

УДК 551.25

## О ВЛИЯНИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ ЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ КАВКАЗА (ЮЖНЫЙ ДАГЕСТАН)

© 2004 г. И. М. Симанович, Д. И. Головин, М. И. Буякайте, В. И. Виноградов,  
Б. А. Сахаров, В. У. Мацапулин\*, А. Л. Соколова, Е. В. Покровская

Геологический институт РАН  
119017 Москва, Пыжевский пер., 7, E-mail: simanovich @geo.tv-sign.ru

\* Институт геологии ДНЦ РАН  
367030 Махачкала, ул. М. Ярагского, 75

Поступила в редакцию 24.11.2003 г.

В статье на примере тоар-ааленских комплексов Южного Дагестана рассмотрено влияние геодинамических факторов на постседиментационный литогенез терригенных толщ при смене режима от пассивной окраины континента к активной. Установлено, что литификация глинистых пород осуществлялась в условиях литогенеза погружения, а орогенный катагенез песчаных пород обусловлен стрессом, инициированным начальной (амагматичной) фазой субдукции. По индексу Кюблера выявлена постседиментационная зональность, хорошо согласующаяся с интенсивностью проявления складчатости и кливажа. С областью проявлений кливажа совпадает зона метагенеза. Из этой зоны по глинистым породам Rb-Sr и K-Ar методами определен возраст 180–190 млн лет, который интерпретируется как время максимального проявления постседиментационного литогенеза.

Целью настоящего исследования является установление по площади и во времени закономерностей процессов постседиментационного литогенеза под влиянием геодинамических факторов на примере тоар-ааленских терригенных толщ Южного Дагестана. В общем виде вопрос о геодинамических типах постседиментационного литогенеза рассмотрен в статье И.М. Симановича и О.В. Япаскурта [2002]. В этой работе констатируется, что в складчатых областях переход от литогенеза погружения (диагенеза, катагенеза) к метагенезу (анхиметаморфизму) происходит в результате смены геодинамических режимов, выражающихся в проявлении складчатости, кливажа, изменении флюидно-термальной обстановки. Установлено, что в одних случаях метагенез и метаморфизм наложены на литифицированные породы, прошедшие стадию глубинного катагенеза, в других – прерывают процессы литогенеза погружения на стадиях начального катагенеза и даже диагенеза. Сделан вывод, что влияние на постседиментационный литогенез множества факторов интегрируется геодинамическими режимами конкретных осадочных бассейнов.

Необходимость более детального изучения поднятой проблемы на примере конкретных модельных объектов предопределила выбор в этом качестве мощного терригенного юрского комплекса Северо-Восточного Кавказа, накопление которого происходило в условиях пассивной окраины континента. Эти отложения в конце аале-

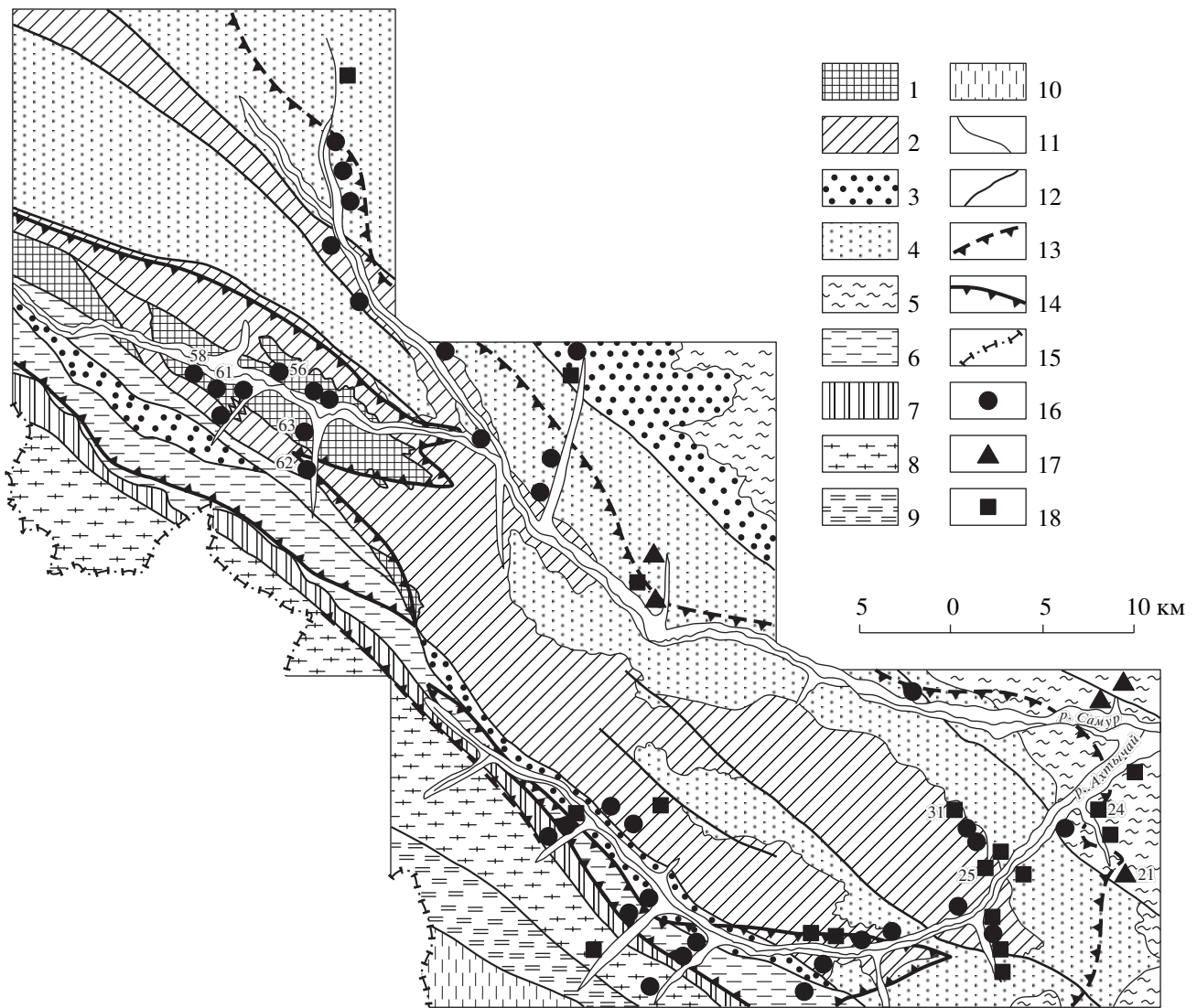
на-начале байоса подверглись раннеальпийской складчатости в результате смены геодинамического режима от пассивной окраины континента к активной.

При проведении полевых исследований мы стремились, по мере возможности, охватить все стратиграфические подразделения тоар-ааленского терригенного комплекса и, главное, отобрать образцы и пробы из районов с разными типами складчатости и кливажа. Всего описано 95 обнажений, из которых отобраны образцы песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также 70 проб аргиллитов и сланцев для выделения глинистых фракций (рис. 1).

