), кварца (2), березитизированного углеродистого сланца (3, 7), золотой россыпи (4–6), березита по углеродистому сланцу (8).



**Рис. 6.** Характер выделений самородного золота в рудной зоне месторождения Ашка: вытянутые пластины в пирите (а), изометричные зерна в кварце (б), “пылевидная” вкрапленность в кварц-серицитовом метасоматите (в), “червячковые” выделения в лимоните (г).

Фотографии полированных образцов,  $\times 175$ . Pi – пирит, Li – лимонит, Q – кварц, QS – кварц-серицитовый метасоматит.



**Рис. 7.** Диаграммы распределения примесных химических элементов в черных сланцах Ашкинского месторождения в сравнении с некоторыми его аналогами.

1–2 – черные сланцы Ашкинского месторождения; 3 – углеродистые сланцы Мраморской зоны (Средний Урал), среднее из 3 проб (по [1]); 4 – то же, Иткульской зоны сланцев (Южный Урал), среднее из 3 проб (источник тот же); 5 – то же, месторождения Наталка (Магаданская область), среднее из 2 проб (анализы выполнены методом ICP MS в ИГТ УрО РАН, аналитик Д. Киселева).

**Таблица 3.** Химический состав (мас. %) ашкинских черных сланцев (5–8) в сравнении с таковыми других объектов черносланцевой формации (1–4)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	60.01	60.22	63.40	60.62	36.32	61.28	42.53	44.78
TiO <sub>2</sub>	0.94	0.80	0.80	0.67	0.39	0.64	1.17	1.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.02	16.45	12.82	19.86	3.25	21.03	28.11	30.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.55	2.50	8.36	1.18	0.74	–	–	–
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	–	–	–	–	–	4.93	9.41	6.84
FeO	3.13	3.96	0.20	3.65	0.25	–	–	–
MnO	0.08	0.09	0.10	Сл	0.12	–	–	–
MgO	2.35	2.30	3.11	2.58	3.60	0.94	0.69	1.01
CaO	1.14	1.06	3.88	0.75	29.51	0.06	0.04	0.06
Na <sub>2</sub> O	1.86	1.93	4.44	0.36	0.46	0.54	0.77	0.59
K <sub>2</sub> O	3.22	3.32	0.94	4.53	0.81	4.97	5.36	6.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.17	0.38	0.18	0.20	0.07	0.15	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.06	2.76	1.76	5.06	–	–	–	–
C <sub>орг</sub>	0.95	1.60	0.43	0.67	0.97	0.15	0.47	0.23
S	0.18	1.30	0.14	Сл	0.06	0.03	0.03	0.02
CO <sub>2</sub>	0.81	1.62	0.36	0.34	–	–	–	–
П.п.п.	–	–	–	–	22.96	3.43	7.8	5.7

Примечание. 1–2 – “пустые” (1 – среднее из 698 проб) и продуктивные по Au (2 – среднее из 573 проб) сланцы (по [20]), 3 – сланцы из степрузской свиты Полярного Урала (R<sub>2</sub>, по [4]), 4 – сланец из месторождения золота Кварцевая гора [14], 5 – углеродистый кремнисто-глинисто-карбонатный сланец Ашкинского месторождения [14], 6 – углеродистый кремнисто-глинистый сланец Ашкинского месторождения, 7 – березитизированный сланец, 8 – березит этого же месторождения. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – величина оксидного железа, полученная путем пересчета общего Fe. В пробах 4–8 количество S занижено, так как сульфидная составляющая их в значительной мере окислена. Анализы, 6–8 – выполнены в ГЕОХИ РАН рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре “AXIOS Advanced”, аналитик Н. Боева.

ставу очень близкое к таковому Хионинского месторождения (в качестве изоморфной примеси в нем

присутствует только серебро в количестве от 8 до 18 мас. % [4]). Высокое содержание Hg в россыпном

**Таблица 4.** Химический состав (мас. %) пропилитизированных долеритов (1), углеродистых кремнисто-глинистых сланцев (5) золоторудного месторождения Кварцевая гора и метасоматитов, образовавшихся при березитизации-лиственнитизации первых (2–4) и вторых (6) [16, 23]

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	46.60	48.82	40.18	39.78	60.62	33.32
TiO <sub>2</sub>	1.96	1.32	0.71	0.68	0.67	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	11.99	11.60	10.88	19.86	16.83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.03	0.08	0.10	0.01	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.87	5.62	5.27	2.11	1.18	0.83
FeO	6.76	7.31	6.98	9.83	3.65	11.20
Fe <sup>+</sup>	–	0.02	0.05	0.09	–	0.18
MgO	6.86	6.32	5.56	5.30	2.58	10.30
CaO	11.71	10.18	9.60	8.32	0.75	0.49
MnO	0.11	0.12	0.14	0.16	Сл	0.68
Na <sub>2</sub> O	2.45	2.08	1.62	0.31	0.36	0.10
K <sub>2</sub> O	0.06	0.74	2.86	3.82	4.53	4.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.10	0.12	–	0.04
S	Сл	0.02	0.06	0.10	Сл	0.18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.82	2.68	1.56	1.68	5.06	2.33
CO <sub>2</sub>	0.31	2.38	13.60	16.36	0.34	17.70
Сумма	99.27	99.71	99.97	99.46	99.21	99.40

Примечание. Fe<sup>+</sup> – количество железа, связанного с серой, в пирите; метасоматиты: 2 – кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатный, 3 – кварц-серицит-альбит-карбонатный, 4 – кварц-серицит-карбонатный (лиственит); 6 – кварц-серицит-карбонатный (березит); установлены карбонаты: 1, 5 – кальцит; 2 – кальцит и железистый доломит; 3 – анкерит; 4, 6 – мезитит.

золоте, скорее всего, имеет техногенную причину. В рудном поле Ашки выделены кварцевые жилы трех типов: первый – тонкие (до 3–5 см) жилы и прожилки перекристаллизации, безрудные; второй – жилы, согласные со сланцами по простиранию, но полого их пересекающие (это продуктивная по золоту часть жил); третий тип – жилы, секущие сланцы как по простиранию, так и по падению (установлены только в пределах Ашкинского рудного поля).

Петрохимия черных сланцев “безрудных” и “золотопродуктивных” весьма близка (табл. 3). В [31] показано, что объемные выборки по таким сланцам (698 и 573 пробы, соответственно, данные по [29]) значительно отличаются только по содержанию C<sub>орг.</sub> и S. Данные по Ашкинскому месторождению вполне согласуются с этим (табл. 3, № 1–3, 6–8, 19). Многими исследователями (см. сводку в [7, 26, 32 и др.] показано, что именно эти два компонента отвечают за золотосодержащие объекты, локализуемые в черных сланцах. Отметим, что на диаграмме О.В. Горбачева и Н.А. Созинова [5] “пустые” продуктивные черные сланцы (табл. 3 ан. 1, 2) попадают в поле углеродисто-терригенной формации. Березитизация черных сланцев (табл. 3, ан. 6–8) обуславливает значительный привнос Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O и существенный вынос SiO<sub>2</sub>. Это приводит к тому, что фигуративные точки березитизированных сланцев оказываются за пределами полей формации черных сланцев, в которых располагаются их эдукты.

Из рис. 7 и табл. 4 следует, что черные сланцы Ашкинской шовной зоны по содержанию основных элементов-примесей не отличаются от таковых других шовных зон, причем как включающих золоторудные объекты, так и лишенных их (приво-

дятся данные по уральским и Наталкинской – Магаданская золотая провинция – шовным зонам). На всех кривых, представленных на рис. 7, отмечаются резко выраженные положительные аномалии Ni, Cr, Ti, Zr и отрицательные Cd и Be. Положительная Mn аномалия в черных сланцах Наталкинского месторождения резко диссонирует с отрицательными аномалиями этого элемента в сланцах других объектов. Мы склонны объяснять такое расхождение различной специализацией на Mn черных сланцев различных регионов. Это в какой-то мере подтверждается встречаемостью Mn конкреций на вполне определенных площадях океанских акваторий.

Данные, полученные в результате изучения спектров распределения РЗЭ в различных образованиях Ашкинского месторождения дают основание для следующих выводов (рис. 8). Характер распределения РЗЭ и уровень их концентрации в безрудных кварцевых жилах (1-й и 3-й генераций) вполне коррелируется с таковыми аналогичных жил (с особо чистым кварцем) из Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса [21 и др.]. Это и отчетливо выраженная Eu аномалия (рис. 8, кривая 6) – свидетельство образования тех и других жил в условиях кислой среды и, возможно, близкой концентрации РЗЭ во флюиде или же достижением во всех случаях предельного содержания этих элементов при вполне определенных РТХ-параметрах системы. В рудную стадию гидротермального процесса РЗЭ привносятся (В.Н. Сазонов и др., 2006 г.), что подтверждается данными по ашкинским минерализованным кварцевым жилам (рис. 8, кривая 2). Образовавшиеся в рудную стадию кальцит (рис. 8, кривая 8) и поздний серицит

(характерно веерообразное распределение чешуек) концентрируют РЗЭ в большем количестве по сравнению с кварцем. При этом Eu аномалия проявляет тенденцию к уменьшению.

Сравнением спектров распределения РЗЭ в черных сланцах некоторых разномасштабных золоторудных объектов получены следующие результаты. Первое – характер кривых распределения РЗЭ в черных сланцах указанных объектов близок; содержание РЗЭ в направлении от легких их разностей к тяжелым уменьшается. Второе – различие в содержании лантаноидов в черных сланцах различных месторождений достигает пяти крат. Причем отчетливо фиксируется, что по мере роста степени метаморфизма сланцев, количество РЗЭ в них уменьшается, а величина Eu аномалии увеличивается. Третье – величина отрицательной Eu аномалии в черных сланцах проявляет тенденцию к уменьшению по мере роста масштабности локализованных в них золоторудных месторождений (рис. 8, кривые 10, 11). Это, мы склонны считать, обусловлено более значительным (по площади и интенсивности) развитием на крупных месторождениях эпигенетического пирита – продукта рудной, щелочной стадии гидротермального процесса. Изложенные данные по распределению РЗЭ в черных сланцах и продуктах их гидротермально-метасоматической переработки дают основание сделать два имеющих практическое значение вывода: первый – по уровню концентрации РЗЭ в кварцевых жилах последние можно подразделять на “рудные” и “нерудные”; второй – по величине Eu отрицательной аномалии золоторудных объектов, локализующихся в черных сланцах, можно качественно оценивать их масштабность.

Таким образом, можно констатировать, что черные сланцы шовных зон различного возраста, разных регионов в случаях нахождения в них золоторудных объектов и их отсутствия, по петрохимии, а также по геохимии примесных элементов, включая РЗЭ, вполне схожи. Значимые различия установлены только для  $S_{\text{орг}}$  и S, которые ответственны за первичное накопление золота в этих образованиях.

В Ашкинском рудном поле широко представлены литогеохимические ореолы элементов-спутников золота – Ag, As, Bi, W, Hg и др. Эти данные в совокупности с приведенными выше сведениями о геологической позиции месторождения свидетельствуют о его незначительном зрелищном срезе.

В пределах Ашкинской и Сурьинско-Промысловской рудных зон установлены небольшие тела долеритов и дайки плагиогранитов. Все они имеют субмеридиональное простирание и крутое (больше 60°) падение. На Кварцевой горе долериты и плагиограниты подверглись пропилитизации березитизации-лиственитизации. Но наиболее распространенными в пределах указанных рудных зон являются гидротермально-метасоматически измененные черные сланцы. По минеральному составу

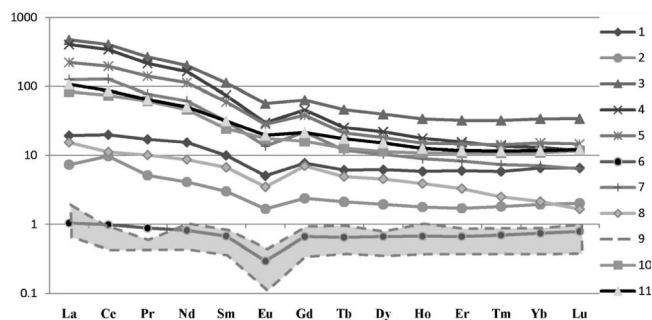


Рис. 8. Спайдер-диаграммы распределения РЗЭ в различных образованиях Ашкинского месторождения в сравнении с некоторыми другими объектами.

1–8 – Ашкинское месторождение; 9 – граница поля, определяемого многими объектами безрудного жильного кварца, локализующегося в Уфалейском метаморфическом комплексе (Южный Урал) [21]; 10–11 – золоторудное месторождение Наталка (Магаданская золоторудная провинция). Породы: 1, 4, 10 – черные сланцы неминерализованные; 11 – то же минерализованные; 2, 6 – рудный (2) и безрудный (6) кварц; 3 – серицит; 5, 7 – кварц-серицит-хлоритовый сланец; 8 – кальцит; 9 – зона распространения спеков безрудного кварца (по [20]). Содержания лантаноидов нормированы по хондриту [33]. Анализы выполнены методом ISP MS УрО РАН, аналитик Д. Кисилева.

у они варьируют от кварц-серицитовых (довольно часто присутствует кальцит) метасоматитов (кварц-серицитовая формация или, по Н.И. Наквину (1962 г.), продвинутая зона пропилитизации) до березитов (кварц + серицит + доломит-анкерит). Химический состав эдуктов и продуктов колонок березитизации-лиственитизации пропилитизированных долеритов и черных сланцев Кварцевой горы см. в табл. 4.

Подобное наблюдалось и описано для Астафьевского (Южный Урал) кварц-жильного месторождения [20]. Причина такой вариации заключается в следующем. Рудные тела Ашки и других объектов Ашкинской и Сурьинско-Промысловской рудных зон приурочены к шовным зонам и сформировались на относительно небольшой (около 1.7 км) глубине. В шовных зонах, сформированных при сдвиговых деформациях, дискретно и с различной интенсивностью проявлено рассланцевание. В зонах рассланцевания на указанной глубине происходит дегазация флюида (“выкипание”  $\text{CO}_2$ ) и, как следствие, образование кварц-серицитовых метасоматитов вместо березитов. В массивных породах дегазации не происходит в связи с чем в них формируются березиты.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Ашкинская благороднометальная зона представляет собой типичную шовную структуру. Для нее характерны: длительное развитие ( $R_3 - PZ_3$ ),

**Таблица 5.** Состав сосуществующих карбонатов из аподолеритового лиственита месторождения Кварцевая гора

Сосуществующие карбонаты	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	$\frac{T(^{\circ}C)}{P(\text{кбар})}$
Доломит	53.54	33.17	14.12	0.52	$\frac{337}{0.5}$
Кальцит	97.60	2.43	1.20	0.72	0.5

проявление интенсивного приразломного складкообразования, дробление и рассланцевание пород. Главные геологические события, произошедшие в ней: образование черных сланцев (R<sub>3</sub>) и становление рудных тел, сопряженных с околорудными метасоматитами, минеральный состав которых варьирует от кварц-серицитового до кварц-серицит-доломит-анкеритового (PZ<sub>3</sub>) в условиях рифтогенной и коллизионной геодинамических обстановок. В связи с этим Ашкинскую зону можно рассматривать как мультитийный, рифтогенно-коллизионный блок.

В Ашкинской и Сурьинско-Промысловской рудных зонах установлены плагиограниты коллизионной природы. Очевидно, они развиты над телами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, являясь в этом отношении аналогом Березовского золоторудного поля [16, 25]. Этот факт является благоприятным для оценки перспективности этих зон, так как на последнем золотое оруденение прослеживается до глубины 2 км.

Золотооруденение в названных зонах сформировалось на глубине 1.7 км в шовных зонах, где распространены дифференциально рассланцованные блоки пород. В интенсивно рассланцованных блоках формировались кварц-серицитовые метасоматиты (бескарбонатные или с небольшим количеством кальцита) за счет дегазации флюида. В массивных блоках развивался процесс березитизации-лиственитизации.

В шовных зонах при участии корового и мантийного вещества и флюида такого же состава образуются месторождения, обуславливающие линейную и нелинейную металлогению [18 и др.]. В пределах изученной нами Ашкинской рудной зоны об участии в ее формировании мантийной субстанции могут свидетельствовать тела долеритов, наличие в составе самородного золота ртути и палладия, а также его относительно низкая пробность [18 и др.].

Рудные тела в пределах Ашкинской рудной зоны приурочены к местам сочленения субмеридиональных разломов и их разностей СЗ и СВ простираний, возникших при сдвиговых деформациях, проявившихся вдоль первых, то есть в меридиональном направлении. Рудовмещающая толща – черные сланцы (С<sub>орг.</sub> колеблется в них от 0.1 до 1.6 мас. %, достигая в редких случаях 3 мас. % [7 и др.] ).

Вторая по распространенности формация метасоматитов – аргиллизитовая. Ее типоморфный минеральный парагенезис включает кварц, гидросерицит, глинистые минералы, доломит-анкерит, иногда

кальцит. Восточнее Ашкинской зоны (в Сурьинско-Промысловской зоне, на месторождении Кварцевая гора) установлена пропилитизация даек долеритов [18]. Очевидно, она проявлена и на Ашкинском месторождении и примыкающих площадях. Основанием для такого предположения является довольно частая встречаемость в искусственных шлиховых пробах метасоматитов этого объекта эпидота и зеленатового хлорита. Не исключено, что часть кварц-серицитовых пород может относиться к метаморфитам верхов зеленосланцевой формации.

Ашкинское месторождение характеризуется следующими чертами, присущими крупным золоторудным месторождениям Урала и других регионов [18, 32, 34 и др.]: 1) дискретностью – выделяют следующие даты накопления золота: верхний рифей (в связи с пиритом и органическим углеродистым веществом в сланцах), верхний девон (в связи с гранитоидами габбро-гранитоидной серии), С<sub>2-3</sub> (в связи с коллизионными гранитоидами) и, наконец, граница перми и триаса (в связи с позднеколлизионными гранитоидами (?)); 2) длительностью развития (R<sub>3</sub>–T); 3) сложным устройством шовных зон: заложение в рифее, трансформация при коллизии и формирование новых зон в связи с последним процессом; 4) созданием промежуточных коллекторов Au в процессе зеленосланцевого метаморфизма пород, включая черные сланцы; 5) гетерогенностью флюида и рудного вещества (доказывается пробностью золота, присутствием в его составе Hg, Pd, иногда меди, присутствием в составе шовной зоны даек долеритов и трансформированных тел ультрабазитов); 6) интегральным характером ореолов элементов-спутников золота и околорудных метасоматитов; 7) Установлением не вскрытых (или слабо вскрытых) массивов гранитоидов; 8) приуроченностью оруденения в вертикальной плоскости к интервалу развития внутренней зоны ореола околорудных изменений.

Золотооруденение в крупных месторождениях, сопряженных с березит-лиственитовой формацией, прослеживается на глубину до 1 км, иногда более. Это соответствует надинтрузивному расположению месторождения Ашка. Кроме того, развитые в его пределах ореолы Hg, Sb, As, Ag дают основания для положительной оценки глубоких горизонтов этого объекта. Из приведенных данных однозначно вытекает необходимость изучения месторождения Ашка на глубину (в первую очередь – до горизонта 200–300 м).

На Ашкинском месторождении золотоносность сопряжена с кварцевыми жилами, их минерализо-

ванными сульфидами (преобладает пирит) зальбандами, а также примыкающими к ним ореолами березитизированных и лиственитизированных пород. Из трех типов кварцевых жил на Ашкинском месторождении рудоносным является только один, представленный секущими по простиранию и по падению разностями. Очевидно, они сформировались как реакция на субмеридионально ориентированные сдвиговые деформации вдоль контактов блоков пород [18, с. 459].

По доломит-кальцитовому термобарометру А.С. Таланцева [29] для лиственитов Кварцевой горы (расположена в Сурьинско-Промысловской рудной зоне к востоку от Ашки, рис. 1) получены *PT*-параметры формирования соответственно 0.5 кбар и 337°C.

Естественно предположить, что ашкинские березиты-листвениты образовались в подобных физико-химически условиях.

В целом, петрохимия и геохимия примесных элементов и РЗЭ в черных сланцах, в которых развиты золоторудные объекты, и в тех их разностях, где таковые отсутствуют, принципиально не отличается, исключая два компонента –  $S_{\text{орг}}$  и  $S$ , ответственные за первичное накопление золота в этих образованиях. Распределение РЗЭ в гидротермально-метасоматических продуктах рудной и нерудной (кислотной и щелочной) стадий заметно различается, особенно это касается европия. Щелочной процесс приводит к его значительному уменьшению. Особенно отчетливо это проявлено на крупнообъемных золоторудных месторождениях, локализующихся в черных сланцах.

На базе оригинальных и литературных данных, условия образования крупных концентраций золота в черных сланцах сводятся главным образом к следующему:

1. Терригенный (за счет разрушения Au-содержащих пород различных комплексов), а также гидротермальный (обусловлен коровой и мантийной субстанциями) источник золота).

2. Создание “промежуточных” коллекторов золота (концентрация Au достигает 70 и даже 100 мг/т);

3. Образование высоких концентраций в зонах разломов (шовных зонах), в которые “сбрасывается” золото из промежуточных коллекторов и из других источников (глубинных, преимущественно мантийных).

4. Наличие субрегиональных шовных зон, проходящих все указанные выше стадии развития сложной и долго развивающейся (прерывно-непрерывной) интегральной золотопродуктивной системы.

*Исследования выполнены по интеграционному проекту УрО, СО, и ДВО РАН 2009–2011 гг. и частичной поддержке Программы ОНЗ РАН (по субкрупным месторождениям).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азовскова О.Б., Корякова О.В., Чередниченко Н.В. и др.* Новые данные по геохимии углеродистых комплексов и вещественному составу органического вещества в зоне обрамления Сысертского блока // *Мат-лы XIV чтений А.Н.Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 135–138.*
2. *Ананьев Ю.С., Коробейников А.Ф.* Метасоматизм и благороднометальное оруденение в черносланцевых толщах Западной Калбы. Томск: ТПУ. 2009. 296 с.
3. *Буряк В.А.* Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
4. *Геологические памятники Пермского края / Под общей ред. И.И. Чайковского. Пермь: ГИ УрО РАН, 2009. 616 с.*
5. *Горбачев О.В., Созинов Н.А.* Некоторые петро- и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // *Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46–57.*
6. *Гурская Л.И.* Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. С. Пб.: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
7. *Додин Д.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др.* Углеродистые формации – новый крупный источник платиновых металлов XXI века. М.: Геоинформмарк, 2007. 130 с.
8. *Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С.* Золото-концентрирующие системы офиолитовых поясов. Новосибирск: ГЕО, 2008. 304 с.
9. *Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 199 с.
10. *Золоев К.К., Додин Д.А., Коротеев В.А. и др.* Тектоническое районирование и минерагения Урала (аналитический обзор) // *Серия аналитических обзоров “Очерки по региональной геологии”.* Вып. 3. М.: Геокарт, ГЕОС, 2006. 180 с.
11. *Золоев К.К., Коротеев В.А., Душин В.А. и др.* Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология // *Тр. ВНИИОкеанология.* № 4. СПб, 2002. С. 328–346.
12. *Золоев К.К., Новиков И.Н.* Геологическое изучение и оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов (Au, Pt) в углеродистых вулканогенно-терригенных толщах в Сурьинско-Промысловской зоне Среднего и Северного Урала. Екатеринбург: УГСЭ. 2003. 263 с.
13. *Зубарев К.А., Костромин Д.А., Наровский П.Д. и др.* Поисковые работы в центральной части Ашкинской рудной зоны в пределах Ашкинско-Даньковской площади (Свердловская область). Екатеринбург: Уралгеолфонд, 2009. 212 с.
14. *Золоторудное месторождение Мурунтау / Под ред. Т.Ш. Шаякубова. Ташкент, 1998. 540 с.*
15. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.* Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.
16. *Лежнеков М.А.* Вещественный состав, направленность процессов золотого рудообразования в углеродистых толщах верхнего рифея (на примере Хионинско-Сурьинского рудного поля) // *Металлогения древних и современных океанов-2004.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 46–50.
17. *Лежнеков М.А.* Золотые рудно-россыпные узлы Южной части Сурьинско-Промысловской минерагенической зоны: Дис. ... кад. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГУ, 2006. 237 с.

18. Месторождения золота Урала / В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГГА, 2001. 622 с.
19. Наталкинское золоторудное месторождение / В. И. Гончаров, С. В. Волошин, В. А. Сидоров. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
20. Огородников В. Н., Сазонов В. Н. Соотношения золотых и хрусталеносных месторождений обрамления гнейсовых блоков Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 72 с.
21. Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минералогия шовных зон Урала. Часть 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: УГГУ, ИГГ УрО РАН, 2007. 187 с.
22. Пинегин Е. Ф., Аблизин Б. Д., Курбацкий А. М. и др. Геологический отчет о работе поискового отряда на площади Сурьинско-Промысловской зоны. Пермь: Геологический трест, 1956. 186 с.
23. Рафаилович М. С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы, 2009. 304 с.
24. Савельева К. П., Хрыпов В. Н. Новые типы золотого оруденения Урала // Геология и металлогения Урала. Кн. 1. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1998. С. 231–237.
25. Сазонов В. Н. Березит-лиственитовая формация Урала и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 208 с.
26. Сазонов В. Н., Коротеев В. А. Основные золоторудные и сопутствующие метасоматические формации. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.
27. Сазонов В. Н., Коротеев В. А., Огородников В. Н. и др. Золото Урала: достижения и проблемы на границе XX и XXI вв. // Металлогения древних и современных океанов-2004. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 3–9.
28. Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А. Пирит собственно золоторудных месторождений: форма, золотоносность, ее обусловленность, теоретическая и практическая значимость // Уральская минералогическая школа-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 66–74.
29. Таланцев А. С. Геотермобарометрия по кальцит-доломитовым парагенезисам. М.: Наука, 1971. 136 с.
30. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В.. Геохимия и рудогенез золота в черных сланцах. Сыктывкар: Гео-наука, 2000. 61 с.
31. Buryak V. A. Significance of sedimentary environment and metamorphism in formation of gold mineralization in Precambrian carbonaceous strata of Siberia and the Far East // Proc. IGCP Project 354 Inaugural Meeting. Prague, 1988. P. 17–24.
32. Eremin R., Voroshin S., Sidorov V. et al. Geology and genesis of the Natalka gold deposit, Northeast Russian // Inter. Geol. Review. 1994. V. 36. P. 349–382.
33. Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nil K. L. Rare earth abundances in chondrite meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
34. Hutchison R. W. A multi-stage, multi-process genetic hypotheses for greenstone-hosted gold bodies: Ore Geol. Review. 1993. V. 5. P. 349–382.
35. Large R., Maslennikov V., Robert F. et al. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite end gold in the giant Sukhoi log deposit, Lena gold province, Russia // Econ. Geol. 2007. V. 102. P. 1233–1267.
36. Leutwein F. Uber das Vorkommen von gold in Thuringisches Alaun- und Kieselschiefern // Hallisches Jahrb. Mitteldeutsche erdgeschichte. 1951. Bd. 1. H. 82. S. 82–85.
37. Varley T. Bureau of Mines investigates gold in oil shales and its possible recovery // U.S. Bur. Mines.Rept.Inv. 1922. № 2413. 10 p.

