

Марианна Тучкова

Терригенные породы древних континентальных окаин

Большой Кавказ и Северо-Восток России

 **LAMBERT**
Academic Publishing

Марианна Тучкова

Терригенные породы древних континентальных окраин

Большой Кавказ и Северо-Восток России

LAP LAMBERT Academic Publishing

Impressum/Imprint (nur für Deutschland/only for Germany)

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek: Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Alle in diesem Buch genannten Marken und Produktnamen unterliegen warenzeichen-, marken- oder patentrechtlichem Schutz bzw. sind Warenzeichen oder eingetragene Warenzeichen der jeweiligen Inhaber. Die Wiedergabe von Marken, Produktnamen, Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen u.s.w. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutzgesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Coverbild: www.ingimage.com

Verlag: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG

Dudweiler Landstr. 99, 66123 Saarbrücken, Deutschland

Telefon +49 681 3720-310, Telefax +49 681 3720-3109

Email: info@lap-publishing.com

ДА: Москва, ГИН РАН, Дисс., 2009

Herstellung in Deutschland:

Schaltungsdienst Lange o.H.G., Berlin

Books on Demand GmbH, Norderstedt

Reha GmbH, Saarbrücken

Amazon Distribution GmbH, Leipzig

ISBN: 978-3-8433-2218-8

Только для России и стран СНГ

Библиографическая информация, изданная Немецкой Национальной Библиотекой. Немецкая Национальная Библиотека включает данную публикацию в Немецкий Книжный Каталог; с подробными библиографическими данными можно ознакомиться в Интернете по адресу <http://dnb.d-nb.de>.

Любые названия марок и брендов, упомянутые в этой книге, принадлежат торговой марке, бренду или запатентованы и являются брендами соответствующих правообладателей. Использование названий брендов, названий товаров, торговых марок, описаний товаров, общих имён, и т.д. даже без точного упоминания в этой работе не является основанием того, что данные названия можно считать незарегистрированными под каким-либо брендом и не защищены законом о брендах и их можно использовать всем без ограничений.

Изображение на обложке предоставлено: www.ingimage.com

Издатель: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG

Dudweiler Landstr. 99, 66123 Saarbrücken, Germany

Телефон +49 681 3720-310, Факс +49 681 3720-3109

Email: info@lap-publishing.com

Напечатано в России

ISBN: 978-3-8433-2218-8

АВТОРСКОЕ ПРАВО ©2011 принадлежат автору и LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG и лицензиарам

Все права защищены. Saarbrücken 2011

Редакционная коллегия:

М.А.Федонкин (главный редактор), С.Д.Соколов (заместитель главного редактора),
Ю.В.Карякин (ответственный секретарь), М.А.Ахметьев, Ю.О.Гаврилов, В.А.Захаров,
В.Б.Курносов, Ю.Г.Леонов, М.А.Семихатов, М.Д.Хуторской

Ответственный редактор

С.Д.Соколов

Рецензенты:

В.Б.Курносов, О.В.Япаскурт

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – Вып. 600. Терригенные породы древних
континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России)
/М.И.Тучкова – М.: LAP, 2011. – 365 с.; ил.
ISBN 978-5-89118-547-0 (в пер.)

Книга посвящена проблеме истории формирования осадочных комплексов мезозойских континентальных окраин складчатых областей Большого Кавказа и Северо-Востока России. В работе приводятся характеристики фаций, данные о минеральном и химическом составех песчаных и ассоциирующих с ними пород. Показано, что не только седиментогенез, но и процессы преобразования осадков в породе осуществляются по разным сценариям, так как они обусловлены разными геодинамическими режимами. Постседиментационные преобразования проанализированных осадочных отложений пассивных и активных континентальных окраин происходили в два этапа, но различались сценариями и продолжительностью литогенеза погружения. Также доказывается преобладающая роль тектонических деформаций при преобразованиях осадочных пород.

Editorial Board:

M.A.Fedonkin (Editor-in-Chief), S.D.Sokolov (Deputy Editor-in-Chief),
Yu.V.Kariakin (Executive Secretary), M.A.Akhmetiev, Yu.O.Gavrilov, V.A.Zakharov,
V.B.Kurnosov, Yu.G.Leonov, M.A.Semikhatov, M.D.Khutorskoy

Responsible editor

S.D.Sokolov

Reviewers: V.B.Kurnosov, O.V.Yapaskurt

Transactions of Geological Institute / Geological Inst. – Vol. 600. Terrigenous rocks ancient
continental margins (Great Caucasus and North-Western Russia) / M.I.Tuchkova

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. Методы исследования осадочных пород, терминология и изученные объекты	9
1.1. Изучение терригенных пород в складчатых областях	12
1.2. Постседиментационные преобразования терригенных пород – краткий обзор эволюции взглядов и современное представление	27
1.3. Изученные объекты и терминология	39
Глава 2. Примеры отложений пассивной континентальной окраины	60
2.1. Типы и осадочные комплексы пассивных окраин	60
2.2. Терригенные отложения триаса Западной Чукотки	72
2.3. Терригенные отложения нижней-средней юры Большого Кавказа	135
2.4. Выводы	223
Глава 3. Примеры отложений активной континентальной окраины	224
3.1. Типы и осадочные комплексы активных окраин	224
3.2. Вулканогенно-осадочные меловые отложения обрамления Пенжинской Губы.	235
3.3. Вулканогенно-осадочные отложения палеогена Ильпинского полуострова	277
3.4. Выводы	298
Глава 4. Закономерности седиментации и преобразований осадочных комплексов при различных геодинамических режимах	299
4.1. Пассивные континентальные окраины.	299
4.2. Активные континентальные окраины.	314
4.3. Факторы, влияющие на литогенез континентальных окраин	326
Заключение	333
Библиография	337

Введение.

Представленная работа является продолжением направления исследований ГИН РАН, г.Москва, выполнялась в лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон (зав.лаб. С.Д.Соколов), и является Трудом ГИН РАН, вып. 600, ответственный редактор С.Д.Соколов, рецензенты В.Б.Курносков, О.В.Япаскурт.

В работе автор использовала личные материалы, полученные при экспедиционных исследованиях на Кавказе и Чукотке, а также коллекции К.А. Крылова, В.Н. Григорьева, С.Д. Соколова, В.И. Копорулина, П.В. Маркевича и О.В. Чудаева.