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТОАР-ААЛЕНСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В работе использованы материалы геологической съемки масштаба 1 : 50000, проведенной геологами Северо-Кавказского ПГО в 1985 г. (С.И. Сыровацкий и др.), на основании которых построена мелкомасштабная схема геологического строения района исследований (см. рис. 1). По данным этих авторов, мощности среднеюрских отложений в различных структурно-фациальных зонах региона колеблются от 2.8 до 5 км.

В целом, тоарские и ааленские комплексы на изученной территории однотипны по строению и представлены ритмичным чередованием просло-



**Рис. 1.** Схема геологического строения и зоны постседиментационного преобразования (использованы материалы С.И. Сыровацкого и др.).

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 катагенеза I и II ( $K.I. = 0.60$ ); 14 – граница зоны орогенного катагенеза II и метагенеза ( $K.I. = 0.42$ ); 15 – государственная граница; 16–18 – точки опробования, минералы ряда гидрослюда–серицит (16 –  $\Delta d 0 - 0.05$ ; 17 –  $\Delta d 0.06 - 0.15$ ; 18 –  $\Delta d > 0.15$ ).

ев песчаников, алевролитов и аргиллитов, соотношение которых существенно меняется от толщи к толще в тоар-ааленских разрезах. По данным Ю.О. Гаврилова [2002], ниже-среднеюрский комплекс Северо-Восточного Кавказа формировался под влиянием крупной речной системы, выносившей в бассейн осадконакопления огромные массы терригенного материала. Накопление осадков дельты компенсировалось интенсивным погружением ложа водоема, а также эвстатическими колебаниями уровня моря, что приводило к отступлению или выдвиганию дельты в сторону

моря. Этим обусловлено отчетливо выраженное циклическое строение тоар-ааленской толщи. Ю.О. Гаврилов [2002] выделяет циклы трех порядков, при этом образование циклов первого порядка (сотни метров) обусловлено периодическим прогибанием ложа бассейна и его компенсационным выполнением; циклы второго порядка (десятки метров) связаны с выдвиганием в море песчаных лопастей дельты. Циклы первого и второго порядков характеризуются регрессивным типом строения. Тонкое (сантиметры) переслаивание алевролитовых и глинистых слоев (циклы тре-

того порядка), вероятно, обусловлено сезонными (паводковыми) изменениями состава взвеси.

Важно подчеркнуть, что накопление тоар-ааленских толщ Северо-Восточного Кавказа происходило в режиме пассивной окраины континента [Панов, 2001; Ломизе, Панов, 2002].

В пределах исследованной территории (см. рис. 1) складчатость отчетливо зональна: в целом напряженность складчатости и дизъюнктивных деформаций возрастает с северо-востока на юго-запад [Шолпо, 1964; Шолпо и др., 1993].

Для северных частей изученной площади, в пределах левобережья р. Самур и Самурского хребта выделяется зона коробчатых складок, в пределах которой наблюдаются участки пологого и даже горизонтального залегания, разделенные полосами крутого залегания (на крыльях складок). Амплитуда складок составляет 500–600 м, их ширина измеряется первыми километрами.

Значительная часть исследованного района относится к складчато-глыбовой зоне Бокового хребта (междуречья рек Самур и Ахтычай, верховья р. Самур). В пределах этой зоны развиты симметричные и асимметричные округлые и остроугольные складки, осложненные крутыми мелкоамплитудными разломами, а также многочисленными разрывами типа взбросов.

Тоар-ааленские толщи Бежитинской складчатой зоны обнажаются в узких тектонических блоках между складчато-глыбовой зоной Бокового хребта и складчатой зоной Главного хребта (см. рис. 1). В пределах этих блоков развиты асимметричные, иногда опрокинутые остроугольные и округлые складки, часто осложненные мелкой складчатостью.

В юго-западной части района выделяется складчатая зона Главного Кавказского хребта. Это область интенсивной и сложной складчатости. Характерны асимметричные остроугольные, гребневидные, опрокинутые, нередко изоклинальные складки, осложненные многочисленными взбросами и надвигами.

Толщи тоар-ааленских терригенных пород на большей части исследованной территории Южного Дагестана не кливажированы даже в участках килевидной складчатости. Зона интенсивного кливажа (“аспидные сланцы”) прослеживается в верховьях р. Самур (в тоарских толщах); восточнее она кулисообразно переходит в верхнеааленские толщи верхнего и среднего течения р. Ахтычай. Показанная на карте (см. рис. 1) зона метазенеза совпадает по площади с областью развития кливажа. Проявления кливажа в интенсивно деформированных байосских толщах не установлено. Кливаж известен в батских отложениях, ближе к осевой части Главного Кавказского хребта.

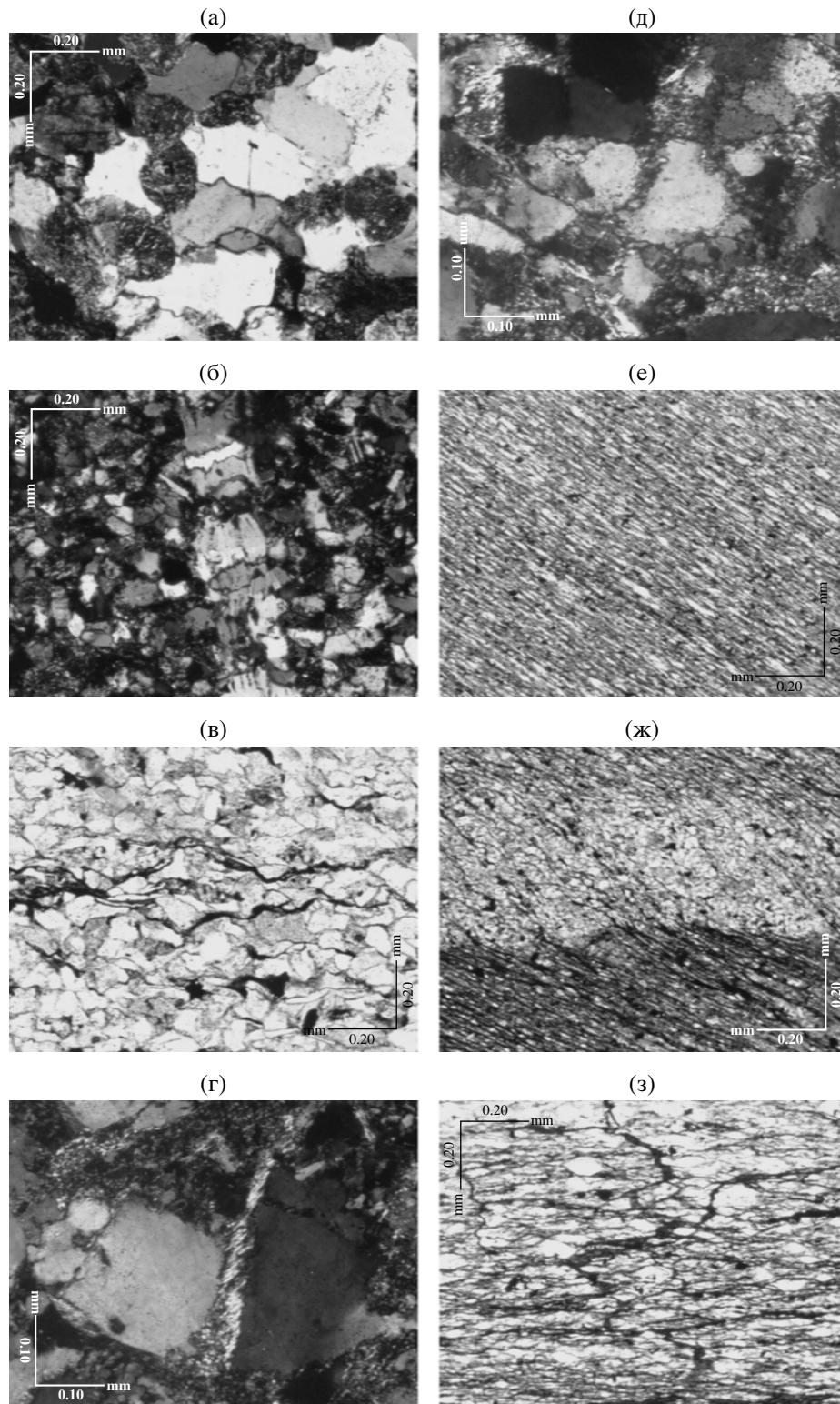
## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