Рецензент К. К. Золоев

## The Ashkinskaya ore (Au, PGE) zone in the North and Central Urals: geological position, construction, composition of ore bodies and its practical importance

V. N. Sazonov\*, A. Ya. Velikanov\*\*

\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

\*\*Ural Minerals Ltd

The Ashkinskaya ore zone and its main representative – the gold (with PGE) Ashka deposit are characterized. This deposit is an object of the *sukhoi log* type. voluminous gold deposits (with platinoïdes) are typomorphic for this type. It was a main reason for investigation of this objects and development geological works for prospecting of gold (with PGE) deposits. The Ashkinskaya zone is a polychrone and polygene suture, which was marked in the Upper Riphean, was intensive transformed with forming precious metal mineralization in the Upper Paleozoic and latter (MZ-Q) was stirred up for many times. According to D. A. Dodin and coauthor, (2007), this zone is a part of the Tykotlovsk-Promyslovsk ore megaregion, which extents from Polar to Central Urals. We discussed only central and partly north part of this megaregion which localizes just to the west from the Main Uralian Deep Fault including their influence zone. There are black shales (R<sub>3</sub> metamorphosed C-bearing argillo-silicic, clayey, argillo-calcareous rocks and sandstone), magmatites (gabbro, diorites, granitoides; plagiogranite's dykes), metamorphites of green shale facie and metasomatites (berезite-listvenites, argillizites and propilites (?)). The contact of metamorphites (with biotite) were recognized in some spots of the Ashkinskaya ore zone (data of A. A. Zubarev et al., 2009). Precious mineralization are controlled by a conjugate's zones of shift and fault disjunctive structures. It was formed in above-intrusive zone of a granitoid body. Au (with PGE) mineralization was fixed in quartz veins, their zalbands and associated metasomatites. It is represented by native gold in veins, metasomatites and oxide sulfides, mostly pyrite and by "nonvisibl" form in sulfides. In black shales of the Ashkinskaya ore zone average concentration of precious metals is (g/t): Au 5.0, Pt 0.16, Pd 1.1. The Ashka deposit was formed in a depth not more than 2 km at T not more than 340°C.

Key words: "black" shales, precious (Au + PGE) mineralization, riftogene-collision multiblock, metamorphites (green shale facie), metasomatites (berезite-listvenite, argillizite, propilit(?) formations), above-intrusive ore-geochemistry system, erosion level of ore bodies.

## ВЛИЯНИЕ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ГЕОДИНАМИКУ И ВОДНЫЕ СИСТЕМЫ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

© 2010 г. Ю. М. Нестеренко\*, В. И. Днистрянский\*\*, М. Ю. Нестеренко\*, А. В. Глянцев\*

\*Отдел геоэкологии Оренбургского научного центра УрО РАН  
460014, г. Оренбург, ул. Набережная, 29  
E-mail: geocol-onc@mail.ru

\*\*ООО “Газпром добыча Оренбург”  
460021, г. Оренбург, ул. 60 лет Октября, 11  
E-mail: geolog@ogp.ru

Поступила в редакцию 14.12.2009 г.

Рассмотрены техногенные изменения геологической среды районов добычи углеводородов в Южном Предуралье. При разработке нефтяных и газовых месторождений неизбежно снижение пластового давления и изменение уровня пластовых вод. Выявлена взаимосвязь техногенных изменений земной коры с сейсмической активностью и гидрогеодинамикой. Доказана гидродинамическая связь водоносных горизонтов Южного Предуралья. Представлены результаты сейсмологического мониторинга сетью сейсмостанций “Оренбург”. Проведен анализ и сопоставление очагов сейсмических событий с геологическим и тектоническим строением и предложена методика сейсмического районирования территории Южного Предуралья.

Ключевые слова: *гидрогеодинамика, сейсмология, Южное Предуралье, техногенные изменения, добыча углеводородов.*

### ВВЕДЕНИЕ

Южное Предуралье включает западную и центральную части Оренбургской области до Уральских гор, а также нефтегазоносные области, занимающие юго-западную часть Башкортостана и северо-запад Казахстана. На этой территории около 40 лет интенсивно эксплуатируется крупнейшее в Европе Оренбургское нефтегазоконденсатное месторождение (ОНГКМ) и множество месторождений нефти. Высокая плотность месторождений и интенсивная их разработка вызывают изменения в геологической среде и подземных водах.

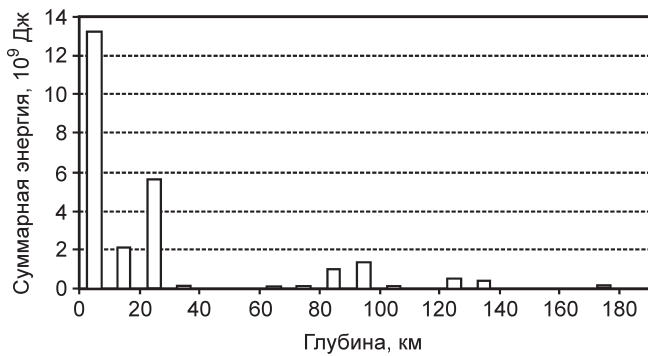
Техногенные изменения в недрах Земли обычно протекают замедленно, они имеют отдаленные последствия и, как правило, трудно устранимы. При добыче нефти и газа постепенно уменьшается давление в продуктивных пластах и окружающих их водоносных горизонтах. Изменения в гидро- и газодинамике обуславливают соответствующие изменения в геодинамике твердой части земной коры. Последствия таких изменений могут привести к крупнейшим техногенным катастрофам и чрезвычайным ситуациям: землетрясениям, провалам земной поверхности, изменениям в балансе и качестве подземных вод зоны активного водообмена, являющихся основным источником водных ресурсов для меженного речного стока и водоснабжения.

Техногенно измененная динамика подземных вод перераспределяет напряжения в геологической среде. В геологических структурах при значительных изменениях давлений формируются напряжения, и повышается сейсмическая активность.

В целях исследования влияния техногенеза на динамику земной коры в районах интенсивной разработки месторождений углеводородов в Южном Предуралье нами создана сеть сейсмостанций “Газ-сейсмика”, которая зарегистрирована и вошла в общероссийскую сеть. К настоящему времени сеть состоит из четырех сейсмостанций, оборудованных сейсмоприемниками СМЗ-КВ и СМЗ-ОС и регистраторами SDAS v 3.1 и UGRA.

На разрабатываемых месторождениях нефти и газа сейсмостанциями фиксируется в среднем 2–3 сейсмических события в месяц с магнитудой  $M_l$  1–2 и более, что на порядок больше, чем за пределами месторождений. Большинство зафиксированных в 2007–2009 гг. сейсмических событий имеют очаги на глубинах до 10 км (рис. 1).

Для выявления сейсмоактивных структур, причин и механизма увеличения их сейсмической активности нами уточнено геологическое строение Южного Предуралья и проведен ряд исследований системы его подземных вод в естественных и техногенно измененных условиях.



**Рис. 1.** Распределение землетрясений по глубинам на территории Оренбургской области в 2007–2009 гг.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Территория Южного Предуралья включает юго-восточную часть Русской (Восточно-Европейской) платформы, северный борт Прикаспийской впадины и юго-запад Предуральского краевого прогиба. На западной границе территории расположены Серноводско-Абдулинская впадина, Жигулевско-Оренбургский свод и Бузулукская впадина, с востока ограниченная Уральской Складчатой системой, а с севера – Татарским и Пермско-Башкирским сводами (рис. 2).

При исследовании процессов формирования напряженно-деформированного состояния (НДС) и подготовки землетрясения необходимо учитывать геологическое строение верхней части земной коры на глубину 10–15 км.

В соответствии с принципом унаследованности в тектонике, тектонические структуры и нарушения, возникшие в прошлые геологические эпохи, продолжают развиваться в наше время. Поэтому, основные тектонические элементы, выделяемые в современном структурном плане Южного Предуралья, следует рассматривать как динамически развивающиеся под воздействием вед структуры, ущих и направляющих факторов развития земной коры. Техногенные воздействия накладываются на естественные геодинамические процессы и могут их усиливать или компенсировать напряженное состояние геологической среды. Для выяснения их причин необходимо исследование строения осадочного чехла и подстилающего его фундамента.

В кристаллическом фундаменте в Южном Предуралье в пределах юго-восточной части Волго-Уральской антеклизы по данным [1, 4] с нашими уточнениями выделяются несколько крупных положительных и отрицательных структурных форм. Поверхность кристаллического фундамента архейско-протерозойского времени постепенно понижается с севера от абсолютной отметки –1700 м до отметки –4800 на юге. Соответственно увеличивает-

ся мощность осадочного чехла с 1700 м до 5000 м (рис. 2).

Южное окончание Татарского свода характеризуется самым высоким залеганием поверхности кристаллического фундамента – от 1.6 до 2.0 км.

Серноводско-Абдулинская впадина расположена к югу от южного склона Татарского свода и прослеживается в широтном направлении на расстоянии более 300 км. Северный борт впадины – относительно пологий, южный – крутой.

Жигулевско-Оренбургский свод ограничен с севера Серноводско-Абдулинской впадиной, с юга – Бузулукской впадиной, а на востоке граничит с юго-восточным краевым блоком. Свод вытянут с запада на восток на 550 км при ширине 200 км на западе и 110 км на востоке. Поверхность фундамента погружается в этом же направлении с –1420 до –2980 м.

Бузулукская впадина на севере ограничена Жигулевско-Оренбургским сводом, а на юге – Прикаспийской синеклизой. Северная ее часть имеет ширину 30–40 км, а южная – 150–200 км. Глубина залегания поверхности фундамента достигает 5 км.

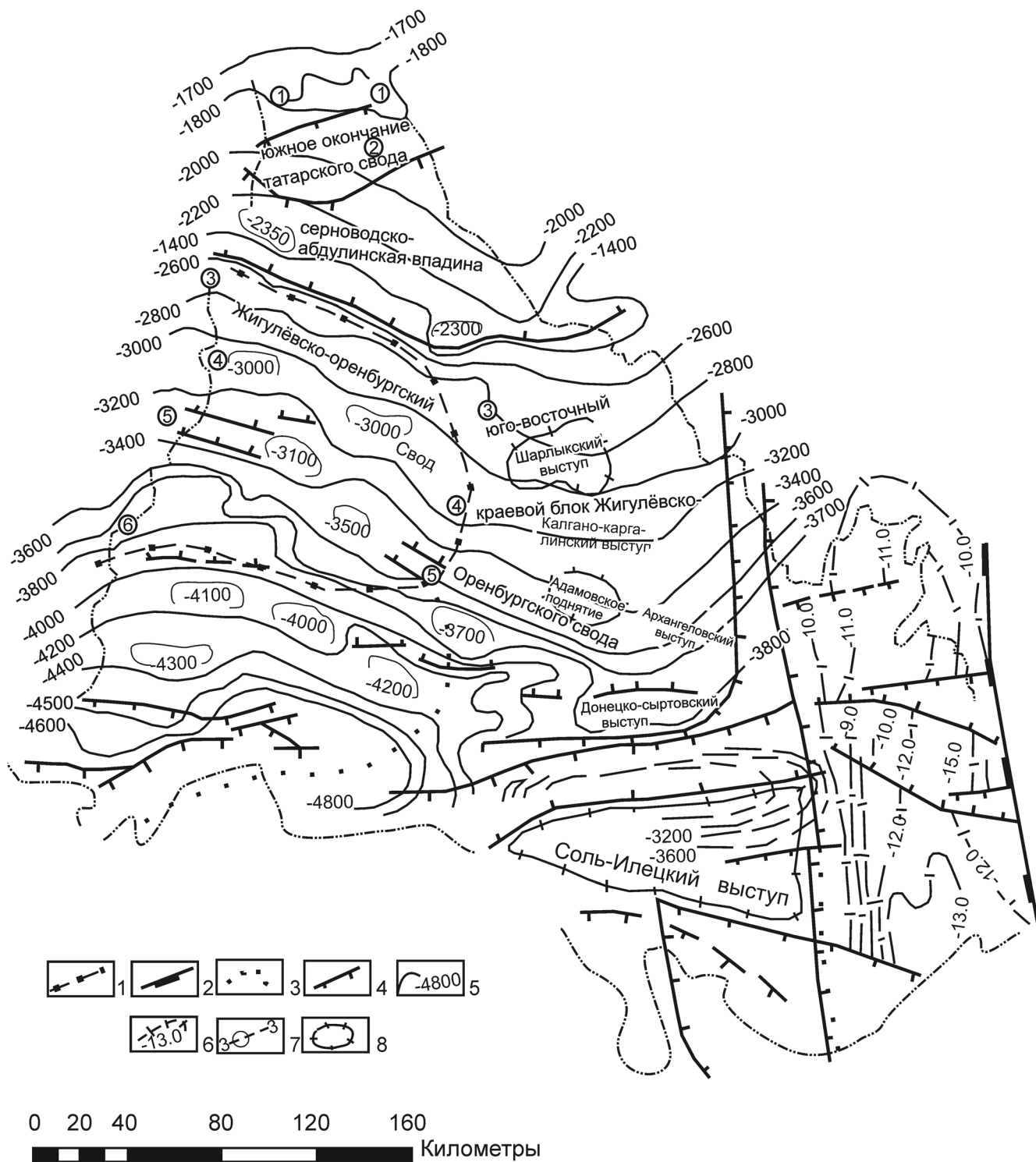
В пределах юго-восточного склона Русской платформы глубина залегания поверхности фундамента по геофизическим данным изменяется от 4 до 10 км. В самой южной части склона выделяется Соль-Илецкий выступ с глубинами залегания поверхности фундамента 4–5 км. Самым древним вскрытым горизонтом на Соль-Илецком выступе является ордовик.

Предуральский краевой прогиб, расположенный на востоке Южного Предуралья, вытянут в меридиальном направлении от Тиманского кряжа на севере до широты г. Соль-Илецка на юге на расстоянии свыше 1000 км при ширине от 20 до 110 км. Краевой прогиб заполнен мощной толщей пермских отложений и характеризуется асимметричным строением бортов и зонально-полосовым распределением фаций.

Обрамляющая с востока Южное Предуралье Уральская складчатая система включает Западно-Уральскую зону внешней складчатости, в которой породы смяты в систему узких складок меридионального простираения, Центрально-Уральское поднятие и Магнитогорский прогиб.

Прикаспийская синеклиза входит в территорию Южного Предуралья своим северным бортом. По границе между Волго-Уральской антеклизой и Прикаспийской синеклизой проходит ряд глубинных разломов, обуславливающих, согласно карте ОСР-97, высокую природную сейсмичность до 6–7 баллов по шкале MSK-64. В районе Южного Предуралья, на западе и севере Прикаспийской синеклизы, кристаллический фундамент залегает на глубине 3–6 км, с продвижением на юг он неравномерно, уступами погружается до глубины 15–20 км.

Кристаллический фундамент Южного Предуралья имеет густую сеть разломов (рис. 2). Они



**Рис. 2.** Тектоническая схема кристаллического фундамента Южного Предуралья.

1 – граница Жигулевско-Оренбургского свода; 2 – граница передовых складок Урала; 3 – границы разделения додевонской поверхности, по стратиграфическому признаку (надписи в прямоугольниках: Аг–додевонский рельеф, образованный породами архея, R + V – то же, породами рифей-венда, О – то же, породами ордовика); 4 – линии тектонических нарушений, по данным геофизики; 5 – изогипсы додевонской поверхности, по данным бурения скважин; 6 – изогипсы кровли кристаллического фундамента, по данным гравirazведки; 7 – гряды-останцы поверхности кристаллического фундамента, по данным бурения скважин (цифры в кружках: 1 – Домосейкинская, 2 – Таткандызская, 3 – Кирюшкинская, 4 – Жуковско-Донская, 5 – Гремячевско-Ольховская, 6 – Спиридоновско-Пойменная); 8 – выступы кристаллического фундамента, по данным геофизики.

обуславливают основные границы блоков геологической среды региона. Блоковое строение фундамента часто прослеживается до земной поверхности в виде речных долин, водоразделов, оврагов и др. По контуру газоносности ОНГКМ по северному крылу Оренбургского вала проходит разломная зона широтного простирания, совпадающая в первом приближении с простиранием русла реки Урал. Повышенная плотность разломов прослеживается по границе Волго-Уральских бассейнов, под р. Самара и т.д.

Осадочный чехол в западной части Южного Предуралья представлен отложениями палеозойских и мезо-кайнозойских образований общей мощностью 3–5 км. В восточной, южной и северной частях кристаллический фундамент перекрыт протерозойско-палеозойскими отложениями мощностью от 2,5 до 6 км [1, 7]. Почти повсеместно в пределах свода в разрезе (рис. 3) отсутствуют рифейско-вендские отложения. В западной и северной, наиболее приподнятых его частях, из разреза местами выпадают низы девонских отложений.

#### ГИДРОГЕОСИСТЕМА ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

В толще осадочных пород с точки зрения формирования подземных вод выделяются три структурных этажа: верхнепермско-четвертичный (надсолевой), кунгурский (солевой) и среднедевонско-артинский (подсолевой). Сульфатно-галогенные отложения делят водную систему на два этажа: верхний – зону активного водообмена, и нижний (подсолевой) – с весьма замедленным водообменом.

Согласно схеме гидрогеологического районирования, составленной ВСЕГИНГЕО, рассматриваемая территория входит в состав Восточно-Русского артезианского бассейна подземных вод первого порядка. В качестве гидрогеологических структур более низкого порядка выделяется Сыртовский, Южно-Предуральский, частично Камско-Вятский и Эмбенский артезианские бассейны второго порядка.

В разрезе осадочной толщи Южного Предуралья по геологическому строению выделяются 4 региональных и ряд зональных водоупоров.

Геологическое строение региона обуславливает формирование 10 основных водоносных комплексов [2]. На рис. 3 представлен сводный литолого-стратиграфический разрез, уточненный по материалам бурения поисковых и разведочных скважин на территории Бузулукской впадины.

Водоносными являются практически все выделенные стратиграфические комплексы пород – от четвертичных до ордовикско-силурийских.

В верхний этаж входят:

1. Четвертичный водоносный комплекс пресных и слабосоленых вод. Развит в долинах рек, на первой, второй и третьей надпойменных террасах рек Урал и Самара, по крупным речным долинам;

2. Неогеновый слабодоносный комплекс пластовых, как правило, слабосоленых вод, развит локально, в основном по долинам рек;

3. Меловой водоносный комплекс пластовых солоноватых и пресных вод. Имеет ограниченное распространение, в основном, южнее Оренбургского вала. Меловые отложения выходят на поверхность и гидрогеологически открыты;

4. Юрский водоносный комплекс пластовых солоноватых и пресных вод имеет прерывистое распространение, в основном севернее и южнее Оренбургского вала, приурочен часто к дизъюнктивным мульдам. Породы комплекса выходят на поверхность и чаще гидрогеологически открыты;

5. Верхнепермско-нижнетриасовый водоносный комплекс, представленный скоплениями пластовых солоноватых и пресных вод. Региональные выдержанные водоупоры отсутствуют, локальные водоупоры связаны с глинистыми толщами. Породы комплекса выходят на дневную поверхность и в основном гидрогеологически открыты;

6. Верхнепермский водоносный комплекс, представленный скоплениями пластовых крепких рассолов, соленых, солоноватых и пресных вод. Водоупорными являются сульфатно-галогенные толщи гидрохимической свиты казанского яруса, развитые локально северо-восточнее и восточнее Оренбургского вала. Породы комплекса выходят на дневную поверхность и часто гидрогеологически открыты.

В нижний этаж входят:

1. Московско-кунгурский водоносный комплекс, в составе которого имеются скопления порово-трещинно-пластовых крепких и весьма крепких рассолов. С этим водоносным комплексом связаны продуктивные толщи ОНГКМ и ряда месторождений нефти. Этот водоносный комплекс подсолевой водонапорной системы испытывает наибольшее воздействие от добычи углеводородов в связи со снижением пластовых давлений. Региональным водоупором, изолирующим комплекс сверху, являются сульфатно-галогенные породы кунгурского яруса нижней перми.

2. Визейско-башкирский водоносный комплекс представлен палеокарстово-трещинно-пластовыми крепкими рассолами от тульского горизонта до подошвы верейского горизонта среднего карбона. Относительным водоупором здесь являются глинистые известняки с прослоями аргиллитов верейского (местами и каширского горизонтов) мощностью 10–30 м, имеющие региональное распространение.

3. Франско-турнейский водоносный комплекс, представленный порово-трещинно-пластовыми крепкими рассолами от кровли кыновских глин до подошвы бобриковского горизонта. Региональным водоупором является толща глинисто-мергелистых отложений бобриковского горизонта на юге и частично тульского – на севере. В пределах Оренбургского вала ордовикско-верхнедевонский и франско-

Система		ПЕРМСКАЯ							КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	
Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт, свита, толща	Мощность, м	Литология	Литологическая характеристика		Водоносный комплекс	Региональные водоупоры	
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	нижний	верхний	каз.	нижний	калиновская	10-100		Глины, известняки	Водоносный комплекс уфимско-нижнеказ	
			уфим.			60-160		Переслаивание песчаников, алевролитов, глин, мергелей, доломитов		
	нижний	нижний	кунгурской	ирень-ский	Филиповский	185-915		Переслаивание солей и ангидритов, реже доломитов	кунгурской	
								Доломиты, ангидриты		
								Переслаивание известняков и доломитов с прослоями ангидритов, реже гипсов		
	нижний	нижний	ассел. + сакмар + артинский			200-340		Переслаивание известняков и доломитов с прослоями ангидритов, реже гипсов	ассельско-артинский	
	нижний	нижний	верхний			180-330			средне-верхне-каменноугольный	
								московский		
								нижний		
верейский										
нижний	нижний	башкир			210-550		Известняки с прослоями доломитов и доломитизированные известняки, в нижней части разреза маломощные прослои аргиллитов	Визейско-нижнемосковский		
							Терригенные породы			
							Известняки, прослоями глинистые, участками до перехода в доломиты			
							Доломиты с прослоями ангидритов, в основании - глинисто-карбонатная пачка			
нижний	нижний	берглов			150-195		Известняки и доломиты, в верхней части с прослоями ангидритов	Визейско-нижнемосковский		
							Терригенные породы с прослоями изв-в, мергелей			
							Известняки с прослоями аогиллитов и доломитов			
							Терригенные породы			
нижний	нижний	визейский	верхний	алексинский+михайловский+веневский	335-700		Терригенные породы с прослоями изв-в, мергелей	Визейско-нижнемосковский		
							Терригенные породы			
							Известняки с прослоями аогиллитов и доломитов			
							Терригенные породы			
нижний	нижний	визейский	нижний	тульский борибковский радаевский+косьвинский	335-700		Терригенные породы с прослоями изв-в, мергелей	Визейско-нижнемосковский		
							Терригенные породы			
							Известняки с прослоями аогиллитов и доломитов			
							Терригенные породы			

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт, свита, толща	Мощность, м	Литология	Литологическая характеристика	Водоносный комплекс	Региональные водоупоры	
ДЕВОНСКАЯ	верхний	турней.			100-300		Известняки в разной степени глинистые с прослоями доломитов	среднефранско-турнейский		
			фаменский	верхний		375-650				Известняки с прослоями доломитов или мергелей
		нижний + средний					Известняки прослоями глинистые, доломиты			
		франский	верхний	ливен.+евланов.+воронежский	125-415		Известняки до перехода в доломит			
				мендымский		Известняки				
			средний	доманик. + саргаевский		Известняки и доломиты, с прослойками аргиллитов				
				нижний		тиман.+паш.	Терригенные породы			
		средний	живетский	муллинский	80-195		Известняки, аргиллиты			
				ардаатовский		Верх.часть разреза - изв-ки Нижн.часть – песчаники, алевролиты, аргиллиты				
				воробьёвский		Терриг. породы с пр. изв-в				
			эйфельский	верхний	афонинский	40-195				Известняки с прослоями терригенных пород
				нижний	бийский	Известняки				
		нижний	эмский		10-40		Терригенно-карбонатные породы			
		Кристаллический фундамент	>15		Гнейсы, амфиболиты					



Рис. 3. Уточненный сводный литолого-стратиграфический разрез (Бузулукская впадина).

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – песчаники, 4 – глины и аргиллиты, 5 – алевролиты, 6 – ангидриты, 7 – каменная соль, 8 – гипсы, 9 – гнейсы.

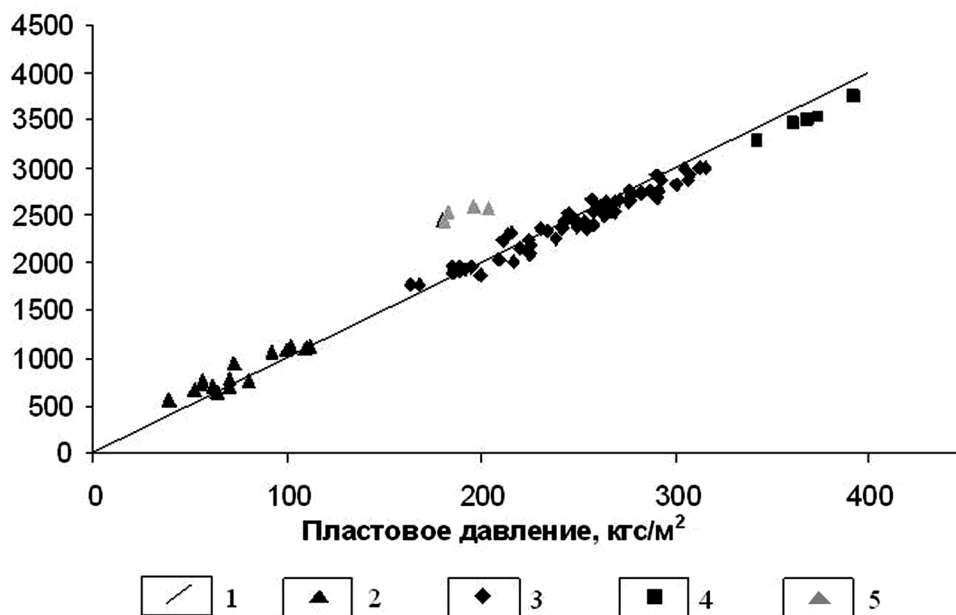
турнейский водоносные комплексы гидрогеологически связаны из-за размыва девонских отложений, в т. ч. кыновского водоупора.

4. Ордовикско-верхнедевонский водоносный комплекс порово-трещинно-пластовых крепких рассолов. Региональным водоупором для этого комплекса являются глинистые породы кыновского горизонта. Этот водоносный комплекс полностью

представлен на Восточно-Оренбургском своде, в Бузулукской впадине и Предуральском прогибе.

#### ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Вопрос о наличии вертикальной гидродинамической связи между водоносными горизонта-



**Рис. 4.** Связь между пластовым давлением и глубиной залегания горизонтов.

1 — линия нормального гидростатического давления, 2 — воды пермского возраста, 3 — воды карбона, 4 — воды девона, 5 — воды карбона с техногенно нарушенным давлением.

ми осадочного чехла Южного Предуралья до настоящего времени однозначно не решен. Его решение имеет важное научное и практическое значение для охраны окружающей среды и недр, выявления геодинамических процессов в естественных и особенно техногенно измененных условиях, поиска и эксплуатации месторождений углеводородов.

Подземные воды верхнего этажа в основном имеют связь с грунтовыми и поверхностными водами, поэтому режим их накопления преимущественно инфильтрационный.

Наличие связи и водообмена между водоносными комплексами нижнего и верхнего гидродинамических этажей по вертикали ряд исследователей (Б.Л. Личков, Н.К. Игнатович, Н.И. Толстихин, Е.В. Посохов, И.К. Зайцев, Е.Ф. Станкевич и др.) отрицают из-за наличия регионального сульфатно-галогенного водоупора. Наши исследования показывают наличие этой связи.

Подтверждением является практически прямолинейная зависимость давления в водоносных горизонтах палеозоя Бузулукской впадины от глубины их залегания [6, 7] (рис. 4).

Большинство точек находится на линии нормального гидростатического давления ( $\Delta p = 1 \text{ кг/см}^2$  на 10 м) или в непосредственной близости от нее. Следовательно, фактическое пластовое давление в палеозойских горизонтах контролируется высотой столба воды и её средневзвешенным объемным весом над точкой замера.

В табл. 1 дано сравнение приведенных статических уровней по ряду скважин в районе ОНГКМ и прилегающих территориях с урезами межженного уровня в близ расположенных реках. По данным таблицы видно, что все водоносные горизонты нижнего этажа, независимо от глубины их залегания, имеют относительно близкие приведенные статические уровни. В границах месторождения средняя абсолютная отметка приведенных статических уровней до его разработки были лишь на 0–7 м выше урезов воды р. Урал в межень (73–80 м), дренирующей исследуемую территорию, под долиной которой проходит тектонический разлом.

Если учесть дополнительный напор подземных вод зоны активного водообмена на водосборе относительно межженного уровня реки то, по-видимому, будет иметь место динамическое равновесие между верхним и нижним этажами водоносных горизонтов в естественных, продолжительное время неизменяемых условиях. Следовательно, можно сделать предварительный вывод о наличии гидродинамической связи через мощную толщу отложений солей. Она может проходить через тектонические трещины и разломы.