Изучение осадочных комплексов складчатых областей стало одним из главных направлений современной литологии, начиная со второй половины прошлого века. При этом большое внимание уделялось связи осадконакопления и тектоники (Батулин, 1937; Рухин, 1947; Шутов, Коссовская, 1955; Коссовская, 1962; Шапиро и др., 1973, 1992; Григорьев и др., 1987; Япаскурт, 1992; Лукьянова, 1995; Чамов и др., 1996; Маркевич и др., 1989, 2000; Morton et al., 1992, 1994; Garzanti et al., 2000, 2003, 2004; Willner et al., 2003 и многие другие). Со сменой тектонической парадигмы и переходом на актуалистические модели тектоники плит осадконакопление и история формирования осадочных бассейнов стали рассматриваться во взаимосвязи с геодинамическими обстановками. Примером подобного подхода являются исследования, позволяющие решать проблемы эволюции осадочных бассейнов и тектонического развития региона (Буалло, 1985; Конюхов, 1987; Обстановки осадконакопления, 1990, 1992; Лукьянова, 1995; Романовский, 1998; Чамов, Курносков, 2001; Кринари и др., 2002; Худолей, 2004; Garzanti et al., 2002; Willner et al., 2003; Zimmerman, Bahlburg, 2003; Mader, Neubauer, 2004; Симанович и др., 2004; Япаскурт, 2005; Кориковский и др., 2005; Петрова, 2005; Garzanti, 2007 и многие другие).

В последние годы было показано, что не только седиментогенез, но и процессы преобразования осадков в породу осуществляются по разным сценариям, обусловленными геодинамическими режимами развития бассейнов (Симанович, 2002; Симанович и др., 2004, Симанович, Тучкова, 2009). В то же время вопросы постседиментационных преобразований в

складчатых областях, вызванных интенсивными импульсами тектонических деформаций, остаются до сих пор слабо разработанными из-за сложности и многостадийности процесса трансформации пород. В связи с этим актуальной задачей становится не только выяснение особенностей преобразований пород на фоне и во взаимосвязи с тектоническими процессами, но и приведение в соответствие базовых положений литогенеза и современных геодинамических моделей.

В качестве предмета исследований выбрана история формирования осадочных отложений пассивных и активных континентальных окраин. Для выявления закономерностей процессов седиментации и постседиментационных преобразований отложений в различных геодинамических обстановках, потребовалось решение ряда задач: 1. Выявление фациальной зональности, минерального состава, геохимических и изотопно-геохронологических характеристик и постседиментационных преобразований изучаемых комплексов. 2. Установление постседиментационной зональности в пространстве и во времени для отложений, сформировавшихся в различных палеоландшафтах, и выявление закономерностей постседиментационных преобразований в изучаемых регионах. 3. Сравнение характера осадконакопления и постседиментационных преобразований на различных пассивных окраинах Евразии: тетической (Большой Кавказ) и арктической (Чукотский микроконтинент), а также для активных континентальных окраин западного обрамления Тихого океана (Пенжинская Губа, Ильпинский полуостров).

В первой главе кратко изложены основы комплексного изучения терригенных осадочных пород в складчатых областях. Также рассмотрены эволюция взглядов на постседиментационные преобразования осадочных пород и современные представления на эту проблему. Приведена основная терминологическая база. Для лучшей иллюстрации вторичных структур, на основании которых определяются стадии преобразования осадочных пород, представлены наиболее типичные микрофотографии с их кратким описанием.

В главах второй и третьей дается описание терригенных отложений, соответствующих пассивной (глава вторая) и активной (глава третья)

геодинамической обстановкам. В каждой рассмотрено по два геологических объекта с типизацией их фациального, минералогического и химического составов, а также стадийностью постседиментационных преобразований.

В четвертой главе дан сравнительный анализ изученных объектов и обсуждаются влияние и роль главенствующих факторов осадконакопления и постседиментационных преобразований терригенных пород.

На протяжении многих лет работы автор пользовалась советами, консультациями и поддержкой многочисленных коллег в институте, а также тех, с кем довелось работать в полевых условиях и при подготовке к полевым сезонам, за что выражаю всем глубокую благодарность. Автор выражает глубокую признательность С.Д. Соколову, И.М. Симановичу, В.Б. Курносову и В.И. Копорулину, взявшим на себя труд познакомиться с рукописью и сделавшим полезные замечания и рекомендации. Особая благодарность адресуется моим мужу и сыну – Д.И. и В.Д.Кудрявцевым, за понимание и терпение в период написания этой работы.

Отдельные слова хотелось бы адресовать ушедшим учителям А.Г. Коссовской, П.П. Тимофееву и А.И. Вознесенскому, консультации и дискуссии с которыми продолжались на протяжении многих лет.

Глава 1.

Методы исследования осадочных пород.

Терминология и объекты

Изучение осадочного чехла мирового океана привело к разработке и внедрению геофизических методов, что позволило выяснить характер строения континентальных склонов и их подножия, а также ложа океана и охарактеризовать осадочные бассейны континентальных окраин различного типа – пассивных и активных. Продолжает привлекать внимание исследователей выяснение обстановок современного осадконакопления и их сопоставление с осадочными комплексами, существующими в современных и древних океанах. Тем не менее, в огромном спектре вопросов, связанных с разработкой тектонических и геофизических моделей эволюции мирового океана, создание литологических моделей не столь велико. Поэтому изучение осадконакопления и вещественного состава пород остается чрезвычайно важной и актуальной задачей. Исследование осадочных бассейнов является одной из приоритетных задач последних нескольких десятилетий, опубликовано и продолжает публиковаться большое количество геологической литературы по этим вопросам (Tectonic of sedimentary basins, 1995; Никишин и др., 1999; Осадочные бассейны, 2005 и многие другие), в том числе и специализированные журналы (Sedimentology, Sedimentary Petrology, Basin Research, Journal of Petroleum Geology и др.). Изучению постседиментационных преобразований осадочного выполнения бассейнов различных геодинамических режимов посвящено значительно меньше публикаций.

