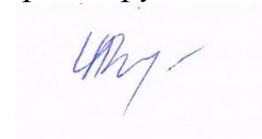


Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи



Латышева Ирина Валерьевна

ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЮРСКОГО
ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА В РАЗНЫХ СТРУКТУРНО-
ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Специальность 25.00.06 – Литология
25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва-2018

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Геологическом институте Российской академии наук (ГИН РАН) в Лаборатории седиментологии и геохимии осадочных бассейнов.

Научный руководитель	Гаврилов Юрий Олегович , доктор геолого-минералогических наук, зав. лабораторией седиментологии и геохимии осадочных бассейнов ГИН РАН (г. Москва)
Официальные оппоненты:	Крупская Виктория Валерьевна , кандидат геолого-минералогических наук, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН, г. Москва), старший научный сотрудник Сим Лидия Андреевна , доктор геолого-минералогических наук, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН, г. Москва), ведущий научный сотрудник
Ведущая организация	Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии

Защита состоится «14» декабря 2018 г. в 14.30 на заседании диссертационного совета Д 002.215.02 при ФГБУН Геологическом институте РАН по адресу: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7; конференц-зал (4 этаж).

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке геологической литературы Секции наук о Земле по адресу: Москва, Старомонетный пер., 35 (здание ИГЕМ РАН) и на сайте http://www.ginras.ru/news/files/дис_Латышева.pdf

Автореферат разослан « ____ » _____ 2018 г.

Отзывы на автореферат, заверенные печатью, в 2-х экземплярах направлять по адресу: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Геологический институт РАН, ученому секретарю диссертационного совета Зарецкой Наталии Евгеньевне (e-mail: n_zaretskaya@inbox.ru)

Ученый секретарь
Диссертационного совета
к.г.-м.н.



Зарецкая Н.Е.

Введение. В диссертации рассмотрена фундаментальная проблема формирования и эволюции вещественного состава и структурно-текстурных особенностей крупных осадочных комплексов, слагающих складчатые области. Работа рассматривает осадочные породы, слагающие горно-складчатое сооружение Большого Кавказа, на стыке наук: с позиций как литологических, так и тектонических, и представляет собой исследование, базирующееся на стадильном и микротекстурном анализе, что соответствует специальностям 25.00.06 – Литология и 25.00.03 – Геотектоника и геодинамика.

Актуальность работы. Нижне- и среднеюрские терригенные породы представляют собой хороший объект для исследований по нескольким причинам. Они широко распространены в пределах складчатого сооружения Большого Кавказа и для них составлена единая схема стратиграфического расчленения и корреляции в разных структурно-фациальных зонах. Кроме того, ранее проводилось достаточно много детальных исследований этого комплекса пород с целью построения палеогеографических и палеотектонических схем Кавказа, выявления их внутренней структуры и основных закономерностей геологического развития. Вместе с тем, в целом нижне- и среднеюрские терригенные отложения изучены крайне неравномерно. Анализ микротекстур пород, образовавшихся на разных стадиях преобразований пород, и сопоставление их с другими литологическими характеристиками позволяет определить основные факторы, влияющие на постдиагенетические изменения пород и, таким образом, оценить некоторые особенности геологического развития складчатого сооружения Большого Кавказа и геологических структур, схожих с ним.

Состояние предшествующих исследований. Для комплекса терригенных пород нижней и средней юры существует хорошо разработанная схема его стратиграфического расчленения, с корреляцией между отдельными зонами (*Леонов, 1961; Панов, 1965, 1997; Безносков, 1960, 1967; Гуцин, 1986 и др.*). Надежная стратиграфическая основа позволяет проводить детальные исследования различной направленности.

На протяжении всех этапов изучения Большого Кавказа многими отмечалось присутствие в породах, слагающих Большой Кавказ, деформационной текстуры – кливажа (*Кириллова И.В., Лебедева Н.Б., Сорский А.А., Яковлев Ф.Л., Хаин В.Е., Галкин В.А. и др.*). В пределах Большого Кавказа можно изучать межзерновой кливаж «в чистом виде», не усложненном дальнейшими длительными процессами метаморфического минералообразования, что важно для решения вопроса о природе кливажа, механизме его образования и роли в процессе складкообразования. И.В. Кирилловой (1962) проведено всестороннее макроскопическое и микроскопическое исследование текстуры межзернового кливажа, составлена региональная схема распространения кливажа в пределах мегантиклинория Большого Кавказа, показано, что кливажные зоны развиты в осевой части и на южном склоне, прослеживаются в районах, где мощность пород юрского комплекса максимальная. Установлено также, что в осевой части прогиба деформации начались еще до

полной литификации пород, а наиболее интенсивно межзерновой кливаж развит в глинистых породах (*Кириллова, 1962, 1968*).

Комплексные исследования юрского терригенного комплекса, охватывающие седиментологические, минералогические, изотопно-геохимические и структурно-текстурные аспекты, проводились Ю.О. Гавриловым с коллективом авторов. В результате этих исследований было показано, что распределение разных характеристик ниже-среднеюрского осадочного комплекса находится в тесной взаимозависимости (*Гаврилов, 2005; Гаврилов и др., 1999, 2012, 2015; Симанович и др., 2004; Буякайте и др., 2003; Тучкова, 2007*).

Цель и задачи работы. Целью работы являлось выяснение основных факторов постдиагенетических преобразований юрского терригенного комплекса в различных структурно-фациальных зонах Большого Кавказа. В задачи работы входило: 1) изучение вторичных (постдиагенетических) микротекстур в ниже- и среднеюрских терригенных породах Северного Кавказа, установление последовательности и условий образования этих микротекстур; 2) определение численного значения величины деформации по степени развития в породах межзернового кливажа; 3) сравнение наблюдаемых микротекстур в разных частях исследуемых профилей вкрест простирания горно-складчатого сооружения Кавказа и выделение на площади развития ниже- и среднеюрских пород зон с различной степенью развития микротекстур; 4) определение химического состава аутигенных минералов (слюд и хлоритов) разных генераций и оценка условий постдиагенетических преобразований пород.

Научная новизна. В работе обобщены имеющиеся данные о литолого-минералогических характеристиках (минеральный состав глин, степень кристалличности слюдястых минералов, политипные модификации гидрослюды) ниже- и среднеюрских терригенных пород в комплексе со степенью их деформации. Изучены морфологические особенности постдиагенетических микротекстур и величина деформации пород на уровне зерен. Изучение проведено в нескольких пересечениях, что позволило установить изменчивость микротекстур вкрест простирания горно-складчатого сооружения Большого Кавказа. Показано, что полуколичественный метод определения величины деформации по степени развития межзернового кливажа, предложенный В.Г. Талицким, может быть применен для оценки примерной величины деформации породы с использованием неориентированных шлифов, отобранных для литологических исследований. Определена последовательность образования микротекстур и минеральных ассоциаций и примерные температуры и давления постдиагенетических преобразований ниже- и среднеюрских терригенных пород. Показано, что основные факторы и степень постдиагенетических преобразований пород пространственно соотносятся с выделяемыми на Большом Кавказе структурно-фациальными зонами.

Теоретическая и практическая значимость. Выявленные закономерности постдиагенетических преобразований могут быть использованы для определения стадии преобразования породы в сложной истории формирования горно-складчатых сооружений. Применение метода полуколичественного определения величины деформации показало, что, используя прозрачно-полированные неориентированные шлифы, можно определить примерную величину деформации, не прибегая для этого к другим более трудоемким методам стрейн-анализа. Результаты исследования могут быть использованы для тектонических и геодинамических реконструкций складчатых областей, а также для дальнейшей разработки методов стадийного и структурно-парагенетического анализа.

Фактический материал и методы исследования. В основе работы лежит изучение коллекции шлифов терригенных ниже- и среднеюрских пород, предоставленной автору Ю.О. Гавриловым. В процессе работы детально описано около 1450 прозрачно-полированных шлифов. Материал анализировался с точки зрения соотношений между различными микротекстурами и составом пород. При исследованиях использовался полуколичественный метод определения величины деформации пород, разработанный В.Г. Талицким. Наблюдаемые в прозрачно-полированных шлифах степень развития в породе межзернового кливажа и форма зерен зависят от величины деформации укорочения породы. Визуально, по выбранным «эталонным» образцам определялась величина деформации пород, составлялись схемы, показывающие распространение вторичных микротекстур вдоль исследуемых геологических профилей. Полученные профили сравнивались между собой для выделения площадных зон с разной степенью развития межзернового кливажа и других микротекстур.

Для образцов из геологического профиля вдоль долины р. Белой было проведено сравнение величин деформации, полученных полуколичественным методом В.Г. Талицкого (*Талицкий, 1997*) и методом Н. Фрая (*Fry, 1979; Fry, 2001*). Показано, что полученные разными методами результаты имеют хорошую сходимость (*Латышева, Кирмасов, 2018*).