**Песчаники.** На всей исследованной площади вне зависимости от возраста и степени деформированности толщ песчаники очень однообразны. Макроскопически это плотные, чаще всего массивные, реже тонкослоистые буровато-серые породы, весьма прочные. По гранулометрии различаются тонко-, мелко- и среднезернистые разновидности. Сортированность обломочного материала, как правило, хорошая, реже – средняя. Окатанность кластических зерен плохая. Глинистая примесь отсутствует или незначительна. По составу обломочных компонентов песчаники также довольно однообразны: кварц составляет 45–55%, плагиоклаз – 8–15% (отмечаются единичные зерна калиевого полевого шпата), обломки пород – 40–50%, кластические слюды – 1–3%. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют циркон, турмалин; отмечаются сфен и апатит. Обломки пород представлены литокластами (кремни, кремнистослюдистые породы, метаосадочные тонкозернистые породы; очень редко встречаются обломки эффузивов с микролитовой структурой).

Таким образом, по классификации В.Д. Шутова [1967], изученные песчаные породы являются кварцевыми литокластическими граувакками.

Песчаные породы наиболее информативны для решения вопроса о связи процессов их литификации с теми или иными геологическими процессами. В условиях недеформированных осадочных бассейнов (литогенез погружения, платформенные области) литификация песчаных пород происходит в результате растворения обломочных зерен под литостатическим давлением с образованием конформных, инкорпорационных и микростилолитовых контактов между зернами. В условиях примерно равного литостатического и флюидного давления ( $P_s = P_f$ ) растворенное вещество, главным образом кремнекислота, перемещается внутри пласта или в соседних прослоях в виде регенерационных каемок на зернах обломочного кварца. Хрестоматийное описание рассматриваемого процесса содержится в книге А.В. Копелиовича [1965].

В изученных юрских песчаниках Южного Дагестана также интенсивно развиты структуры растворения под давлением между обломочными зернами. Установлены конформные, инкорпорационные и, очень редко, микростилолитовые контакты между обломочными зернами (рис. 2а). Однако переотложения растворенного вещества внутри пласта не происходило, о чем свидетельствует полное отсутствие аутигенного кварца в виде регенерационных каемок на обломочных зернах, впрочем, как и других каркасных минералов. Прожилки, рассекающие песчаники во всех на-



**Рис. 2.** Микрофотографии шлифов горных пород.

а – конформационная структура, ник.+; б – зона фильтрации, ник.+; в – сутурные поверхности растворения, без анализатора; г – структуры дифференциального скольжения, ник.+; д – рекристаллизационно-грануляционный бластез на контактах зерен кварца, ник.+; е – тонкий кливаж в аспидных сланцах, без анализатора; ж – соотношение кливажа и слоистости, без анализатора; з – зигзагообразная деформация прожилка битумоида(?) в кливажированной породе, без анализатора.

правлениях, состоят из кварца и хлорита, который обычно сосредоточен в их зальбандах (см. рис. 2б). Эти прожилки, контуры которых расплывчатые, являются зонами фильтрации растворов, которые формировались в ослабленных зонах еще не полностью литифицированной породы. Типичные прожилки поздних генераций с четкими зальбандами, формирующиеся в результате дробления окаменевшей породы, также отмечаются, но редко; они всегда секут зоны фильтрации. Эти наблюдения позволяют предположить, что формирование структур растворения под давлением, сопровождаемое выносом кремнекислоты и других компонентов за пределы пластов, происходило в иных, по сравнению с литогенезом погружения, флюидных условиях, при  $P_s > P_f$  [Маракушев, 1988], характерных для процессов, протекающих в динамических условиях складкообразования. Даже в участках относительно спокойной складчатости в песчаниках отмечаются признаки, свидетельствующие о динамических условиях в процессе их литификации. Присутствуют зерна плагиоклаза с проявлениями хрупкой деформации, а также пластически деформированные кварцевые зерна.

При приближении к зонам рассланцевания, а также непосредственно в песчаных пластах в пределах этих зон широко развиты сутурные поверхности растворения (см. рис. 2в), которые можно трактовать двояко: как дальнейшее развитие структур растворения в процессе литификации породы, или же как начальное проявление кливажа растворения [Галкин, 1992]. На гомологичности этих проявлений мы указывали в более ранних работах [Симанович, 1978]. Кроме того, в песчаниках в пределах зон рассланцевания часто отмечаются структуры дифференциального скольжения между обломочными зернами (см. рис. 2г) [Симанович, 1978]. Только в одном образце песчаника, в пределах зоны рассланцевания, описаны слабые проявления рекристаллизационно-грануляционного бластеза обломочного кварца (см. рис. 2д) [Симанович, 1978].

Таким образом, мы имеем все основания предполагать, что к моменту начала складчатости пласты песчаных пород юрского времени в пределах изученного района не были литифицированы. Их литификация происходила в условиях сжатия при складкообразовании на протяжении достаточно долгого периода времени. Следовательно, катагенез погружения песчаных пород, предшествующий складчатости, описанный, например, в породах верхоянского терригенного комплекса [Симанович, Япаскурт, 2002], в юрских комплексах Южного Дагестана не проявился. В целом, рассмотренные процессы превращения юрских песчаных осадков в породы в условиях сжатия и высокой динамической активности можно квали-

фицировать как *орогенный катагенез* [Лукьянова, 1995; Симанович, Япаскурт, 2002].