В отечественной и в зарубежной литературе традиционно много внимания уделяется методам и методикам изучения осадочных пород (Рухин, 1953; Швецов, 1958; Пустовалов, 1940, Страхов, 1960, 1962, 1963; Градзинский и др., 1980; Петтиджон, 1981; Лисицын и др., 1983; Tucker, 1991; Логвиненко, Сергеева, 1986; Лисицын, 1974, 1978, 2001, 2004; Маслов, 2005 и др.). На современные литологические исследования существенное влияние оказывает развитие новейших технологий –

исчезают некоторые традиционные для литологии методики, появляются новые, более современные, но в основном традиционные и широко применяемые методы и методики литологического анализа актуальны и в настоящее время. Вместе с тем с появлением новых методов и методик расширяется сфера проблем, решаемых с помощью литологии в океанах и на континентах. Особенно успешно новые методики применяются для изучения осадочных комплексов в складчатых поясах.

Осадочные породы, являющиеся составной частью покровно-складчатых структур в складчатых зонах в большинстве случаев из-за сложной деформационной истории не только фрагментарны, но и теряют первичные седиментационные и стратиграфические признаки. Поэтому восстановление геологической истории развития складчатых поясов всегда было достаточно трудно разрешимой задачей. Связано это с их сложным внутренним строением, представленных коллажем разнородных структурных элементов, таких, как островные дуги, образования окраинных морей, внутриокеанских поднятий, ложа океанов и др. Самостоятельную проблему составляют выяснение закономерностей седиментации и реконструкция древних осадочных бассейнов.

Как показывает опыт последних лет, при изучении осадочных пород складчатых поясов наибольший эффект дает комплексное использование методов изучения осадочных пород (Garzanti, 1985; Малиновский, 1987, 1990, 1991; Маркевич и др., 2000; Симанович, Костылева, 2000; Willner et al., 2001; Морозов, 2001; Мизенс, 2002; Zimmerman, Bahlburg, 2003; Маслов, 2003; Mader, Neubauer, 2004; Симанович, 2007; Тучкова и др., 2007). Естественно, что применение всего комплекса седиментологических исследований для изучения геологических объектов, различных по структурному положению, обоснованности и диапазону стратиграфического возраста, а также уровням преобразования пород, нецелесообразно. В этом вопросе необходим единый методический подход, который позволит с высокой степенью достоверности реконструировать обстановки осадконакопления и уровень постседиментационного преобразования пород. Наиболее важными и необходимыми остаются литолого-фациальный анализ, включающий

минералого-петрографическую методику изучения пород и метод стадийного анализа.

Пассивные и активные континентальные окраины относятся к переходным областям между континентами и океанами. В них накапливается наибольшее количество осадков, они являются основными зонами нефтегазонакопления, и поэтому изучение осадконакопления и преобразования кластогенных пород имеет большой практический интерес. Особенности осадконакопления и постседиментационных преобразований осадков в бассейнах с разной геодинамической обстановкой посвящена настоящая работа. Работа не претендует на всестороннее рассмотрение вопроса, поскольку в каждом конкретном регионе имеют место свои геологические, геохимические и прочие особенности, поэтому основной акцент сделан на специфику строения и эволюции минерального состава песчаников и постседиментационной зональности осадочных комплексов бассейнов разной геодинамической природы. Важно отметить, что поскольку в работе речь идет об объектах, расположенных в складчатых областях, применение комплексных литологических методов становится необходимым, т.к. осадочные породы в складчатых областях деформированы и тектонически дезинтегрированы или совмещены.

1.1. Изучение терригенных осадочных пород

в складчатых областях

В складчатых (покровно-складчатых) поясах, возникших в результате коллизионных или аккреционных процессов, комплексы осадочных пород являются представителями различных структурных элементов, с различной историей развития. В результате коллизии или аккреции осадочные комплексы трансформируются и образуют тектонические пакеты с вулканическими, метаморфическими или магматическими образованиями. Осадочные породы, слагающие пластины или отдельные блоки разного масштаба, изменяют свое первичное положение в ландшафтных зонах бассейна, и подвергаются складчатости, литогенетическим преобразованиям, иногда метаморфизму.

Поэтому при палеорекострукциях областей седиментации и источников сноса в складчатых областях, помимо чисто литологических методов исследования осадочных пород – фациальных, петрографических, геохимических и стадийного анализа, необходимо привлекать методы и методики смежных геологических дисциплин – таких, как структурная геология, палеомагнитные исследования, методы формационного и изотопного анализа (K-Ar, Rb-Sr, Ar-Ar, U-Pb и другие) и т.д.

Кроме того, в складчатых областях изучение осадочных пород литологическими методами имеет свою специфику, прежде всего потому, что применение стандартного фациального анализа (литолого-фациального анализа) затруднено – в складчатых регионах широко развиты интенсивные деформации, которые затушевывают первичные седиментационные признаки и дезинтегрируют разрезы, что препятствует корреляции фрагментов разновозрастных терригенных комплексов. Эта же проблема относится и к минералого-петрографическим исследованиям – эволюцию минерального состава песчаников приходится изучать, основываясь не на непрерывных разрезах, а на тектоно-стратиграфических единицах, являющихся частью разреза.

При анализе палеообстановок важное место занимает **формационный анализ**, возможности которого при тектоническом районировании были показаны еще В.А. Кузнецовым (1964),

Н.П.Херасковым (1967), В.Е. Хаином (1959, 1964, 1973), Н.С.Шатским, В.М.Поповым, Н.М.Страховым, позднее разработаны и дополнены В.М.Цейслером, Т.Н.Херасковой и другими. Формационный анализ, или, точнее, приемы формационного анализа, в настоящее время достаточно подробно разработаны для различных комплексов пород – магматических, осадочных и метаморфических. И для разных комплексов пород они неодинаковы. Если говорить об осадочных формациях, то например, Г.Л.Кириллова (1981) анализируя осадочные формации как тектонические категории, показала, что понятие осадочной формации чрезвычайно широкое, многоаспектное. Осадочную формацию выделяют и изучают и как ассоциацию или парагенез пород, и как геологическое тело, и как стратиграфическую единицу, и как историко-генетическую тектоническую категорию, и как ландшафтно-тектоническое, фациальное сообщество и т.д.