В исследованных породах наблюдается три генерации аутигенных минералов (слюд и хлоритов). В некоторых образцах сильно деформированных пород из профилей по р. Белой и р. Тереку определен химический состав аутигенных минералов (слюд и хлоритов) всех трех генераций. Химический состав получен в лаборатории Физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН на сканирующем электронном микроскопе MV 2300 с приставкой для энергетического дисперсионного рентгеновского микроанализа INCA 200, аналитики Горькова Н.В., Савичев А.Т. и Михеев В.В. На основе химических анализов (около ста точек) в минеральных зернах разных генераций с использованием геотермометров и геобарометров (*Cathelineau, Nieva, 1985; Котельников и др., 2012; Ganne, 2012; Кориковский и др., 1995; Massonne, Schreyer, 1987*) были определены интервалы температур и давлений при их образовании и изменение во времени условий постдиагенетических преобразований пород.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, изложенных на 222 страницах, содержит 94 рисунка, 2 таблицы. Библиография включает 170 наименований.

В первой главе рассмотрены представления о геологическом строении и истории формирования складчатого сооружения Большого Кавказа, структурно-фациальная зональность, основанная на строении и составе нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа и применяемая в данной работе, а также строение изученных разрезов и корреляция свит по литературным данным. Во второй главе описаны методы исследований: микротекстуры, использованные для определения литогенетической стадии преобразований, а также условий и величины деформации пород; хлоритовые и мусковитовые геотермометры для определения условий постдиагенетических преобразований пород. В третьей главе описаны результаты микротекстурных наблюдений по изученным разрезам: Респ. Адыгея (р. Белая и ее приток р. Молчепа), Ставропольский край (истоки р. Малый Зеленчук – р. Архыз, водораздел рек София и Кызгыч, София и Дукка), Респ. Кабардино-Балкария (р. Баксан и ее притоки – р. Тызыл, р. Кестанты, балка Большой Мукулан, р. Кыртык), Респ. Северная Осетия (р. Ардон, р. Мидаграбиндон, р. Терек и его притоки – р. Кистинка, р. Армхи, и др.), Чеченская респ. – р. Чанты-Аргун, Респ. Дагестан – р. Аварское Койсу). Приведены описания следующих постдиагенетических микротекстур с иллюстрациями: а) межзернового кливажа, б) кливажных швов и муллионов, в) синтетонических кайм (бород) нарастания в тенях давления крупных зерен; г) сланцеватости, д) наложенной текстуры кливажа плейчатости, е) минеральных жил, ж) милонитовой текстуры и з) других встречающихся в породах микротекстур. Изученные разрезы сгруппированы по структурно-фациальным зонам, описанным в главе 1. В четвертой главе проведено описание аутигенных слюд и хлоритов трех разных генераций, рассмотрены их химические составы и температуры образования. Пятая глава представляет собой обобщение полученных результатов и изложение основных выводов.

Апробация работы. Основные результаты работы изложены в статьях, опубликованных в журналах «Литология и полезные ископаемые» и «Вестник Моск. Ун-та. Серия Геология». Результаты исследований также представлялись на кафедре Динамической геологии геологического факультета МГУ, на молодежных и Всероссийских конференциях (Яншинские чтения, 2003; Всероссийская конференция «Строение литосферы и геодинамика», 2003, 2005, 2009; Молодежная секция Всероссийского Тектонического Совещания, 2004; VIII Всероссийское Литологическое совещание, 2015; Всероссийское совещание «Юра России», 2015; IV Тектонофизическая конференция ИФЗ РАН, 2016; I Всероссийское Тектоническое Совещание, 2018). По теме диссертации опубликовано 14 работ, в том числе 4 статьи в реферируемых журналах, рекомендованных ВАК.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю Ю.О. Гаврилову за предоставленные материалы, руководство и внимание на разных этапах

подготовки работы. За профессиональные консультации и ценные советы спасибо А.Б. Кирмасову, Е.В. Щепетовой, Н.Б. Кузнецову, Т.А. Ивановской, М.И. Тучковой, В.В. Петровой, В.Б. Курносову, А.Н. Стафееву, Т.В. Сухановой, В.Л. Косорукову, А.В. Шацилло. За проведение работ на сканирующем электронном микроскопе благодарю сотрудников лаборатории Физических методов изучения пороодообразующих минералов ГИН РАН Н.В. Горькову, А.Т. Савичева и В.В. Михеева. Спасибо также всем, кто оказывал разностороннюю помощь и поддержку на разных этапах подготовки работы: Т.А. Садчиковой, Ю.В. Кущевой, В.Ю. Лаврушину, О.Е. Киквадзе, С.В. Рудько, Т.В. Филимоновой и другим сотрудникам ГИН РАН. Особую благодарность выражаю моим родителям за поддержку и терпение.

Первое защищаемое положение

Вдоль нескольких геологических профилей, пересекающих поле развития нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа (от Адыгеи до Дагестана), проведена оценка факторов литогенеза, повлиявших на постдиагенетические преобразования пород, и выделены области преимущественного воздействия: 1) геостатических факторов и 2) боковых стрессовых нагрузок. К области преимущественного воздействия геостатических факторов относятся Лабино-Малкинская структурно-фациальная зона и северная часть Архыз-Гузерикульской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской структурно-фациальных зон. К области преимущественного воздействия боковых стрессовых нагрузок относятся отдельные районы Тырнауз-Пишекишской шовной зоны, Псеаихинская и южная часть Метлюта-Ахтычайской структурно-фациальной зоны. К области комплексного действия двух факторов относятся Бзыбско-Казбегская, Бежитинская, южная часть Архыз-Гузерикульской, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской структурно-фациальных зон. Локально, в местах повышенного теплового потока, существенное влияние на вторичные изменения пород оказывал температурный фактор.

Нижне- и среднеюрский терригенный осадочный комплекс Большого Кавказа сформировался в бассейне, располагавшемся на северной периферии океана Тетис. Породы нижне- и среднеюрского возраста широко распространены практически во всех тектонических зонах Большого Кавказа. На основании строения разрезов, условий осадконакопления и проявлений магматизма в пределах Кавказа и прилегающих территорий усилиями многих исследователей (В.Н. Робинсон, Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин, Н.И. Пруцкий, Д.И. Панов, А.И. Гуцин и др.) проведено выделение структурно-фациальных зон (СФЗ). В этой работе используется стратиграфическая и структурно-фациальная схема, приведенная в работе Д.И. Панова и А.И. Гуцина (Панов, Гуцин, 1987).

Автором было изучено несколько разрезов нижне- и среднеюрских пород, вдоль профилей, располагающихся вкрест простирания Большого Кавказского хребта в западной,

центральной и восточной его частях (районы рек Белой, Архыза, Баксана, Ардона, Терека, Чанты-Аргуна, Аварского Койсу). Все изученные разрезы находятся в пределах северного