На расстоянии 0–50 км от месторождения приведенные статические уровни скважин имеют в среднем на 3 м более высокую отметку, чем урез воды, протекающей здесь р. Урал и на 24 м меньшую, чем урез воды р. Самара Волжского бассейна. На расстоянии 50–100 км на север от месторождения приведенные напоры на 10 м выше урезов воды

**Таблица 1.** Приведенные статические уровни вод нижнего этажа в районе ОНГКМ до его разработки и их сравнительная характеристика с урезами меженного уровня рек

№ скв., в скобках – глубина до середины опробования, м. б.	Расстояние от ОНГКМ			
	На ОНГКМ, урез воды рек 73–80 м (абс. отм.)	0–50 км, урез воды рек 102–130 м (абс. отм.)	50–100 км, урез воды рек 120 м (абс. отм.)	Более 100 км, урез воды рек 92–136 м (абс. отм.)
29 (1738)	69.5	104.2	149.7	95.6
71 (1772)	79.2	114.8	151.3	97.9
87 (1803)	85.0	121.2	128.3	73.3
44 (1803)	72.2	123.4	89.0	5.0
69 (1856)	72.5	118.2	61.9	20.0
93 (2121)	92.5	161.5	97.7	3.3
69 (1812)	76.4	113.2	124.9	69.8
76 (1836)	87.5	124.4	142.1	86.7
69 (2233)	95.9	116.2	152.6	27.6
82 (2059)	69.7	88.6	127.5	69.7
77 (2173)	90.4	99.2	132.4	33.0
77 (2224)	92.3	115.0	134.9	78.7
78 (2267)	93.8	105.2	114.6	57.3
90 (2336)	208	225.0	153.8	73.2
69 (2478)	70.0	85.1	112.7	25.0
46 (20606)	121.9	139.9	173.6	95.9
68 (2786)	133.2	147.1	188.7	105.5
77 (2421)	75.6	97.7	120.2	53.9
77 (2535)	69.1	87.7	102.4	25.6
77 (2616)	78.5	96.8	130.8	52.3
77 (2756)	69.7	83.6	125.4	41.8
Среднее	80.0	105.1	130.7	63.2

этих рек. За пределами 100 км от месторождения отметки уреза меженного уровня р. Самара на 30 м, а р. Урал на 70 м выше приведенных статических уровней исследуемых скважин на месторождении.

Сравнение статических уровней водоносных горизонтов нижнего этажа с учетом их удельного веса и среднего удельного веса вышерасположенных водоносных горизонтов на ОНГКМ и на расстояниях до 50 км, 100 км и более 100 км на север от него показало наличие гидродинамической связи его пластовых вод с водами верхнего этажа до Волго-Уральского водораздела. Сравнение приведенных статических уровней подземных вод бассейна р. Урал с уровнями примыкающих с севера подземных вод Волжского бассейна не выявляет гидродинамической связи между ними. В них свои системы вертикального и латерального водообмена. Это соответствует пластово-блоковой модели строения глубоких горизонтов слоистых геологических и водных систем платформ [3].

Анализ соотношений приведенных статических уровней вод нижнего этажа на месторождении с урезами воды в реках показывает, что возможно движение вод нижнего этажа от Волго-Уральского водораздела на юг к месторождению. Однако это требует дополнительных исследований.

#### ТЕХНОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

В результате интенсивной эксплуатации месторождений углеводородов, понизившей пластовое давление в нижнем этаже подземных вод региона на десятки и даже сотни атмосфер, нарушилось естественное гидродинамическое равновесие между верхним и нижним этажами подземных вод. В районе месторождений создались условия для нисходящего движения вод над его пластовыми водами и восходящего под ними, а также латерального притока с прилегающих территорий. Для выявления механизма и интенсивности их нисходящего движения необходимы специальные исследования [6].

На рис. 5 показано распределение давлений в пластовых водах ОНГКМ через 35 лет его эксплуатации. Месторождение занимает площадь около 2500 км<sup>2</sup>, а уменьшение давлений в пластовых водах в результате добычи газа произошло на площади более 4000 км<sup>2</sup>. В центральной части месторождения давление пластовых вод уменьшилось более чем на 10 МПа, а в среднем – на 6 МПа. Это привело к изменению гидродинамического и энергетического балансов и накоплению потенциальной энергии. Обводнение залежи и сейсмические события,

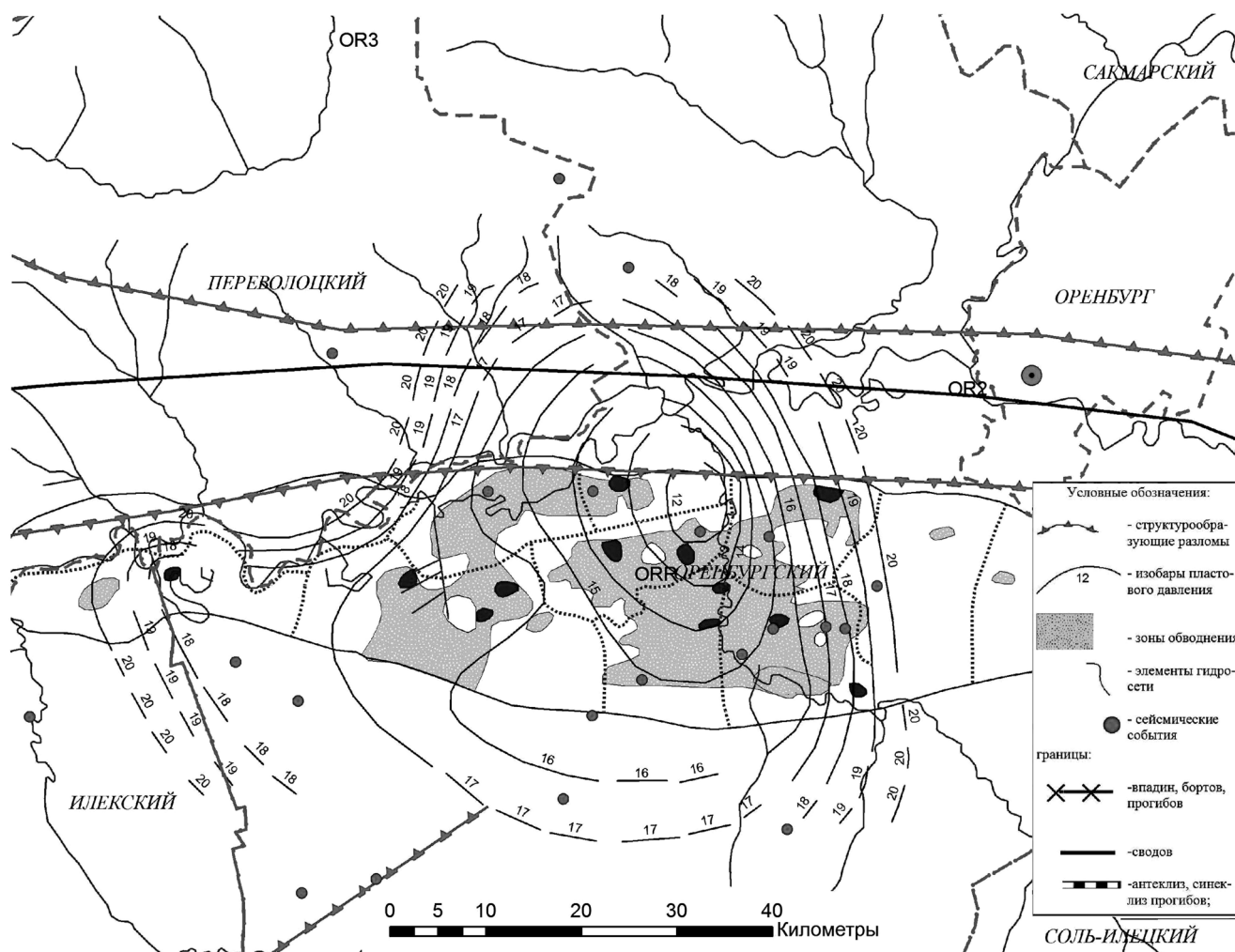


Рис. 5. Распределение давлений в пластовых водах ОНГКМ (по материалам ООО “ВОЛГОУРАЛНИПИГАЗ”) и зоны обводнения газодобывающих скважин.

наблюдаемые в районе месторождения, свидетельствуют о происходящей разгрузке напряжений в геологической среде.

На интенсивно разрабатываемых месторождениях нефти в Южном Предуралье также формируются гидродинамические воронки. На рис. 6 по нашим данным приведены установившиеся уровни вод средне-турнейского комплекса в Бузулукской впадине после разработки месторождений нефти. Пунктирными изолиниями показаны техногенно измененные приведенные уровни вод на эксплуатируемых 30 лет месторождениях нефти. В центральной части ряда месторождений пластовое давление уменьшилось на 20 МПа и более, образовав гидродинамические воронки диаметром 10–30 и более километров.

#### СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Согласно карте общего сейсмического районирования территории Российской Федерации северная, северо-западная и центральная части Южного

Предуралья (в том числе Бузулукская впадина, северный склон Соль-Илецкого выступа) и Складчатый Урал расположены в 7-бальной зоне, а южная – в 6-бальной зоне сейсмической активности по шкале МСК-64.

Мониторинг сейсмической активности Южного Предуралья ведется нами сетью, состоящей из 4 сеймостанций. Для уверенной интерпретации регистрируемых сейсмических сигналов построение сети сеймостанций ведется с учетом следующих условий:

- расстояние между станциями для уверенной регистрации региональных и местных событий должно быть не более 30–50 км;
- местоположение станций целесообразно выбирать с учетом выявленных участков с аномально высокой сейсмичностью или участков, имеющих нарушения (разломы, техногенные изменения в геологической среде и т.п.);
- размещение приемных блоков станции на участке с геологическими условиями, характером

рельефа, высотой местности над уровнем моря, обеспечивающими качество поступающих сейсмических сигналов;

– удаленность от источников сейсмических помех (близость транспортных магистралей, промышленных объектов и т.п.);

– для принятия решения о размещении сейсмостанции на данном участке проводятся замеры сейсмических шумов с помощью мобильного сейсмологического комплекса;

– энергообеспечение, коммуникации, охрана.

С учетом этих требований и местных условий расположение сейсмостанций в созданной нами сети показано на рис. 7. Сеть сейсмостанций “Газ-сейсмика” позволяет регистрировать сейсмические события, имеющие естественную и техногенную природу.

Результаты мониторинга показали, что сейсмические события в контуре газоносности ОНГКМ расположены вблизи зон планетарно-тектонической трещиноватости, областей пересечения зон планетарно-тектонической трещиноватости, кольцевых зон. Таким образом, с достаточной долей уверенности можно утверждать, что эпицентры сейсмических событий тяготеют к напряженно-деформированным узлам блоково-разломной системы Южного Предуралья, испытывающих воздействие продолжительных природных и техногенных факторов. Сложившаяся структура земной коры и распределение эпицентров сейсмических событий за 2007–2009 гг. позволяет выполнить предварительное районирование территории по природной и техногенной сейсмической активности.

События, удаленные от зон техногенных нарушений (центральная и восточная части Предуральского краевого прогиба, юго-восток Прикаспийской синеклизы и др.), вероятно вызванные естественными тектоническими процессами, наблюдаются значительно реже в сравнении с техногенно нарушенными территориями. События, произошедшие в зонах техногенных нарушений геологической среды (добыча нефти и газа и др.), происходят более часто и имеют более сложную природу, они могут являться техногенными или природно-техногенными.

В условиях разрабатываемых месторождений изменение напряженно-деформированного состояния геологической среды определяется природными и техногенными воздействиями. Южное Предуралье, находящееся на стыке трех геологических структур – Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы и Предуральского краевого прогиба, имеет густую сеть тектонических разломов. Формирование и развитие геодинамических процессов Южного Предуралья идет под воздействием планетарных горизонтальных, вертикальных и вращательных движений блоков литосферы, создающих напряжения сжатия и растяжения различной силы в разных направлениях.

Сейсмические события природных геодинамических процессов проявляются на всей территории Южного Предуралья, Уральских гор и Зауралья. Сеть сейсмостанций “Газ-сейсмика” в среднем в год фиксирует 1–2 естественных фоновых сейсмических событий на 1000 км<sup>2</sup> со средней энергией порядка  $2 \cdot 10^7$  Дж.

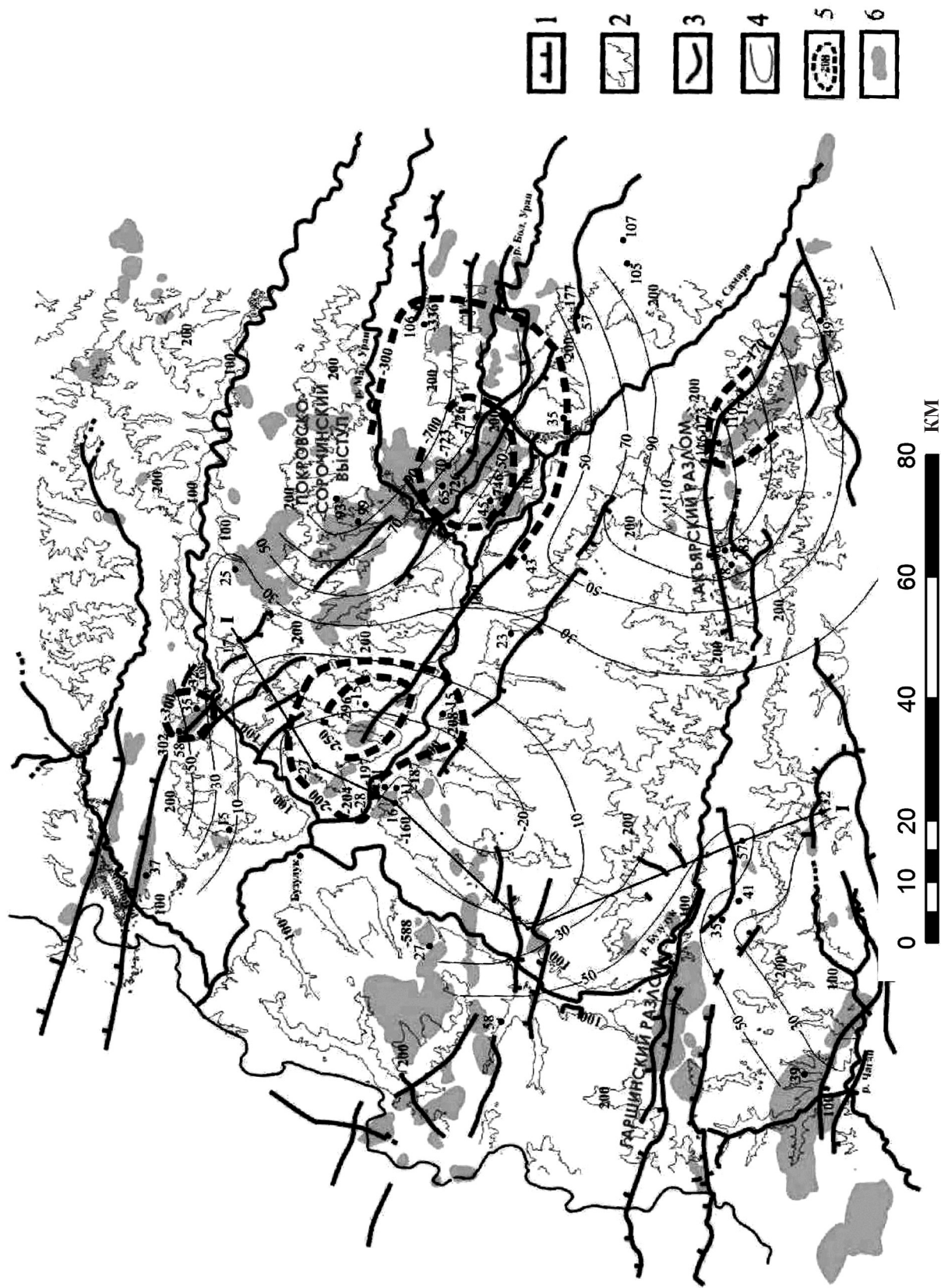
Масштабы техногенных катастроф и чрезвычайных ситуаций во многом зависят от объемов недр и площадей, на которые оказываются техногенные воздействия при добыче полезных ископаемых, и их энергии.

При добыче твердых полезных ископаемых в шахтах и карьерах формируются изменения в давлениях подземных вод и напряженностей в горных породах в объемах и на площадях до нескольких десятков кубических и квадратных километров. Соответственно и реакция недр на техногенное вмешательство обычно происходит в пределах этих объемов и площадей: горные удары, прорывы в шахты подземных вод и газов из прилегающих горных массивов. Лишь сейсмические волны, сопровождающие упругое расширение массива пород при горном ударе большой силы, распространяются на десятки и сотни километров.

При добыче нефти и газа техногенезом охватываются объемы недр до нескольких тысяч кубических километров и на площадях в тысячи квадратных километров. В Южном Предуралье Оренбургское нефтегазоконденсатное месторождение занимает площадь около 2500 км<sup>2</sup>, а уменьшение давлений в пластовых водах в результате 30-летней добычи газа произошло на площади более 3000 км<sup>2</sup>. В центральной части месторождения при уменьшении давления газа более чем на 10 МПа некомпенсированное напряжение в выше и ниже расположенных горных породах составляет соответственно порядка 1000 т на квадратный километр. Примерно на эту же величину увеличиваются градиенты давления между пластовыми водами месторождения и прилегающими к ним водоносными комплексами. Крупномасштабные техногенные изменения в недрах ОНГКМ привели к повышению суммарной выделившейся сейсмической энергии за год с  $1.78 \cdot 10^7$  Дж на прилегающих территориях до  $8.14 \cdot 10^{10}$  Дж в центральной его части в расчете на 1000 км<sup>2</sup> (рис. 8) Интенсификация сейсмической активности в районе ОНГКМ свидетельствует о происходящей разгрузке напряжений в геологической среде.

Техногенные воздействия реализуют цепочку трансформации энергии: “воздействие → изменение напряженного состояния → деформация пород при изменении их внутреннего напряжения и свойств → перераспределение открытой трещиноватости (сжатие, растяжение и сдвиг) → выделение сейсмической энергии при изменении трещиноватости”.

Согласно закону сохранения энергии, уменьше-



**Рис. 6.** Карта установленвшихся приведенных уровней вод среднефранско-турнейского комплекса. 1 – разломы, 2 – рельеф, 3 – речная сеть, 4 – гидроизопезы, 5 – техногенно измененные приведенные уровни вод на эксплуатируемых месторождениях нефти, 6 – месторождения нефти.

ние давления в замкнутом объеме  $V$  месторождения на  $\Delta P = 6 \text{ МПа} = 6 \cdot 10^6 \text{ Н/м}$  приводит к перераспределению энергии и увеличению потенциальной энергии напряжений в среде на  $\Delta E_n = V \cdot \Delta P$ .

Объем порово-трещинного пространства месторождения при средней пористости  $K = 5\%$  составляет  $V = 0.25 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$ , а потенциальная энергия напряжений в среде увеличилась на  $\Delta E = 0.15 \cdot 10^{18} \text{ Дж} \approx 10^{17} \text{ Дж}$ .

Сейсмические станции сети "Газ-сейсмика" в районе месторождения за один год в среднем фиксируют 25 событий с выделившейся сейсмической энергией  $2.2 \cdot 10^{11} \text{ Дж}$ . За 40 лет разработки месторождения выделившаяся сейсмическая энергия составила  $\Delta E_c \approx 10^{13} \text{ Дж}$ . За время эксплуатации месторождения сейсмической энергии выделилось в 1000 раз меньше накопленного напряжения. Это свидетельствует о возможности землетрясений с энергией до  $10^{17} \text{ Дж}$ .

Усиливающаяся техногенная нагрузка на геологическую среду все более обостряет проблемы экологической безопасности. Согласно существующим представлениям (Н.Н. Мельников, В.Е. Хаин и др.) техногенная сейсмичность аналогична природной, но отличается от нее режимом выделения сейсмической энергии под влиянием техногенных факторов. Для нее характерно большее число предшествующих толчков, более медленное убывание афтершоков и неглубокие очаги.

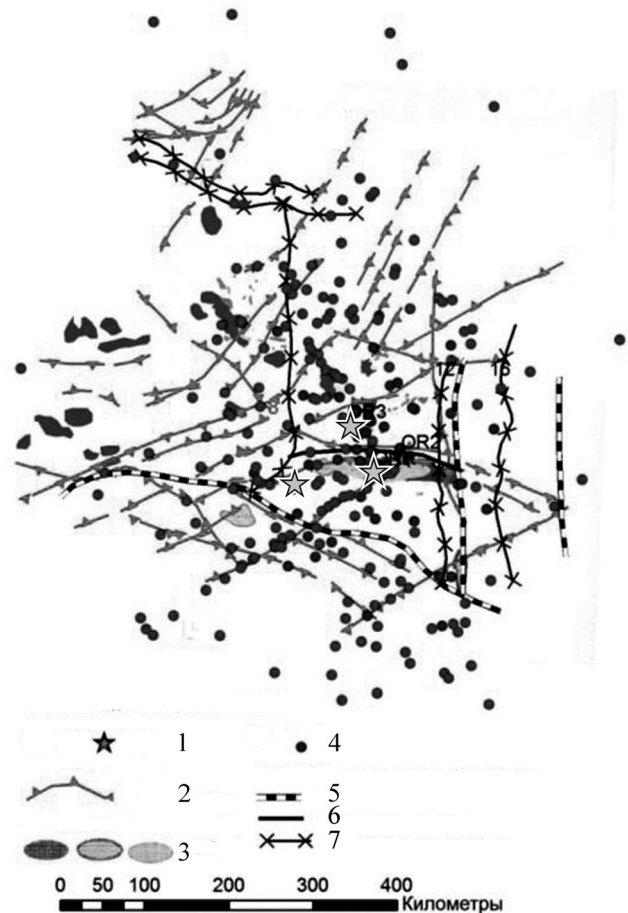
#### МЕТОДИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Для исследования пространственно-временной связи сейсмичности с морфоструктурой земной коры нами предложен алгоритм геодинамического районирования территорий [3], реализованный в виде компьютерной программы классификации морфоструктурных узлов на территории Южного Предуралья по уровню сейсмической активности [9, 10]. Эта классификация решает задачу сейсмического микрорайонирования и может быть применена в других регионах с похожими особенностями при наличии соответствующих данных. Входными данными для программы являются:

- карта Оренбургской области;
- координаты и свойства разломов, нарушений и морфоструктурных узлов;
- координаты и характеристики сейсмических событий;
- исходные экспертные данные.

Рассматривались лишь наиболее крупные разломы, а также новейшие морфоструктуры (складки основания) для территории исследования.

В рассматриваемой задаче мы имеем сравнительно небольшой набор классифицируемых объектов и число классов. Поэтому целесообразно использовать методы кластерного анализа без обучения с взвешенным расстоянием Хемминга [7].



**Рис. 7.** Схема сейсмических событий на юго-востоке Восточно-Европейской платформы с сентября 2007 г. по апрель 2008 г.

1 – действующие сейсмостанции; 2 – структурообразующие разломы, флексуры, гравитационные и магнитные уступы; 3 – месторождения: нефтяные, нефтегазовые, газовые; 4 – сейсмические события; 5–7 – границы: 5 – антеклиз, синеклиз прогибов; 6 – сводов; 7 – впадин, бортов, прогибов.

В рассматриваемом случае проверку качества классификации и ее адекватность была проведена при помощи использования модели анализа ретроспективных данных. В результате в 80% узлов, отнесенных к уровню слабой сейсмической активности, в следующие полгода событий не наблюдалось. В 75% узлов, отнесенных к уровню сильной сейсмической активности, произошло одно или более сейсмических событий. Более полные результаты представлены в табл. 2.

Отделом геоэкологии ОНЦ УрО РАН выявлено сгущение сейсмических событий на территориях интенсивной добычи углеводородов при уменьшении пластовых давлений газа, нефти и подземных вод. Они имеют высокую корреляцию с техногенно-нарушенными блоками массивов горных пород. Выявлена высокая сейсмическая активность на участках, где пластовое давление снизи-

**Таблица 2** Результаты проверки качества классификации по уровням

Уровень сейсмической активности	Количество классифицированных узлов	Количество узлов, в районе которых произошли события	Процент от общего числа узлов	Количество узлов, в районе которых не произошли события	Процент от общего числа узлов
Низкий	5	1	20%	4	80%
Средний	1	1	100%	0	0%
Высокий	4	3	75%	1	25%

лось в результате добычи нефти и газа в сравнении с прилегающими территориями.

### ВЫВОДЫ

Проводимый мониторинг территории Южного Предуралья сейсмологической сетью “Газсейсмика” показал, что большинство зафиксированных сейсмических событий имеют очаги на глубине до 10 км, где происходят основные техногенные воздействия при разработке месторождений нефти и газа в Южном Предуралье.

Изучение геологического и тектонического строения территории исследований позволило уточнить сеть разломов и тектонических нарушений. Анализ фиксируемых в Южном Предуралье сейсмических событий показывает, что эпицентры сейсмических событий располагаются в основном в зонах техногенных нарушений в геологической среде и тяготеют к зонам разломов и линеаментов.

Добыча углеводородов приводит к падению давлений пластовых вод и нарушению естественного гидродинамического равновесия в подземных водах. В районе месторождений углеводородов создались условия для нисходящего движения вод над его пластовыми водами и восходящего – под ними, а также увеличения латерального притока с прилегающих территорий.

Выявлено наличие гидродинамической связи между водоносными комплексами нижнего и верхнего гидродинамических этажей Южного Предуралья через сульфатно-галогенные отложения кунгура. Это подтверждается практически прямолинейной зависимостью давления в водоносных горизонтах палеозоя Бузулукской впадины от глубины их залегания.

Разработанная нами методика и программа для ЭВМ “Классификация морфоструктурных узлов на территории Южного Предуралья по уровню сейсмической активности” позволяют решать задачу сейсмического микрорайонирования и может быть применена в других регионах с аналогичными условиями.

*Работа выполнена при финансовой поддержке грантом РФФИ № 09-05-99010-р\_офи.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области / Под ред. А.С. Пантелеева. Оренбург: Оренбургское кн. изд-во, 1997. 272 с.
2. Гидрогеология СССР. Т. 43, Оренбургская область / Ред. Е.И. Токмачев. М.: Недра, 1972. 272 с.
3. Дюнин В.И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. М.: Научный мир, 2000. 472 с.
4. Коноваленко С.С. Палеогеоморфология юго-востока Русской плиты (Оренбургская область) от рифея до турне в связи с поисками нефти и газа. В 2 частях. М.: Наука, 1999. Ч. I. 171 с., Ч. 2. –: Карты и разрезы. 30 л.
5. Нестеренко М.Ю., Бондаренко И.И., Влацкий В.В. Классификация морфоструктурных узлов территории Оренбургской области по уровню сейсмической активности средствами кластер-процедуры // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: мат-лы 3 Междунар. сейсмолог. школы. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 5.
6. Нестеренко Ю.М., Глянцев А.В. Влияние объектов нефтяной и газовой промышленности на гидрогеологические системы в нефтегазоносных бассейнах // Водохозяйственные проблемы и рациональное природопользование. Ч. 1. Оренбург–Пермь: Оренбургский НЦ УрО РАН, 2008. С. 229–231.
7. Нестеренко Ю.М., Глянцев А.В. Водоносные комплексы Бузулукской впадины и их взаимодействие // Нефтепромысловое дело. 2007. № 12. С. 30–33.
8. Нестеренко Ю.М., Нестеренко М.Ю. Влияние добычи полезных ископаемых на геогидродинамику и сейсмичность в Южном Предуралье // Геологические опасности: мат-лы XV Всерос. конф. Архангельск: ББС МГУ, 2009 г., с. 333–335.
9. Нестеренко Ю.М., Нестеренко М.Ю., Влацкий В.В. Система анализа и прогнозирования сейсмической активности во времени в условиях техногенных изменений геологической среды. Свидетельство о регистрации программ для ЭВМ № 2009610751 от 02.02.2009 г. Роспатент, г. Москва.
10. Нестеренко Ю.М., Нестеренко М.Ю., Влацкий В.В. татистическое прогнозирование сейсмичности морфоструктурных узлов. Свидетельство о регистрации программ для ЭВМ № 2009610752 от 02.02.2009 г. Роспатент, г. Москва.