В последнее время понятие формации в этом смысле вытесняется понятием литогеодинамических комплексов, под которыми понимаются комплексы горных пород, характерные для определенных геодинамических обстановок. Это направление подробно изложено в ряде работ С.И.Романовского (1990, 2000) который попытался увязать механизм тектонических процессов с последовательностью накапливающихся отложений, то есть разработать тектоно-седиментационные модели. Как уже было отмечено, анализ литогеодинамических комплексов – осадочных, магматических, метаморфических, являющихся показателями геодинамических обстановок их образования, позволяет использовать эти комплексы при палеореконструкциях.

Использование формационного анализа в складчатых областях имеет свои особенности, поскольку здесь совместное сонахождение пород совсем не означает обязательное их генетическое родство. Отдельные члены формаций могли накапливаться в различных геодинамических обстановках и лишь сохраниться вместе в складчатой зоне (области). Поэтому в складчатых областях используется такое понятие, как структурно-вещественный комплекс (Соколов, 1993; Борукаев, 1998).

Литолого-фациальный анализ является основой всех исследований осадочных пород. Вообще термин фация ввел в обиход Грессли в 1838 г.

Он отметил закономерности в изменении разновозрастных осадочных толщ в юрских Альпах, коррелируемые с изменчивостью фауны, жившей в обстановках различной глубинности морского дна. Уже позже, в 1868-1869 г. Головкинский русифицировал это слово и назвал фациями отложения морские, континентальные и другого генезиса. По одному из ранних определений термина, фация – *закономерный комплекс литологических и палеонтологических особенностей осадка, характеризующих условия его отложения* (Рухин, 1953, с.290). В определении П.П.Тимофеева фация – *комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, и сами осадки, обладающие определенным сочетанием первичных признаков*. (Тимофеев, 1969, с.135). В определении Х.Г.Рединга в идеальном случае фация *представлена четко различимой породой, образовавшейся в определенных условиях, и отражает особый процесс или обстановку* (Обстановки осадконакопления и фации, 1990, с.14). Таким образом, в каждом из приведенных определений термина, фация является выражением совокупности вещественных признаков осадков и характеристика тех условий, в которых осадки образовались.

Понятие фации часто используется в различных смыслах: 1) как чисто описательное понятие для обозначения пород, например, «фация песчаника». 2) в генетическом значении для продуктов предполагаемого процесса формирования породы, например, «турбидитовая фация» для отложений турбидных потоков. 3) для характеристики предполагаемой обстановки, в которой отлагалась горная порода или совокупность горных пород, например, «мелководные морские фации».

Очень трудно установить какие-то строгие правила выделения фаций, поскольку наборы пород различны и, соответственно, выбранные фациальные границы могут меняться. В этом случае важным в установлении фации становятся фациальные модели, или типовые фациальные модели, помогающие понять то, что прежде казалось случайным и незакономерным переслаиванием (Обстановки осадконакопления, 1990). Выделение фаций необходимо для понимания процессов, которые происходили в осадочном бассейне, – его глубины, солености, разнообразия проживавших организмов, наличия или отсутствия вулканизма. Кроме того, для выявления характеристики

осадочного процесса в регионе возникает необходимость разделения фаций на массовые и редкие (Обстановки осадконакопления, 1990). К массовым относятся фации, слагающие основную часть осадочной толщи. Редкие фации могут быть продуктами катастрофических процессов и отражают уникальность обстановки седиментации в бассейне. Взаимоотношение тех и других в терригенных отложениях может указывать на факторы, контролирующие характер и распространение фаций (Обстановки осадконакопления, 1990). Фации могут быть разделены на субфации или сгруппированы в ассоциации и фациальные комплексы. Фациальные ассоциации представляют собой группы сопряженных фаций, генетически или по условиям седиментации связанных между собой. Комплекс фаций, отвечающих крупным участкам ландшафтов, называется макрофацией. Сумма сопряженных фаций, принадлежащих крупным участкам ландшафта, определяют как макрофацию или фациальный комплекс (Хворова, 1989).

Таким образом, литолого-фациальный анализ включает описание всех первичных осадочных текстур, структур биотурбации в отдельных пачках, характер и размер частиц, слагающих осадки, определение гидродинамики среды, а также изучение взаимоотношений отдельных единиц разреза в латеральном и вертикальном направлениях, сопровождающееся интерпретацией геодинамических обстановок осадконакопления. Сумма диагностических признаков и интерпретация условий образования породных ассоциаций в совокупности с характеристикой осадочного материала в бассейне осадконакопления, позволяет выявить тип исходного субстрата, пути и длительность его транспортировки, типы областей сноса и тектоническую обстановку осадконакопления. В последние годы для ряда геодинамических режимов установлены отложения–индикаторы режимов осадконакопления (Романовский, 1988, 1991, 1992; Конюхов, 1987), анализ которых позволяет увязывать механизм тектонических процессов с последовательностью накапливающихся отложений (Шванов, 1988; Романовский, Тараканов, 1992; Конюхов, 1998, 1994; Хераскова, 1998; Хаин, Ломизе, 1995, 2005; Романовский, 2000).

В складчатых областях использование стандартного фациального анализа имеет свою специфику из-за интенсивных складчатых и надвиговых деформаций, изменяющих первоначальное положение и вертикальное соотношение осадочных комплексов. Поэтому приходится на первом этапе исследований детально изучать стратиграфически хорошо датированные структурно-вещественные комплексы. На втором этапе исследований разобщенные части разрезов сопоставляются с базовыми комплексами, выделенными на первом этапе. Таким образом, двухуровневое выделение и изучение осадочных комплексов позволяет выяснять их первоначальное положение в осадочном бассейне, и повышает достоверность палеореконструкций разного ранга.