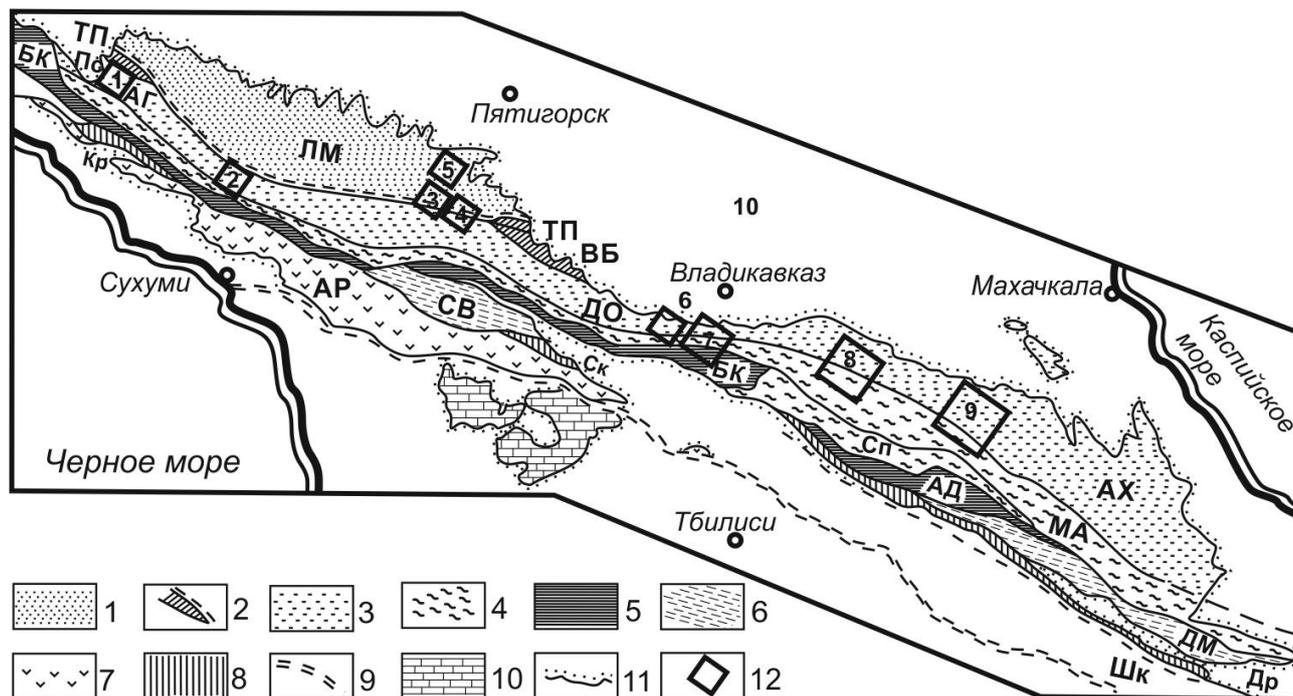


Рис.1. Схема структурно-фациального районирования территории Большого Кавказа для ранне- и среднеюрского времени (Панов, Гуцин, 1987) и положение изученных разрезов. 1- Эпигерцинская Скифская плита (ЛМ – Лабино-Малкинская зона); 2- переходная зона между Эпигерцинской плитой и раннеальпийским Кавказским прогибом (ТП – Тырнауз-Пшекишская зона, ВБ-Восточно-Балкарская зона); 3-8 - прогиб Большого Кавказа в ранней юре и аалене: 3- северный борт прогиба (АГ – Архыз-Гузерибльская, ДО – Дигоро-Осетинская, АХ – Агвали-Хивская зоны); 4- северное обрамление осевого трого (Пс – Псеашхинская зона, МА – Метлюта-Ахтычайская, Сп – Сперозская зоны); 5- осевой трог прогиба (БК – Бзыбско-Казбегская, АД – Алазань-Диндидагская зоны); 6- южное обрамление осевого трого (Св – Сванетская, ДМ – Даличай-Мазинская зоны); 7-8 - южный борт прогиба (АР – Абхазо-Рачинская, Шк – Шекинская, Кр – Краснополянская, Ск – Сакаурская, Др – Дуруджинская зоны). В байосе и бате: 3 - Балкаро-Осетино-Дагестанский прогиб (ДО и АХ); 4 - система центральных геоантиклинальных поднятий (МА); 5-6 - система прогибов южного склона; 7 - Закавказский вулканогенный прогиб; 8 - полоса с переходным, вулканогенно-осадочным типом разреза байосских отложений; 9 - Кахетино-Лечхумская шовная зона; 10- Закавказский срединный массив (в байосе - часть закавказского вулканогенного прогиба). 11 - границы распространения ниже- и среднеюрских отложений на поверхности; 12 - положение на карте исследованных разрезов.

Цифрами обозначены: 1-р.Белая и Молчепа; 2-Архызская депрессия; 3-Кыртыкская впадина и балка Большой Мукулан; 4- Кестантинская впадина; 5- р.Тызыл, 6 -р.Ардон; 7 -р.Терек; 8- р.Чанты-Аргун, 9- р. Аварское Койсу.

склона палеобассейна Большого Кавказа, некоторые из них пересекают несколько СФЗ (рис.1). Геологический профиль вдоль р.Терек охватывает также его южный склон. Стратиграфический возраст изученных пород охватывает интервал от синемюра (?) -плинсбаха до бата.

В пределах западной части Кавказа на его северном склоне район исследований охватывает Лабино-Малкинскую СФЗ, соответствующую окраине Скифской плиты, Тырнауз-Пшекишскую (переходная зона между областью Скифской плиты и прогибом Большого Кавказа) и Архыз-Гузерибльскую СФЗ (северный борт прогиба Большого Кавказа). Породы, слагающие центральную часть Большого Кавказа, относятся к Дигоро-Осетинской (северный борт прогиба), Псеашхинской (северное обрамление осевой части) и

Бзыбско-Казбегской СФЗ (осевая часть прогиба). На Восточном Кавказе изученные разрезы пересекают Агвали-Хивскую СФЗ, отвечающую северному борту прогиба, Метлюта-Ахтычайскую и Бежитинскую СФЗ – северное обрамление осевой части прогиба.

Вдоль геологических профилей вкрест простирания Большого Кавказа изучены морфология постдиагенетических микротекстур, степень их развития и взаимоотношения. Наиболее распространенная микротекстура, наблюдаемая в породах, – это текстура межзернового кливажа. *Межзерновой кливаж* – плоскостная микротекстура, образованная плоскопараллельным чередованием уплощенных тонкодисперсных агрегатов различных слоистых силикатов, рудных минералов, органического вещества (кливажных зон) и участков породы, содержащих более крупные обломочные зерна с частым преобладанием кварца, кальцита, хлорита (микролитонов) (Талицкий, Галкин, 1988; Гончаров и др., 2005). Образование кливажных зон объясняется действием механизма растворения под давлением. В разных частях профиля межзерновой кливаж в породах проявлен в разной степени. Взаимоотношения межзернового кливажа и микрослоистости, наблюдаемые в шлифах, позволяют судить о направленности давления и предполагать его природу: являлось ли оно геостатическим или стрессовым. Для сравнения интенсивности кливажа в разных образцах применена количественная характеристика – величина деформации укорочения, определенная по степени развития кливажа по методу, предложенному В.Г. Талицким и подробно описанному в (Талицкий, 1997; Гаврилов и др., 1999; Латышева, Кирмасов, 2018).

Первые признаки кливажа появляются при 5–7 % деформации укорочения; при 10–12 % деформации в породах наблюдается отчетливая плоскостная текстура, при 20–25 % кливажные зоны насквозь пронизывают породу. Форма микролитонов в породе сравнивалась с шаблоном (номограммой и фототаблицей), отражающим разную величину деформации укорочения-удлинения (рис. 2).

Наряду с тонкими зонами растворения, параллельными слоистости, образование которого связывается с геостатическим давлением, в породах встречаются микротекстуры, образование которых происходило на стадии метазенеза: *хлорит-мусковитовые порфиробласты*, *шиповидные структуры* вращающихся аутигенных зерен слюды в края обломочных зерен и др. (Янаскурт, 1999).

Кливаж, образование которого связывается с действием бокового стресса, сопровождается микротекстурами, образованными в областях локального растяжения в тенях давления крупных зерен – *каймами (бородами) нарастания* и *минеральными жилами* разного состава, образующими сокливажный структурный парагенез. Каймы нарастания протягиваются субпараллельно кливажным зонам и сложены тонкими волокнистыми кристаллами, что позволяет отнести эти микротекстуры к одному структурному парагенезу (Галкин, 1988). Кливажные зоны образуются в результате растворения под давлением и являются результатом укорочения, а синдеформационные каймы нарастания располагаются в местах локального растяжения, и показывают наличие деформации удлинения.