**Глинистые породы** представлены темно-серыми, иногда почти черными разностями, сложенными гидрослюдами и хлоритом, со значительной примесью органического вещества, как дисперсного, так и в виде углефицированных, часто удлиненных обрывков. Текстуры глинистых пород (вне зоны сланцеватости) или массивные (в однородных прослоях), или тонкослоистые, линзовидно-слоистые, в тех случаях, когда аргиллиты чередуются со слоями с повышенным содержанием алевроитового материала. В целом, чисто глинистые прослои редки, почти всегда содержатся 5–20% тонкоалевритовой примеси.

По степени и характеру литификации, а также по вторичным текстурным глинистые породы существенно отличаются от песчаных пород, которые в условиях литогенеза погружения часто остаются рыхлыми даже на больших глубинах. Глины начинают уплотняться сразу после диагенеза, при этом отжимается сначала свободная вода, затем и пленочная. Пористость глинистых пород на глубине 4000 м может составлять всего 5% [Ломтадзе, 1955; Логвиненко, 1968]. Поэтому можно предположить, что при погружении глинистых пород в условиях юрского осадочного бассейна в его додеформационную стадию наибольшего уплотнения (литификации) достигли самые древние (нижнетоарские) аргиллиты, и ко времени начала складчатости они были существенно литифицированы.

В северных и северо-восточных районах (левобережье р. Самур, Самурский хребет и его предгорья) относительно молодые (ааленские) глинистые породы размокают под действием атмосферных осадков, т.е. не полностью превратились в аргиллиты (следствием этого является “черная вода” в левых притоках р. Самур). В поле развития более древних (нижне- и верхнетоарских) отложений, очевидно, погружавшихся в додеформационный этап существования осадочного бассейна на значительную глубину, глинистые породы представлены неразмокаемыми разностями – аргиллитами. Для тоарских аргиллитов очень характерна “карандашная” отдельность, ориентированная параллельно осям складок. Вероятно, этот своеобразный “кливаж” формировался при дроблении и проскальзывании хрупких аргиллитов между слоями литифицированных песчаников при складкообразовании. Следует отметить, что при наблюдении в шлифах этот “кливаж” никак не проявлен.

В зоне рассланцевания (см. рис. 1) глинистые породы, содержащие незначительное количество тонкоалевритовой примеси, интенсивно кливажированы, при этом расстояние между поверхностями кливажа составляет сотые доли миллимет-

ра (см. рис. 2е). Макроскопически это пластинчатые, легко расщепляющиеся по кливажу породы темно-серого или почти черного цвета (аспидные сланцы). Поскольку глинистые пачки по гранулометрическому составу редко были однородными и содержали линзы и прослои алевритового состава, в шлифах легко устанавливаются соотношения сланцеватости (кливажа) и первичной слоистости. Как правило, первичная слоистость и кливаж образуют незначительный угол (5–30°, см. рис. 2ж), что свидетельствует о синскладчатом или постскладчатом происхождении кливажа. Песчаные прослои, присутствующие в кливажированных зонах, также образуют небольшие углы с поверхностями кливажа. Эти песчаные прослои почти не кливажированы, в них, как отмечалось выше, развиты, наряду с конформацией, сутурные поверхности растворения, структуры дифференциального скольжения и, иногда, рекристаллизационно-грануляционный бластез кварца.

Таким образом, кливажу подвергались уже деформированные, стоящие почти на “головах” пласты терригенных пород. Интенсивный кливаж формировался под действием бокового сжатия почти исключительно в глинистых породах, зажатых между пластинами более компетентных литифицированных песчаных пород. Степень сокращения мощности в направлении перпендикулярном к поверхностям кливажа можно оценить по рис. 2з, где показана зигзагообразная деформация прожилка (по-видимому, битумоида), расклевшего породу до начала сжатия.

### ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Изучено 70 образцов фракций <1 мкм, выделенных из аргиллитов и глинистых алевролитов из разных участков площади работ. Исследования по стандартной методике на дифрактометре ДРОН-2 показали, что глинистые минералы во всех случаях представлены смесью диоктаэдрических слюдястых минералов и триоктаэдрического хлорита: наблюдаются рефлексы с  $d$ , равными ~10 Å, ~5 Å, ~3.33 Å (слюды) и ~14 Å, ~7 Å, ~4.75 Å, ~3.52 Å (хлориты) (рис. 3). Для определения степени смешанослойности слюдястых минералов применена методика Б.И. Омеляненко с соавторами [1982], которая заключается в следующем. Определяются значения первого базального рефлекса слюд, снятого в природных и насыщенных глицерином образцах. По формуле  $\Delta d = d_{\text{природ.}} - d_{\text{насыщ.}}$  оценивается степень совершенства слюдястых минералов. По мнению упомянутых авторов, слюдястые минералы с  $\Delta d = 0.15$  Å следует считать серицитом. Почти все слюдястые минералы из изученных нами образцов уклады-

ваются в этот интервал значений  $\Delta d$ , т.е. представлены серицитом. На карте условными обозначениями (см. рис. 1) показаны собственно серициты ( $\Delta d$  в пределах 0–0.05 Å), серициты с незначительным содержанием разбухающих слоев ( $\Delta d$  в пределах 0.06–0.15 Å), а также слюдястые минералы с более значительным содержанием смектитового компонента ( $\Delta d > 0.15$  Å).