Минералого-петрографические исследования, используемые при изучении литологии осадочных пород, заключаются в определении состава и структур пород. Как и в случае с фациальными, минералого-петрографические исследования в складчатых областях затруднены. Поэтому исследования имеют два этапа – в первый этап выделяются эталонные образцы, которые относятся к хорошо датируемым осадочным комплексам с более менее ясной фациальной обстановкой. Во второй этап с выделенными эталонными образцами сравниваются те, положение которых неясно. В остальном методика традиционна: представления о характере питающей провинции основаны на данных состава породообразующих компонентов и состава минералов тяжелой фракции. Наиболее характерные ассоциации минералов (терригенно-минералогические ассоциации (ТМА)) позволяют определить тип источника сноса, а их смена во времени – историю развития изучаемой территории (Гроссгейм, 1960; Коссовская, 1962; Граувакки, 1972; Шутов, 1978; Логвиненко, 1980, 1987; Маркевич, 1979,1987; Шванов, 1987, 1992; Малиновский, 1987; Маркевич и др.2000; Малиновский и др. 2006; Мизенс, 2002; и др.). Кроме того, петрографический контроль состава песчаников позволяет уточнить условия их накопления (Шванов, 1964; Щербаков, 1976; Канский, Логвиненко, 1982).

Песчаники являются одной из наиболее часто встречаемых составляющих осадочных толщ. Их присутствие отмечается практически во всех фациях океанических и континентальных бассейнов, и они слагают

значительную часть современных складчатых областей. В песчаниках терригенных комплексов породообразующие и акцессорные минералы являются «минералами-свидетелями» питающих провинций, определяющие их с наибольшей полнотой. Химический состав таких минералов, время формирования или их типоморфные особенности позволяют достоверно устанавливать состав и тип источников сноса. К таким минералам относятся слюды, кварц, плагиоклазы, хромиты, пироксены, амфиболы, цирконы, апатиты и другие акцессорные минералы (Симанович, 1978; Aitchison, Landis, 1990; Кориковский, 1996; Маркевич и др., 2000; Zircon, 2003; Mader, Neubauer, 2004; Малиновский и др., 2006 и т.д.). При минералого-петрографических исследованиях, среди новых технологий следует отметить новую методику - цирконо- и апатитометрию. При отсутствии фаунистических данных, (особенно это касается исследований в складчатых областях), по данным цирконометрии устанавливается геохронологический возраст осадочных пород, типы областей сноса, длительность транспортировки осадочного материала. При наличии этих данных соответственно возрастает достоверность палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

Глинистые минералы в составе кластогенных комплексов, особенно в составе песчаных пород являются «свидетелями» не только источников сноса, но и тех геологических процессов, которые происходили при формировании пород вплоть до метаморфизма. Параметры существования глинистых минералов – температура, давление, минеральные парагенезы, кристаллохимические и структурные особенности, а также и другие характеристики могут служить индикаторами постседиментационных процессов и показателями истории развития изучаемого региона.

Главным методом, который позволяет установить все перечисленные параметры, является **стадиальный анализ**, благодаря которому выявляется зональность и последовательность постседиментационных преобразований. Приемы метода стадиального анализа, весьма детально изложены в многочисленных публикациях (Коссовская, 1962; Коссовская, Шутов, 1955; Холодов, 1997; Япаскерт, 1995, 1999, 2003, 2005). В последние годы, когда широкое развитие получили прецизионные методы исследования осадочного вещества, стадиальный анализ приобрел новое

значение. Главной целью стадийного анализа является восстановление (путем снятия вторичных изменений) первичных признаков осадка, из которого развивалась порода (Япаскерт, 2005; Методы..., 1957). В результате выявляются минеральные парагенезы исходные и минеральные парагенезы вторичные (аутигенные = новообразованные). Анализ ассоциаций аутигенных минеральных парагенезов позволяет выявить этапность формирования минерально-структурных парагенезов в осадочных горных породах и определить стадийность литогенетических преобразований пород и условия, при которых происходило их формирование. В совокупности с другими геологическими данными они позволяют реконструировать палеогеодинамические условия развития региона и специфику постседиментационных процессов.

Одной из важной составляющей минералого-петрографических исследований является установление состава песчаных пород и палеообстановок их накопления. Для этого используются различные классификационные диаграммы, часть которых применяется в работе. Поэтому ниже дан обзор наиболее известных и используемых классификационных диаграмм и границы их применения. Необходимо помнить, что любая классификация имеет свои ограничения, кроме того, следует знать и учитывать сложившиеся традиции применения разных классификаций песчаников. В публикациях американские геологи традиционно используют классификацию Диккинсона, европейские – классификации Фолка, Петтиджона и Ван Анделла, российские геологи московской и дальневосточной литологической школы в своих работах применяют классификацию Шутова, литологи из Санкт-Петербурга – классификацию Шванова и т.д.

Анализ главных пороодообразующих обломочных компонентов, слагающих песчаные породы, основан на данных визуального подсчета минерального состава. Полученные данные пересчитываются на 100% и отображаются на диаграмме, которая позволяет представить типизацию компонентов, слагающих песчаники и с их помощью определить тип источников сноса, поставивших материал в осадочный бассейн. Из множества диаграмм, которые можно построить, наиболее популярной является диаграмма, в вершинах которой присутствуют кварц – полевые

шпаты – обломки пород (Q–F–R). Минералогические классификации, основанные на такой диаграмме, весьма разнообразны, но их можно объединить в два типа.

Первый тип – диаграммы, в которых можно классифицировать песчаники по составу, то есть давать им название, и связывать их происхождение с составом обломочной части. Для характеристики разнообразных типов песчаников используют большое количество названий. Одни из них созданы специально для систематики определенного песчаника, например, «железистый песчаник», «глауконитовый песчаник» – выражают специфические особенности породы, но не несут данных о его систематике. Другие имеют петрографическое значение например, аркозы и граувакки. К этому типу диаграмм относятся диаграммы Р. Фолка (Folk, 1954), Ф. Крынина (Krynin, 1948), А.Г. Коссовской (1962), В.Н. Шванова (1987, 1992), В.Д.Шутова (1967, 1972), В.Т. Фролова (1987), Ф. Петтиджона (Pettijonh, 1981) с соавторами и других (рис.1.1.1).



Рис.1.1.1 Классификационные диаграммы разных авторов по составу порообразующих компонентов кварц-полевые шпаты-обломки пород

Наиболее распространенными в современной геологической литературе являются диаграммы, которые основаны на соотношении трех главных порообразующих компонентов: кварца, полевого шпата, обломков пород. Для российских публикаций наиболее распространены

диаграммы В.Д.Шутова (Шутов, 1967) и В.Н.Шванова (Шванов, 1988) (рис.1.1.2).