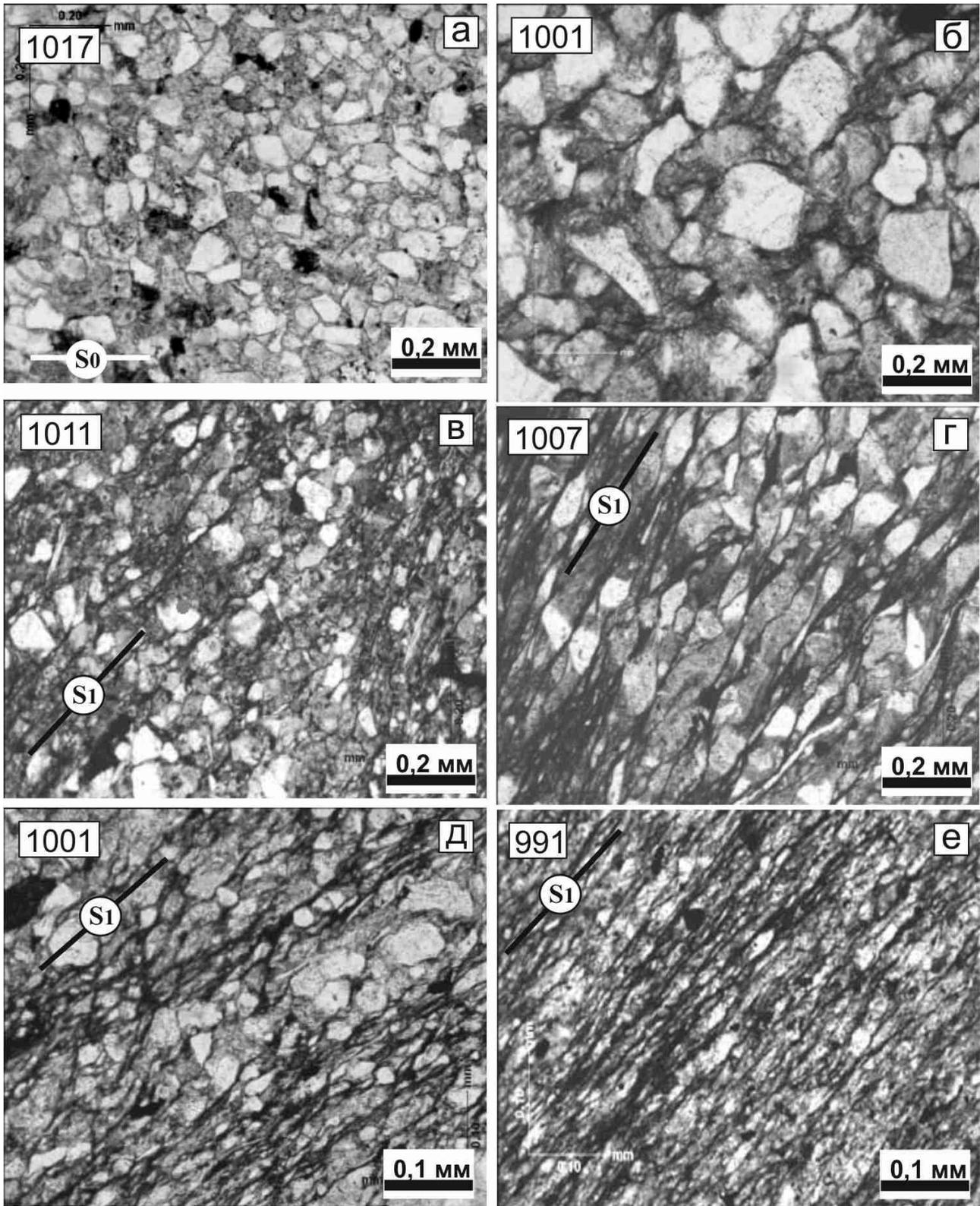


Рис.2. Межзерновой кливаж в породах чубинской и тубинской свиты (р. Белая, западная подзона Архыз-Гузери́пльской СФЗ) и различная величина деформации укорочения пород: а-0%, недеформированная порода, б-5%, в-10%, г- 15%, д-зональный кливаж, е- 25%; ж- веерообразный кливаж; з-преломление кливажных зон на границах микрослойков.

Степень развития вторичных микротектур в породах закономерно усиливается при продвижении вдоль исследованных профилей вкост простира́ния Большого Кавказа с севера на юг и находится в прямой зависимости с другими литолого-минералогическими

характеристиками пород: минеральным составом глинистой фракции, степенью кристалличности слюдистых минералов (индексом Кюблера, ИК), политипными модификациями слюдистых и хлоритовых минералов, содержанием в них разбухающих слоев и отражательной способностью витринита (*Гаврилов и др., 1999; Гаврилов, 2005; Кущева и др., 2007; Гаврилов и др., 2012, 2016*) – см. рис. 3, 4. Во всех изученных разрезах наблюдались схожие закономерности.

В направлении с севера на юг происходит общее усложнение структуры залегания пород – обычно от моноклинали в северных частях изученных профилей через зоны развития флексур и коробчатых складок (на восточном Кавказе, р. Аварское Койсу), к зонам хорошо выраженных дугообразных складок и – в некоторых местах – к изоклинальным складкам. В южных частях изученных профилей развиты сложно дислоцированные слои пород, слагающие осевую часть Большого Кавказа или близкую к ней.

Значения величины деформации укорочения, определенные по морфологии кливажных зон, вынесенные на геологические профили, ориентированные вкострости простираения Большого Кавказа, показывают следующую закономерность: в северной части профиля межзерновой кливаж отсутствует, по направлению к южной – интенсивность его возрастает (рис. 3, 4). Иногда возрастание значений величины деформации происходит неравномерно, увеличиваясь вблизи крупных разрывных нарушений. Сокливажный структурный парагенез, свидетельствующий о неизменности объема пород при формировании кливажа, отмечается практически повсеместно, в тех частях профилей, где наблюдается совершенный кливаж.

В северных частях профилей, в зоне моноклинали залегания пород, где отсутствуют деформационные микротекстуры (Лабино-Малкинская СФЗ, северная часть Архыз-Гузерицкой, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской СФЗ) в породах присутствуют структуры и текстуры, образовавшиеся на стадии диагенеза-катагенеза: диагенетические конкреции с трещинами синерезиса; текстуры «*cone-in-cone*»; коррозионные границы между соседними зернами; карбонатизация песчаных пород, связанная с миграцией вещества из уплотняющихся глин в песчаники; и метагенеза: хлорит-мусковитовые порфиробласты; шиповидные структуры вращающихся аутигенных зерен слюды в края обломочных зерен; серицитизация зерен плагиоклаза. Образование этих структур и текстур связывается с литогенезом погружения (воздействием на породы геостатических факторов) (*Лукьянова, 1995; Япаскерт, 1999; Симанович, 2004; Холодов, 1983*).

На рис. 3 и 4 показаны некоторые минеральные параметры, характерные для изученных пород. В северной части профилей отмечаются довольно разнообразные ассоциации глинистых минералов, в них присутствуют каолинит, смешанослойный минерал, хлорит и гидрослюда в разных соотношениях (Терек, Аварское Койсу, Чанты-Аргун, *Гаврилов и др., 1999; 2012; 2016*). По направлению к осевой части Большого Кавказа состав глинистой фракции обычно унифицируется, в ней присутствуют гидрослюда (слюда) и

хлорит. На всем профиле по р. Белой отмечена только хлоритово-гидрослюдистая ассоциация (Куцева и др., 2007). Изменение ассоциаций глинистых минералов связывается не только с особенностями седиментации пород, но и с последующими постдиагенетическими преобразованиями, происходившими под воздействием геостатической и стрессовой нагрузки.

Разрезы Лабино-Малкинской СФЗ и северной периферии Дигоро-Осетинской СФЗ наиболее достоверно отражают первоначальный состав осадков, заполнявших бассейны Большого Кавказа (Гаврилов, 2005).

В глинистых породах хумаринской свиты (нижний плинсбах, Лабино-Малкинская СФЗ) каолинит преобладает, гидрослюда находится в подчиненных количествах (Гаврилов, Ципурский, 1987). В разновозрастных морских отложениях (Кыртыкская впадина) установлена гидрослюда-каолинитовая ассоциация; сходный состав глинистых пород отмечен и в породах других мест (Гаврилов и др., 1999).

В разрезах Дигоро-Осетинской СФЗ (в нижней части разрезов на севере и во всем объеме на юге, р. Ардон) глинистая фракция представлена гидрослюдой и хлоритом, и не содержит каолинита. В нижних горизонтах ниже- и среднеюрской терригенной толщи (р. Ардон, балка Ксурт) изменяются также отражательная способность витринита, степень кристалличности слюд, явно возрастает сцементированность песчаников в основании мизурской свиты (плинсбах-тоар). Степень кристалличности слюдистых минералов достаточно высокая в основании разреза (ИК ~0.3), к верхам его уменьшается (ИК ~0.6-0.7) (Гаврилов, 2005). Изменения в составе и свойствах глинистых минералов по разрезу связаны с более интенсивными геостатическими нагрузками на нижние горизонты (плинсбах), по сравнению с верхними горизонтами ниже-среднеюрской толщи (аален), при которых первичный каолинит заместился новообразованными гидрослюдой и хлоритом. В плинсбахское-ааленское время источники сноса терригенного материала принципиально не отличались, поэтому можно считать, что минеральный состав аргиллитов аалена северной части Дигоро-Осетинской СФЗ (р. Ардон) отражает первичный состав осадков также и более древней плинсбах-тоарской части разреза. Отсутствие каолинита и унифицированный состав глинистых минералов не только в нижней (плинсбах), но и в верхней части разреза (аален) в южных частях изученных профилей, близких к осевой части Кавказа, связано с воздействием сильных стрессовых напряжений, которым подверглись терригенные породы вблизи осевой зоны Кавказа.

Индекс Кюблера в породах южных частей исследованных профилей снижается, что свидетельствует о возрастающей степени кристалличности минералов и стадии постдиагенетических преобразований пород. В северных частях профилей, в которых на породы воздействовала геостатическая нагрузка, ИК составляет в среднем от 0.3 до 0.6, и иногда достигает 1, показывая значения, характерные для стадии преобразований не выше