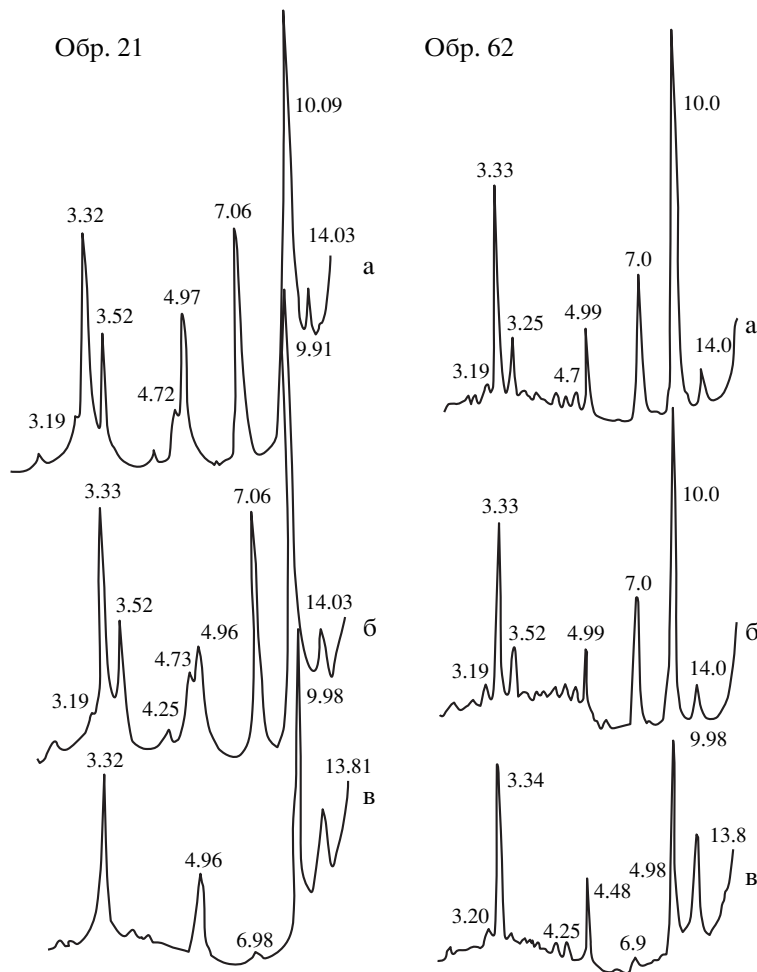
Другим важным параметром, позволившим определить степень преобразования глинистых пород по площади работ, является индекс Кюблера (К.И.). Этот параметр под названием “индекс кристалличности” (I.C.) широко применялся для построения карт постседиментационной зональности [Yang, Hesse, 1991; Hesse, Dalton, 1991; Warr et al., 1991]. В последние годы установлено, что этот индекс отражает не только степень кристалличности слюдястого минерала, а контролируется рядом параметров: средним количеством слоев в областях когерентного рассеяния (т.е. собственно кристалличностью слюд); вариациями распределения количества слоев в областях когерентного рассеяния; средним процентным содержанием смектитовых межслоев в слюдястых минералах [Jaboyedoff et al., 2001]. Поэтому рекомендовано не употреблять термин “индекс кристалличности”, а вернуться к термину “индекс Кюблера” [Report..., 2002]. На практике индекс Кюблера оказался чрезвычайно полезным параметром, позволяющим картировать зоны постседиментационного изменения как по площади, так и в разрезе.

Индекс Кюблера определяется путем измерения ширины 10 Å пика слюдястого минерала в природных образцах на полувысоте этого пика (в °Δ 2θ). Поскольку почти во всех исследованных образцах слюдястый минерал представлен серицитом с низким содержанием разбухающих межслоев, индекс Кюблера в данном случае в значительной мере обусловлен областями когерентного рассеяния, т.е. степенью кристалличности слюд.

Значения К.И. вынесены на карту (см. рис. 1), и по ним построены изолинии, при этом использованы градации, заимствованные из работы [Hesse, Dalton, 1991]. Таким образом, на карте отражена следующая зональность:

1. орогенный катагенез I (К.И. ≥ 0.60);
2. орогенный катагенез II (0.60 > К.И. > 0.42);
3. метагенез (анхиметаморфизм) (К.И. ≤ 0.42).

Как видно на карте, постседиментационная зональность хорошо согласуется со степенью дислоцированности слоев, в целом изменение пород возрастает с севера на юг. Примечательно, что зона кливажа совпадает с областью, ограниченной изолинией (К.И. = 0.42), т.е. с зоной метагенеза (анхиметаморфизма). Эта зона охватывает область распространения тоарских отложений (на западе) и кулисообразно переходит на верхнеаа-



**Рис. 3.** Типовые дифрактограммы глинистых фракций (<1 мкм) из разных зон постседиментационного преобразования: обр. 21 – орогенного катагенеза I (К.И. = 0.82,  $\Delta d = 0.18$ ); обр. 62 – метакатагенеза (К.И. = 0.32,  $\Delta d = 0$ ). а – природные образцы; б – насыщенные глицерином; в – прокаленные при 550°C.

ленские толщи (на ЮВ). Далее к югу, в байосских отложениях, в которых отсутствует квиваж, К.И. скачкообразно повышается до 0.6–0.8.

#### ОТРАЖЕНИЕ ЭТАПОВ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ЛИТОГЕНЕЗА В Rb-Sr И K-Ar СИСТЕМАХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

С позиций изотопной геохронологии силико-кластические, в том числе глинистые породы представляют собой исходно неуравновешенные системы. Поэтому изотопное датирование по этим породам стратиграфических подразделений (для определения времени осадконакопления) является почти неразрешимой задачей. Тем не менее, существующие способы интерпретации и осмысления реальных результатов изотопных измерений нередко дают основания говорить о действительной фиксации некоторого возраста. Такое возможно, если изучаемые породы подвер-

глись постседиментационным преобразованиям с соответствующей перестройкой изотопных систем. И если интенсивность такого преобразования была достаточна, и в то же время сам процесс преобразования был непродолжителен, в изотопных системах может зафиксироваться возраст этапа преобразования. Важно подчеркнуть, что предсказать заранее, до начала исследования, возможность получения такой даты нельзя. Результат, положительный или отрицательный, определяется уже после выполнения работы. Интерпретация полученных данных как отражение некоторого возраста события должна базироваться на материалах измерений. Связь цифры возраста с конкретным геологическим событием – отдельная задача, решение которой требует коллективных усилий специалистов разного профиля. Естественно, что выбор объекта исследования во многом предопределяет успех работы.

Применение изотопных методов для изучения времени и факторов, приводящих к преобразова-

Rb-Sr и K-Ar характеристики глинистых пород, юра, Дагестан

№ образца	Коэфф. Кюблера	мкг/г		<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr, атомн.	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr, атомн.	K, %	<sup>40</sup> Ar, мм <sup>3</sup> /г	T (K-Ar), млн. лет
		Rb	Sr					
Зона метагенеза, валовые пробы (рис. 4, 5, верхняя линия)								
56		132.9	157.7	2.441	0.71603	2.60	0.0142	137
58		180.7	77.5	6.762	0.72751	3.78	0.0224	148
61		146.5	82.06	5.173	0.72374	2.93		
62		146.1	81.42	5.200	0.72344	3.20		
63		134.4	122.4	3.180	0.71738	2.81		
Зона метагенеза, фракция <1 мкм (рис. 4, нижняя линия; рис. 5, нижняя линия)								
56	0.29	212.6	189.1	3.254	0.71754	3.26	0.0197	151
58	0.30	263.3	70.46	10.84	0.73675	4.21	0.0317	186
61	0.30	234.2	77.40	8.775	0.73096	3.72	0.0249	166
62	0.30	248.3	54.77	13.16	0.74263			
63	0.27	234.2	115.8	5.860	0.72330	4.12	0.0260	157
Зона катагенеза, валовые пробы (рис. 5, верхняя линия)								
21		95.30	143.0	1.930	0.71447	2.21	0.0190	211
25		134.0	124.8	3.111	0.71803	2.65	0.0212	197
Зона катагенеза, фракции <1 мкм (рис. 5, верхняя линия)								
21	0.82	200.8	178.9	3.250	0.71721	3.10	0.0331	259
25	0.44	220.7	150.8	4.240	0.72073	2.93	0.0282	235
Образцы, для которых проведены только K-Ar измерения, валовые пробы								
24	0.70					2.40	0.0204	209
Образцы, для которых проведены только K-Ar измерения, фракции <1 мкм								
24	0.70					2.95	0.0320	262
27	0.51					3.48	0.0336	236
28	0.42					4.09	0.0329	198
31	0.52					3.45	0.0319	226

Примечания. 1. Содержание калия измерялось в химико-аналитической лаборатории ГИНа (аналитик И.В. Кислова) с точностью <1%; аргона – методом изотопного разбавления с погрешностью ± 2–2.5%. Возраст рассчитывался по константам:  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$  моль/моль;  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>;  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$  год<sup>-1</sup> [Dalrymple, 1979]. 2. Ошибка измерения отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - \pm 1\%$ , отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \pm 0.0002$ .