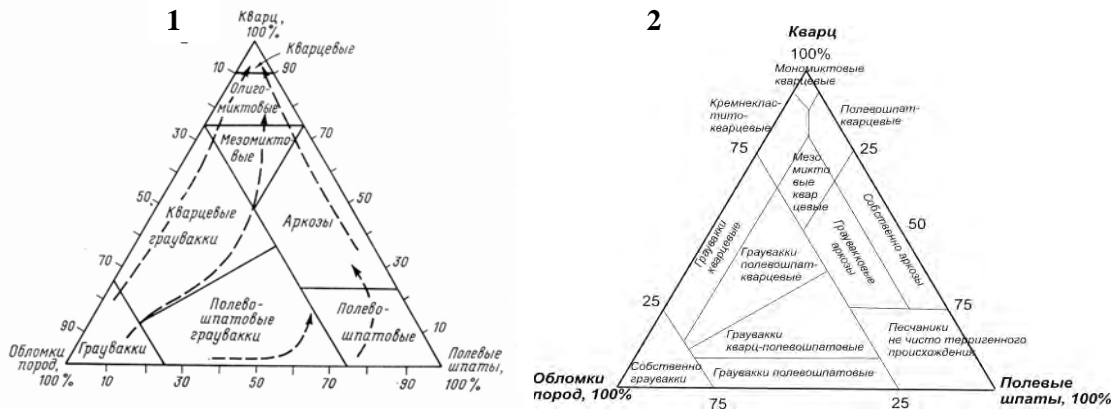


Рис.1.1.2. Классификация терригенных песчаников 1. Диаграмма В.Н.Шванова (1987), 2. Диаграмма В.Д.Шутова (1967).

В случаях, когда необходимо рассмотреть петрогенезис песчаных пород, необходимо учитывать еще один параметр, который также широко используется в публикациях – это содержание матрикса (Dott, 1964; Pettijohn, 1981, рис.1.1.3 б). Матрикс представляет собой тонкозернистую (<30 мкм) составляющую песчаных пород. По соотношению обломочного кварца, полевых шпатов и обломков пород, а также по наличию или отсутствию матрикса выделено несколько классов песчаников.

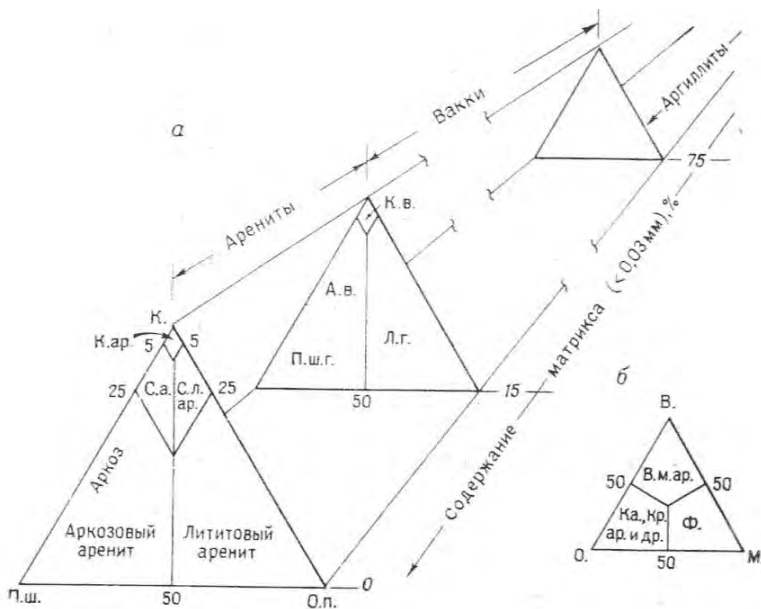


Рис.1.1.3
а – Диаграмма классификации песчаников (Dott, 1964), с изменениями Ф.Петтиджона (Петтиджон, 1981). К. – кварц, О.п. – обломки пород, П.ш. – полевые шпаты, С.а. – субаркоз, К.ар. – кварцевый аренит, С.л.ар. – sublitharenite, К.в. – кварцевая вакка, П.ш.г. – полевошпатовая граувакка, Л.г. – лититовая граувакка.
б – Подразделение лититовых аренитов по Фолку: О – осадочные, В – вулканические, М – метаморфические, В.м.ар. – вулканомиктовый аренит, Ф – филларенит, Ка – кальцитит, Кр.ар. – кремниевый аренит.

Породы, в которых матрикс составляет 15% и более, представляют собой вакки, т.е. песчаники с глинисто-алевритистым матриксом, представленным тонкоотмученными глинистыми минералами, и

мельчайшими кластами каркасных минералов и обломков пород. Наиболее типичными представителями вакк являются граувакки. При содержании матрикса менее 15% порода является «обычным» песчаником – и носит название кварцевые арениты, аркозы, лититовые песчаники (лититовые арениты) (рис.1.1.3).

Второй тип диаграмм – генетические диаграммы, в которых на основании состава породообразующих компонентов делается попытка восстановления палеообстановок осадконакопления или типов источника сноса. Этот тип классификаций представлен диаграммами Диккинсона, Мейнарда и Валлони и т.д., которые характеризуют характер обстановок осадконакопления (Yerino, Maynard, 1984) или характер источников питания (Dickinson, 1983). Однако применение диаграмм подобного типа имеет ограничение, вызванное их разработкой на региональных материалах.



Рис.1.1.4 а. Классификационная диаграмма, отражающая характер обстановок осадконакопления, (Yerino, Maynard, 1984); б. Классификационная диаграмма, отражающая характер источников питания (Dickinson, 1983). На диаграмме Q кварц моно- и поликристаллический, включая микрокварциты и кремни, Qm – кварц монокристаллический, F – полевые шпаты, L обломки пород в целом, Lt – за исключением микрокварцитов и кремней.

При необходимости детализации исследований все три угла классификационной диаграммы можно "развернуть" на дочерние треугольники, чтобы уточнить состав компонентов. Типы кварца можно определить по разным методикам: Р.Л.Фолка (1954), А.Г. Коссовской (1961), Г.Г.Лемлейна и В.С.Князева (1951) и др. Для российских геологов привычнее пользоваться методикой И.М.Симановича (1978), с помощью которой устанавливаются слагающие песчаник генетические типы кварцевых зерен: (рис.1.1.5). Соответственно преобладание одного типа кварца указывает на преобладание их в составе пород питающей

провинции, двуимодальное распределение указывает на смесь разных типов размываемых пород.