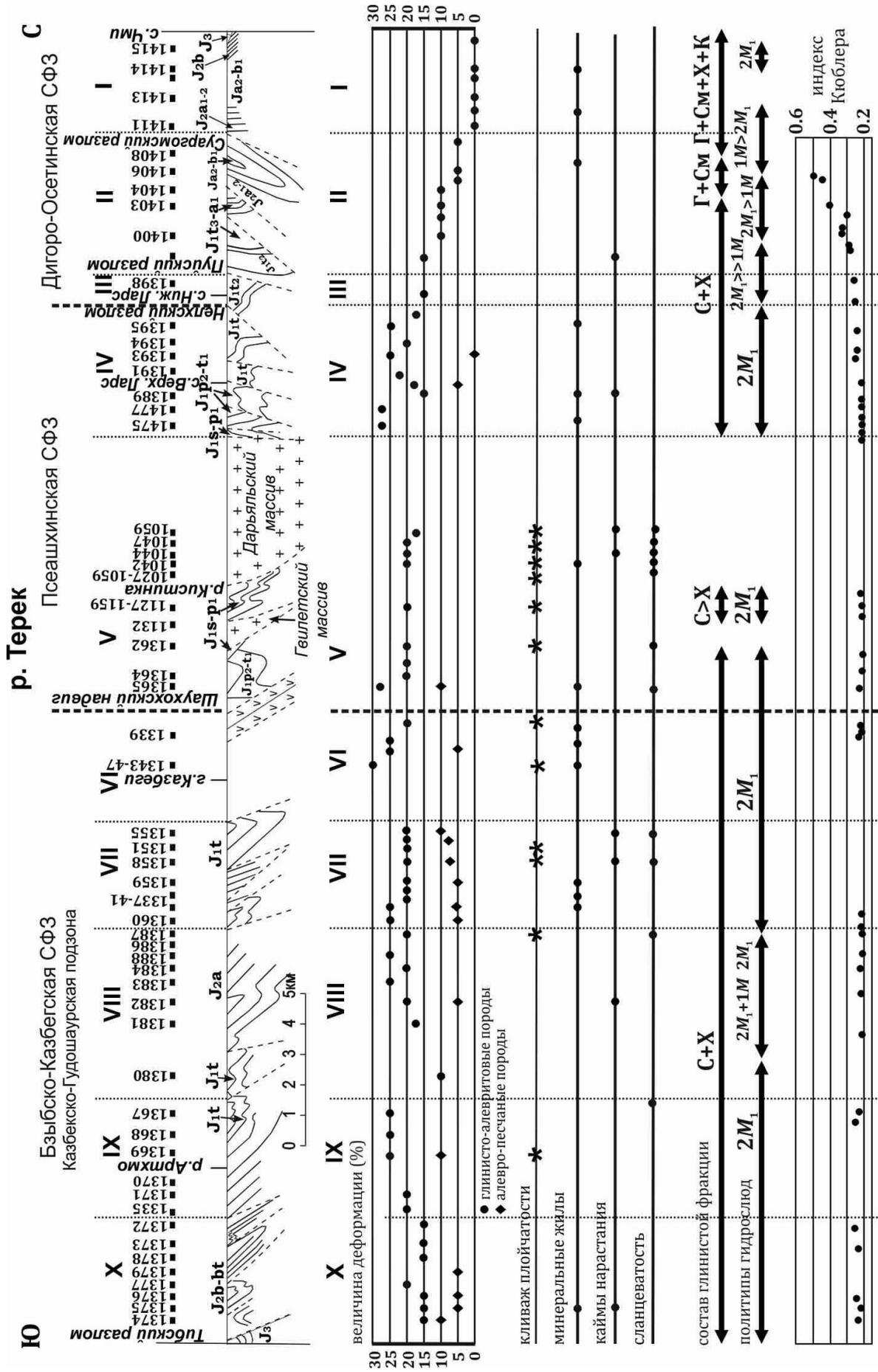


Рис.3. Геологический профиль через поле развития ниже-среднеюрских терригенных пород вдоль долины р.Терек, развитие вторичных микротекстур, литолого-минералогические характеристики пород.

метагенеза. В южных частях значения ИК составляют в среднем около 0.2, и не превышают 0.3 (рис. 3, 4).

Преобразование пород южных частей изученных профилей, в которых широко развиты деформационные микротекстуры, связывается не только с геостатической нагрузкой, но в большой степени с воздействием стрессовых напряжений, которые обусловили преобразование структуры, текстуры и минерального состава.

На геологических профилях хорошо видно, что породы складчатых частей более глубоко преобразованы по сравнению с такими же породами в областях моноклинального залегания. Более интенсивные изменения выражены соответствующими аутигенными минеральными ассоциациями и микроструктурами. В породах, находившихся в условиях интенсивного сжатия, происходили преобразования под воздействием стресса. Они проявлены деформационными микротекстурами и также сопровождаются изменением минерального состава пород.

Схожие зависимости между развитием деформационной микротекстуры межзернового кливажа и некоторыми минералогическими параметрами пород прослеживаются и в других складчатых областях (Aller et al., 1987; Garsia-Lopes et al., 1997; Kisch, 1991; Weaver, Broekstra, 1984; Лукьянова, 1998).

Второе защищаемое положение

В нижнеюрских терригенных породах Большого Кавказа в числе аутигенных минералов присутствуют слюды и хлориты трех генераций. Ранняя генерация сформировалась на стадии метагенеза при $T \sim 300$ градусов при возрастающей геостатической нагрузке. Вторая генерация образовалась одновременно с межзерновым кливажом при перераспределении вещества в результате воздействия боковых стрессовых нагрузок. Третья генерация образовалась при $T \sim 200$ градусов на этапе снижения интенсивности деформаций.

Генерации аутигенных минералов

Микроскопическое изучение пород нижне-среднеюрского терригенного комплекса показало, что в породах присутствуют аутигенные минералы группы слоистых силикатов (слюды, хлориты) трех генераций ($A1$, $A2$, $A3$) – см. рис. 5 (Латышева, 2015).

Образования первой генерации ($A1$) – это листочки белой слюды, обычно ориентированные в породе параллельно плоскостям напластования. Размер таких новообразованных зерен слюды обычно не превышает 0.02 мм, иногда наблюдаются тонкие листики слюды длиной до 0.5 мм. Второй тип докливажных аутигенных образований ($A1$), часто встречающийся в глинистых породах, – это хлорит-мусковитовые порфиробласты – пакеты, состоящие из чешуек хлорита и белой слюды, образовавшихся на стадии раннего метагенеза (Янаскурт, 1999). Обычно это относительно крупные образования (размером от 0.05 до 0.2 мм), внутри которых слюды и хлорит располагаются субпараллельно слоистости

(рис. 5). Хлорит-мусковитовые порфиробласты встречаются как в недеформированных, так и в сильно деформированных породах с хорошо развитыми деформационными текстурами (текстурой межзернового кливажа), при этом сами порфиробласты также бывают деформированы.

Вторая генерация аутигенных минералов (*A2*) может быть названа синдеформационной. В деформированных породах присутствует сокливажный структурный парагенез – кливажные зоны и синдеформационные каймы (бороды) нарастания в тенях давления крупных зерен (Галкин, 1988). Размер сокливажных синдеформационных каемок нарастания в исследованных породах обычно составляет около 0.05 мм. Каймы нарастания обычно сложены волокнистыми кристаллами кварца и листиками белой слюды (рис. 5), иногда в них присутствуют и хлоритовые зоны. В некоторых образцах наблюдаются минеральные жилы, в составе которых присутствует хлорит, они также отнесены нами к генерации *A2*.

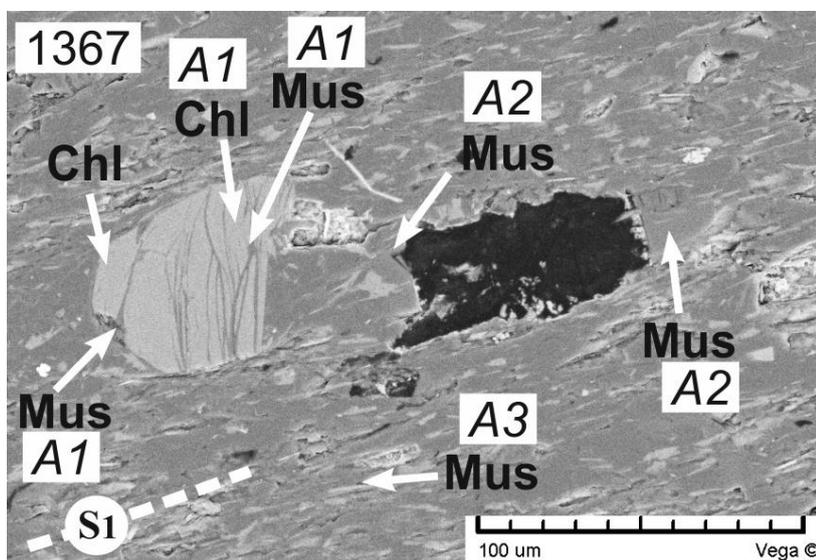


Рис.5. Генерации аутигенных минералов (*A1*, *A2*, *A3*); буквами обозначены минералы: Mus- мусковит, Chl-хлорит; *S*₁- ориентировка межзернового кливажа.

Третья генерация аутигенных минералов (*A3*) представлена листиками слюды и хлорита, протягивающимися вдоль кливажных зон, особенно часто встречающимися внутри относительно широких кливажных швов (рис. 5). Эта генерация – самая поздняя по времени образования, т.к. минералы образовались в породе уже после сформировавшихся кливажных зон, или на поздних стадиях

формирования кливажа. Размер минеральных зерен генерации *A3* менее 0.01 мм.

Химический состав слюд

Большинство аутигенных слюд всех трех генераций можно отнести к мусковит-фенгитам (мусковиты, с увеличенным отношением Si/Al, больше, чем 3:1, Дриц, Коссовская, 1991). В исследованных породах не встречается высокотитанистых слюд, отвечающих высокотемпературным (метаморфическим) условиям образования. Изученные породы характеризуются низкими значениями ИК – около 0.2-0.25 (Гаврилов и др., 1999, Кущева и др., 2007), что соответствует породам, претерпевшим преобразование на стадии метагенеза.