Рецензент Г.В. Гацков

**The influence of hydrocarbon deposits exploitation on geodynamics and aquatic systems of southern Preurals****U. M. Nesterenko\*, V. I. Dnistrjansky\*\*, M. U. Nesterenko\*, A. V. Gljantsev\****\*Geoecology Department of Orenburg Science Center, Urals Branch of RAS**\*\*“Gazprom extraction Orenburg”*

The geological technogeneus changes of oil and gas extraction areas in the South Ural are considered. The oil and gas extraction leads to reduce of formational pressure and change of water level. The interaction of seismic activity, hydrogeodynamics and technogeneus changes is detected. The hydrodynamic coupling of water-bearing horizons of South Ural is proved. The results of seismologic monitoring by net of seismic stations “Orenburg” are represented. The analyses and comparison of seismic sources with geologic and tectonic pattern are completed and the seismic risk zoning methodology is proposed.

Key words: *hydrogeodynamics, seismology, South Urals, technogeneus changes, oil and gas extraction.*

УДК 550.4:546.881

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВАНАДИЯ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

© 2010 г. Н. А. Григорьев

Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7  
E-mail: root@igg.E-burg.Su

Поступила в редакцию 20.07.2009 г.

Распределение V в верхней части континентальной коры определено по модели А.Б. Ронова и др. (1990). Среднее содержание V в верхней части континентальной коры – 0.0113%. Среднее содержание V в базитах и метабазитах 0.0245–0.0254%. В каждой из этих горных пород определено распределение масс V по участкам с его содержанием: низким (<0.01%), средним (0.01–0.02%), повышенным (0.02–0.04%), высоким (0.04–0.08%) и очень высоким (>0.08%). Распределение масс V в разных горных породах по таким участкам в % соответственно: 3.36–5.42; 11.45–19.63; 43.54–65.92; 17.59–28.38 и 1.36–6.97%. В V-богатом магнетите содержание V  $\geq$  0.2%. В этой разности магнетита находится >3.4% массы V, имеющейся в верхней части континентальной коры.

Ключевые слова: ванадий, V-магнетит, содержание, массы, распределение, горные породы, верхняя часть континентальной коры.

Настоящая работа – развитие раздела 13.1 монографии автора “Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры”, Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 301 с.

### СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАССЫ V В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Приведенные здесь средние содержания V в большинстве горных пород (табл. 1) соответствуют данным, опубликованным раньше [12]. Среднее содержание V в горных породах, являющихся его главными концентраторами и носителями рассчитано вновь. При расчете не учтены результаты целенаправленного изучения участков с повышенным содержанием V, а также данные из таких публикаций, где осадочные и магматические породы не разделены с продуктами их метаморфизма. Ниже приведены главные источники исходных данных. **Осадочные породы** [18, 35–38, 40, 54, 57, 61, 63, 67, 69]. **Основные вулканогенные породы осадочного слоя** [3, 19, 21, 23, 30, 31, 45, 47, 49, 65, 71, 73, 75, 77]. **Базиты и метабазиты гранитно-гнейсового слоя** [14–17, 20, 22, 24, 25, 28, 30–32, 46, 50, 52, 68]. **Ультрабазиты (включая метаультрабазиты)** [1, 2, 5, 10, 14, 16, 17, 22, 25, 27, 28, 32, 34, 42, 46, 47, 50]. **Метаморфические породы** [4, 7, 25–27, 33, 41, 43, 44, 58–60, 62, 64, 66, 70, 72, 78].

Новое значение среднего содержания V в верхней части континентальной коры – 0.0113%. Оно, как и прежде – 0.0121% [12], близкое к данным других исследователей: 0.0053–0.0107% [74]. При-

водимые здесь данные о среднем содержании V в горных породах подробнее полученных другими авторами. Максимальным средним содержанием V характеризуются основные магматические породы и продукты их метаморфизма, но в них сконцентрировано всего 15.21% его массы (табл. 1). Главные носители массы V – метаморфические породы. В них (включая метабазиты) находится 68.85% массы V. Среднее содержание V в осадочных породах – 0.00924%. Оно близко к тому, которое могло быть заимствовано при выветривании гранитно-гнейсового слоя современного состава – 0.00834% (по расчету изоалюминиевым методом).

### ВАРИАЦИИ КОНЦЕНТРАЦИИ V В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Основа расчета – частота встреч проб горных пород с разным содержанием V. Главные источники данных перечислены выше. Использованы результаты анализов отдельных проб и средние из 2–10 определений. Обобщения результатов больше чем 10 анализов использовались только при наличии данных, позволяющих приблизительно определить количество проб с разным содержанием V. Установлено, что масса V наиболее неравномерно распределена в ультрабазитах и в учтенных совместно с ними метаультрабазитах (табл. 2). 64.81% массы этих горных пород характеризуется низким содержанием V, а повышенным, высоким и очень высоким содержанием V характеризуется всего 20.5% их массы. Но в разностях с повышенным, высоким и очень высоким содержанием V сконцентрировано

**Таблица 1.** Распределение массы V в совокупности горных пород верхней части континентальной коры

Горные породы	Масса пород, %	Содержание V, %	Доли массы V, %
Пески и песчаники	5.11	0.009	4.07
Глины и глинистые сланцы	10.4	0.0115	10.58
Карбонатные породы	3.85	0.0049	1.67
Кремнистые породы	0.33	Н. опр.	Н. опр.
Эвапориты	0.26	Н. опр.	Н. опр.
Кислые вулканы	0.44	0.006	0.23
Средние вулканы	1.13	0.0071	0.71
Основные вулканы	2.11	0.0254	4.74
Граниты	8.21	0.0038	2.76
Гранодиориты	3.38	0.0091	2.72
Базиты	1.5	0.0245	3.25
Сиениты	0.05	0.003	0.01
Ультрабазиты	0.05	0.014	0.06
Метапесчаники	2.92	0.009	2.33
Парагнейсы и парасланцы	30.56	0.015	40.57
Метаморфизованные карбонатные породы	1.13	0.0031	0.31
Железистые породы	0.38	0.0035	0.12
Гранито-гнейсы	23.21	0.0083	17.05
Метариолиты	0.66	0.0042	0.25
Метаандезиты	1.03	0.011	1
Метабазиты	3.29	0.0248	7.22
<b>Верхняя часть континентальной коры</b>	<b>100</b>	<b>0.0113</b>	<b>99.65</b>
Осадочные породы	19.95	0.00924	16.32
Вулканы осадочного слоя	3.68	0.0175	5.68
<i>Осадочный слой в целом</i>	23.63	0.0105	22.00
Магматиты гранитно-гнейсового слоя	13.19	0.0076	8.8
Параметаморфические породы	34.99	0.014	43.33
Ортометаморфические породы	28.19	0.0102	25.52
<i>Гранитно-гнейсовый слой в целом</i>	76.37	0.0114	77.65

70.14% той его массы, которая имеется в ультрабазитах и метаультрабазитах. В том числе, почти 20% массы V сконцентрировано в участках с очень высоким его содержанием. Несколько менее неравномерно распределен V в главных его концентраторах – основных магматических породах и продуктах их метаморфизма. Здесь в участках с повышенным, высоким и очень высоким содержанием V находится 71.01–85.78% тех его масс, которые имеются в отмеченных горных породах. В том числе, 1.36–6.37% масс V сконцентрировано в участках с очень высоким его содержанием.

Большинство данных о содержании V в песчаных и глинистых породах, в продуктах их метаморфизма и в ортогнейсах опубликовано в слишком обобщенном виде. Это препятствовало их использованию при решении поставленного вопроса. Согласно ограниченному количеству учтенных исходных данных, в отмеченных горных породах больше половины масс V находится в участках со средним и низким его содержанием. Заметим, что в осадочных породах известны значительные участки с содержанием  $V \geq 0.1\%$  [29]. Учет их пока невозможен. Нет данных, количественно характеризующих роль таких участков в общей массе осадочных пород.

#### МИНЕРАЛЬНЫЙ БАЛАНС V В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Имеются лишь эпизодические данные по некоторым магматическим породам и метабазитам.

**Гранитоиды.** Изучен Верхисетский массив на Среднем Урале [8]. Главный концентратор V в гранитоидах – магнетит. Содержание V в нем 0.0025–0.24% (36 проб). Средний коэффициент концентрации 15.6. На втором месте – ильменит. Содержание V в нем 0.0044–0.016% (8 проб). Средний коэффициент концентрации 12.5. Кроме того, главные минералы-концентраторы: биотит, роговая обманка и эпидот. Средние коэффициенты концентрации V в них, соответственно, 2.1, 1.7 и 1.5. Рассчитаны три неполных минеральных баланса V. Причем два из них с учетом всех важнейших минералов-концентраторов. Главные минералы носители V: биотит, роговая обманка и полевые шпаты (табл. 3).

**Базиты гранитно-гнейсового слоя.** Определен минеральный баланс V в пробе оливинового норита из Южно-Калифорнийского батолита [76] и в 10 пробах габброидов из Медведевского массива на Урале [53]. Главный минерал-концентратор – магнетит. Магнетит Медведевско-

Таблица 2. Соотношение масс горных пород с разным содержанием V и распределение масс V в этих горных породах

Горные породы	Количество проб	Доли масс горных пород (%) с содержанием V:			Доли масс V (%) в горных породах с его содержанием:						
		низким (< 0.01%)	средним (0.01–0.02%)	повышенным (0.02–0.04%)	высоким (0.04–0.08%)	очень высоким (> 0.08%)	низким (< 0.01%)	средним (0.01–0.02%)	повышенным (0.02–0.04%)	высоким (0.04–0.08)	очень высоким (> 0.08%)
Ультрабазиты	2356	64.81	14.69	11.93	6.66	1.91	14.2	15.66	23.74	26.53	19.87
Базиты гранитно-гнейсового слоя	1823	21.78	26	37.14	13.27	1.81	5.42	15.69	43.54	28.38	6.97
Основные вулканы осадочного слоя	854	12.76	18.03	59.14	9.48	0.59	2.77	11.45	65.92	17.59	2.27
Метабазиты	356	10.67	30.62	47.19	11.24	0.28	3.36	19.63	53.82	21.83	1.36
Пески, песчаники	816	58.7	35.29	2.7	3.31	не обн.	24.79	52.17	6.24	16.8	не обн.
Глины и глинистые сланцы	685	48.03	36.34	11.53	4.1	не обн.	18.98	45.23	22.4	13.39	не обн.
Парасланцы	565	39.65	38.94	19.82	1.59	не обн.	17.43	37.46	39	6.11	не обн.
Ортогнейсы	291	69.76	24.06	6.18	не обн.	не обн.	43.59	37.86	18.55	не обн.	не обн.

Таблица 3. Минеральный баланс V в гранитоидах Верхисегского массива [8]

Минералы	Гранит 552			Плагиогранодиорит 7031		
	1	2	3	1	2	3
Магнетит	0.32	0.1	10.7	0.89	0.13	16.5
Ильменит	0.06	0.044	0.9	0.92	0.096	12.6
Эпидот	0.42	0.006	0.8	6.5	0.01	9.3
Роговая обманка	не обн.	не опр.	не опр.	6.7	0.011	10.5
Биотит	4.8	0.009	14.4	12.6	0.013	23.4
Плагиоклазы	30.4	0.0009	9.1	60.5	0.003	25.9
Микроклин	30	0.006	60	не обн.	не опр.	не обн.
В породе	66*	0.003	95.9	88.11*	0.007	98.2

Примечание. Здесь и в следующих таблицах: 1 – минеральный состав, %; 2 – содержание V в минералах и горных породах, %; 3 – доли массы V в минералах и их сумма, %; не обн. – не обнаружен; не опр. – не определяли; \* – не учтен кварц.

Таблица 4. Минеральный баланс V в базитах

Минералы	Габбро 3			Габбро 11			Оливиновый норит		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит	1.9	0.39	21.8	4.6	0.34	40.1	1	0.6	75
Шпинель	не обн.	не опр.	не опр.	не обн.	не опр.	не опр.	1.5	0.04	8
Ильменит	не обн.	не опр.	не опр.	3.3	0.13	11	не обн.	не опр.	не опр.
Оливин	не обн.	не опр.	не опр.	не обн.	не опр.	не опр.	18	не обн.	0
Амфиболы	52.8	0.028	43.5	17.5	0.044	19.7	10	0.009	11
Пироксены	не обн.	не опр.	не опр.	24.5	0.017	10.7	2	0.004	1
Серпентинит	не обн.	не опр.	не опр.	не обн.	не опр.	не опр.	не обн.	не опр.	не опр.
Плагиоклазы	45.3	0.028	37.3	50.1	0.022	28.3	67	0.001	8
В породе	100	0.034	102.6	100	0.039	109.8	99.5	0.008	103

Примечание. Габбро Медведевского массива на Урале [53], оливиновый норит из Южно-Калифорнийского батолита [76].

**Таблица 5.** Минеральный баланс V в ультрабазитах

Минералы	Пироксеновый дунит С-237 [51]			Оливиновый пироксенит 127 [Абдуллаев, 1991]			Пироксенит 9 [53]		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит	не обн.	не опр.	не опр.	3	0.056	5	2.7	0.42	25
Хромит	2	0.093	93	не обн.	не опр.	не опр.	не обн.	не опр.	не опр.
Ильменит	не обн.	не опр.	не опр.	не обн.	не опр.	не опр.	0.3	0.78	5
Оливин	89	не обн.	0	16	не обн.	0	не обн.	не опр.	не опр.
Амфиболы	не обн.	не опр.	не опр.	не обн.	не опр.	не опр.	17	0.045	17
Энстатит	9	0.0034	15	22	0.023	14	не обн.	не опр.	не опр.
Диопсид	не обн.	не опр.	не опр.	48	0.05	69	80	0.028	50
Серпентинит	не обн.	не опр.	не опр.	11	0.016	5	не обн.	не опр.	не опр.
В породе	100	0.002	108	100	0.035	93	100	0.045	97

Примечание. Пироксеновый дунит С-237 из Восточных Саян; оливиновый пироксенит 127 из Азербайджана; пироксенит 9 из Качканарского массива на Урале [53].

го массива содержит микровключения ильменита. В большинстве изученных проб магнетит – главный минерал-носитель V. Кроме него главными минералами-носителями V являются амфиболы и пироксены (табл. 4).

**Ультрабазиты.** Изучены почти исключительно неметаморфизованные ультрабазиты. Здесь главные минералы-концентраты V: **магнетит и хромит.** Иногда они являются и главными минералами-носителями V. Но в большинстве случаев главные минералы-носители V: амфиболы и пироксены (табл. 5).

**Метабазиты.** Изучены на примере метагаббро Восточного Саяна [39]. По характеру минерального баланса V эти горные породы похожи на базиты. Но роль магнетита и плагиоклазов, как носителей V, здесь меньше (табл. 6).

**Таблица 6.** Минеральный баланс V в метагаббро Восточного Саяна [39]

Минералы	78-112			79-300а		
	1	2	3	1	2	3
Магнетит	2.2	0.34	25	1.8	0.5	18
Ильменит	8.6	0.035	10	5.3	0.2	21
Гранат	19.7	0.053	1	16.6	0.015	5
Амфиболы	30.8	0.028	29	38.2	0.05	38
Пироксены	16.8	0.012	7	19.9	0.05	20
Плагиоклазы	21.9	0.001	1	18.2	0.005	2
В породе	100	0.03	94	100	0.05	104

### V-БОГАТЫЙ МАГНЕТИТ – ГЛАВНЫЙ МИНЕРАЛ-КОНЦЕНТРАТОР V

Данные о содержании ванадиевых минералов в распространенных горных породах автору не известны.

Предполагалось, что содержание V – минимальное для ванадиевых максиминералов – 0.2%. Новый расчет, выполненный тем же способом, что и раньше [11], показал, что это содержание –

0.49%. Повышенные значения содержания V в минералах-концентраторах, почти всегда меньше минимального для максиминералов. Разности минералов с таким уровнем повышенного содержания V назовем V-богатыми. Главный минерал-концентратор V – магнетит. В любых горных породах он, если есть, то как правило, характеризуется максимальным содержанием V. Повышенное содержание V особенно характерно для магнетитов с повышенным содержанием Ti. Их часто называют титаномагнетитами (Ti-магнетитами). Однако при количественных минералогических анализах горных пород этот термин использовали (или не использовали) весьма произвольно. Поэтому в данном случае не рационально выделение ванадиевых разностей Ti-магнетита. Правильнее выделение V-богатого магнетита, вне зависимости от содержания в нем Ti или других компонентов, кроме V. Эталон для такого выделения пока могут быть только базиты гранитно-гнейсового слоя. Это наиболее изученные горные породы и частично уже использующиеся как источники V.

Минимальное для V-богатого магнетита содержание V принято по результатам изучения габброидов Медведевского массива [53]. Это единственный случай, когда достоверность данных о распределении V в ассоциациях минералов, представляющих 10 проб базитов, подтверждена расчетом минеральных балансов V. Здесь учтены результаты изучения проб габброидов с содержанием магнетита 0.5–4.9% и свободных частиц ильменита 0–7.2%. Содержание Ti в частицах магнетита крупностью 30–100 мкм – 1.06–7.55%. Главная форма нахождения Ti в магнетите – микроворстки ильменита. Содержание V, отделяющее почти весь магнетит от остальных минералов – 0.2% (табл. 7). Похожая ситуация установлена в ультрабазитах и метаультрабазитах Качканарского массива. Поэтому содержание V – 0.2% и было принято в качестве минимального для V-богатого магнетита.

**Таблица 7.** Вариации содержания V в важнейших минералах-концентраторах из 10 проб базитов, а также из 10 проб ультрабазитов и метаультрабазитов по данным [53]

Объекты	Содержание V, %	Количество проб			
		клинопироксены	амфиболы	магнетит	ильменит
Габброиды Медведевского массива	>0.2	0	0	9	1
	0.1–0.2	0	2	1	5
	<0.1	6	6	0	2
Ультрабазиты и метаультрабазиты Качканарского массива	>0.2	0	0	10	1
	0.1–0.2	0	0	0	8
	<0.1	10	9	0	1

### О ВЕРОЯТНОЙ РОЛИ V-БОГАТОГО МАГНЕТИТА КАК НОСИТЕЛЯ V

Известно о наличии V-богатого магнетита в большинстве горных пород. Но данные о вариациях его содержания в горных породах преимущественно эпизодичные. Причем они, как правило, не сопровождаются достаточно подробной характеристикой проб горных пород, из которых выделен V-богатый магнетит, в частности данными о содержании в них V. Отметим наиболее значительные данные.

Вариации химического состава магнетита из гранитоидов относительно хорошо изучены на примере Урала [8, 55] и Алтае-Саянской области [9]. Акцессорный магнетит обнаружен во всех 150 изученных пробах **гранитов**. V-богатый магнетит встречен в 5% проб. Среднее содержание V в V-богатом магнетите 0.4%. Изучено 93 пробы **гранодиоритов** (включая прочие гранитоиды повышенной основности). Акцессорный магнетит обнаружен во всех пробах. V-богатый магнетит обнаружен в 37% проб. Среднее содержание V в V-богатом магнетите 0.3%. **Гранито-гнейсы** по химическому и минеральному составу близки к гранодиоритам. Поэтому предполагалось, что и по составу магнетитов эти горные породы не отличаются.

Магнетиты из магматических пород основного состава наиболее детально изучил Д.С. Штейнберг [56]. Здесь учтены результаты анализов концентратов магнетита (“титаномагнетита”) из проб, отобранных вне рудных полей титаномагнетитовых месторождений. Содержание Ti в изученных магнетитах (титаномагнетитах) 0.46–17.34% – результат наличия микрочастиц ильменита и других титановых минералов. Здесь учтены анализы наиболее чистых концентратов, не содержащих примеси свободных частиц ильменита. **Основные вулканы осадочного слоя.** Учтены 6 проб нижнемезозойских и третичных базальтов с Урала, Украины и из Армении; 2 пробы пермско-триасовых долеритов из Западной Сибири, 2 пробы траппов Сибирской платформы. Содержание магнетита в пробах – 0.1–5.1%. Содержание V в магнетитах 0.17–0.43%. V-богатым магнетитом представлено 9 концентратов. Содержа-

жание V-богатого магнетита в пробах – 0.5–5.1%. Содержание магнетита в единственной пробе, где он не представлен V-богатым магнетитом, – 0.1%. С учетом этого пока есть основания считать, что в основных вулканиках осадочного слоя практически весь магнетит представлен V-богатым магнетитом. Средневзвешенное (с учетом выхода концентратов) содержание V в V-богатом магнетите – 0.41%. **Базиты гранитно-гнейсового слоя.** Учтены результаты анализов 33 проб диабазов, габбро-диабазов и габбро с Урала, из Карелии и Сибири [56]. Содержание магнетита в пробах – 0.1–11.3%. Содержание V в магнетите 0.04–0.63%. V-богатый магнетит представляет 76% массы акцессорного магнетита. Средневзвешенное содержание V в V-богатом магнетите здесь то же, что и в отмеченных выше вулканиках – 0.41%. Несколько иные результаты получены при более детальном изучении габброидов, из рудного поля Медведевского титаномагнетитового месторождения на Южном Урале [53]. Содержание V в пробах (0.034–0.068%) несколько выше среднего для базитов. Содержание магнетита в базитах – 0.6–4.9%. С V-богатым магнетитом оказались 9 проб из 10. Содержание V в V-богатом магнетите 0.22–0.4%, средневзвешенное – 0.33%. В основу дальнейших расчетов положены средние величины по отмеченным двум источникам: доля V-богатого магнетита в массе магнетита – 67.5%, среднее содержание V в V-богатом – магнетите – 0.37%.

В **метабазитах**, судя по немногочисленным данным [10, 39], роль V-богатого магнетита, в составе магнетита, вероятно, такая же, как в базитах.

Сведений о вариациях содержания V-богатого магнетита в группе горных пород, названных **ультрабазитами** недостаточно для расчета его среднего содержания. А.Б. Роновым и его коллегами [48] в составе этой (незначительной по массе) группы горных пород, кроме собственно ультрабазитов, были учтены метаультрабазиты. Последние преобладают, и содержание магнетита в них больше, чем в собственно ультрабазитах. Подробно же был изучен в основном магнетит из собственно ультрабазитов. Отметим наиболее существенные данные. Изучено 28 проб “титаномагнетитов” (содержание

**Таблица 8.** Среднее содержание и распределение массы V-богатого магнетита в верхней части континентальной коры

Горные породы	Среднее содержание, %		Доли содержания V-богатого магнетита и их сумма, %	Распределение V-богатого магнетита, %
	Всего магнетита	V-богатого магнетита		
Пески и песчаники	0.18	(0.065)	(0.0033)	(1.3)
Глины и аргиллиты	0.05	(0.018)	(0.0019)	(0.8)
Основные вулканиды осадочного слоя	2.02	2.02	0.0426	17
Граниты	0.85	0.04	0.0033	1.3
Гранодиориты	0.95	0.35	0.0118	4.7
Базиты гранитно-гнейсового слоя	4.7	3.17	0.0476	18.9
Ультрабазиты	7.9	(0.79)	(0.0004)	(0.2)
Метапесчаники	0.73	(0.26)	(0.0076)	(3)
Парагнейсы	0.8	(0.29)	(0.089)	(35.4)
Гранито-гнейсы	0.42	(0.155)	(0.036)	(14.3)
Метабазиты	0.35	(0.24)	(0.0079)	(3.1)
Верхняя часть континентальной коры	0.716	0.2514	(0.2514)	100

Примечание. Здесь и в табл. 9 в скобках – предполагаемые величины.

Ti – 0.43–11.34%) из дунитов Кольского полуострова [6]. Из этих проб только одна оказалась представлена V-богатым магнетитом с содержанием V 0.26%. В пироксенитах, вмещающих руды Качканарского месторождения на Урале [53], и в продуктах их метаморфизма весь магнетит представлен V-богатым магнетитом. Здесь учтены 10 проб этих горных пород с содержанием V от 0.034 до 0.082%. Содержание V-богатого магнетита в этих пробах 2.7–12.9%; содержание V в V-богатом магнетите 0.25–0.42%, в среднем – 0.32%. Участками с содержанием V  $\geq$  0.034% представлено около 10% всей массы ультрабазитов и метаультрабазитов (табл. 2). С учетом всего отмеченного выше предполагалось, что V-богатый магнетит представляет около 10% всего магнетита, имеющегося в ультрабазитах (включая метаультрабазиты). Допущенные при этом погрешности не могут оказать большого влияния на оценку роли V-богатого магнетита как носителя V в верхней части континентальной коры, поскольку ультрабазиты и продукты их метаморфизма не относятся к главным носителям V.

Дальнейший расчет выполнен с учетом соотношения масс магматических пород (табл. 1) и среднего содержания в них магнетита [13]. Он показал, что во всей ассоциации магматических пород гранитно-гнейсового слоя V-богатый магнетит составляет 36% от общей массы аксессуарного магнетита (включая Ti-магнетит). Среднее содержание V в V-богатом магнетите – 0.37%. Предполагалось, что такой состав магнетита сохраняется при образовании песчаных и глинистых пород, а также при последующем их метаморфизме.

На основании всех приведенных выше данных

рассчитаны две величины среднего содержания V-богатого магнетита в верхней части континентальной коры: 0.1052% и 0.2514% (табл. 8). Первая величина учитывает только реальные данные о содержании V-богатого магнетита в гранитоидах и базитах. Вторая величина учитывает также и предполагаемые средние содержания V-богатого магнетита в осадочных и метаморфических породах. Соответственно, в верхней части континентальной коры в V-богатом магнетите сконцентрировано от 3.4 до 8.2% массы V (табл. 9).

#### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Новое значение среднего содержания V в верхней части континентальной коры близко к тем значениям, которые публиковались другими исследователями. Это дает основания считать, что приводимые величины средних содержаний V в большинстве горных пород достаточно корректны. Соответственно корректны и данные о распределении массы V в ассоциации горных пород, представляющих верхнюю часть континентальной коры. Распределение масс V в базитах и ультрабазитах в зависимости от вариаций содержания V в этих горных породах определено на основе обширного фактического материала. Эта часть данных, в рамках настоящего этапа исследований, представляется корректной. Все остальные приводимые здесь данные – это лишь первое приближение к истине. Особенно это относится вопросу о вероятной роли V-богатого магнетита в осадочных и метаморфических породах. Но решение подобных вопросов возможно лишь при специальных и достаточно трудоемких исследованиях.

**Таблица 9.** Роль V-богатого магнетита как носителя V в горных породах и в верхней части континентальной коры в целом

Горные породы	Содержание V в горной породе, %	Содержание V-богатого магнетита, %	Содержание V в V-богатом магнетите, %	Доли масс V, сконцентрированные в V-богатом магнетите, %
Пески и песчаники	0.009	(0.065)	(0.37)	(2,7)*
Глины и аргиллиты	0.0115	(0.018)	(0.37)	(0.6)*
Основные вулканы осадочного слоя	0.0254	2.02	0.41	32.6*
Граниты	0.0038	0.04	0.4	4.2*
Гранодиориты	0.0091	0.35	0.3	11.5*
Базиты гранитно-гнейсового слоя	0.0245	3.17	0,37	47.9*
Ультрабазиты	0.014	(0.79)	(0.32)	(18.1)*
Метапесчаники	0.009	(0.26)	(0.37)	(10.7)*
Парагнейсы	0.015	(0.29)	(0.37)	(7.2)*
Гранито-гнейсы	0.0083	(0.155)	(0.3)	(5.6)*
Метабазиты	0.0248	(0.24)	(0.37)	(3.6)*
Верхняя часть континентальной коры	0.0113	(0.25)	(0.37)	3.4 (8.2)**

Примечание. \* – в % от массы V, имеющейся в данной горной породе, \*\* – в % от массы V, имеющейся в верхней части континентальной коры.