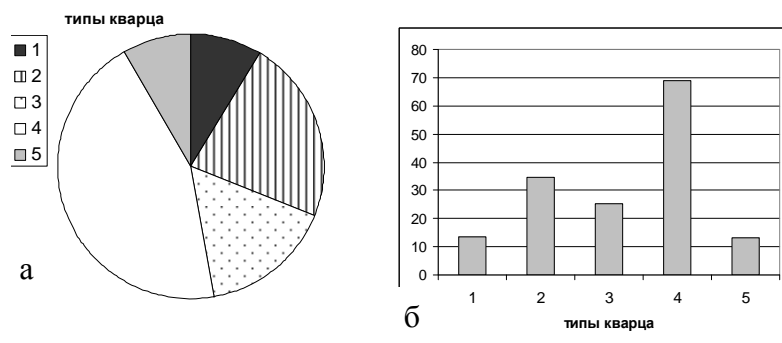


Рис.1.1.5. Генетические типы кварца, методика И.М.Симановича (1978), а,б – разный тип гистограмм. Цифрами обозначены типы кварца: 1 – метаморфогенных пород, 2 – древних гранитоидов, 3 – молодых гранитоидов, 4 – жильный, 5 – вулканогенных пород

Также можно «развернуть» и другие углы классификационной диаграммы – на дочерние треугольники полевых шпатов и обломков пород. При этом необходимо помнить, что охватить все многообразие обломков достаточно трудно, поэтому необходимо концентрировать внимание на типоморфных, исходя из общего минерального состава песчаников (рис.1.1.6 а, б, в).

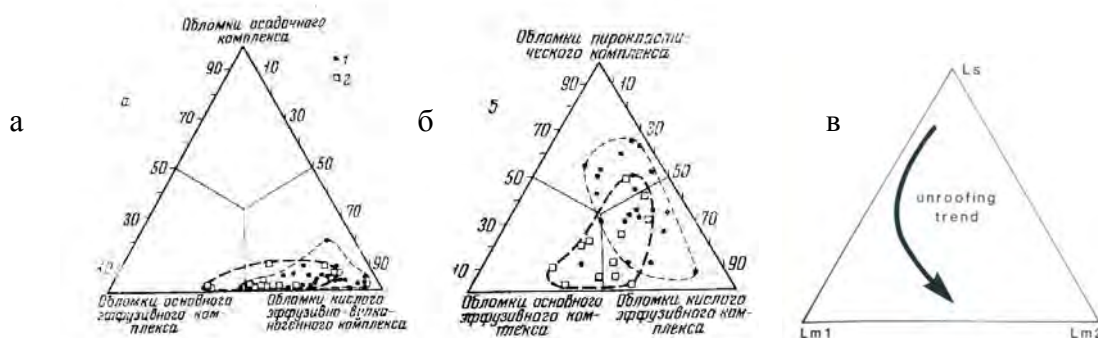


Рис.1.1.6 а, б - Диаграммы типов обломков пород для граувакковых песчаников карагандинской угленосной формации, диаграмма из (Шутов, 1972); в - Тренд лититовых обломков песчаников из размываемого метаморфического комплекса, Ls – метаосадочные породы, Lm1 – низкометаморфизованные породы, Lm2 – среднетемпературные породы, диаграмма из работы (Tucker, 1991)

Уточнение состава комплексов пород источника сноса производится при помощи анализа минералов тяжелой фракции, содержащейся в песчаниках, которые являются индикаторами петрофонда (Morton, 1982; Garzanti, 1985; Aitchison, Landis, 1990; Morton et al., 1992; Hurst, Morton, 2001). Для минералов тяжелой фракции также существуют классификационные диаграммы. Например, известны и широко используются диаграммы В.П.Нечаева (1996), в которых на большом фактическом материале по современным осадкам минералы тяжелой фракции сгруппированы в подгруппы минералов-индикаторов

определенных комплексов пород – магматических, гранитно-метаморфических, метаморфических (рис.1.1.7а, б).

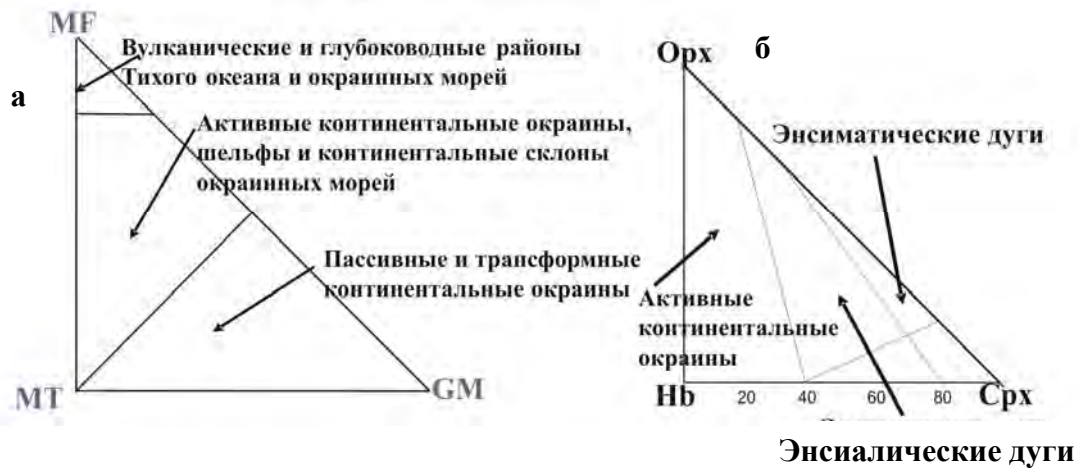


Рис.1.1.7 а, б. Минеральный состав тяжелой фракции песчано-алевритовых пород и его сравнение с современными осадками из областей сноса различных геодинамических обстановок (Нечаев и др., 1996; Nechaev, Isphording, 1993). MF – минералы-индикаторы магматических комплексов (оливин, иддингсит, все пироксены, зелено-коричневая роговая обманка), GM – минералы-индикаторы гранитно-магматических комплексов (циркон, турмалин, ставролит, монацит, андалузит, силлиманит и кианит), MT – минералы-индикаторы метаморфических комплексов (бледно окрашенные амфиболы, минералы группы эпидота, гранат, периклаз, корунд, хлоритоид). Орх - ортопироксен, Нб - роговая обманка, Срх – клинопироксен.