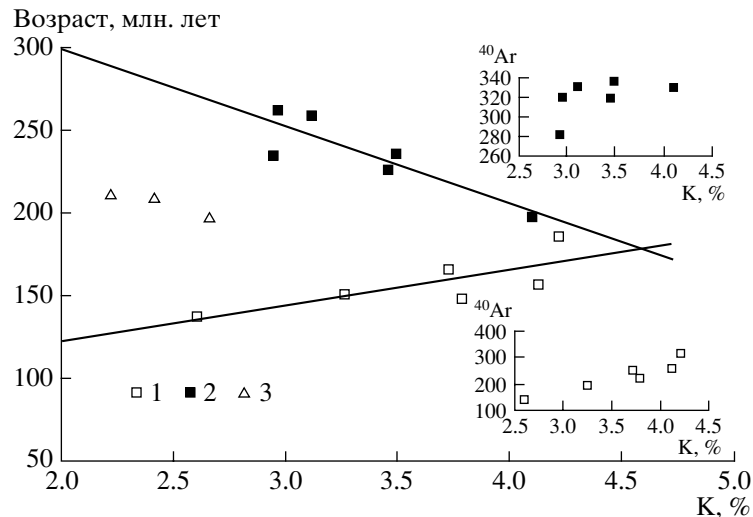
нию юрских отложений Кавказа, кажется перспективным [Бужайте и др., 2003]. При подборе изученной нами коллекции образцов учитывалось несколько обстоятельств. В основе исследования лежали две серии образцов из отложений тоар-ааленского возраста, испытавших разную степень вторичных преобразований. Одна из серий характеризовала зону метагенеза, которая выделена по низкому значению индекса Кюблера ( $K.I. \leq 0.42$ ) слюдяных минералов, а также по наличию кливажа в породах. Другая серия образцов относилась к менее измененным глинистым породам зон орогенного катагенеза в терригенных комплексах.

Еще одно обстоятельство, которое мы учитывали при подборе коллекции, связано с размерностью глинистых пород. Наиболее легко подверга-

ются постседиментационным изменениям тонкозернистые, глинистые минералы. Изменения грубых фракций в значительно большей степени зависят от интенсивности преобразующих факторов, поэтому изотопные измерения проводились по тонкой фракции (<1 мкм) и по валовым пробам. Доля тонкой фракции в них не превышала 10%.

Точки отбора проб для изотопных исследований показаны на рис. 1, а результаты измерений приведены в таблице.

**K-Ar измерения.** K-Ar система глинистых пород обычно наиболее чутко реагирует на их постседиментационные преобразования. Это связано в первую очередь с различием геохимических свойств материнского изотопа калия и продукта его распада – аргона. На рис. 4 хорошо видно принципиально различное поведение K-Ar систе-



**Рис. 4.** Зависимость вычисленного К-Аг возраста от содержания калия.

1 – валовые пробы и тонкие фракции образцов из зоны метагенеза; 2 – тонкие фракции образцов из зоны катагенеза; 3 – валовые пробы образцов зоны катагенеза.

На врезках показана зависимость содержания радиогенного аргона (в условных единицах) и калия.

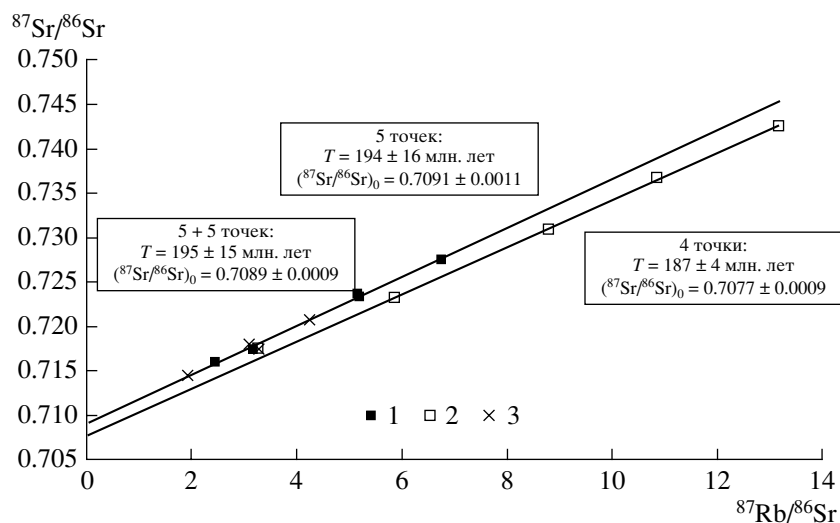
мы в породах разной степени изменения. График построен в координатах: содержание калия в образцах – вычисленный для них К-Аг возраст.

Верхняя прямая на графике аппроксимирует точки, которые отвечают тонким фракциям (<1 мкм) образцов зон катагенеза. Видно, что с увеличением в пробах содержания калия рассчитанный для них возраст уменьшается. Такую картину легко объяснить постепенным насыщением глинистых минералов калием, что является обычным процессом первого этапа изменения глинистых осадков. Таким образом, возраст, частично унаследованный от пород области сноса, по мере “созревания” глинистого материала, насыщения его калием, уменьшается. При этом содержание радиогенного аргона во всех образцах, как это можно видеть в таблице и на верхней врезке на рис. 4, практически постоянно. Трудно предположить, что весь радиогенный аргон сохранился в глинистой фракции со времени накопления осадка. Накопление в них калия связано со структурной перестройкой, которая обычно сопровождается частичной потерей аргона. Вероятно, она компенсировалась в образцах аргоном, который накапливался уже после завершения процесса катагенеза, и равенство содержаний следует считать случайностью. Ближе всего к завершающей стадии катагенеза подходят те образцы, которые содержат максимальное количество калия. В нашем случае таковым является образец 28 с содержанием калия 4% и рассчитанным возрастом около 200 млн лет. Видимо, завершение катагенетических процессов произошло немного позже (моложе) этой даты.

Нижняя линия на графике рис. 4 аппроксимирует точки, которые представляют образцы существенно более измененных пород зоны метагенеза. Они обнаруживают прямую зависимость содержания калия и рассчитанного К-Аг возраста. Совершенно очевидно, что это отражает влияние на К-Аг систему метаморфического события, которое привело к потере образцами радиогенного аргона, что видно на нижней врезке на рис. 4. Потери были тем меньше, чем более совершенной была структура минерала. Глинистые минералы с высоким содержанием калия, как правило, имеют более совершенную структуру. Поэтому возраст, рассчитанный для наиболее высококалийного образца (обр. 58, 186 млн лет), должен ближе всего отвечать времени начала этапа метагенеза и завершения процессов преобразования пород зоны катагенеза.