Аутигенные слюды первой генерации (*A1*), располагающиеся параллельно слоистости, по составу соответствуют мусковит-фенгитам. Листочки белой слюды, слагающие хлорит-мусковитовые порфиробласты, по химическому составу соответствуют

фенгитам. В составе некоторых порфиробластов присутствуют слюды, близкие по составу к парагониту (тубинская свита, р. Белая). В некоторых фенгитах отмечено небольшое содержание Ti и Mg. Деформированные листочки белой слюды показывают пониженное содержание Si (менее 3 формульных единиц, ф.е.), и относятся к мусковитам.

Присутствие фенгитов связывают с условиями относительно низких температур и повышенных давлений, отмечается также, что фенгиты могут образоваться из-за первичного состава пород (Дриц, Коссовская, 1991). Образование хлорит-мусковитовых порфиробластов связывается с возрастающим геостатическим давлением, и происходит часто за счет трансформации обломочного биотита на стадии метагенеза. Поэтому влияние на состав аутигенной слюды первой генерации *A1* оказывает как первоначальный состав субстрата (высокое содержание в обломочных биотитах Fe и Mg), так и повышающееся геостатическое давление. В смятых листиках слюды, находящихся внутри деформированных порфиробластов, наблюдаются более низкие содержания Si, что может быть объяснено потерей Si в результате последующей деформации.

Среди листочков слюд второй генерации, слагающих синтетектонические каймы нарастания (*A2*), присутствуют мусковиты и фенгиты с низким содержанием Fe и иногда Mg. В них содержится меньше Fe и почти нет Ti, по сравнению со слюдами более поздней генерации *A3*. Большинство синдеформационных слюд не содержат в своем составе Mg. Такой состав слюд из «сокливажных» структурных парагенезов хорошо согласуется с тем, что вещество для их образования поступало во флюид в результате растворения под давлением и образования кливажных зон, и переотлагалось в тенях давления с образованием волокнистых кристаллов серицита, фенгита и кварца. Кливажные зоны обогащаются малоподвижными элементами – такими, как оксиды Fe и Ti.

Образовавшиеся впоследствии аутигенные слюды генерации *A3* ориентированы вдоль кливажных зон. Эти слюды образовались уже после формирования кливажа или на поздних стадиях его развития, за счет вещества, концентрирующегося вдоль кливажных плоскостей, поэтому они зачастую обогащены Mg, Fe и Ti. Состав слюд генерации *A3* обычно соответствует фенгиту, и большинство из них содержат Ti.

На геокристаллохимической диаграмме (рис. 6, а, Дриц, Коссовская, 1991) большинство слюд генерации *A1* попадает в поле развития алюминиевых слюд из эпигенетически измененных пород, что не противоречит их нахождению в хлорит-мусковитовых порфиробластах, образующихся на стадии метагенеза. Единичные зерна генерации *A1* характеризуют также условия начальных стадий метаморфизма.

Большая часть слюд *A1* и *A2* находится в поле образований гидротермального генезиса (рис. 6, а), что хорошо согласуется с попаданием их в группу высоко- и среднетемпературных минералов. Аутигенные слюды генерации *A3* тяготеют к полю алюминиевых гидрослюд, не измененных эпигенезом, хотя не все попадают четко в это поле. Вероятно, это можно объяснить предположением, что их образование происходило уже на

заклучительных этапах преобразований пород, после которых не было воздействий высоких температур, давлений и гидротермальных растворов.

Для оценки температуры образования слюд использована сумма Na+K, ф.е. Слюды генераций *A1* и *A2* можно отнести к высокощелочным (Кориковский и др., 1995), и для большей части зерен определить температуру как 270-300°C (ф.е.>0,85), соответствующую стадии метазенеза (Кориковский и др., 1995; Тучкова и др., 2011).

Используя данные экспериментов, по среднему содержанию Si при температуре 300°C, можно предполагать образование листочков белой слюды при давлении в 5-6 кБар (Massonne & Schreyer, 1987).

Химический состав хлоритов

Аутигенные хлориты всех трех генераций можно отнести к «безалюминиевым» хлоритам («Al-free», Bourdelle & Cathelinau, 2015) и близким к ним по низкому содержанию Al. Коэффициент железистости K (Fe/(Fe+Mg)) изменяется в пределах 0.5-0.8, большинство минеральных зерен генераций *A1* и *A2* попадают в группу Mg-Fe-хлоритов (K<0.75, рис. 6, б). В целом, все исследованные зерна соответствуют «дефектным» хлоритам. Как отмечается в работе (Дриц, Коссовская, 1991) дефектные хлориты характерны для пакетов, образованных в результате трансформации биотита.

Хлориты генерации *A1*, образующие хлорит-мусковитовые порфиробласты, как и синдеформационные хлориты генерации *A2*, обладают высоким коэффициентом железистости, от 0.5 до 0.8. Синдеформационные хлориты генерации *A2*, слагающие хлоритовые зоны в каймах нарастания, по составу в целом мало отличаются от додеформационных метазенетических хлоритов генерации *A1*.

Пост-деформационные хлориты генерации *A3*, располагающиеся вдоль новообразованной деформационной текстуры кливажа или сланцеватости, можно отнести к «высококремнистым» («Si-rich», Bourdelle & Cathelinau 2015), в них содержится 3 и более атомов Si в пересчете на формульные единицы. Такие хлориты обычны для большинства осадочных и гидротермальных образований (Bourdelle & Cathelinau 2015). Коэффициент железистости K слабо изменяется от 0.5 до 0.6.

Для определения температуры образования хлоритов была использована формула, предложенная в работе (Котельников и др., 2012). Хлориты генераций *A1* и *A2* показывают близкие температуры образования 334-419°C (*A1*) и 339-433°C (*A2*), генерация *A3* отличается более низкими значениями (170-216°C).

Минералы, слагающие хлорит-мусковитовые порфиробласты, как слюды, так и хлориты, попадают в группу высокотемпературных минералов (Ganne et al., 2012). Образование хлоритов генерации *A1* и *A2* происходило при температуре около 300-350°C, и при давлении около 5-6 кБар, генерации *A3* – при более низких температурах около 200°C.

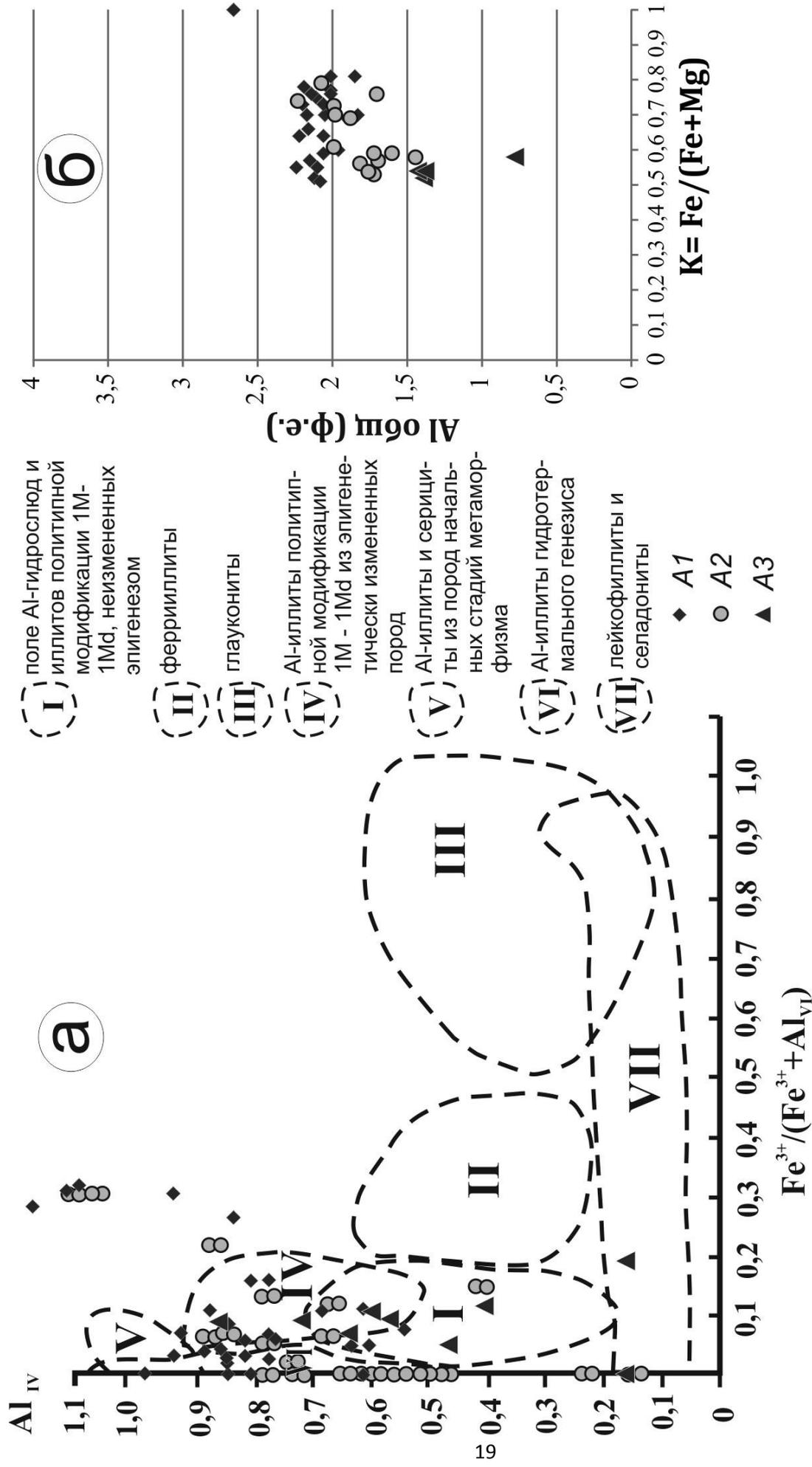


Рис.6. Геокристаллохимическая диаграмма состава для слюды по [Дриц, Коссовская, 1991] и составы изученных слюд (а); составы хлоритов (б). A1, A2, A3 - разные генерации аутигенных минералов.