## ВЫВОДЫ

Среднее содержание V в верхней части континентальной коры – 0.0113%. Наибольшее среднее содержание установлено в базитах и продуктах их метаморфизма: 0.0245–0.0254%. В них сконцентрировано 15.21% той массы V, которая имеется в верхней части континентальной коры. Максимальными вариациями содержания V характеризуются ультрабазиты и учтенные совместно с ними метаультрабазиты. В них находится 0.06% той массы V, которая имеется в верхней части континентальной коры. Главные носители V – метаморфические породы (включая мета-базиты). В них находится 68.85% его массы. Для ультрабазитов, базитов, мета-базитов гранитно-гнейсового слоя и для основных вулкани-тов осадочного слоя определено распределение масс V по участкам с его содержанием: низким (<0.01%), средним (0.01–0.02%), повышенным (0.02–0.04%), высоким (0.04–0.08%) и очень высоким (>0.08%). Распределение масс V по таким участкам в %, соответственно: 12.76–64.81, 14.69–26, 11.93–59.14 и 2.27–19.87. В верхней части континентальной коры в V-богатом магнетите, содержащем  $\geq 0.2\%$  V, сконцентрировано от 3.4 до 8.2% его массы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев З.Б., Гуссейнова С.Ф. Геохимия гипербазитов Малого Кавказа. Баку: Элм, 1987. 170 с.
2. Балла З. Доверхнекаменугольные базиты и ультрабазиты Венгрии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 136–148.
3. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3. М.: Наука, 1974. 288 с.
4. Болотов В.И., Иванов А.А. Метаосадочные породы железисто-кремнистых формаций Приимандровского и Аллареченского районов // Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР, 1980. С. 10–20.
5. Борисенко Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипер-базитах Урала. М.: Наука, 1966. 224 с.
6. Бородин Л.С., Золотарев Б.П., Сердобова Л.И. Особенности химического состава и распределение титаномагнетита в комплексных массивах ультраба-зитов, щелочных пород и карбонатитов // Известия АН СССР. Сер. геол. 1966. № 5. С. 32–48.
7. Буданова К.Т. Метаморфические формации Таджи-кистана. Душанбе: Дониш, 1991. 336 с.
8. Бушляков И.Н., Соболев И.Д. Петрология, минера-логия и геохимия гранитоидов Верхисетского мас-сива. М.: Наука. 1976. 339 с.
9. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и генетиче-ские группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1965. 292 с.
10. Геохимия элементов группы железа в эндогенном процессе. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
11. Григорьев Н.А. Введение в минералогическую гео-химию. Екатеринбург. УрО РАН. 1999. 302 с.
12. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элемен-тов в горных породах, слагающих верхнюю часть конти-нентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.
13. Григорьев Н.А. Средний состав верхней части кон-тинентальной коры и масштабы максимальной кон-центрации химических элементов // Геология Ура-ла и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 219–228.

14. *Грудинин М.И.* Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области // Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.
15. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна // Г.В. Поляков, А.П. Кривенко, П.А. Балыкин и др. Новосибирск: Наука, 1974. 132 с.
16. *Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В.* Офиолиты и олистростромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–57.
17. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиновый массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
18. *Захарова М.А., Воронова В.А.* Малые элементы в кайнозойских отложениях Южной части Сахалина // Геохимия осадочных образований Юга Сахалина. Владивосток: СахКНИИ, 1976. С. 149–171.
19. *Золотухин В.В.* Петрохимические и минералогические особенности магнезиальных траппов бассейна р. Фатъянхи (западная часть Сибирской платформы) // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 132–162.
20. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Коптева В.В.* Офиолиты Западной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 7–18.
21. *Иванов К.П., Иванов К.С., Федоров Ю.Н.* Геохимия триасовых вулканитов Западно-Сибирской плиты (На примере Туринской серии) // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 767–790.
22. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Уральский госуниверситет, 1997. 488 с.
23. *Кабанова Л.Я.* Особенности вещественного состава и геохимии среднепалеозойских вулканогенных комплексов восточной зоны Южного Урала // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 13–27.
24. *Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С.* Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых Тундр. Л.: Наука, 1967. 166 с.
25. *Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.* Байкало-Муйский вулcano-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. Москва: ГЕОС, 1999. 164 с.
26. *Кременецкий А.А., Липидус А.В., Скрыбин В.Ю.* Геолого-геохимические методы глубинного прогноза полезных ископаемых. М.: Наука, 1990. 223 с.
27. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
28. *Лавров М.М.* Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 135 с.
29. *Лурье А.М.* Некоторые закономерности распределения химических элементов в осадочных породах Северо-Баялдырского района Центрального Каратау // Геохимия. 1957. № 5. С. 401–407.
30. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
31. Магматические горные породы. Основные породы / Е.Д. Андреева, О.А. Богатиков, А.М. Борсук и др. М.: Наука, 1985. 488 с.
32. *Маегов В.И.* Петрология дунит-пироксенит-габбровой ассоциации Денежкинского массива, Платиноносный пояс Урала. Екатеринбург: ОАО Уральская геолого-съемочная экспедиция, 2008. 76 с.
33. *Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А.* Геохимия основных кристаллических сланцев Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1992. № 6. С. 771–786.
34. *Малахов И.А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1966. 236 с.
35. *Маслов А.В.* Безгодовская свита западного склона Среднего Урала: некоторые геохимические характеристики тонкозернистых терригенных пород // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. 2009. С. 150–153.
36. *Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др.* Пепловые туфы в отложениях сълвицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменогорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45–70.
37. *Маслов А.В., Ишерская М.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Тонкозернистые терригенные породы рифея и венда Камско-Бельского прогиба: сопоставление основных геохимических характеристик // Литосфера. 2008. № 3. С. 36–49.
38. *Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др.* Нижнерифейские тонкозернистые алумосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса // Геохимия. 2004. № 6. С. 648–669.
39. *Механошин А.С., Глазунов А.М., Бурмакина Г.В.* Геохимия и рудоносность метагабброидов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1986. 102 с.
40. *Мизенс Г.А.* Редкие элементы и особенности источников обломочного материала осадочных формаций девона и карбона в восточных зонах юга Урала // Геохимия. 2009. № 12. С. 1259–1278.
41. *Миловский А.В., Матвеева С.С., Леоненко Е.И.* Гранитизация горных пород. М.: МГУ, 1985. 213 с.
42. *Павленко А.С., Геворкян Р.Г., Асланян Р.Т. и др.* К вопросу об алмазности гипербазитовых поясов Армении // Геохимия. 1974. № 3. С. 366–379.
43. *Петрова З.И., Левицкий В.И.* Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
44. *Петрова З.И., Макрыгина В.А.* Геохимия гранатбиотитовых и биотитовых плагиогнейсов Приольхонья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1994. № 5. С. 659–670.
45. *Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
46. *Пушкарев Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 298 с.
47. Редкие элементы в формациях изверженных пород. М.: Недра, 1975. 248 с.
48. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
49. *Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин Л.В.* Пермо-триасовые вулканиты Колтогорско-

- Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 1. С. 4–20.
50. Семенов И.В. Палео-океанический спредегновый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
  51. Сутурин А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.
  52. Таусон Л.В., Захаров М.Н. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья // Геохимия. 1974. № 3. С. 380–391.
  53. Фоминых В.Г. Минеральный баланс железа, титана и ванадия в некоторых базальтоидных породах Урала // Минеральный баланс химических элементов в горных породах и рудах Урала. Вып. 2. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. С. 30–53.
  54. Шор Г.М., Спиридонов А.А., Касперкевич Е.П. и др. Некоторые особенности геохимии ассоциаций химических элементов в мезозойско-кайнозойских отложениях южной окраины Западно-Сибирской плиты // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 62–75.
  55. Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала // Записки ВМО. 1964. Ч. 92, № 5. С. 591–605.
  56. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Еремина М.В. и др. Состав титаномагнетита в базитах и ультрабазитах Урала. Труды Института Геологии УФАИ СССР. Вып. 78. Свердловск. 1965. 99 с.
  57. Armstrong-Altrin J.S., Lee Y.H., Verma S.P., Ramasamy S. Geochemistry of Sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting // J. Sediment. Res. 2004. V. 74, № 2. P. 285–297.
  58. Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S. et al. Chemical characterization of Earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69, № 6. P. 1555–1573.
  59. Condie K.C., Lee D., Farmer G.L. Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes // Sediment. Geol. 2001. V. 141–142. P. 443–464.
  60. Condie K.C., Wilks M., Rosen D.M., Zlobin V.L. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Harschan Series, eastern Anabar Shield, Siberia // Precambrian Res. 1991. V. 50. P. 37–47.
  61. Di Leo P., Dinelli E., Mondelli G., Schiattarella M. Geology and geochemistry of Jurassic pelagic sediments, *Scisti silicei* Formation, southern Apennines, Italy // Sediment. Geol. 2002. V. 150. P. 229–246.
  62. Fedo C.M., Eriksson K.A., Kroostad E.J. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60, № 10. P. 1751–1763.
  63. Gallet S., Jahn B., Van Vliet Lanoe B. et al. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 156. P. 157–172.
  64. Gao S., Ling W., Oiu Y. et al. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic composition of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63, № 13/14. P. 2071–2088.
  65. Gao Y., Wei R., Hou Z. et al. Eocene high-MgO volcanism in southern Tibet: New constraints for mantle source characteristics and deep processes // Lithos. 2008. V. 105. № 1–2. P. 63–72.
  66. Genier F., Bussy F., Epard J-L., Baumgartner L. Water-assisted migmatization of metagraywackes in a Variscan Shear Zone, Aiguilles-Rouges massif Western Alps // Lithos. 2008. V. 102, № 3–4. P. 575–597.
  67. Hayashi K.-I., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61, № 19. P. 4115–4137.
  68. Hofmann A., Bolhar R., Dirks P., Jelsma H. The geochemistry of Archean shales derived from mafic volcanic sequence, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe: Provenance, source area unroofing and submarine versus subaerial weathering // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67, № 3. P. 421–440.
  69. Huber H., Koeberl C., McDonald I., Reimold W.U. Geochemistry and Petrology of Witwatersrand and Dwyka diamictites from South Africa: Search for an extraterrestrial component // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65, № 12. P. 2007–2016.
  70. Jahn B.-M., Condie K.C. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59, № 11. P. 2239–2258.
  71. Manikyamba C., Kerrich R., Khanna T.C. et al. Geochemical systematics of komatiite-tholeiite and adakitic-arc basalt associations: The role of a mantle plume and convergent margin in formation of the Sandur superterrane, Dharwar craton, India // Lithos. 2008. V. 106. № 1–2. P. 155–172.
  72. McLennan S.M., Taylor S.R., Eriksson K.A. Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 1211–1222.
  73. Qi L., Wang Ch.Y., Mei-Fu Zhou. Controls on the PGE distribution of permianemeishan alkaline and peralkaline volcanic rocks in Longzhoushan, Sichuan province, SW China // Lithos. 2008. V. 106, № 3–4. P. 222–236.
  74. Rudnik R. L., Gao S. Composition of the continental crust. University of Maryland, College Park, MD, USA. 2004. Electronic version.
  75. Sano T., Fujii T., Deshmukh S.S. et al. Differentiation processes of Deccan Trap basalts: Contribution from geochemistry and experimental petrology // Lithos. 2001. V. 42. № 12. P. 222–236.
  76. Sen N., Nockolds S.R., Allen R. Trace elements in minerals from rocks of the S. California Batholith // Geochim. Cosmochim. Acta. 1959. V. 16, № 1/3. P. 58–78.

77. *Viccaro M., Cristofolini R.* Nature of mantle heterogeneity and its role in the short-term geochemical and volcanological evolution of Mt. Etna (Italy) // *Lithos*. 2008. V. 105. № 3-4. P. 272–288.
78. *Yamachita K., Creaser R.A.* Geochemistry and Nd isotopic constraints for the origin of the Late Archean turbidites from the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 2579–2598.

*Рецензент А.А. Кременецкий*

## **Distribution of vanadium in the upper continental crust**

**N. A. Grigor'ev**

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

Vanadium distribution in the upper continental crust has been defined using the A.B. Ronov's et al. model [48]. V average content in upper continental crust is 0.0113%. V average content in basic and meta-basic rocks is 0.0245–0.0254%. In each of these rocks V mass distribution is determined by V content sections: low (<0.01%), average (0.01–0.02%), enriched (0.02–0.04%), high (0.04–0.08%) and very high (>0.08%). V mass distribution in such sections corresponds: 3.36–5.42; 11.45–19.63; 43.54–65.92; 17.59–28.38 and 1.36–6.97%. V content in the V-rich magnetite is  $\geq 0.2\%$ . V-rich magnetite presents around >3.4% of total V of the upper parts of the continental crust.

Key words: *vanadium, V-magnetite, content, masses, distribution, rocks, upper continental crust.*

УДК 549.514.51

## ИНФРАКРАСНАЯ ФУРЬЕ СПЕКТРОСКОПИЯ ВОДЫ И Н-ДЕФЕКТОВ В ГРАНУЛИРОВАННОМ КВАРЦЕ КУЗНЕЧИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Ю. УРАЛ)

© 2010 г. М. В. Штенберг, М. А. Игуменцева, **В. Н. Быков**

*Институт минералогии УрО РАН  
456317, г. Миасс Челябинской обл.  
E-mail: shtenberg@mineralogy.ru*

Поступила в редакцию 13.05.2010 г.

Методом количественной ИК Фурье спектроскопии изучено структурное состояние и содержание воды в разных формах в кварце различных жил Кузнецкихинского месторождения. Показано, что вода в основном содержится в молекулярной форме в трещинах, каналах, межзерновом пространстве и газовой-жидких включениях. Установлена прямая корреляция содержания молекулярной воды и гидроксильных групп в тонкодисперсных минеральных водородсодержащих включениях в кварце, а также определено поведение этих группировок при высокотемпературном отжиге до температуры 1400°C.

Ключевые слова: *кварц, Н-дефекты, вода, инфракрасная спектроскопия.*

### ВВЕДЕНИЕ

Гранулированный кварц является важнейшим сырьем для получения кварцевого стекла высокой чистоты для микроэлектроники и волоконно-оптической техники. Качество кварцевых концентратов определяется не только химической чистотой, которая зависит, прежде всего, от количества структурных примесей, но и содержанием в кварце летучих компонентов и, в первую очередь, воды, которая находится в этом номинально безводном минерале в следовых количествах в виде различных водородсодержащих группировок [1].

Кузнецкихинское месторождение гранулированного кварца, расположенное в районе г. Кыштым, является одним из наиболее перспективных объектов на особо чистый кварц. В работе методом инфракрасной Фурье-спектроскопии был изучен гранулированный кварц Кузнецкихинского месторождения (жилы № 191, 413 и 414). Образцы представлены серым тонко-, мелкозернистым прозрачным кварцем “егустинского” типа, который составляет основную массу кварца этого месторождения [2].

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

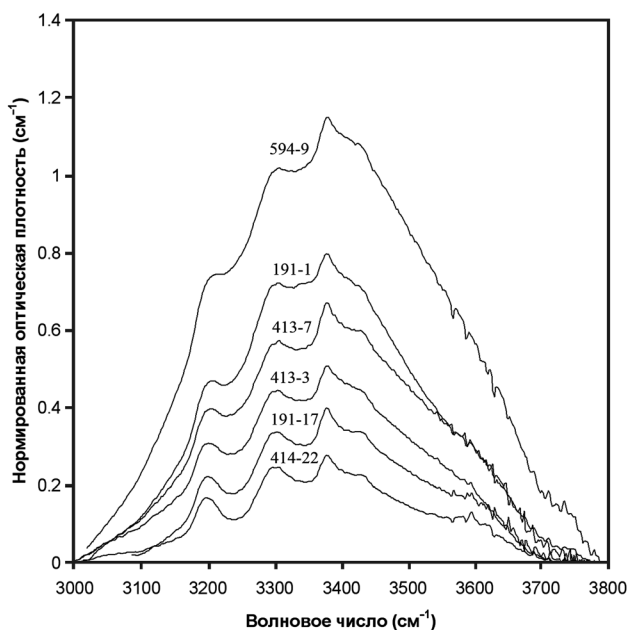
Образцы представляли собой плоскопараллельные пластинки толщиной 0.5–1 мм, шлифовка и полировка которых производилась на обезвоженном керосине. Регистрация инфракрасных спектров осуществлялась на ИК Фурье-спектрометре Nexus-870 Thermo Nicolet. Спектры пропускания были пересчитаны в спектры поглощения с коррекцией базовой линии и нормировкой на толщину образца.

Ступенчатый отжиг образцов был произведен в печи ПКЛ-1.2 до температуры 1400°C с шагом 100°C (время выдержки 2 часа). Регистрация и первичная обработка спектров производилась с помощью программного пакета OMNIC Thermo Nicolet, а моделирование спектров суперпозицией гауссовских линий выполнялось в программе Peakfit.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

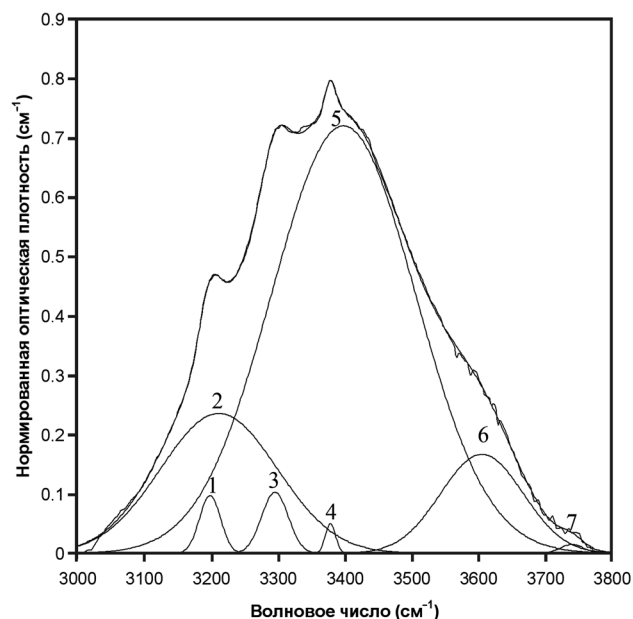
Инфракрасные спектры поглощения кварца Кузнецкихинского месторождения представляют собой широкую диффузную полосу с максимумом 3400 см<sup>-1</sup>, на которую накладываются узкие линии обертонов и Н-дефектов (рис. 1). Широкая полоса приписывается молекулярной воде, находящейся в основном в трещинах и газовой-жидких включениях. Узкие полосы обусловлены колебаниями структурно связанной воды, к которой в первую очередь относятся гидроксильные группы, находящиеся в различном структурном окружении [6–8]. Спектры по форме подобны друг другу и отличаются лишь по интенсивности, которая пропорциональна концентрации соответствующих группировок [3, 7, 9].

Для детального анализа спектров было выполнено моделирование “водной” области (3000–3800 см<sup>-1</sup>) на суперпозицию 7 гауссовских линий (рис. 2). Основные полосы 3220 и 3410 см<sup>-1</sup> принадлежат, соответственно, к симметричным и антисимметричным валентным колебаниям связи О–Н в молекулах воды [3, 8]. Небольшие линии с максимумами 3198 и 3296 см<sup>-1</sup> относятся к обертонам и составным частотам основных колебаний связи Si–O в решетке кварца. Узкая полоса с максимумом 3379 см<sup>-1</sup> связана с колебаниями группировок



**Рис. 1.** Нормированные ИК спектры поглощения гранулированного кварца Кузнечихинского месторождения.

Цифрами показаны номера образцов.



**Рис. 2.** Моделирование инфракрасного спектра поглощения кварца суперпозицией гауссовских линий (обр. 191-1).

Номера линий соответствуют табл. 1.

Al–OH, образованных при замещении Si на Al в сетке тетраэдров SiO<sub>4</sub> [7, 8]. Полосы 3600 и 3750 см<sup>-1</sup>, как правило, приписывают колебаниям OH-групп в тонкодисперсных водородсодержащих минеральных включениях в кварце [3, 5]. Эти полосы наблюдаются в спектрах слюд [4, 11], которые являются наиболее распространенными минеральными примесями в кварце Кузнечихинского месторождения. Необходимо отметить, что в работе [8] указано, что полосы 3600 и 3750 см<sup>-1</sup> могут быть связаны, соответственно, с симметричными и антисимметричными колебаниями OH-групп в силанольных группировках или в изолированных молекулах воды.

В работе были получены инфракрасные спектры более 100 образцов кварца. По результатам моделирования этих спектров были рассчитаны средние значения параметров линий и соответствующие стандартные отклонения (табл. 1). Из таблицы видно, что положение и ширина линий колебаний обертонов связи Si–O с максимумами 3198 и 3296 см<sup>-1</sup> остаются практически неизменными. Полоса 3379 см<sup>-1</sup>, принадлежащая колебаниям группировок Al–OH, также имеет приблизительно постоянную частоту и ширину. Параметры линий, относящиеся к валентным колебаниям

воды и OH группам в составе тонкодисперсных минеральных включений, имеют достаточно большие отклонения. Это обусловлено изменением степени водородного связывания молекул воды в первом случае, а также присутствием различных минеральных водородсодержащих включений и вариацией их химического состава – во втором.

В соответствии с законом Бугера-Ламберта-Бера была рассчитана концентрация различных Н-дефектов. Нами использовалось упрощенное соотношение [5, 8]:

$$C_H = A \cdot \Delta \quad (1)$$

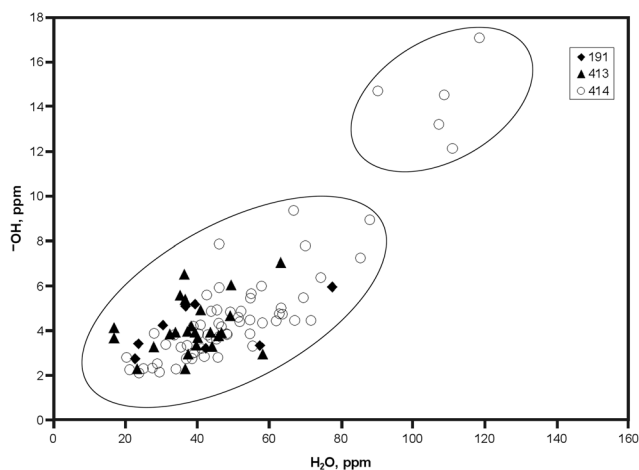
где  $C_H$  – число атомов водорода на 10<sup>6</sup> атомов кремния,  $A$  – калибровочный коэффициент (для воды – 1.05; для OH групп – 0.812),  $\Delta$  – нормированная интегральная интенсивность линии. Атомные количества водорода были пересчитаны в массовые концентрации соответствующих группировок.

Выполненные расчеты показали, что вода в кварце Кузнечихинского месторождения в основном содержится в молекулярной форме в трещинах, каналах, межзерновом пространстве и газожидких включениях. Наблюдается прямая корреляция между содержанием OH в тонкодисперсных

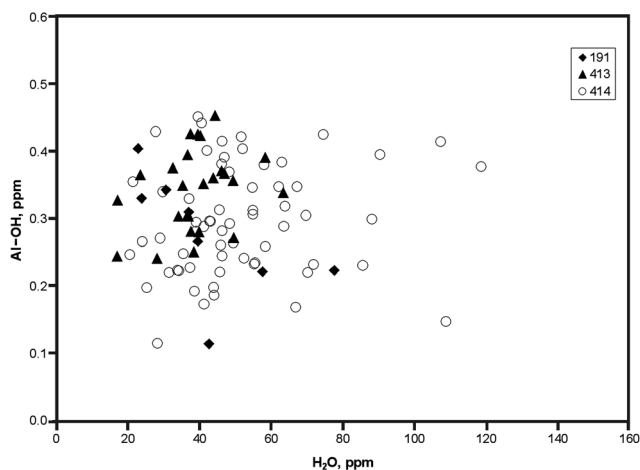
**Таблица 1.** Параметры гауссовских линий при моделировании ИК спектров кварца

№ линии	1	2	3	4	5	6	7
$\nu$ , см <sup>-1</sup>	3198 ± 1	3220 ± 14	3296 ± 1	3379 ± 1	3410 ± 7	3600 ± 12	3750 ± 16
$W$ , см <sup>-1</sup>	38 ± 2	220 ± 25	46 ± 2	22 ± 2	230 ± 25	130 ± 20	40 ± 18

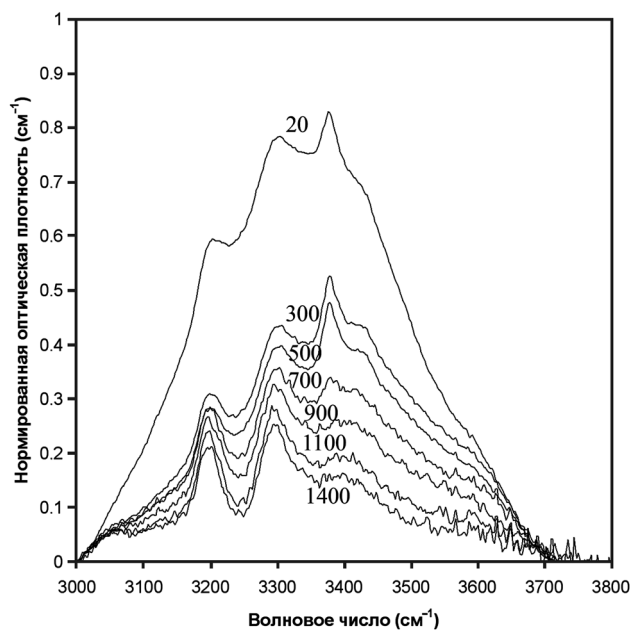
Примечание.  $\nu$  – положение максимума,  $W$  – ширина на половине высоты



**Рис. 3.** Зависимость концентрации гидроксильных группировок в тонкодисперсных минеральных включениях от содержания молекулярной воды. Цифрами показаны номера жил.



**Рис. 4.** Соотношение концентрации группировок Al-OH и содержания молекулярной воды. Цифрами показаны номера жил.



**Рис. 5.** Нормированные ИК спектры поглощения гранулированного кварца (образец № 594-1) после отжига. Цифрами показана температура отжига.

минеральных водосодержащих включениях и концентрацией молекулярной воды (рис. 3). На графике выделяются две области: содержание молекулярной воды в первой из них лежит в интервале 20–100 ppm, во второй – превышает 100 ppm. Количество OH-групп в минеральных включениях в этих областях составляет в среднем 5 и 15 ppm, соответственно. Необходимо отметить, что кварц наиболее качественных эталонных и уже отработанных жил № 191 и 413 лежит в первой области, которая харак-

теризуется меньшими содержаниями воды и водосодержащих минеральных включений, в то время как значительное количество образцов кварца жилы № 414 расположено и во второй области.

На рис. 4 представлена зависимость концентрации группировок Al-OH от содержания молекулярной воды в изученных образцах кварца. Из рисунка видно, что концентрация группировок Al-OH не зависит от концентрации молекулярной воды, и она не превышает 0.5 ppm для всех жил Кузнечихинского месторождения.

На рис. 5 представлены инфракрасные спектры кварца типичного образца № 594-1 жилы 414 после последовательного отжига до температур 1400°C. Видно, что с увеличением температуры отжига широкая полоса 3400 см<sup>-1</sup> убывает по интенсивности, и это связано с постепенным удалением молекулярной воды. Кроме того, после отжига при температуре 900°C исчезает полоса 3379 см<sup>-1</sup>, что указывает на разрушение группировок Al-OH. Моделирование спектров и расчет концентрации показывает, что содержание молекулярной воды (рис. 6а) убывает по экспоненциальному закону. Необходимо отметить, что даже после отжига при температуре 1400°C в кварце остается некоторое количество молекулярной воды, которая, очевидно, находится в субмикроскопических газовой-жидких включениях [6, 10]. Гидроксильные группы в составе Al-OH устойчивы до температуры 400–500°C, затем происходит их разрушение вплоть до температуры 900°C, выше которой эти группировки отсутствуют (рис. 6б). Закономерностей в изменении концентрации OH групп в составе минеральных включений установить не удалось из-за большой погрешности оценки интегральных интенсивностей этой сложной полосы после высокотемпературного отжига.