Мы полагаем, что пересечение двух аппроксимирующих линий должно отвечать времени завершения катагенетических преобразований в северной зоне и началу метагенетических – в южной. Со значительной и трудно определяемой ошибкой это время отвечает 180 млн лет.

На рис. 4 показано также положение трех образцов валовых проб пород зон катагенеза. Более молодой К-Аг возраст валовых проб по сравнению с возрастом, рассчитанным по выделенным из них тонким фракциям, не имеет простого объяснения, а предлагать сложные модели своеобразной трансформации вещественного состава пород на имеющемся малопредставительном материале вряд ли целесообразно.



**Рис. 5.** Изохронные Rb-Sr графики по валовым пробам и тонким фракциям пород из зоны метагенеза. В рамках показаны результаты расчета прямолинейных зависимостей по разным совокупностям точек.

1 – валовые пробы из зоны метагенеза; 2 – тонкие фракции из зоны метагенеза; 3 – валовые пробы и тонкие фракции из зоны катагенеза.

**Rb-Sr измерения.** Все результаты Rb-Sr измерений представлены в таблице и показаны на изохронном графике рис. 5. Точки, отвечающие пяти образцам тонкой фракции из пород зоны метагенеза, определяют наклон линии, который отвечает возрасту  $178 \pm 9$  млн лет и начальному изотопному отношению стронция  $0.7090 \pm 0.001$  (СКВО = 2.9). Одна из пяти точек с наиболее низким значением отношения Rb/Sr (обр. 56) довольно далеко отстоит от прямой. Четыре другие точки почти идеально лежат на линии с параметрами  $T = 187 \pm 4$  млн лет,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7077 \pm 0.0005$ , СКВО = 0.2 – нижняя линия на графике рис. 5. Эти данные представляются нам более значимыми, чем рассчитанные по пяти точкам. Основанием для того, чтобы точку 56 можно было удалить из этого расчета, служат два обстоятельства. Во-первых, именно в этом образце отношение Rb/Sr самое низкое за счет очень высокого содержания стронция (см. таблицу) и, значит, ее особого минерального состава. Во-вторых, эта точка хорошо ложится на линию, которую образуют пять точек валовых проб пород зоны метагенеза (верхняя линия на графике рис. 5). Расчет по пяти точкам определяет возраст  $194 \pm 16$  млн лет при начальном отношении  $0.7091 \pm 0.0011$  (СКВО = 3). Таким образом, наклон обеих линий практически одинаков, и с учетом разброса данных различие возраста, рассчитанного по валовым пробам и тонким фракциям, статистически незначимо. Более высокое начальное отношение стронция в валовых пробах отражает, по-видимому, некоторую унаследованность радиогенного стронция от исходных пород.

На эту же линию ложатся точки, соответствующие тонким фракциям и двум валовым пробам (21 и 25, см. таблицу), отобранным в зоне катагенеза. Тонкие фракции этих проб имеют принципиально разные индексы Кюблера (0.44 и 0.82). Тем не менее, добавление их в расчет изохронной зависимости по точкам пяти валовых проб зоны метагенеза практически не меняет результат, что говорит об относительной значимости этого параметра для оценки устойчивости Rb-Sr системы.

Поскольку наклоны обеих линий близки, мы рассчитали и общую линейную зависимость по всем 14 точкам. Она дает наиболее низкий возраст  $176 \pm 10$  млн лет и начальное отношение изотопов  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7098$ .

Таким образом, и Rb-Sr, и K-Ar результаты позволяют оценить время главного этапа метанетических и катагенетических преобразований глинистых пород района. Можно принять с некоторой долей условности, что пик интенсивности преобразований находится во временном интервале 180–190 млн лет. Более детальное разделение этапов преобразования, которое намечается по результатам изотопных исследований, требует привлечения дополнительных аналитических данных.

Наши оценки времени преобразований несколько превышают время проявления субдукционных процессов в районе, которое приходится на конец аалена–начало байоса [Ломизе, Панов, 2002], то есть на время примерно 175 млн лет [Harland et al., 1990]. У нас нет достаточных оснований для объяснения такого расхождения.

## ГЕОДИНАМИКА И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

Существуют различные точки зрения на тектоническое развитие и происхождение складчатости юрских комплексов Большого Кавказа [Шолпо и др., 1993 и др.]. Как нам кажется, полученные результаты наиболее корректно согласуются с геодинамической моделью М.Г. Ломизе и Д.И. Панова [2002]. Эти авторы проследили последовательность геологических событий при преобразовании Кавказской пассивной континентальной окраины в активную. Установлен повсеместный перерыв осадконакопления в конце аалена–начале байоса, что обусловлено общим поднятием континентальной окраины, отмиранием рифтогенных структур, а также складчато-разрывными деформациями сжатия. Судя по характеру этих деформаций, поднятие континентальной окраины в конце аалена–начале байоса было обусловлено сжатием, поперечным к ее простиранию. Объем стратиграфического перерыва, охватывающего фаунистические зоны *Graphoceras concavum* и *Sonninia sowerby*, определяет время появления и снятия сжимающих напряжений: 178 и 175 млн лет по шкале Ф. Градштейна с соавторами [Gradstein et al., 1994].

Эти события были обусловлены началом субдукции, точнее, ее амагматической фазой. М.Г. Ломизе и Д.И. Панов [2002] считают, что субдуцирующая океаническая литосфера, упирающаяся в край встречной плиты, могла отжиматься вниз и поддвигаться только при большом горизонтальном сжатии, которое сопровождало субдукцию на всем протяжении ее амагматической стадии (около 3 млн лет).

Описанные нами постседиментационные литогенетические процессы в тоар-ааленских толщах Южного Дагестана, несомненно, развивались на фоне этих грандиозных тектонических событий и в значительной мере были ими обусловлены.

В постседиментационной истории тоар-ааленских терригенных пород 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.

Процессы диагенеза, развивавшиеся на фоне накопления и погружения терригенных осадков, детально описаны в работах Ю.О. Гаврилова [1982, 2002] и др. Эти преобразования выражаются в интенсивном конкрецеобразовании (сидерит), а также в перераспределении элементов между слоями с различным гранулометрическим составом и миграцией бикарбонатов Fe, Mn и Ca из глинистых осадков в песчаные.