В целом, устанавливается, что температуры постдиагенетических преобразований пород сильно изменялись с течением времени. Температуры преобразований на этапе образования метагенетических порфиробластов составили около 300°C, давления около 5-6 кБар. Температуры образования сокливажных каемок нарастания (A2) согласуются с температурами, предложенными для образования кливажа с помощью механизма растворения под давлением, они не превышают 300-350°C (Галкин, 1988; Кирмасов, 2011). Высоко- и среднетемпературные минералы первой и второй генераций (A1 и A2) сменялись низкотемпературными минералами третьей генерации (A3). Температуры образования минералов генерации A3 составляли около 200°C. По составу аутигенных слюд генерации A3, не измененных дальнейшими преобразованиями, можно предполагать, что впоследствии сильных преобразований (в том числе деформаций) в породе не происходило, т.е. они сформировались на заключительных стадиях постдиагенетических преобразований пород.

Третье защищаемое положение

В нижне- и среднеюрских терригенных породах Большого Кавказа микротекстуры, связанные с воздействием боковых стрессовых нагрузок, представлены в основном межзерновым кливажом, каймами нарастания в тенях давления, минеральными жилами, стилолитовыми швами, кливажом плейчатости, кливажными муллионами. Характер пространственного распределения этих микротекстур подчиняется следующей закономерности – в осевой части Большого Кавказа и приближенных к ней структурно-фациальных зонах (Бзыбско-Казбегская, Псеаихинская, Метлюта-Ахтычайская) деформационные микротекстуры представлены максимально полным набором. По мере удаления к северу (Архыз-Гузерицкая, Дигоро-Осетинская и Агвали-Хивская) выраженность микротекстур ослабевает. В Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоне и в северной части Архыз-Гузерицкой, Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской зон деформационные микротекстуры отсутствуют. Границы зон, характеризующихся различной степенью развития микротекстур, совпадают с региональными разломами (в ряде случаев – конседиментационными) и границами структурно-фациальных зон.

Деформационные микротекстуры, образование которых связано с действием бокового стресса, широко распространены в исследованных породах, особенно в южных блоках геологических профилей, близких к осевой части Большого Кавказа. Самая распространенная микротекстура – это межзерновой кливаж и связанный с ним структурный парагенез (кливажные зоны и каймы нарастания в тенях давления крупных зерен). Образование межзернового кливажа в исследованных породах чаще всего связано со стадией продольного укорочения, до смятия слоев в складки (Талицкий, 1989). Образованные на стадии продольного укорочения кливажные зоны в дальнейшем при смятии слоев в складки изменяют свое простирание на границах микрослоек (преломление кливажных зон) или разворачиваются в замках микроскладок (веерообразный кливаж). При сгущении

кливажных плоскостей образуются пучки кливажа и кливажные швы. В породах с неравномерным развитием кливажных зон при сжатии вдоль слоистости могут сформироваться кливажные муллионы – вытянутые брусовидные фрагменты более прочных слоев, отделенные друг от друга кливажными швами или пучками кливажа (Кирмасов, 2011). В глинистых породах, испытавших сильные постдиагенетические преобразования, часто отмечается тонкая послойная микросланцеватость, возникшая под действием геостатической нагрузки. Кливаж плейчатости – более поздняя плоскостная текстура, наложенная на более ранние текстуры межзернового кливажа, тонкой полосчатости или сланцеватости. Наложенная текстура кливажа плейчатости чаще всего приурочена к зонам максимального развития более ранних плоскостных текстур межзернового кливажа или сланцеватости. Минеральные жилы – трещины в горных породах, заполненные минеральным веществом. В некоторых случаях минеральные жилы имеют зональное строение, которое можно соотнести с каймами нарастания. Предполагается, что текстуры одинакового состава образовались одновременно, при участии одного и того же флюида (Кирмасов, 2011).

Милонитовая текстура нечасто встречается в исследуемых породах. Милониты – это сильно деформированные породы, слагающие узкие зоны локализованных деформаций, структурно-текстурные признаки милонитов отражают условия локального пластичного сдвига (Международный тектонический словарь, 1991). Характерные особенности милонитовой текстуры – присутствие рекристаллизованного мелкозернистого матрикса и порфиорокластов в разном процентном соотношении, несомненные асимметричные текстуры, указывающие на формирование пород в присдвиговых зонах.

В породах, слагающих *Лабино-Малкинскую СФЗ* (р.Дах, р.Тызыл), отвечающую южной окраине Скифской плиты, не наблюдается деформационных микротекстур.

В восточной части *Тырныауз-Пшекишской СФЗ* (балка Большой Мукулан) в породах устанавливаются признаки воздействия стрессовых напряжений на еще не до конца литифицированный осадок – в глинистых породах иногда отмечается микросланцеватость, ориентированная в двух направлениях, что связывается с быстрой перестройкой структуры глинистых отложений, еще не до конца литифицированных, в результате воздействия стрессовых напряжений (Лидер, 1986). Это хорошо согласуется с представлениями о присутствии здесь крупных конседиментационных разрывных нарушений, отделявших в ранне-среднеюрское время Лабино-Малкинскую СФЗ от Архыз-Гузерикульской (Панов, 1962; Гаврилов, 2005). В породах присутствуют также системы параллельных кальцитовых жил (р Кестанты). Образование минеральных жил плоскостной морфологии предполагается в результате воздействий стрессовых напряжений, следовательно, тектоническое направленное давление на толщу пород воздействовало уже на ранних стадиях постседиментационных преобразований (поздний диагенез-ранний катагенез), притом неоднократно, что можно заключить по наличию в породах двух разноориентированных генераций плоскостных жил.

В *Архыз-Гузерицкой СФЗ* и на ее восточном продолжении (*Дигоро-Осетинской СФЗ* на Центральном Кавказе и *Агвали-Хивской СФЗ* на Восточном Кавказе) по наблюдениям в шлифах устанавливается довольно разнообразный набор и последовательность образования вторичных структур и текстур, свидетельствующая о сложной постдиагенетической истории пород (*Латышева, 2004; Латышева, 2009; Латышева, Гаврилов, 2018*).

Во всех этих СФЗ наблюдается похожая картина постепенного возрастания степени постдиагенетических преобразований по направлению от северного склона к осевой зоне Большого Кавказа. В северных частях большое развитие имеют диагенетические трещины синерезиса и минеральные жилы, а также микротекстуры, образовавшиеся на стадии метазенеза: шиповидные структуры вращающихся листиков слюды в края обломочных зерен кварца; мелкие новообразованные зерна в бесцементных кварцитовидных песчаниках; замещение обломочных зерен плагиоклаза серицитом; хлорит-мусковитовые порфириобласты. В южных частях чаще наблюдается сокливажный структурный парагенез. Это отчетливо видно на геологическом профиле вдоль долины р. Терек (*Дигоро-Осетинская СФЗ*). Если в пределах блока I не наблюдается деформационных микротекстур, то в блоках II и III величина деформации укорочения, определенная по степени развития межзернового кливажа, постепенно возрастает до 15 % (рис. 3).

Степень развития межзернового кливажа и других деформационных микротекстур в породах зависит от положения их на геологическом профиле. Это хорошо проявляется в западной части *Архыз-Гузерицкой СФЗ* (р. Белая и ее приток р. Молчепа), где величина деформации пород и степень развития межзернового кливажа в выходах одновозрастных пород чубинской свиты изменяется в зависимости от удаленности от осевой части Большого Кавказа.

Образование кливажных зон, вероятно, началось на ранних стадиях постседиментационных преобразований, и было связано как с геостатической нагрузкой, так и с воздействием импульсов стресса (*Кыртыкская впадина*). Вблизи крупных разрывных нарушений замечается возрастание интенсивности кливажа и начало образования кливажных муллионов (р. Белая, г. София, *Архыз-Гузерицкая СФЗ*).

Граница между породами, не испытывавшими деформаций, и породами, в которых отмечается широкое развитие кливажных зон, проходит внутри описываемых СФЗ, и совпадает с крупными разломами, в долине р. Аварское Койсу она связана со сменой зоны флексур зоной развития коробчатых складок (рис.4).