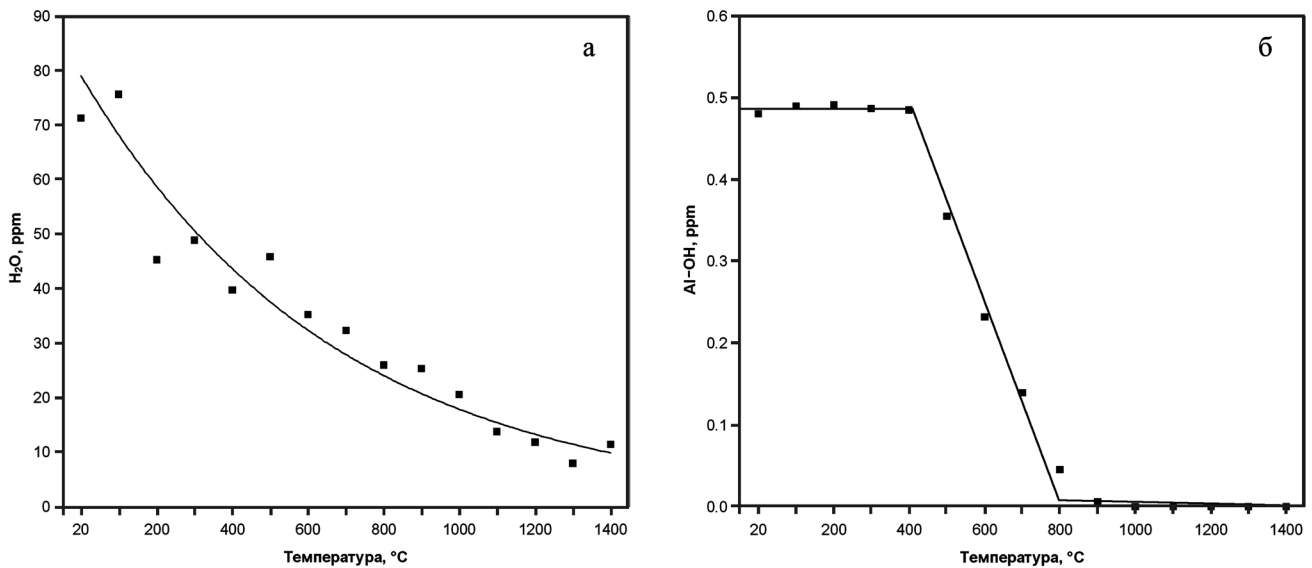


Рис. 6. Изменение концентрации молекулярной воды (а) и концентрации группировок Al–OH (б) в гранулированном кварце в зависимости от температуры отжига.

Таким образом, на статистически значимом количестве образцов гранулированного кварца Кузнечихинского месторождения в рамках одной структурной модели выполнено разложение “водной области” ИК спектров на суперпозицию гауссовских линий. Выполнена интерпретация спектральных линий, установлены средние значения их параметров и проведена оценка количества различных водородсодержащих группировок. Вода в кварце в основном содержится в молекулярной форме в трещинах, каналах, межзерновом пространстве и газовой-жидкой, в том числе и субмикроскопических включениях. Содержание Al–OH групп незначительно и не превышает 0.5 ppm. Установлена прямая корреляция содержания молекулярной воды и гидроксильных групп в кварце различных жил Кузнечихинского месторождения, а также определено поведение этих группировок при высокотемпературном отжиге до температуры 1400°C.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 14, ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России”, гранта РНП 2.1.1/5741 и гранта молодых ученых и аспирантов УрО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якишин В.И. Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Сред.-Урал. кн. изд-во, 1988. 272 с.

2. Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минералогия шовных зон Урала. Часть 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал) / Отв. ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, УГГУ, 2007. 187 с.
3. Aines R.D., Rossman G.R. Water in minerals? A peak in the infrared // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, № B6. P. 4059–4071.
4. Aines R.D., Rossman G.R. The high temperature behavior of trace hydrous components in silicate minerals // Amer. Mineral. 1985. V. 70. P. 1169–1179.
5. Grant K., Gleeson S.A., Roberts S. The high-temperature behavior of defect hydrogen species in quartz: Implications for hydrogen isotope studies // Amer. Mineral. 2003. V. 88. P. 262–270.
6. Ito Y., Nakashima S. Water distribution in low-grade siliceous metamorphic rocks by micro-FTIR and its relation to grain size: a case from the Kanto Mountain region, Japan // Chem. Geol. 2002. V. 189. P. 1–18.
7. Kats A. Hydrogen in Alpha-quartz // Philips Research Reports. 1962. V. 17. P. 201–279.
8. Kronenberg A.K. Hydrogen speciation and chemical weakening of quartz // Reviews in Mineralogy. 1994. V. 29. P. 123–176.
9. Libowitzky E., Rossman G.R. An IR absorption calibration for water in minerals // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 1111–1115.
10. Miyoshi N., Yamaguchi Y., Makino K. Successive zoning of Al and H in hydrothermal vein quartz // Amer. Mineral. 2005. V. 90. P. 310–315.
11. Zalkind O.A., Gershenkop A.S. IR spectral determination of mica in multicomponent systems // J. Analytical Chemistry. 2006. V. 61. № 7. P. 644–646.

Рецензент С.Л. Вотяков

## **Infrared **Fourier** spectroscopy of water and H-defects in granulated quartz of Kuznechiha deposit (the South Urals)**

**M. V. Shtenberg, M. A. Igumentseva, V. N. Bykov**

*Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS*

The structural position and contents of water in different forms in quartz of various veins Kuznechiha deposit were investigated by FTIR spectroscopy. It is shown, that water basically contains in the molecular form in cracks, channels, intergranular space and gas-liquid inclusions. Direct correlation of the contents of molecular water and hydroxyl groups in water-bearing fine particles into quartz is established, and also the behavior of these groupings at high-temperature **annealing** up to temperature 1400°C were determined.

Key words: *quartz, H-defects, water, infrared spectroscopy.*

УДК 549.454.2:553.493.45(470.54)

## ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮОРИТА МАРИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ (УРАЛЬСКИЕ ИЗУМРУДНЫЕ КОПИ)

© 2010 г. М. П. Попов\*, Ю. В. Ерохин\*\*

\*Уральский государственный горный университет  
620014, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30  
E-mail: popovm1@yandex.ru

\*\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7  
E-mail: erokhin-yu@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.10.2009 г.

Изучены типоморфные особенности флюоритов разной цветности из Мариинского месторождения бериллия. Методом ICP-MS получен микроэлементный состав минерала. Флюориты характеризуются повышенным содержанием элементов, типичных для пород базит-ультрабазитовой ассоциации.

Ключевые слова: Уральские Изумрудные копи, Мариинское месторождение, флюорит, геохимия.

### ВВЕДЕНИЕ

Флюорит является одним из главных фторсодержащих минералов в жилах и прожилково-метасоматических комплексах, слагающих рудные зоны знаменитых на весь мир Уральских Изумрудных копей. Он является “сквозным” минералом на большинстве известных месторождений изумрудноносной полосы и поэтому, может служить как индикатором условий образования рудных зон Изумрудных копей, так и поисковым признаком на изумрудно-александритовую минерализацию.

Флюорит достаточно давно упоминался и изучался на Уральских Изумрудных коях. Первое его достоверное описание относится к середине позапрошлого века [8]. Наиболее детальное исследование минерала приведено в известной монографии, посвященной изучению данного объекта [1]. Позднее некоторые сведения о флюорите Изумрудных копей излагались в работах А.И. Шерстюка, И.И. Куприяновой, О.А. Кукушкиной и др. В настоящей статье мы делаем обобщение предыдущих результатов и приводим новейшие данные по микроэлементному составу флюорита, что позволило по-новому взглянуть на типоморфизм минерала.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ранее для Мариинского бериллиевого месторождения, равно как и для Уральских Изумрудных копей, детальные геохимические исследования флюоритов не проводились. Современный способ определения микроэлементов, основанный на методе ICP-MS, является наиболее чувствительным и воспроизводимым анализом по сравнению с ранее использующи-

мися методами (нейтронно-активационный, рентгеноспектральный, ЭПР и др.). Для изучения микроэлементного состава флюорита нами было отобрано восемь монофракций минерала разной цветности (бесцветный, голубой, зеленый, светло-коричневый, темно-коричневый, коричнево-фиолетовый и фиолетовый) из различных зон Мариинского месторождения. Никаких видимых минеральных или газово-жидких включений во флюоритах не отмечалось. Разложение монофракций и их анализ на масс-спектрометре Element2 проводился аналитической группой Ю.Л. Ронкина (ИГГ УрО РАН). Методика проведения анализа и устройство прибора приводится в ранее опубликованной статье [12].

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ОБЪЕКТА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФЛЮОРИТА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ

Мариинское (бывшее Малышевское) месторождение расположено в северной части клина метаморфических пород между двумя гранитными массивами: в 1.5 км от контакта Адуйского массива (над прогибом его кровли) и в 0.5 км к западу от Малышевского массива, в пределах Малышевско-Аульской зоны меланжа. В поперечном сечении зона имеет веерообразное строение с выклиниванием на глубине более 600 метров. С запада рудная зона на всем протяжении отделена от контакта с гранитами трещинными телами “очковых” диоритов пластинообразной формы, которые представляют северное окончание Лесозаводского массива и чередуются с линзовидными блоками амфиболитов и углесто-кремнистых сланцев (рис. 1). В составе тектонического меланжа приблизительно в равных объемах

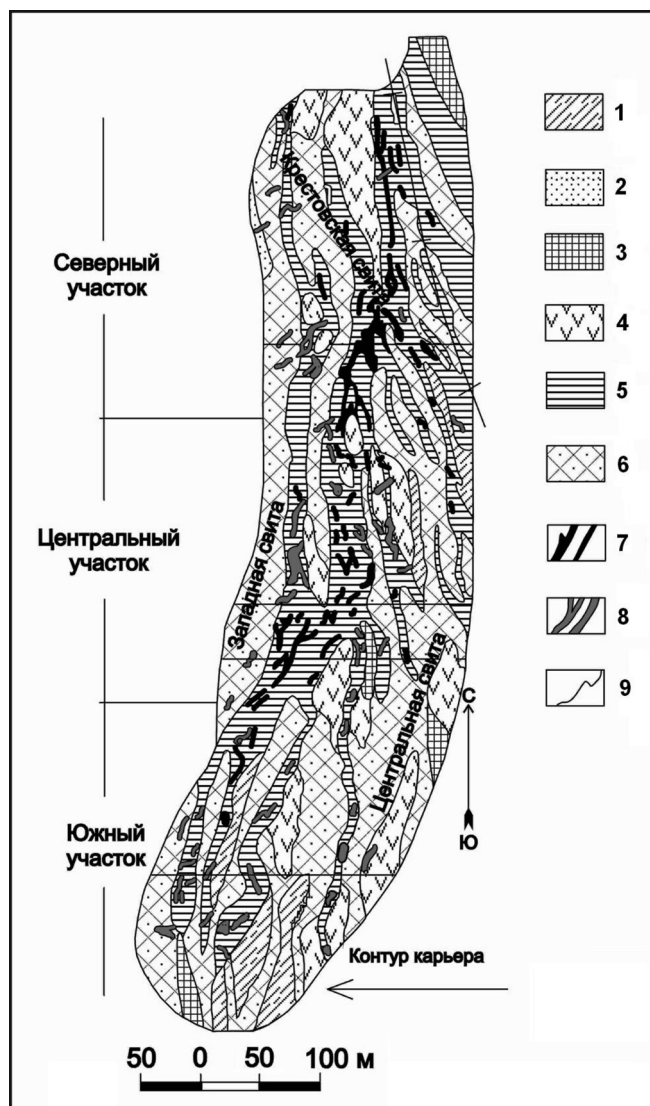


Рис. 1. Геологический план Мариинского месторождения, горизонт +220 м.

1 – углисто-кремнистые сланцы, 2 – кварциты, 3 – амфиболиты, 4 – серпентиниты, 5 – тальковые сланцы, 6 – диоритовые порфириды, 7 – слюдяные жилы, 8 – кварц-полевошпатовые жилы, 9 – геологические границы.

присутствуют макробудины диоритов и серпентинитов и разделяющие их тектонические зоны, в которых серпентиниты изменены до тальковых сланцев. Механическая неоднородность вмещающей толщи определила возникновение рудных тел двух морфологических типов. В блоках находятся пологие кварц-плагиоклазовые жилы, а между ними, в зонах разломов среди пластичных тальковых сланцев, – прожилково-метасоматические слюдитовые рудные зоны (слудиты), изначальная морфология которых существенно изменена интенсивным пострудным дроблением и развальцеванием [6].

Рудное поле Мариинского месторождения локализуется в восточном крыле антиклинальной

складки. Главными рудоконтролирующими и рудораспределяющими структурами на месторождении являются пространственно связанные между собой зоны разломов и дайки диоритов [4].

Природа Уральских изумрудных копей (в том числе и Мариинского месторождения) в течение многих лет остается проблематичной. Так, А.Е. Ферсман (1925), К.А. Власов и Е.И. Кутукова (1960), С.М. Бескин и Ю.Б. Марин (1998), Л.Н. Овчинников (1998) рассматривали их как десилицированные пегматиты. А.И. Гинзбург (1959), А.А. Беус (1960), А.И. Шерстюк (1970) и другие исследователи относили их к грейзеновому типу. На данный момент, благодаря работам И.И. Куприяновой с коллегами, предполагается промежуточная природа жил Изумрудных копей – между пегматитами и кварцевыми жилами грейзенового типа [6, 7].

Флюорит в пределах Мариинского месторождения является “сквозным” минералом и встречается во всех рудных зонах совместно с бериллом и изумрудом. Он представлен несколькими генерациями, которые отличаются цветовыми характеристиками и условиями образования. Более ранний (метасоматический) флюорит образует линзы и прожилки, размером от 0.2–0.5 см до 7–10 см, и гнездообразные скопления, размером от 3 до 15 см. Он в основном встречается в прожилково-метасоматических слюдитовых зонах в виде отдельных выделений и вкрапленных ареалов. Кроме того, он часто находится в плагиоклаз-берилл-мусковитовых желваках. В процессе отработки месторождения была встречена уникальная линза флюорита в слюдитовых жилах, размером 60 × 150 см. В кварц-плагиоклазовых жилах флюорит образует крупные выделения (до 8–10 см) красно-розового и розовато-фиолетового цвета. Минерал образуется совместно с бериллом, топазом, апатитом и турмалином или выполняет промежуточные между ними и заполняет в них трещины.

Поздние генерации флюорита, связанные с позднещелочной стадией минералообразования, имеют голубоватую, зеленую, сине-фиолетовую окраску или бывают бесцветными. Эти генерации флюорита представлены кристаллами октаэдрического габитуса и сростками кубических кристаллов в полостях свободного роста. Минерал нарастает на таблитчатые кристаллы альбита совместно с кристаллами мусковита и пренита, на флюорит нарастают кристаллы бавенита. Часто в пределах одного кристалла флюорит имеет зональную окраску от бесцветных разностей к сине-фиолетовым. Размер выделений флюорита колеблется от 0.2 до 5 см. Иногда поздние генерации этого минерала залечивают трещины в кристаллах берилла и изумруда и выполняют интерстиции между минералами позднебериллиевой минерализации, развитой в основном в кварц-плагиоклазовых жилах.

На Мариинском месторождении выделяются две главные цветовые разновидности флюорита – розовая и фиолетовая, причем обе склонны к быстрому обесц-

вечиванию, вплоть до серой окраски, на дневной поверхности. Розовый флюорит чаще всего встречается в богатых бериллом и мощных кварц-плагиоклазовых жилах и прожилково-метасоматических зонах Северного и Центрального участков. Он практически отсутствует на Южном фланге месторождения (даже в богатых жилах) и почти не встречается в мелких бедных жилах и зонах. Метаморфический флюорит, ассоциирующий с флогопитом и маргаритом, всегда имеет фиолетовую окраску.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Флюориты Мариинского месторождения имеют ряд характерных отличительных признаков по микроэлементному составу (табл. 1). Так, по содержанию марганца в разноокрашенных минералах наблюдаются сильные вариации. Наибольшее количество данного элемента фиксируется в розовато-коричневых разновидностях: от 36 до 76 г/т. Во флюоритах другой цветности содержание марганца падает до 2 г/т (голубая разновидность) и 1 г/т (фиолетовая разновидность). Ранее считалось, что эти количества значительно выше (до 0.01%; по данным спектральных анализов [1] и до 610–970 г/т, по данным методов ЭПР и фотолюминесценции [6]); именно такие концентрации марганца окрашивают минерал в розовые и фиолетовые цвета. На данный момент, очевидно, что подобное утверждение не выдерживает критики, т.к. в фиолетовых разновидностях наблюдается минимальное количество марганца и, возможно, красноватая окраска флюорита связана с высокими содержаниями хрома (до 320 г/т) или каких-либо других компонентов.

Минерал обогащен иттрием (от 95 до 250 г/т), за исключением фиолетовой разновидности, в которой его количество не превышает 2 г/т. По литературным данным [13 и др.], для флюорита высокое содержание иттрия, наряду с его резким преобладанием над церием (как в нашем случае), является показателем генетической принадлежности к гранитоидам. Обратное соотношение характерно для флюоритов из щелочных пород [14 и др.].

Интересной особенностью минерала является высокая концентрация “базит-ультрабазитовых” элементов – хрома, никеля, кобальта, титана, ванадия и стронция. К примеру, количество хрома варьирует от 262 до 317 г/т, причем в независимости от цветности минерала. В тоже время, для стронция такая зависимость отчетливо наблюдается. В коричневых флюоритах содержание стронция колеблется от 575 до 689 г/т, в бесцветной разновидности падает до 157 г/т, а в голубых и фиолетовых флюоритах – еще ниже (не превышает 58–59 г/т). Обогащение “базит-ультрабазитовыми” элементами, по всей видимости, связано с тем, что кварц-плагиоклазовые жилы залегают среди серпентинитов, а обрамляющие их флогопитовые метасоматиты образуются по гипербазитовому субстрату. При этом флюориты в данных породах формируются как

самые поздние минералы и, следовательно, в момент их кристаллизации участие “серпентинитовой” воды достаточно велико. Из этого следует, что “базит-ультрабазитовые” геохимические характеристики являются типоморфными признаками для флюорита из Мариинского месторождения берилла.

Большую информативность для типоморфизма флюорита имеют содержания редкоземельных элементов. Изучение редких земель во флюорите проводится уже давно, известны даже сводки по данному вопросу [2, 14]. В пределах Мариинского месторождения, и Изумрудных копей в целом, также исследовалось поведение лантаноидов во флюоритах [6, 11]. К сожалению, данные результаты были получены нейтронно-активационным и полуколичественным спектральным методом (при погрешности  $\pm 300\%$ ), а также фотолуминесценцией, поэтому их лучше даже не обсуждать в этой статье. К примеру, в одной из этих работ [11] говорилось о содержании РЗЭ во флюоритах Мариинского месторождения в пределах 50–70 г/т, что, конечно, не совсем соответствует действительности.

По данным распределения лантаноидов, нормированных на хондрит (значения для нормализации по [16]), разноцветные флюориты Мариинского месторождения можно условно разделить на три типа: с высоким, промежуточным и низким содержанием РЗЭ (рис. 2). В первый тип попадают зеленый флюорит и все коричневые разновидности. Они характеризуются плавным падением РЗЭ (от тяжелых к легким элементам) и присутствием слабой положительной аномалии по европию. Отношение  $La/Yb$  равняется 0.34–0.54. Подобные значения типичны для флюоритов из гранитных пегматитов (0.8) и кислых пород (0.3) [2] (это же утверждение касается и второго типа флюорита). Концентрация лантаноидов в них варьирует от 82 до 116 г/т. Во второй тип попадают бесцветный и голубой флюориты. Они характеризуются резким падением РЗЭ (от тяжелых к легким элементам). Причем у бесцветной разновидности наблюдается сильная отрицательная аномалия по европию, а у голубой – никаких аномалий не отмечается. Отношение  $La/Yb$  равняется 0.03–0.07. Концентрация лантаноидов в них варьирует от 14 до 21 г/т. Возможно, первый и второй типы флюорита являются просто разными генерациями, сформированными на одном и том же субстрате пород, из-за чего конфигурация трендов распределения РЗЭ очень сходна и отличается только концентрацией редких земель. Так, первый тип флюорита завершал формирование пегматитовых тел, а второй – уже запечатывал кварц-плагиоклазовые жилы, которые образовались за счет альбитизации первых пород. При этом тренды флюоритов повторяют друг друга, но уровень содержания РЗЭ во втором типе резко падает. Подобное явление уже описывалось для разных генераций флюорита из некоторых месторождений Казахстана [10]. Содержание и распределение РЗЭ в минерале первого и второго типа достаточ-

**Таблица 1.** Микроэлементный состав (г/т) флюоритов из Мариинского месторождения

Эл-ты	1	2	3	4	5	6	7
Li	0.08	0.14	0.49	0.02	0.04	0.06	0.12
Be	1.94	1.97	1.78	1.77	1.86	2.23	2.04
P	178.00	171.00	171.00	153.00	142.00	177.00	163.00
Sc	1.56	1.51	1.48	1.38	1.35	1.51	1.47
Ti	83.90	15.50	10.50	8.67	4.93	7.47	8.88
V	72.80	81.70	89.30	70.00	73.20	69.20	75.50
Cr	295.00	317.00	312.00	262.00	265.00	287.00	316.00
Mn	10.20	76.20	10.50	2.13	1.09	36.30	38.70
Co	4.86	4.86	5.41	4.09	3.92	4.54	4.51
Ni	80.90	82.00	96.10	71.70	68.00	79.10	78.60
Cu	0.93	0.53	0.64	0.26	0.29	0.53	0.73
Zn	2.16	1.22	1.28	0.98	1.07	1.24	1.15
Ga	0.30	0.13	0.20	0.09	0.08	0.12	0.13
Ge	2.07	2.38	2.43	2.18	2.22	1.68	1.95
As	11.90	13.20	13.00	10.30	10.50	11.60	12.40
Rb	0.41	0.17	3.86	0.08	0.14	0.10	0.14
Sr	157.00	689.00	338.00	59.30	58.40	575.00	592.00
Y	96.60	151.00	212.00	94.00	2.11	248.00	98.80
Zr	1.87	0.30	0.17	0.16	0.10	0.14	0.11
Nb	0.20	0.05	0.10	0.03	0.02	0.03	0.04
Mo	0.98	0.30	0.55	0.13	0.45	0.51	0.22
Sn	0.39	0.33	0.43	0.36	0.32	0.35	0.36
Sb	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Te	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
I	0.56	0.57	0.59	0.55	0.52	0.55	0.55
Cs	0.04	0.03	0.18	0.01	0.05	0.01	0.04
Ba	5.67	1.54	1.69	0.90	0.56	0.88	1.09
La	0.19	6.04	6.33	0.15	0.61	5.28	4.43
Ce	0.61	18.70	17.37	0.49	1.19	16.20	13.39
Pr	0.12	3.28	2.76	0.10	0.14	2.80	2.25
Nd	0.95	17.70	14.50	0.92	0.58	15.90	12.40
Sm	0.72	7.63	5.60	0.79	0.12	6.82	5.10
Eu	0.12	4.02	2.82	0.34	1.57	2.93	2.87
Gd	1.41	10.19	9.21	1.41	0.12	10.57	7.47
Tb	0.36	1.99	1.92	0.39	0.02	2.22	1.46
Dy	2.86	14.40	14.10	3.83	0.14	16.00	10.50
Ho	0.83	3.38	3.57	1.11	0.03	4.06	2.43
Er	2.80	10.30	11.00	4.13	0.08	13.10	7.48
Tm	0.44	1.68	1.80	0.79	0.01	2.24	1.31
Yb	2.63	11.1	12.1	5.46	0.06	15.4	8.97
Lu	0.37	1.73	1.90	0.88	0.01	2.42	1.45
Hf	0.08	0.17	0.17	0.06	–	0.18	0.11
Ta	0.02	0.05	0.06	0.02	0.01	0.06	0.03
W	3.16	0.80	0.76	0.12	0.07	0.66	0.81
Re	0.05	0.03	0.04	0.02	–	0.04	0.02
Hg	0.16	0.05	0.04	0.01	0.01	0.03	0.04
Pb	0.55	1.01	4.85	0.08	0.72	0.16	0.16
Bi	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.03
Th	0.08	0.17	0.03	0.01	0.02	0.10	0.12
U	0.02	0.06	0.04	0.01	0.03	0.04	0.05

Примечание. 1 – бесцветный, 2 – коричневый, 3 – зеленый, 4 – голубой, 5 – фиолетовый, 6 – коричневатый-фиолетовый, 7 – темно-коричневый.

но хорошо сопоставляется с флюоритом из Суранского месторождения на Южном Урале [5]. На том объекте прожилково-вкрапленные и оптические флюориты также обеднены легкими лантаноидами, име-

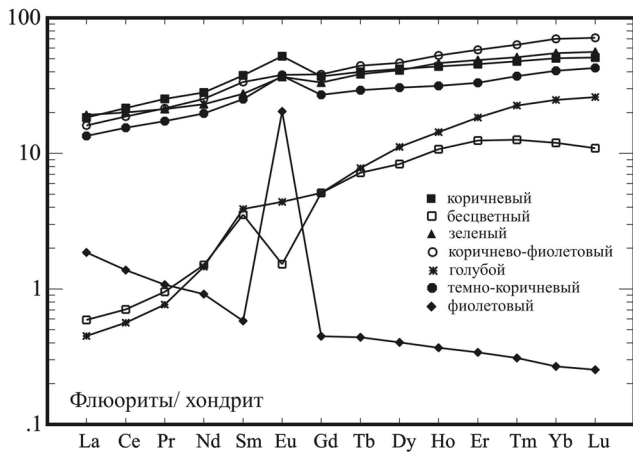
ют низкие (не более 100 г/т) концентрации РЗЭ и отличаются присутствием негативной европиевой аномалии. При этом вмещающие, суранский флюорит, доломитолиты имеют подобные геохимические характеристики, из чего был сделан вывод, что фторид кальция унаследовал микроэлементный состав материнских пород [5].

К третьему типу относится фиолетовый флюорит. Он отличается крайне низким содержанием РЗЭ (не более 5 г/т). При этом флюорит характеризуется плавным нарастанием от тяжелых к легким элементам и присутствием резкой положительной аномалии по европию.  $La/Yb = 10.2$ . Интересно, что подобное высокое отношение характерно для сиенитовых пегматитов и щелочных пород [2], возможно, это связано с появлением щелочной обстановки во время кристаллизации фиолетового флюорита. Распределения РЗЭ, аналогичного третьему типу флюорита в литературе не описано, хотя оно сильно напоминает тренды лантаноидов из Баженовских апогарцбургитовых серпентинитов [3].

В целом, кривые распределения РЗЭ в марийских флюоритах достаточно сильно отличаются от трендов лантаноидов для этого же минерала из гидротермальных бериллий-флюоритовых месторождений Бурятии [6, 9 и др.]. Для последних характерны высокие содержания РЗЭ, резкое нарастание легких РЗЭ и постоянное присутствие отрицательной аномалии европия. В грейзеновых месторождениях России [6] тренды РЗЭ флюоритов также сильно отличаются от распределения лантаноидов в марийском минерале, несмотря на некоторое сходство в виде низкой концентрации редких земель (особенно, это касается флюоритов из грейзенов расположенных вне гранитных куполов). Фториды кальция из субщелочных и щелочных пород Гренландии [18] также резко отличаются по содержанию РЗЭ и кривым распределения лантаноидов от изученных нами флюоритов. В них количество редких земель варьирует от 1000 до 4000 г/т, хотя тренды лантаноидов могут быть различными, и с нарастанием и с падением легких РЗЭ. Таким же высоким содержанием РЗЭ (до 5000 г/т) отличается аксессуарный флюорит из топазсодержащих риолитов и высококремнеземистых гранитов Бразилии [17], что также не типично для изученного нами минерала.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Флюорит в пределах Мариинского месторождения во всех изученных парагенезисах является самым поздним минералом. Во всех трех изученных ассоциациях минерал характеризуется геохимическими чертами, унаследованными от пород в которых он кристаллизовался. При этом для всех типов флюорита типоморфным признаком является обогащенность минерала элементами базит-



**Рис. 2.** Распределение нормированных по хондриту редкоземельных элементов [16] во флюоритах Мариинского месторождения.

гипербазитовой формации. По всей видимости, это связано с тем, что на заключительной стадии формирования всех минеральных парагенезисов в процессе кристаллизации стали участвовать флюиды из вмещающих пород, которые в основном представлены серпентинитами и апогипербазитовыми метасоматитами. Наглядным примером этого может служить фиолетовый флюорит из флогопитовых слюдитов, который “запечатывает” хромсодержащую минеральную ассоциацию (изумруд, александрит и т.д.). В данном случае галогенид кальция формируется непосредственно в матрице апогипербазитового субстрата и имеет микроэлементный состав, характерный для многих серпентинитов.