Глинистые породы (в том числе и глинистые алевролиты), очевидно, существенно уплотнились и литифицировались при погружении на глубину 5–7 км. В результате потери воды и уменьшения пористости, которая на глубине 7–10 км составляет всего 1–3% [Логвиненко, 1968], глины превращаются в плотные неразмокающие аргиллиты. Полевые наблюдения подтверждают эти общие положения. Вехнеааленские глинистые породы в северной части района работ, испытывавшие наименьшее погружение, размокают, т.е. не полностью превратились в аргиллиты. Нижне- и верхнетоарские глинистые породы, напротив, представлены очень плотными аргиллитами, для которых характерна “карандашная” отдельность, возникающая при хрупких синскладчатых деформациях этих пород.

Песчаники (а также крупнозернистые алевролиты), представленные относительно хорошо сортированными и промытыми разностями, как правило, не содержащими глинистого и иного цемента, напротив, в процессе литогенеза погружения не были литифицированы, т.е. остались рыхлыми. В противном случае интенсивное развитие синскладчатых структур растворения под давлением, обусловленное в основном стрессом (боковым давлением), было бы невозможно. Процессы орогенного (синскладчатого) литогенеза привели к литификации песчаных пород в результате интенсивного развития конформационных структур (см. рис. 2а), при этом кремнекислота и другие растворенные компоненты выносились за пределы преобразующихся толщ, а не переотлагались в поровых пространствах. Как уже подчеркивалось, это связано с изменением флюидного режима постседиментационного литогенеза.

Вклад синскладчатого орогенного катагенеза в преобразование глинистых пород не совсем ясен. Как уже отмечалось, слюдястые минералы в глинистых породах представлены серицитом с относительно низкими значениями коэффициента Кюблера. Наименее совершенные слюдястые минералы отмечены в размокающих глинистых породах верхнего аалена на севере территории. Несомненно одно, что степень преобразования глинистых пород (в пределах развития тоар-ааленских толщ) возрастает с северо-востока на юго-запад. Зона метагенеза, в которой серициты имеют  $K.I. < 0.42$ , совпадает с областью развития кливажа, что, безусловно, связано со стрессом.

Метагенетические преобразования глинистых минералов наложены на более ранние катагенетические преобразования глинистого вещества. Это положение доказывается противоположно направленными возрастными трендами по К-Аг определениям для пород зон катагенеза и метагенеза (см. рис. 4). Из анализа этого графика также следует, что метагенез глинистых пород и гене-

тически связанный с ним кливаж проявились после завершения их катагенеза приблизительно 180 млн лет назад.

Процессы орогенного катагенеза и метагенеза 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, прежде всего, песчаников. В результате окаменения тоар-ааленских осадков постепенно образовался упор, фронтальная часть которого при столкновении с Закавказским массивом была кливажирована. Это событие, по нашим данным, произошло 180–190 млн лет назад, вероятно, в конце амагматической фазы субдукции. Возраст 180 млн лет, возможно, наиболее точно отражает время окончания цепи событий, обусловленных первой (амагматической) фазой субдукции.

Вероятно, коллизионные процессы на границе Закавказского массива и пассивной окраины континента привели к формированию (в пределах Южного Дагестана) орогенной области, отвечающей по площади распространения Боковому хребту. Терригенные горные породы в пределах этой области были полностью литифицированы. В байосское время этот ороген контактировал на юге с морским бассейном, в который сносились продукты его размыва.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований был выявлен механизм синскладчатой литификации песчаных пород (орогенный катагенез). Установлено, что глинистые породы в доскладчатый период подверглись процессам литогенеза погружения; их метагенетические преобразования в области развития кливажа наложены на литогенез погружения, что подтверждено изотопными данными. С использованием индекса Кюблера закартированы зоны постседиментационного литогенеза. По изотопным данным, время окончания складкообразования и постседиментационного литогенеза, обусловленных первой (амагматической) фазой субдукции, наиболее точно соответствует возрасту 180 млн лет. Высказано предположение, что коллизионные процессы на границе Закавказского массива и пассивной окраины континента привели к формированию раннеальпийского орогена Бокового хребта.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 01-05-64377, № 01-05-64178.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буякайте М.И., Гаврилов Ю.О., Герцев Д.О., Головин Д.И., Кущева Ю.В.* К-Аг и Rb-Sr изотопные системы глинистых пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа – отражение истории их вторичного преобразования // *Литология и полез. ископаемые*. 2003. № 6. С. 613–621.
- Гаврилов Ю.О.* Аутигенные образования юрских отложений Западного Дагестана // *Литология и полез. ископаемые*. 1982. № 2. С. 32–46.
- Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования / Автореф. ... доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2002. 52 с.
- Галкин В.А.* Стресс-анализ в петроструктурном изучении горных пород // *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*. 1992. № 4. С. 35–40.
- Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы // *Труды ГИН АН СССР*. Вып. 121. М.: Наука, 1965. 312 с.
- Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Геодинамика окраины Тетиса к началу формирования байосской порфиритовой серии (амагматическая фаза субдукции) // *Труды ГИН АН Грузии*. Нов. сер. 2002. Вып. 117. С. 358–369.
- Ломтадзе В.Д.* Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации // *Докл. АН СССР*. 1955. Т. 102. № 4. С. 819–822.
- Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Лтд, 1995. 174 с.
- Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
- Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др.* О содержании понятия серицит // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1982. № 5. С. 69–87.
- Панов Д.И.* Северная окраина Тетиса в юрское и меловое время (Кавказский сегмент) // 7-я международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Тезисы. М.: Научный мир, 2001. С. 270–272.
- Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. Труды ГИН АН СССР. Вып. 314. М.: Наука, 155 с.
- Симанович И.М., Япаскурт О.В.* Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // *Вестник МГУ. Сер.4. Геология*. 2002. № 6. С. 20–31.
- Шолло В.Н.* Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 168 с.
- Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Шутов В.Д.* Классификация песчаников // *Литология и полез. ископаемые*. 1967. № 5. С. 86–103.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al.* Mesozoic time scale // *Journ. Geophys. Research*. 1994. V. 99. №. B12. P. 24051–24074.
- Dalrymple G.B.* Critical tables for conversion of K-Ar ages from old to new constants // *Geology*. 1979. V. 7. № 11. P. 558–560.

- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V et al.* A geologic time scale 1989. Cambridge: University Press, 1990. 263 p.
- Hesse R., Dalton E.* Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspe Peninsula related to the geological structure the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians // *Journ. Metamorph. Geol.* 1991. V. 9. № 6. P. 775–790.
- Jaboyedoff M., Bussy F., Kubler B., Thelin Ph.* Illite “crystallinity” revisited // *Clay and Clay Minerals.* 2001. V. 49. № 2. P. 156–167.
- Report of the association international pour l’etude des argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the “crystallinity index” // *Clay and Clay Minerals.* 2002. V. 50. № 3. P. 406–409.
- Warr L.N., Primmer T.J., Robinson D.* Variscan very low-grade metamorphism in south-west England: a diasternal and thrust-related origin // *Journ. Metamorph. Geol.* 1991. V. 9. № 6. P. 751–764.
- Yang C., Hesse R.* Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in over-trust belt external domain of southern Canadian Appalachians // *Clay Minerals.* 1991. V. 26. № 2. P. 211–231.