Псеашхинская СФЗ отделена от более северной *Дигоро-Осетинской СФЗ* Нелхским разломом, который также ограничивает с севера область значений величины деформации укорочения пород более 15 %, в среднем 20-25 %.

Породы, слагающие *Псеашхинскую СФЗ*, характеризуются наиболее высокой степенью развития деформационных микротекстур, образовавшихся в течение нескольких

деформационных этапов. Породы, слагающие Псеашхинскую СФЗ сильнее других подверглись преобразованиям в результате воздействия стресса. Повсеместно встречаются плоскостные микротекстуры первого этапа (сланцеватость и межзерновой кливаж), с наложенными на них текстурами кливажа плейчатости и редко – сланцеватой текстурой второго этапа. Межзерновой кливаж и наложенная текстура кливажа плейчатости были образованы при неоднократных импульсах воздействия стресса, при этом до смятия слоев в складки, что иллюстрируется веерообразным расположением кливажа плейчатости в замках микроскладок. В некоторых образцах встречаются кливажные муллионы. Широко распространены минеральные жилы, образование которых происходило на разных этапах преобразований пород – как до образования межзернового кливажа, одновременно с ним, так и после. В центральной части Кавказа наиболее сильно проявились сдвиговые движения по региональным разломам и образование в породах, находящихся в приразломных зонах сланцеватой и милонитовой текстуры.

В центральной части геологического профиля вдоль долины р. Терек обнажаются наиболее древние породы (кистинская свита), и в них наблюдаются самые сильные деформации и наложенные текстуры: кливаж плейчатости, милонитовая текстура. Это может быть связано также и с воздействием значительных геостатических нагрузок, в результате которых породы претерпели сильные изменения до широкого распространения деформационных процессов. В дальнейшем Центральный сектор Кавказа, вероятно, подвергался самому сильному воздействию субмеридионального сжатия, в результате чего в породах, слагающих приосевую часть Центрального Кавказа можно наблюдать хорошо развитые текстуры кливажа плейчатости и милонитовую текстуру.

Метлюта-Ахтычайская СФЗ на Восточном Кавказе продолжает Псеашхинскую СФЗ, но охватывает полосу вдвое более широкую, чем Псеашхинская в центральном секторе. Породы, слагающие эту СФЗ, по своим характеристикам похожи на породы других СФЗ, относящихся к северному обрамлению осевого трога, в них отмечаются высокие значения деформации укорочения, определенной по межзерновому кливажу, в наиболее сильно деформированных единичных образцах отмечается наложенная текстура кливажа плейчатости, как в разрезе по р. Аварское Койсу, так и в разрезе по р. Чанты-Аргун. В породах Центрального Кавказа отмечается в целом более сильное влияние тектонической деформации на преобразования пород.

Бзыбско-Казбегская СФЗ продолжает профиль по р. Терек в южном направлении. В слагающих ее породах можно заметить степень преобразований, близкую к породам Псеашхинской СФЗ, за исключением самого южного блока (рис.3), который, вероятно, нужно относить уже к другой СФЗ, к южному обрамлению осевого трога. Две генерации плоскостных деформационных микротекстур – межзерновой кливаж или сланцеватость и наложенный кливаж плейчатости также наблюдаются во всех изученных образцах, кроме пород из блока X (рис.3).

Для образцов пород из *Бежитинской СФЗ* можно отметить различные значения величины деформации, присутствие как сильно деформированных пород, так и не несущих следов деформации (рис.4). В отличие от других фациальных зон северного обрамления осевого трога, здесь наблюдается низкая степень развития межзернового кливажа и не наблюдается наложенная текстура кливажа плейчатости. По своему структурному положению Бежитинская зона похожа на Кестантинскую впадину в пределах Тырныауз-Пшекишской СФЗ, породы которой значительно отличаются по степени изменения от пород соседних впадин. Вероятно, на развитие Бежитинской впадины большое влияние оказали ограничивающие ее конседиментационные разломы.

Заключение. Проведенное исследование показало, что в пределах складчатого сооружения Большого Кавказа на постдиагенетические преобразования пород в разной степени повлияли факторы геостатического давления, стресса и температуры. В условиях геостатического воздействия на осадочные толщи лишь самые глубокие (и наиболее древние) горизонты претерпели существенные изменения структурно-текстурных и минералогических характеристик, что хорошо согласуется с традиционной стадийной схемой постседиментационных преобразований. Наличие разнообразных постдиагенетических микротекстур подтверждает мнение о многократности и конседиментационности стрессовых нагрузок, воздействовавших на еще не до конца литифицированные отложения. В условиях сильных стрессовых воздействий осадки, прошедшие лишь стадию диагенеза, могли претерпевать преобразования, характерные для стадий позднего катагенеза и метагенеза. Подобные закономерности в строении складчатых областей отмечались неоднократно как на Кавказе, так и в других районах.

Изучение химического состава аутигенных минералов (слюд и хлоритов) трех генераций позволило оценить условия постдиагенетических преобразований и наметить тренд их изменения: первые две генерации высоко- и среднетемпературных минералов, образовавшихся на стадиях метагенеза и деформации с образованием кливажных зон ($T \sim 300-350^{\circ}\text{C}$ и $P \sim 5-6$ кБар), сменялись низкотемпературными минералами третьей генерации ($T \sim 200^{\circ}\text{C}$), образовавшимися на завершающем этапе постдиагенетических преобразований пород.

Список работ, опубликованных по теме диссертации:

Статьи в периодических изданиях, рекомендуемых ВАК:

1. Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О. Текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северно-Западного Кавказа (разрез по р. Белая) // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 3. С. 286-297.

2. Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Герцев Д.О. К-Ar система, литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики юрского терригенного

комплекса Северо-Восточного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 6. С. 543-561.

3. Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Гущин А.И., Соколова А.Л. Минералогические, изотопные (К-Аг) и структурно-текстурные характеристики юрского терригенного комплекса в разных палеотектонических обстановках (Большой Кавказ, Чечня - Грузия) // Вестник Московского Ун-та. Серия 4. Геология. 2016. № 1. С. 27-40.

4. Латышева И.В., Кирмасов А.Б. Определение величины деформации в терригенных породах методом случайных сечений (р. Белая, северный склон Большого Кавказа) // Вестник Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 2018. №2. С 13-22.

Материалы конференций и совещаний:

5. Латышева И.В. Минералогические и структурно-геологические особенности нижнеюрских терригенных пород Северо-Западного Кавказа в районе р. Белой (Адыгея) // Материалы XX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск, 2003, с. 57-58.

6. Латышева И.В. Особенности деформации нижнеюрских терригенных отложений Северо-Западного Кавказа (район р. Белой, Адыгея) // Современные вопросы геологии. Тезисы докладов на III Яншинских чтениях, Москва, 2003, с. 164-166.

7. Латышева И.В. Особенности деформации ниже- и среднеюрских терригенных пород Архыз-Гузерицкой структурно-фациальной зоны (Северо-Западный Кавказ) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы молодежной школы конференции XXXVII Тектонического совещания, Москва, ГЕОС, 2004, с. 183-185.

8. Кущева Ю.В., Латышева И.В., Гаврилов Ю.О., Головин Д.И. Структурно-текстурные и возрастные изменения ниже- и среднеюрских терригенных пород северного склона Большого Кавказа (долина р. Белой) // Материалы XXI Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск. ИЗК СО РАН. 2005. С. 59-60.

9. Кущева Ю.В., Латышева И.В. Юрские терригенные образования Северо-Восточного Кавказа: текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики (разрез по р. Аварское Койсу) // Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции "Строение литосферы и геодинамика". Иркутск. ИЗК СО РАН. 2007. С. 62-63. 24-29 апреля 2007 г.

10. Латышева И.В. Деформационные микротекстуры в ниже- и среднеюрских терригенных породах Северного склона Большого Кавказа (долина реки Аварское Койсу, Дагестан) // Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск. ИЗК СО РАН. 2009.

11. Латышева И.В. Химический состав аутигенных слюд в ниже-среднеюрских терригенных породах Северо-западного Кавказа (р. Белая) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Научные материалы VI Всероссийского совещания. Махачкала. АЛЕФ. 2015. С. 173-175.

12. Латышева И.В. Деформационные микротекстуры в породах ниже-среднеюрского терригенного комплекса Восточного Кавказа (долина р. Чанты-Аргун) // Материалы VIII Всероссийского литологического совещания (27-30 октября 2015 г). М. РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. 2015. Том 2. С. 411-414.

13. Латышева И.В. Определение величины деформации терригенных пород (на примере алевролитов ниже-среднеюрского комплекса северного склона Большого Кавказа) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. Материалы докладов IV Всероссийской конференции с международным участием, 3-8 октября 2016. М. 2016. С. 123-128.

14. Латышева И.В., Гаврилов Ю.О. Особенности постседиментационных преобразований ниже- и среднеюрских терригенных пород в долине р. Ардон (северный склон Большого Кавказа, Северная Осетия) // Материалы I Тектонического совещания «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии» М. ГЕОС 2018, Т.1. С. 376-379.