Все три изученных парагенезиса с флюоритом оторваны друг от друга по времени кристаллизации, что хорошо отражается в микроэлементном составе галогенида. Первый тип флюорита характеризуется наиболее высокими концентрациями РЗЭ (до 90–120 г/т), второй содержит их в пределах 15–20 г/т, а последний отличается крайне низким количеством РЗЭ – не более 5 г/т. Подобное снижение концентрации редких земель во флюорите может говорить о едином процессе эволюции формирования рудных зон, а различные парагенезисы можно рассматривать в виде отдельных стадий одного процесса.

По всей видимости, отложение изумрудно-александритовой минерализации в парагенезисе с фиолетовым флюоритом происходило в щелочных или слабощелочных условиях, т.к. в кристаллизации принимали участие флюиды из вмещающих гипербазитов. Ранее считалось [6, 7 и др.], что концентрированное отложение берилла в пределах Изумрудных копей происходит в условиях, благоприятствующих миграции бериллия, т.е. повышенной активности фтора в относительно кислых растворах. В целом, подобные условия отмечаются и для плагиоклазитовой стадии минералообразования на

Мариинском месторождении. Эта стадия обусловлена изменением состава постмагматических растворов в связи с выщелачиванием при калиевом метасоматозе из подстилающих пород извести, глинозема и других компонентов с образованием метасоматических зон маргарита и мусковита по флогопитовому слюдиту и выполнением трещин плагиоклазом и флюоритом [15].

### ВЫВОДЫ

1. Типоморфизм флюорита из Мариинского месторождения берилла характеризуется резким преобладанием “базит-ультрабазитовых” компонентов в микроэлементном составе минерала.

2. Распределение редкоземельных элементов во флюоритах позволяет выделить три геохимических типа, связанных со стадийностью кристаллизации флюорита и выраженных снижением концентрации РЗЭ в каждом последующем типе.

*Работа выполнена при частичной поддержке по проекту УрО РАН 09-м-2345-2001 “Освоение недр Земли...”*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 251 с.
2. Ганзеев А.А., Сотсков Ю.П. Редкоземельные элементы во флюорите различного генезиса // Геохимия. 1976. № 3. С. 390–396.
3. Ерохин Ю.В. Минералогия Баженовского офиолитового комплекса. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 29 с.
4. Золотухин Ф.Ф. Мариинское (Малышевское) месторождение изумруда, Средний Урал. СПб. СПбГУ, 1996. 70 с.
5. Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски П. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах Суранского месторождения (нижний рифей, Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 11. С. 78–89.
6. Куприянова И.И., Кукушкина О.А. Типоморфизм минералов и геолого-генетические модели эндогенных редкометалльных месторождений // Минеральное сырье. № 12. М.: ВИМС, 2001. 145 с.
7. Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Скоробогатова Н.В. Типоморфизм минералов и геологические коллекции как вещественные модели месторождений бериллия // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд: (Годичное собрание РМО). Мат-лы Всерос. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 60–63.
8. Миклашевский П.И. Описание Изумрудных копей и их окрестностей // Горный журнал. 1862. Ч. 3, Кн. 7. С. 1–57.
9. Новикова М.И., Куприянова И.И., Кукушкина О.А. и др. Индикаторные свойства флюорита Ермаковского флюорит-бериллиевого месторождения (Бурятия, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 5. С. 459–476.

10. Плескова М.А. Редкие земли во флюорите из пегматитовых тел Центрального Казахстана // Труды Минер. музея. 1971. Вып. 20. С. 128–132.
11. Попов М.П., Шароватов О.В. Содержание РЗЭ во флюорите как критерий оценки изумрудно-бериллиевой минерализации // Мат-лы Уральской летней минер. школы. Екатеринбург: УГГА, 1995. С. 140–144.
12. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Голки С.В. и др. Мультиэлементный анализ геологических образцов кислотным разложением и окончанием на HR ICP-MS Element 2 // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 423–433.
13. Файзиев А.Р. Иттрий во флюорите из эндогенных проявлений СССР // Геохимия. 1989. № 7. С. 1037–1042.
14. Файзиев А.Р., Коплус А.В. Редкие земли во флюорите различного генезиса // Записки ВМО. 1992. Ч. 121, № 1. С. 79–88.
15. Шерстюк А.И. О последовательности минералообразования при формировании слюдитовых комплексов грейзеновой формации // Тр. Института геологии и геохимии УФАН СССР. Вып. 86. Свердловск: УФАН СССР, 1970. С. 114–119.
16. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. P. 757–775.
17. Sallet R., Moritz R., Fontignie D. Fluorite  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and REE constraints on fluid-melt relation, crystallization time span and bulk  $D^{\text{Sr}}$  of evolved high-silica granites. Tabuleiro granites, Santa Catarina, Brazil // Chem. Geol. 2000. № 164. P. 81–92.
18. Schonenberger J., Kohler J., Markl G. REE systematics of fluorides, calcite and siderite in peralkaline plutonic rocks from the Gardar Province, South Greenland // Chem. Geol. 2008. № 247. P. 16–35.

*Рецензент В.А. Попов*

## **Typomorfism of fluorites from the Mariinsky deposit of beryllium (Urals Emerald mines)**

**M. P. Popov\*, Yu. V. Erokhin\*\***

*\*Urals State Mining University*

*\*\*Institute Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

The typomorphic features of different chromaticity fluorites are studied in the Mariinsky deposit of beryllium. By method of ICP-MS was received microelement composition of the mineral. Fluorites are characterized by the raised maintenance of typical for basic-ultrabasic associations elements.

Key words: *Ural Emerald mines, the Mariinsky deposit, fluorite, geochemistry.*

УДК 552.321(470.5)

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ В СОСТАВЕ ЧЕЛЯБИНСКОГО ИНТРУЗИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2010 г. Т. А. Осипова\*, Г. А. Каллистов\*, А. В. Травин\*\*, С. И. Дриль\*\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7  
E-mail: osipova@igg.uran.ru

\*\*Институт геологии и минералогии СО РАН  
630090, г. Новосибирск, Акад. Коптюга просп., 3  
E-mail: travin@uiggm.nsc.ru

\*\*\*Институт геохимии СО РАН  
650033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а  
E-mail: sdril@igc.irk.ru

Методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ступенчатого прогрева проведено исследование лейкогранитов в составе Челябинского гранитоидного интрузива (Южный Урал), получены среднетриасовые датировки (236 млн. лет), интерпретируемые, как близкие к возрасту их формирования. Приведены сведения о минеральном и химическом составе пород, дана их изотопно-геохимическая характеристика. Показано, что охарактеризованные лейкограниты являются продуктом относительно высокой степени фракционирования гранитного расплава.

Ключевые слова: лейкогранит,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопный возраст, фракционирование расплава.

На восточном склоне Южного Урала лишь для двух гранитоидных комплексов на основе изотопных методов выявлен триасовый возраст: для кисинетских гипабиссальных лейкократовых гранит-порфиров в восточной подзоне Восточно-Уральского поднятия (Кочкарско-Адамовской зоны, согласно [7]) и для малочекинских интрузивных щелочных гранитоидов в Магнитогорской зоне [16]. В составе Челябинской гранитоидной интрузии, расположенной в восточной подзоне Восточно-Уральского поднятия, нами исследованы лейкограниты, для которых также фиксируются триасовые датировки.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Важнейшие черты геологического строения и истории формирования Челябинского гранитоидного плутона, охарактеризованы в ряде публикаций [8, 19, 2, 18, 20, 11, 5, 12]. Исследованные нами лейкограниты расположены на крайнем северо-западе Челябинского интрузива, в его контактовой зоне. Они слагают небольшое, овальное в плане (размером приблизительно  $2 \times 3$  км), вытянутое в субширотном направлении, тело (рис. 1).

Крайне плохо обнаженные, лейкограниты доступны для изучения в небольшом карьере у южной окраины с. Левашева. Макроскопически это очень светлые, чуть сероватые, массивные породы. В карьере представлены преимущественно среднезернистые разновидности, часто постепенно переходящие в

крупнозернистые, местами до пегматоидных, разновидности. Лейкограниты прорваны жилами пегматитов, мощность которых варьирует от первых сантиметров до двадцати-тридцати сантиметров. В северо-западной части карьера вскрыт контакт лейкогранитов с вмещающими метавулканитами саргазинской толщи ( $\text{O}_{1-2}$ ), метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Контакт полого, под углом около  $25^\circ$ , падает на запад-северо-запад под вмещающие породы. В области контакта метавулканиды превращены в существенно биотитовые сланцы. Контакты с гранитными породами Челябинского плутона не обнажены. В физических полях тело лейкогранитов не выражено. В рельефе выделяется слабо – лейкограниты слагают небольшую пологую возвышенность.

Имеющиеся данные о возрасте гранитоидов Челябинского плутона, предшествующих гранат-мусковитовым лейкогранитам, приведены в табл. 1. В истории формирования интрузии отчетливо выделяется два этапа: верхнедевонско-каменноугольный и пермский. С первым, согласно U-Pb датировкам цирконов, связано становление гранитоидов “субдукционного” типа; со вторым – внедрение субщелочных гранитов и флюоритсодержащих лейкогранитов. При этом, если K-Ar возраст по амфиболу из кварцевого диорита раннего этапа близок к возрасту его формирования, то K-Ar датировка по биотиту близка к датировкам по слюдам из гранитов позднего этапа. На основании имеющихся данных, можно сделать выводы о том, что:

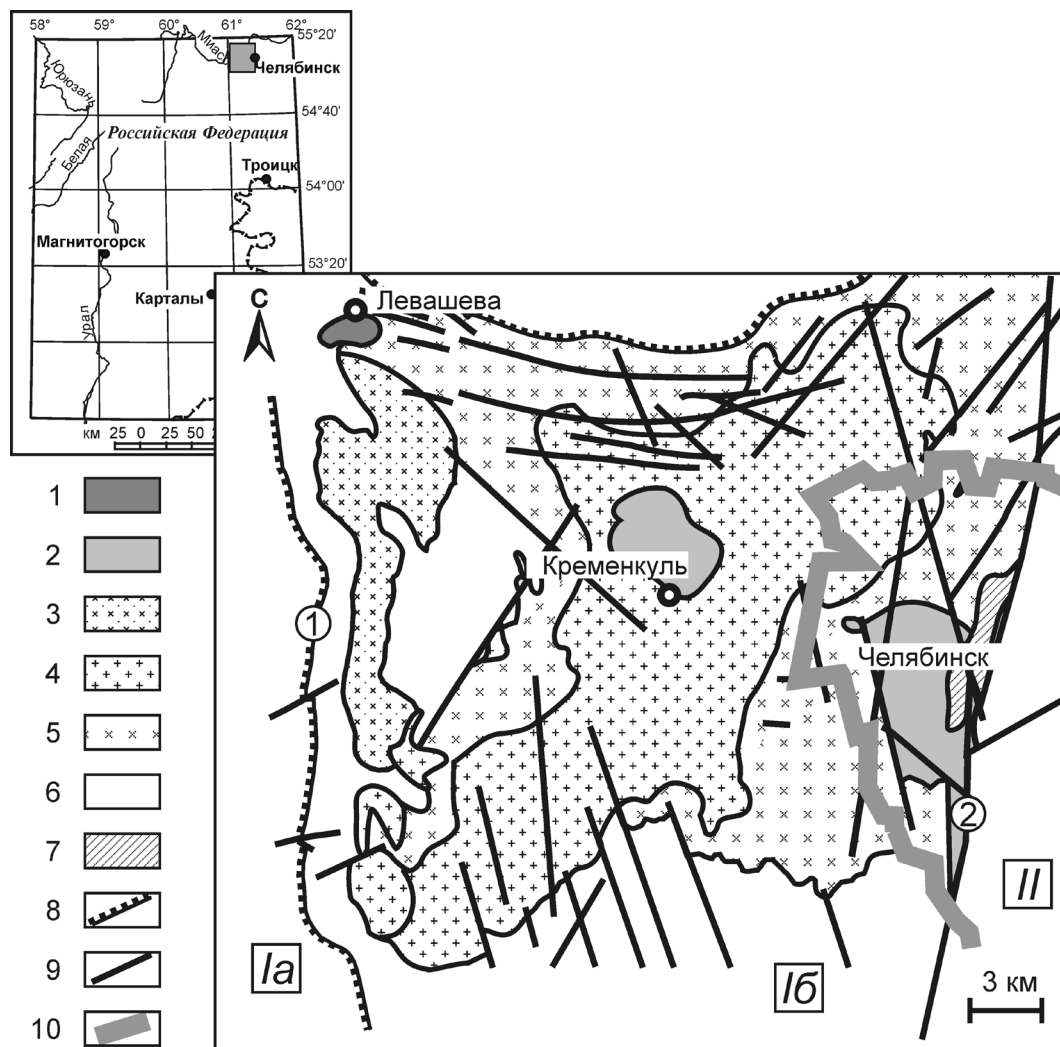


Рис. 1. Схема геологического строения Челябинского плутона (по данным ЧГГП с дополнениями авторов).

1 – лейкограниты гранат-мусковитовые ( $T_2$ ), 2 – субщелочные граниты и лейкограниты (P), 3 – граниты умереннокалиевые гнейсовидные ( $C_2$ ), 4 – граниты высококалиевые, лейкограниты мусковитовые ( $C_1$ ), 5 – кварцевые диориты, гранодиориты ( $D_3-C_1$ ), 6 – вулканогенные и осадочные породы ( $PZ_{1-2}$ ), 7 – гнейсы метатерригенные [6], 8 – надвиги, 9 – тектонические нарушения, 10 – граница г. Челябинск.

Цифры в кружках: 1 – Полоцкая надвиговая зона; 2 – Челябинско-Карталинский разлом. Структурно-тектонические зоны (по [7]): I – Кочкарско-Адамовская зона (Восточно-Уральское поднятие) (Ia – центральная подзона, Ib – восточная подзона), II – Копейская (Восточно-Уральская вулканогенная) зона.

а) 250–280 млн. лет назад кварцевые диориты находились на меньшей глубине, соответствующей геотерме 330°C (температура закрытия K-Ar системы биотита [22]); б) формирование субщелочных гранитов и флюоритсодержащих лейкогранитов второго этапа происходило также на небольшой глубине, с чем связано их быстрое остывание, фиксируемое на основе совпадения U-Pb возраста по циркону, Rb-Sr датировки по валу и K-Ag датировок по слодам. К этому же возрастному уровню относится завершение тектонической активности Полоцкой надвиговой зоны, расположенной к западу от Челябинского плутона и отделяющей восточную подзону Восточно-Уральского поднятия от центральной (рис. 1). Верхнедевонский ( $376 \pm 13$  млн.

лет) возраст метаморфизма метагранитов из подошвы надвига определяется Sm-Nd изохроной; K-Ar возраст амфибола из них составляет 299 млн. лет; а минеральная Rb-Sr изохрона и K-Ag возраст биотита отвечают верхней перми –  $257 \pm 2$  и  $255 \pm 8$  млн. лет, соответственно [10]. Таким образом, интенсивная тектонотермальная активность в этом секторе Восточно-Уральского поднятия закончилась 250 млн. лет назад.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав пород исследован в лаборатории физических и химических методов исследования ИГГ УрО РАН: определение concentra-

**Таблица 1.** Данные о возрасте гранитоидов Челябинского интрузива

Порода	Возраст, млн лет			
	U-Pb	Pb-Pb*	Rb-Sr	K-Ar**
Лейкогранит флюоритсодержащий безрудный	258 ± 5			
Лейкогранит флюоритсодержащий W-Mo редкометалльный	271 ± 5		275 ± 3	269 ± 5 (мусковит)
Гранит субщелочной	275 ± 3			
Гранит умереннокалиевый	317 ± 12			
Гранит высококалиевый	344 ± 5	360 ± 9		
Гранодиорит	361 ± 5	360–330		276 ± 5 (биотит)
Кварцевый диорит	358 ± 5	355 ± 7		340 ± 5 (амфибол)
				250 ± 4 (биотит)

Примечание. \* – по данным [20], \*\* – по данным [2].

ций петрогенных элементов выполнено рентгенофлюоресцентным методом (аналитики В.П. Власов, Н.П. Горбунова, Г.С. Неупокоева, Л.А. Татарина); концентраций элементов-примесей – методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы (аналитик Д.В. Киселева). Составы минералов определены в лаборатории ИМин УрО РАН на растровом электронном микроскопе РЭММА-202 с энергодисперсионной приставкой (аналитик В.А. Муфтахов). Изотопные исследования радиогенных изотопов выполнены на масс-спектрометрах Finnigan-MAT-262 в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН (Sm-Nd система) и лаборатории геохимии изотопов ИГХ СО РАН (Rb-Sr система) по стандартным методикам. Исследования возраста были проведены методом <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ступенчатого датирования по мономинеральным фракциям мусковита, щелочного полевого шпата и плагиоклаза в ИГМ СО РАН по методике, описанной в [17]. Мономинеральные фракции после дробления и ситования проб отбирались вручную под бинокулярном.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Минеральный состав описываемых лейкогранитов отвечает аплиту: они сложены кварцем (30 об. %); кислым плагиоклазом (40 об. %); щелочным полевым шпатом (около 25%); мусковитом (3–4%); реликтовыми чешуйками биотита. Акцессорными минералами порода бедна, главными из них являются гранат и циркон; очень редко встречаются единичные мелкие зерна магнетита. Под микроскопом структура породы панидиоморфнозернистая, полевые шпаты образуют чаще чуть вытянутые таблички, кварц – субизометричные зерна. В пегматоидных участках отдельные зерна кварца имеют форму несовершенных ихтиоглиптов. Плагиоклаз – альбит-олигоклаз *An*<sub>10–12</sub> в очень слабой степени серицитизирован. Щелочной полевой шпат – решетчатый микроклин, местами содержит пертиты распада и замещения. Кварц гранулирован, обладает волнистым угасанием. Биотит замещается мусковитом, сохранились лишь редкие его чешуй-

ки, плеохроирует от темного зеленовато-табачного до светлого оливково-желтого цвета (Fe/(Fe + Mg) = 0.6). Мусковит образует крупные, размером до 5–6 мм, листочки. Альмандин-спессартиновый гранат типичного для гранитных аплитов и пегматитов состава (*Sp*<sub>55</sub>*Alm*<sub>39</sub>*Pyr*<sub>4</sub>*Gr*<sub>2</sub>) очень неравномерно распределен по массе породы, представлен субизометричными зернами неправильной формы размером от долей миллиметра до 3–5 мм; макроскопически имеет темно-розовую окраску, в шлифе – светлую кремово-розоватую.

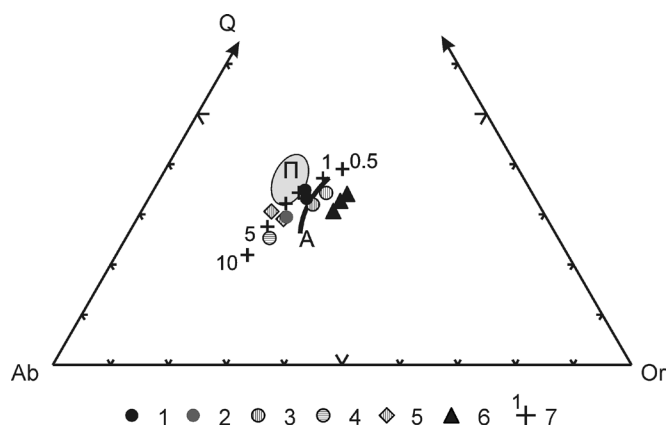
Анализы представительных образцов лейкогранита приведены в табл. 2. По химическому составу они относятся к известково-щелочному ряду, высоко-калиевой серии; слабо пересыщены глиноземом (A/CNK ~ 1.1, содержание нормативного корунда 1–2 мас. %). Их нормативный состав соответствует типичному аплиту, сформированному в мезоабиссальных условиях при давлении воды, близком 2–2.5 кбар (рис. 2), что соответствует глубине 6–7.5 км. Как и аплиты, гранат-мусковитовые лейкограниты Челябинского интрузива представляют собой продукты относительно глубокой дифференциации гранитной магмы. Но, очевидно, не конечный ее результат: лейкограниты прорываются пегматитами, а значения индикаторных отношений K/Rb и Zr/Hf составляют ~ 160–180 и 20–25, соответственно, что отвечает средней степени фракционирования [3]. Поведение РЗЭ также обычно для дифференцированных разностей гранитов – при общем низком содержании (не более 20 хондритовых уровней) концентрации элементов легкой и тяжелой части спектра близки (*La*<sub>n</sub>/*Lu*<sub>n</sub> = 3), характерна умеренная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu\* = 0.34). По своим геохимическим характеристикам гранат-мусковитовые лейкограниты приближаются к типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов по [15].

### ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Результаты <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar датирования минералов из гранат-мусковитового лейкогранита Челябинского

**Таблица 2.** Химический состав представительных образцов лейкогранита (1 – крупнозернистый, 2 – среднезернистый)

Компонент	1	2
	чл-448	чл-236
SiO <sub>2</sub> , мас. %	75.09	74.53
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.44	14.40
FeOtot	0.86	1.01
MnO	0.09	0.13
MgO	0.46	0.42
CaO	0.67	0.95
Na <sub>2</sub> O	4.23	4.26
K <sub>2</sub> O	4.06	4.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.00
A/CNK	1.15	1.09
Fe/(Fe + Mg)	0.51	0.57
Fe/Mg	1.04	1.33
Li, г/т	18.64	
Be	2.48	
Rb	192	228
Sr	57	90
Y	12	
Zr	48	
Nb	24.5	
Mo	0.44	
Sn	3.80	
Ba	191	
La	6.70	
Ce	13.17	
Pr	1.75	
Nd	6.20	
Sm	1.69	
Eu	0.18	
Gd	1.61	
Tb	0.30	
Dy	1.87	
Ho	0.35	
Er	1.08	
Tm	0.28	
Yb	1.46	
Lu	0.22	
Hf	2.16	
Ta	2.35	
W	1.15	
Pb	22	
Th	9.30	
U	2.34	
K/Rb	175.4	152.3
Rb/Sr	3.4	2.5
Zr/Hf	22.4	
Nb/Ta	10.4	

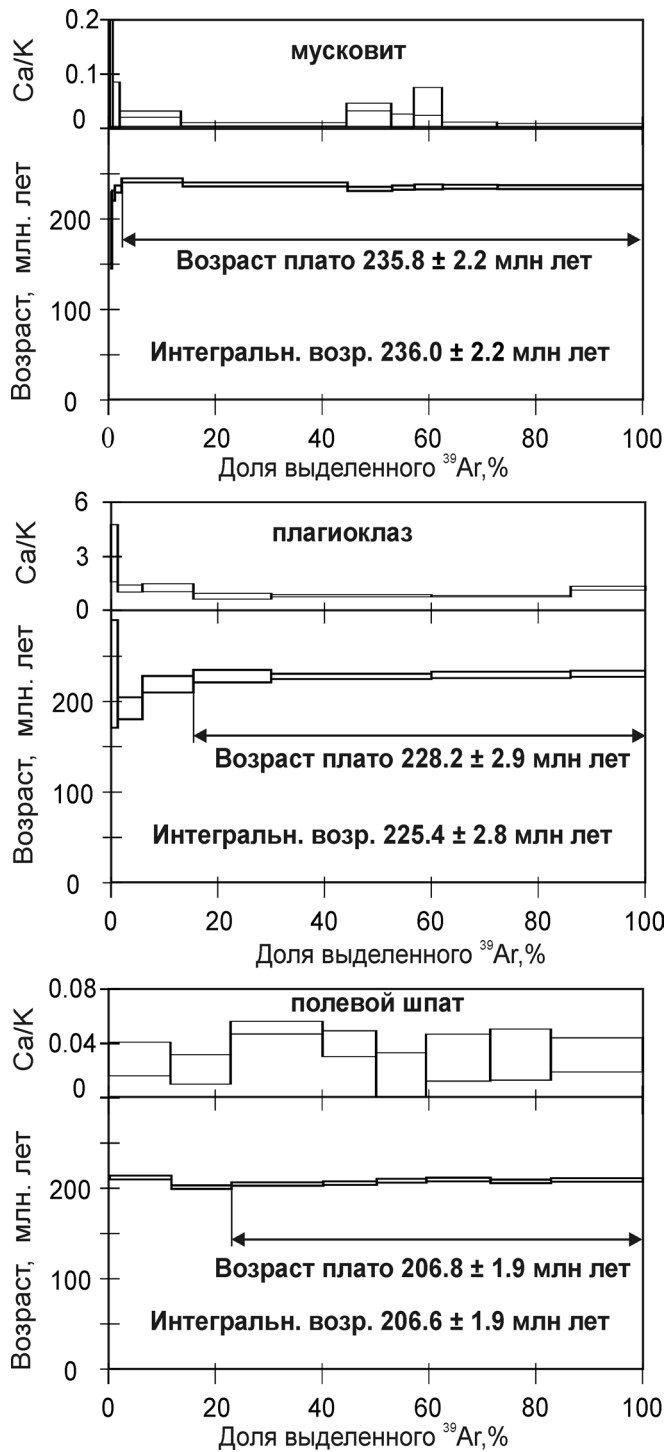


**Рис. 2.** Нормативные составы гранитоидов.

1–4 – гранат-мусковитовые лейкограниты: 1 – Челябинского плутона, 2 – Джабыкского ареала, 3 – Каменского интрузива, 4 – Верх-Исетского массива; 5 – редкометалльные пегматиты Адуйского рудного поля [4]; 6 – гранит-порфиры кисинетского комплекса по [16] и авторским данным; 7 – положение гранитной эвтектики при различных давлениях воды, кбар; П – поле составов пегматитов, А – линия максимальной концентрации составов аплитов по [24].

плутона приведены на рис. 3. В возрастных спектрах мусковита и плагиоклаза выделяются отчетливые плато, характеризующиеся 95% и 80% выделенного <sup>39</sup>Ar, и близкими значениями возраста:  $235.8 \pm 2.2$  и  $228.2 \pm 2.9$  млн. лет, соответственно. Температура закрытия К-Аг изотопной системы в мусковите оценивается на основе лабораторных экспериментов по определению подвижности аргона, равной приблизительно 370°C, для полевых шпатов – на 150°C ниже – 220–240°C (сводка в [22]). Таким образом, датировки по мусковиту и плагиоклазу фиксируют охлаждение гранитного массива до температур порядка 220–370°C, имевшее место 228–236 млн. лет назад.

Формирование гранат-мусковитовых лейкогранитов произошло в мезоабиссальных условиях, на глубине порядка 6–7.5 км. Численное моделирование остывания лейкогранитных массивов различной формы при термическом градиенте 30°C/км показало, что практически полное закрытие К-Аг изотопной системы мусковита должно происходить почти сразу после их формирования на глубинах, меньших 10 км [1]. На основании измерений теплового потока Уральского орогена современный геотермический градиент находится в диапазоне 6–16°C/км [23]. Учитывая, что тектонотермальная активность в рассматриваемом регионе в основном завершилась уже 250 млн. лет назад, можно предположить, что 230 млн. лет назад геотермический градиент не превышал величины 16°C/км. При таком значении граница, выше которой в лейкогранитах должно происходить быстрое закрытие К/Аг изотопной системы мусковита, должна быть на глубине, значительно большей, чем 10 км. На основа-



**Рис. 3.**  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возрастные спектры мусковита и полевых шпатов и Ca/K спектры полевых шпатов из гранат-мусковитового лейкогранита Челябинского плутона.

нии сказанного, датировка, полученная по мусковиту должна быть близкой к возрасту формирования гранат-мусковитовых лейкогранитов.

В возрастном спектре микроклина (рис. 3) также выделяется четкое плато, характеризующееся 77% выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , Ca/K отношением поряд-

ка 0.02–0.05 и существенно меньшим возрастом –  $206.6 \pm 1.9$  млн. лет. Значительное различие полученных датировок для плагиоклаза и щелочного полевого шпата может быть связано с уменьшением эффективного диффузионного пути аргона в полевом шпате за счет формирования структур распада твердых растворов, местами наблюдающихся в шлифах. Это приводит и к уменьшению эффективной температуры закрытия K-Ar изотопной системы в микроклине. Таким образом, по микроклину фиксируется, скорее всего, проявление поздних низкотемпературных событий, или время окончательной транспортировки лейкогранитного массива к земной поверхности. Косвенным аргументом в пользу второго предположения можно считать тот факт, что начало формирования кор выветривания в регионе, определяющее верхний возрастной предел выведения лейкогранитов на дневную поверхность, относится также к верхнетриасовому времени [14].

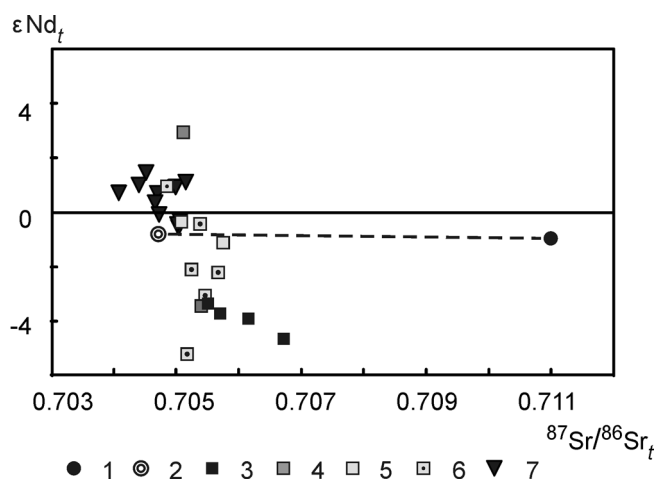
Изотопно-геохимические данные для гранат-мусковитовых лейкогранитов приведены в табл. 3 и на рис. 4. В отличие от всех палеозойских пород Челябинского интрузива, гранат-мусковитовые лейкограниты характеризуются типично “коровым” изотопным составом Sr и Nd. Очевидно также, что такие породы не могли быть образованы за счет переплавления более ранних гранитоидов, слагающих Челябинский плутон. В то же время, изотопный состав Sr и Nd гранат-мусковитовых лейкогранитов, пересчитанный для 280 млн. лет, близок составам раннепермских гранитных пород, например, Джабыкского интрузива (рис. 4) и, в целом, большой массы позднепалеозойских гранитных пород южного блока Восточно-Уральского поднятия, которые могут рассматриваться как производные верхней коры этого сегмента Уральско-складчатого пояса, сформированной в “доуральское” время [9] либо в результате смешения ювенильного низкокалиевого гранитоидного материала с материалом древней континентальной коры [21], либо в результате обогащения тоналит-гранодиоритового протолита, образованного за счет частичного плавления метаосновных флюидов, отделившихся от глубинных расплавов из обогащенных мантийных источников или инициированных в коре нагретыми мантийными магматическими массами [13]. В таком случае, состав этих среднетриасовых лейкогранитов отражает палеозойскую эволюцию состава коры восточного склона Южного Урала.

Важно подчеркнуть, что в этой же структурно-тектонической зоне (восточной подзоне Восточно-Уральского поднятия) практически такой же возраст  $238 \pm 1.8$  млн. лет, отвечающий среднему триасу, имеют гранит-порфиры кисинетского комплекса. Петрохимически близкие гранат-мусковитовым лейкогранитам (рис. 2), они также являются продуктами достаточно высокой степени дифференциации гранитной магмы (K/Rb ~ 45–70, Zr/Hf ~ 16–19); но, по сравне-

**Таблица 3.** Изотопный состав Sr и Nd в лейкограните (обр. чл-448).

Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$	$\epsilon \text{Nd}_m$	$\epsilon \text{Nd}_t$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{DM2}}$
190.68	56.43	0.743752	0.710997	1.587	5.624	0.1706	0.512548	0.51229	-1.8	-1.0	2130	1108

Примечание. Аналитическая неопределенность измерения ( $2\sigma$ ) отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  не превышает 0.004 %. Индекс  $m$  означает измеренные величины, индекс  $t$  - начальные величины для возраста 235 млн лет. Величина  $\epsilon \text{Nd}$  рассчитана относительно однородного хондритового резервуара (CHUR:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ );  $T_{\text{DM}}$  - модельный Nd возраст, рассчитанный относительно деплетированной мантии DM,  $T_{\text{DM2}}$  - двухстадийный Nd возраст при параметрах DM:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ; континентальная кора:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ .

**Рис. 4.** Изотопные составы Sr и Nd.

Челябинский плутон: 1–2 – гранат мусковитовый лейкогранит: 1 – в момент образования породы, 2 – пересчитано на возраст 280 млн. лет; 3 – лейкограниты и субщелочные граниты пермского возраста; 4 – камменноугольные граниты; 5–6 – верхнедевонско-раннекаменноугольные породы; 5 – гранитоиды главных фаз, 6 – синплутнические жильные габбро-диориты и умеренно-калиевые граниты. Джабыкский интрузив (Ю. Урал): 7 – раннепермские (280 млн. лет) водные плутонические и субщелочные гранитоиды.

нию с одновозрастными челябинскими породами, они заметно обогащены Nb (100–110 г/г) и Ta (10–15 г/г). “Аномальные” для восточных зон Южного Урала изотопно-геохимические характеристики гранит-порфиров ( $I_{\text{Sr}} = 0.7582$ ,  $\epsilon \text{Nd} = 1.47$ ) авторы [16] связывают с источником, который представлял собой метасоматически измененные кислые породы верхней коры. Независимо от возраста этого источника, очевидны разительные отличия его состава от состава источника одновозрастных челябинских пород.

В заключение можно добавить, что гранат-мусковитовые лейкограниты Челябинского массива не являются уникальным образованием для Восточно-Уральского поднятия. Сопоставимые по размеру тела лейкогранитов подобного минерального и химического состава (рис. 2) известны в южном экзоконтакте Джабыкского интрузива на Южном Урале, в восточном экзоконтакте Адуйского плутона, в составе Верх-Исетского и Каменско-

го массивов на Среднем Урале. Данных о возрасте этих пород нет.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 07–05–01023, 08–05–00733, 09–05–12015-ОФИ) и УрО РАН в рамках программы ОНЗ РАН № 8 (проект 09-Т-5–1023), СО РАН в рамках программы ОНЗ РАН № 10.3.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. и др. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопрогерозойского коллизийного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 5. С. 576–594.
2. Грабежев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонит-содержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 172 с.
3. Зарайский Г.П. Условия образования редкометалльных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // Смирновский сборник-2004. М.: МГУ, Фонд акад. В.И. Смирнова, 2004. С. 105–192.
4. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормил С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: МПР РФ, ГУПР по Свердловской обл., ИГГ УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.
5. Каллистов Г.А., Осипова Т.А. Возраст и природа субстрата раннепермских редкометалльных лейкогранитов Кременкульского массива (Южный Урал) – изотопно-геохронологические ограничения магм // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: мат-лы междунар. конф. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2008. С. 172–173.
6. Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Давыдов В.А. Возраст и происхождение гнейсов челябинского комплекса // Докл. АН. 1998. Т. 360, № 3. С. 386–389.
7. Легенда Южноуральской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Беккер Ю.Р., Власов Н.Г., Львов Б.К. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 160 с.
8. Львов Б.К. Петрология и минералогия гранитоидов Челябинского массива. Л.: ЛГУ, 1961.
9. Осипова Т.А. Коллизионные и субдукционные гранитоиды батолитов Южного Урала – составы и источники магм // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность

- гранитоидных батолитов: мат-лы междунар. конф. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2008. С. 280–282.
10. *Осипова Т.А., Горюжанин В.М., Гольцман Ю.В. и др.* Sm-Nd и Rb-Sr датирование высокобарических метагранитов в Восточно-Уральском поднятии (Ю. Урал) // Докл. АН. 2006. Т. 406, № 4. С. 528–532.
  11. *Осипова Т.А., Каллистов Г.А.* Геологическое строение Челябинского гранитоидного плутона на Южном Урале (новые данные) // Происхождение магматических пород. Петрография XXI века: мат-лы Междунар. петрогр. сов. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2005. 179–181.
  12. *Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Баянова Т.Б.* Возможные источники гранитоидных магм Челябинского плутона (Южный Урал) по изотопным U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd данным // Изотопные системы и время геологических процессов: мат-лы IV Росс. конф. по изотопной геохронологии Т. II. СПб: ИП Каталкина, 2009. С. 68–71.
  13. *Попов В.С.* Sm-Nd и Rb-Sr изотопная систематика верхнемантийных и коровых резервуаров // Записки ВМО. 2003. № 4. С. 38–49.
  14. *Сигов А.П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
  15. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
  16. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В.* Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестник МГУ Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 29–38.
  17. *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
  18. *Ферштатер Г.Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.
  19. *Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 287 с.
  20. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P.* Granitoids of the Uralides: Implications for the Evolution of the Orogen // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 132. Copyright by the American Geophysical Union. 2002. P. 211–232.
  21. *DePaolo D.J., Linn A.M., Schubert G.* The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United State // J. Geophys. Res. 1991. V. 96, № B2. P. 2071–2088.
  22. *Hodges K.V.* Geochronology and Thermochronology in Orogenic System // Treatise on Geochemistry. Oxford, UK: Elsevier, 2004. P. 263–292.
  23. *Kukkonen, I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu. et al.* Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 63–85.
  24. *Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F.* The granite system at pressures of 4 to 10 kbars // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. P. 759–773.

Рецензент В.Н. Смирнов

## The first data about the Mesozoic granitoids in Chelyabinsk pluton (the South Urals)

T. A. Osipova\*, G. A. Kallistov\*, A. V. Travin\*\*, S. I. Dril\*\*\*

\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

\*\* Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

\*\*\* Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS

The  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  stepwise heating age (236 ma., Middle Triassic) of leucogranite from the Chelyabinsk granitoid pluton (South Urals) is considered to be its origin age. The leucogranite mineral and chemical composition data are presented, as well as its isotopic-geochemistry characteristic. It is estimated, that the leucogranite is the product of relative high crystal fractionation of granite magma.

Key words: *leucogranite;  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  isotope age; magma fractionation.*

## КОРИФЕЙ УРАЛЬСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ К 100-ЛЕТИЮ ДМИТРИЯ СЕРГЕЕВИЧА ШТЕЙНБЕРГА



8 марта 2010 г. исполнилось 100 лет со дня рождения выдающегося уральского геолога, основателя современной петрологической школы на Урале, заслуженного деятеля науки и техники Российской Федерации, доктора геолого-минералогических наук, профессора Дмитрия Сергеевича Штейнберга.

Имя Дмитрия Сергеевича настолько широко известно среди петрографов бывшего СССР, что, пожалуй, не нуждается в особом представлении. Ученики, которым посчастливилось слушать его лекции и посещать семинары в Свердловском горном институте, сотрудники Института геологии и геохимии, где он проработал 35 лет, участники многочисленных конференций и симпозиумов, где звучали его доклады, просто пытливые геологи, пользующиеся в своей работе результатами его исследований, вряд ли забудут это имя.

Д.С. Штейнберг родился в 1910 г. в г. Пермь. Годы детства Дмитрия Сергеевича совпали с трудным для России периодом Первой мировой войны, революции, гражданской войны, разрухи. Главным его учителем был отец, Сергей Самойлович Штейнберг (1872–1940 гг.), инженер-металлург, а впо-

следствии профессор УПИ, член-корреспондент Академии наук СССР, глава Уральской школы металловедов и термистов. Блестяще образованный инженер, закончивший один из немецких университетов, он научил сына основам математики, физики, химии, привил вкус к науке, умению думать, наблюдать, анализировать и сыграл определяющую роль в становлении сына как будущего ученого.

В связи с востребованностью отца на уральских заводах, семья часто меняла место жительства; школу Дмитрий заканчивал в г. Златоусте. По видимому, и школа была незаурядной, т.к. выпускники ее продолжали ежегодно встречаться в течение всей жизни. Вспоминается, как на восьмом десятке лет профессор Штейнберг периодически отправлялся в какой-нибудь из уральских домов отдыха на очередную встречу школьных друзей.

В 1925 г. закончив школу, Д.С. Штейнберг поступает на геолого-разведочное отделение горного факультета УПИ, после окончания которого некоторое время работает на производстве. В 1934 г., после срочной службы в Красной Армии, он поступает ассистентом на кафедру петрографии в Свердловский горный институт, где в 1936 г., по заданию производства, приступает к изучению петрологии гранитоидов Урала в связи с их металлогенией. С этого времени начинается его напряженная и исключительно плодотворная научно-исследовательская деятельность. В 1939 г. он защищает кандидатскую диссертацию, в 1940 г. становится доцентом кафедры петрографии, а с 1945 г. – ее заведующим. В 1957 г. Д.С. Штейнберг занимает должность заведующего лабораторией петрографии, носящей теперь его имя, в Горно-геологическом институте УФАН СССР.

Дмитрий Сергеевич был одним из последних геологов-энциклопедистов, с одинаковым успехом решавшим вопросы петрологии самых разных магматических и метаморфических пород.

С именем Д.С. Штейнберга связана целая эпоха в изучении гранитоидов. Первым результатом была новая оригинальная петрохимическая классификация гранитоидов, опубликованная в 1939 г. В 1944 г. в трудах Горно-геологического института Уральского филиала Академии наук СССР им опубликована монография “К петрохимии гранитов Урала”, без преувеличения ставшая настольной книгой не только уральских геологов, но и многих исследователей других регионов нашей страны.

В последующие годы Д.С. Штейнберг неоднократно обращался к вопросам геологии, петрологии и рудоносности гранитоидов. Среди главных

его достижений – разделение гранитов на две группы, одна из которых представлена продуктами кристаллизации богатых водой магм, а вторая – мало-водных. Это деление сохраняет свою актуальность и широко используется в современных исследованиях гранитоидов. Котектический анализ гранитов привел его к мысли о том, что в основу выделения самой группы этих пород следует положить не соотношение плагиоклаза и калиевого полевого шпата, как это до сих пор принято в официально признанных классификациях, а количество кварца, которое и определяется составом и количественным соотношением разных полевых шпатов. Породы семейства гранита образуют котектический ряд, количество кварца в котором уменьшается от бедных калием известковистых плагиогранитов к богатым калием плагиоклаз-калишпатовым или однополевошпатовым (пертитовым) гранитам. Этот важнейший результат определяет всю петрологию гранитов и составляет основу их классификации, но до сих пор недооценен исследователями.

Д.С. Штейнберг вообще много внимания уделял вопросам классификации магматических пород на естественно-исторической и физико-химической основе. Наиболее полное освещение эти исследования получили в монографии “О классификации магматитов” (Москва: Наука, 1985). Многие из них, как и достижения в гранитной проблеме, опередили свое время. Главный вывод Д.С. Штейнберга состоит в том, что в основе количественной классификации магматитов должен лежать химический состав магм и условия кристаллизации, определяющие минеральный состав и структуру пород. Руководящей мыслью при этом были представления о котектической природе магматитов и котектических закономерностях их химического и минерального состава.

Блестящее знание геологии Урала привело Дмитрия Сергеевича к формулировке основных закономерностей развития базальтоидного магматизма складчатых областей. В основе этих закономерностей лежит цикличность магматизма и основные тенденции эволюции вещественного состава пород. Закономерная смена во времени недифференцированных, контрастных и непрерывных серий отчетливо прослеживается в вулканогенных зонах Урала и определяет эволюцию металлогении.

Эти результаты составили основу того вклада, который Д.С. Штейнберг внес в учение о магматических формациях. До конца своих дней он оставался на посту председателя комиссии по магматическим формациям при межведомственном петрографическом комитете АН СССР. В предисловии к книге “Проблемы магматических формаций” (1974) он писал: “Учение о формациях – синтез петрологии и тектоники. Поэтому оно не может остаться в стороне от быстрого, даже бурного развития этих областей геологической науки на основе резко воз-

росших возможностей эксперимента, изучения дна океана, прогресса геофизики. Это развитие значительно приблизило нас к пониманию физической и физико-химической сущности геологических явлений вообще и петрогенезиса в том числе”.

Глубокое знание физической химии и термодинамики и умение приложить эти знания к анализу геологических и петрологических проблем – сильная сторона всей научной деятельности Д.С. Штейнберга, всегда, где это возможно, стремившегося использовать меру и число в своих исследованиях. Эти особенности подхода к изучению природных явлений в полной мере проявились при изучении таких важных минералов как титаномагнетит, хромшпинель, а также при изучении распределения галогенов и их роли в рудообразовании. Минералогические исследования Д.С. Штейнберга дали начало целым направлениям в тематике Института и успешно развиваются его учениками.

Наиболее ярко особенности научной деятельности Д.С. Штейнберга проявились в исследовании процессов водного метаморфизма ультрамафитов складчатых областей, прежде всего, ранней серпентинизации. Уже в первой публикации по этой проблеме (1960) им было экспериментально установлено присутствие в продуктах ранней серпентинизации дунитов тонкодисперсного брусита в количествах, отвечающих изохимическому характеру процесса. Публикация вызвала немалый отклик за рубежом, а приведенные в ней результаты получили подтверждение.

Независимо от зарубежных исследователей, было показано, что серпентины представляют собой не просто различные полиморфные модификации, а минеральные виды с определенными и отличными друг от друга характеристиками химического состава, как правило, существенно отклоняющегося от стехиометрического.

Д.С. Штейнбергом и его сотрудниками было де-завуировано сложившееся в течение многих лет мнение геологов и геофизиков о постоянном присутствии в серпентинитах магнетита. Оказалось, что оно корректно только для продуктов поздней серпентинизации (в дальнейшем было установлено, что и для более высоких температурных фаций прогрессивной гидратации ультрамафитов). Напротив, при ранней серпентинизации магнетит не образуется, а слабая магнитная восприимчивость ультрамафитов обусловлена постоянным присутствием в продуктах серпентинизации незначительных количеств карбидов железа – когенита и халипита. Эти чрезвычайно тонкодисперсные фазы удалось обнаружить только с помощью термомагнитного анализа и электронного микроскопа.

На примере дунитов Платиноносного пояса и альпинотипных ультрамафитов Урала впервые в мире было сформулировано учение о фациях ранней серпентинизации. Оно существенно изменило

прежние представления и показало исключительную сложность продуктов этого процесса, несмотря на простоту исходного состава. Выяснилось, что пропорция минералов-продуктов серпентинизации: оксилитардита, когенига, содержащего хлор и углекислоту брусита и их состав определяются степенью серпентинизации, играющей роль интенсивного параметра равновесия. Количество когенига, возрастающего от нуля до максимума (2 мас. %), прямо пропорционально степени серпентинизации, что свидетельствует об отсутствии обмена кислородом с окружающей средой (процесс диспропорционирования). В пространстве процесс протекает зонально-ступенчато с выделением отдельных серий (фаций) с обратной зависимостью между степенью серпентинизации, с одной стороны, и железистостью оливина в дунитах, извести – в гарцбургитах, с другой, и с закономерным затуханием водного давления на глубине.

В ультрамафитах Кемпирсайского массива (Южный Урал) на глубинах свыше 1 км установлена прямая корреляция между содержанием конституционной воды и водорастворимых натрия, хлора и брома в пропорциях, отвечающих составу океанических вод. Этот результат в сочетании с данными изотопного состава водорода однозначно свидетельствует об океанической природе растворов, серпентинизирующих альпинотипные ультрамафиты. Выше этих глубин концентрации натрия и галогенов закономерно уменьшаются за счет выщелачи-

вания солей поверхностными водами, а изотопный состав водорода, вследствие изотопного обмена, постепенно приближается к таковому метеорных вод. Тем самым было откорректировано утверждение Уиннера и Тейлора (Winner, Taylor) о разной природе растворов, ответственных за серпентинизацию океанических и континентальных ультрамафитов. Таким образом, можно с достаточной уверенностью утверждать, что процесс ранней серпентинизации высокомагнезиальных ультрамафитов контролируется тремя независимыми факторами: источником серпентинизирующих вод, соотношением литостатического и водного давлений (фацией) и составом исходных пород.

Помимо охарактеризованных проблем, в научном активе Д.С.Штейнберга имеются работы по эндогенным железорудным месторождениям Урала, генетически связанным с интрузиями, также оставившие глубокий след в познании геологии региона.

Дмитрий Сергеевич проработал в Институте геологии и геохимии УрО РАН буквально до последних дней жизни, оставаясь непререкаемым авторитетом в области петрологии магматических и метаморфических пород. Скончался он в 1992 г.

Его ученики и последователи успешно трудятся в научных, учебных и производственных геологических организациях Урала и за его пределами. В непростых условиях современного состояния геологии они продолжают дело, которому верно служил Д.С. Штейнберг.

*Г.Б. Ферштатер, И.С. Чащухин*

## ПАМЯТИ ЮРИЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ВОЛЧЕНКО



Уральская геология понесла невосполнимую утрату – 30 июня скоропостижно умер ведущий исследователь платиноносности Урала Юрий Алексеевич Волченко.

Ю.А. Волченко родился 13 мая 1937 г. в семье служащих. Отец, А.А. Волченко, был техником-строителем, построившим в Свердловске ряд зданий, сохранившихся до сих пор. Определенное влияние на Юрия Алексеевича в выборе будущей профессии оказала его мать, М.И. Райкова, работавшая геологом петрографической партии Уральской комплексной съемочной экспедиции Уральского геологического управления, и отчим, П.И. Аладинский, возглавлявший экспедицию, а затем назначенный главным геологом управления.

После окончания средней школы Ю.А. Волченко поступил в 1955 г. на геологический факультет Свердловского Горного института им. В.В. Вахрушева, который закончил в 1960 г., получив отличное базовое образование и специаль-

ность горного инженера-геолога. По распределению он был направлен в Читинское геологическое управление, где участвовал в работах по геологической съемке и поискам золото-редкометального оруденения. В 1964 г. вернулся на Урал и в течение трех лет работал в поисковых партиях Уральской комплексной съемочной экспедиции. Почувствовав вкус и способности к исследовательской работе, в 1967 г. поступил в очную аспирантуру Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР. После ее окончания в 1970 г. зачислен младшим научным сотрудником лаборатории эндогенной металлогении Института геологии и геохимии УФАИ СССР, а с 1986 г. и до последних дней был старшим научным сотрудником.

Первая самостоятельная исследовательская работа Ю.А. Волченко датируется 1970 годом – “Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива” (Ежегодник-1969 Института геологии и геохимии УФАИ СССР; Свердловск). До последних дней он не выпускал из поля зрения вопросы минералогии, геохимии и металлогении уникального Платиноносного пояса Урала и внес существенный вклад в их решение. Используя индикаторную роль платиноидов, он в соавторстве с другими исследователями обосновал выделение двух типов зональности в базит-гипербазитовых массивах Платиноносного пояса – дунит-клинопироксенит-тылаитовый и ферродунит-клинопироксенит-габбро-норитовый, тем самым предвосхитив доминирующее в настоящее время мнение о гетерогенности базит-гипербазитовых комплексов пояса. Детально изучив геохимию и минералогию платиноидов в окружающих знаменитую Госшахту дунитах на Нижнетагильском массиве, Ю.А. Волченко обнаружил существование отрицательных ореолов платины, позволившее ему предложить флюидно-метасоматическую модель формирования коренных месторождений платины в дунитах Платиноносного пояса – источнике уникальных платиновых россыпей. Несомненной заслугой Юрия Алексеевича является открытие нового на Урале типа платиноидных руд – малосульфидного золото-платино-палладиевого, названного им Баронским.

Параллельно с изучением Платиноносного пояса Ю.А. Волченко исследовал хромитоносность и платиноносность расслоенных интрузий западного склона Урала и на примере хромитовых руд Сарановского месторождения показал их существенно осмий-рутениевую специализацию. Несколько лет он посвятил изучению геохимии и минералогии габбро-диабазов западного склона и установил, что

благороднометальное оруденение в них представлено золото-платино-палладиевым типом.

Важные научные и практические результаты были получены Юрием Алексеевичем при изучении геохимии элементов платиновой группы в альпинотипных массивах Урала. На примере массива Рай-Из он впервые в мире установил специализацию высокохромистых руд на тугоплавкие платиноиды – Os, Ru, Ir. В дальнейшем, и на значительно большем материале, этот вывод он подтвердил при изучении уникальных кемпирсайских хромитовых месторождений. В ходе массивированного опробования уральских гипербазитов на элементы платиновой группы им установлена зависимость состава и количественных соотношений платиноидов от состава вмещающих пород и впервые обосновано выделение двух типов распределения платиноидов в альпинотипных ультрамафитах, названных им субхондритовым – в слабо дифференцированных гарцбургит-лерцолитовых сериях и ахондритовым – в дунит-гарцбургитовых комплексах.

Последние годы жизни Юрий Алексеевич посвятил изучению платиноносности колчеданных руд, скарнов, углеродсодержащих черносланцевых толщ и никеленосных кор выветривания. В итоге всех проведенных исследований им был выявлен главный тренд фракционирования платиновых металлов – уменьшение роли тугоплавких платиноидов и повышение роли легкоплавких металлов в ходе развития подвижных систем.

Работы Ю.А. Волченко привели к открытию новых для Урала типов платиноидного концентрирования (нероссыпеобразующих проявлений платиновых металлов в хромитах и титаномагнетитах, медносульфидно-титаномагнетитовых рудах, а также в колчеданах, скарнах и черных сланцах) и позволили обосновать фундаментальные закономерности его размещения в складчатых поясах уральского типа.

Полученные важные результаты позволили Ю.А. Волченко стать ведущим автором Карты платиноносности Урала масштаб 1 : 500 000 (1992 г.), составленной коллективами Института геологии и геохимии УрО РАН и Уралгеолкома.

Юрия Алексеевича всегда отличала практическая направленность исследований, желание довести результаты работы до промышленного использования. Еще будучи молодым специалистом, он стал первооткрывателем редкометального месторождения в Читинской области. Работая в УКСЭ, открыл два перспективных рудопроявления редких металлов. В советский период инициативно работал с производственными организациями по хозяйственным темам и был одним из главных источников хозяйственного финансирования Института геологии и геохимии. И в дальнейшем, в постперестроечное время, активно участвовал в многочисленных программах. Обнаружив повышенную пла-

тинометальность титаномагнетитовых руд Качкана, хромитовых руд ГРП Сарановского и Кемпирсайского массивов, он вошел в контакт с институтами, занимающимися технологиями извлечения благородных металлов, и включился в разработки методов извлечения.

Работы Ю.А. Волченко давно получили всесоюзное, российское и международное признание. Он – автор более 200 печатных и рукописных трудов, в том числе ряда зарубежных статей, пяти коллективных монографий и двух препринтов. Неоднократно участвовал с докладами на международных и всероссийских съездах и симпозиумах. Работки Ю.А. Волченко не раз входили в перечень основных достижений Отделения наук о Земле АН СССР. В 1981 г. он был удостоен серебряной медали ВДНХ СССР.

В основе перечисленных успехов лежит тщательность проведенных исследований. Под его руководством в Институте геологии и геохимии УрО РАН был поставлен комбинированный химико-спектральный метод определения платиноидов и золота в породах, минералах, оксидных и сульфидных рудах; точность анализов контролировалась результатами анализов международных стандартов. Зная надежность получаемых в лаборатории результатов, к Ю.А. Волченко неоднократно обращались ученые из других регионов России с предложениями совместного изучения геохимии элементов платиновой группы.

Юрий Алексеевич был увлеченным исследователем и находился на переднем крае изучения платиноносности Урала. Ему всегда не хватало времени, в том числе на подведение итогов в форме диссертационных работ. Тем не менее, исследователи, знавшие его только по публикациям, были уверены в том, что он давно защитил диссертацию на самую высокую научную степень.

С уходом Ю.А. Волченко из жизни закончилась целая эпоха в изучении минералогии, геохимии и металлогении платиновых металлов Урала. Трудно представить, что в ближайшее время, а возможно, и в будущем, появится такой талантливый и упорный исследователь, каким был Юрий Алексеевич, чтобы продолжить комплексное изучение поведения платиноидов на всех этапах развития подвижных поясов.

В заключении следует отметить, что основная ценность накопленного Ю.А. Волченко за 40-летний период фактического материала заключается в огромной аналитической базе по геохимии благородных металлов. К сожалению, в многочисленных, доступных в открытой печати, публикациях Юрия Алексеевича эти данные отсутствуют. Было бы замечательно опубликовать их вместе с привязкой и кратким описанием анализируемых образцов.

*Коллеги, друзья.*