Важное значение имеет химический состав минералов тяжелой фракции, таких, как пироксены, амфиболы, хромиты, магнетит и др. Соотношение химических элементов в этих минералах позволяет определять породы источников, откуда они могли поступать (рис. 1.1.8).

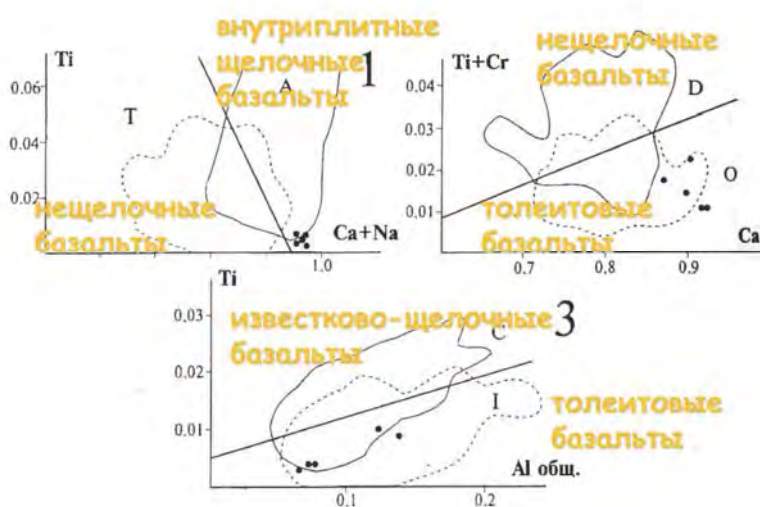


Рис.1.1.8 Дискриминантные диаграммы для минералов тяжелой фракции (пироксенов) из различных тектонических обстановок (Nisbet, Pearce, 1977).

В дополнение к традиционным минералого-петрографическим исследованиям для уточнения длительности транспортировки осадочного материала до зоны седиментации исследуется такой параметр, как степень окатанности породообразующих компонентов. Часто этот параметр легко определим, особенно когда изучаются породы первого цикла седиментации или синхронные вулканизму вулканогенно-осадочные породы, в других случаях этот параметр оказывается малопригоден для палеогеографических реконструкций. Существуют лабораторные данные, позволяющие оценивать окатанность кварцевых зерен. Как известно, кварц является минералом, на окатанность которого длительный перенос водными потоками практически не влияет, она резко возрастает только при эоловом воздействии (Kuenen, 1960; Петтиджон, 1981 и др.). Поэтому оценка степени окатанности кварца может служить указанием на участие или отсутствие в их образовании эоловых процессов.

Для большей достоверности установления типов размываемых источников сноса, минералогической зрелости пород и их типизации, необходимо изучение химического состава песчаника. Химический состав колеблется в широких пределах, но соотношение определенных окислов позволяет устанавливать тип песчаников или вообще тип осадочной породы (рис. 1.1.9, 1.1.10). Известны и широко применяются петрохимические классификации, в которых по соотношению разнообразных окислов или их логарифмов определяется первичный состав сильно измененных пород (Шванов, 1974, 1976; Петтиджон, Поттер, Сивер, 1981; Розен, 1977, 1994; Розен и др., 1982, 1999; Herron, 1988; Юдович, Кетрис, 2000).

Другой ряд петрохимических диаграмм на соотношении окислов в составе терригенных пород позволяет определить тектонические обстановки осадконакопления. К ним относятся известные двумерные диаграммы Bhatia (Bhatia, 1983; Bhatia, 1989, рис. 1.1.11), или анализ соотношений редких и рассеянных элементов, которые могут указывать на тектонические обстановки осадконакопления в бассейне (Bhatia, 1983, 1989) (рис. 1.1.11, 1.1.12).

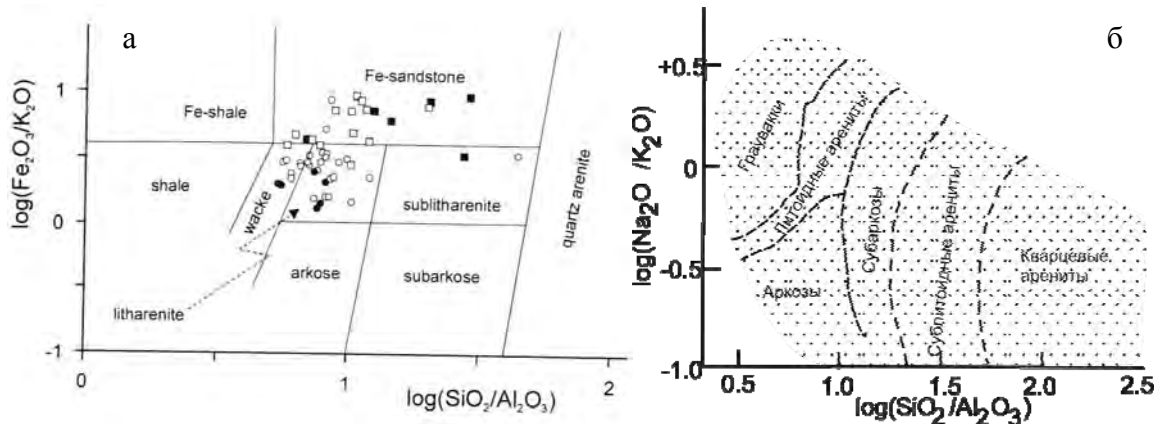


Рис.1.1.9 а. Диаграммы разграничения песчаников по соотношению главных окислов. 1 – Herron'a, 1988, 2 – Петтиджон, Поттер, Сивер, 1981, рис. 2-10. В поле, покрытом точками, располагается большинство анализов

Рис. 1.1.10. Диаграммы петрохимической классификации песчаных пород по соотношению главных окислов, из работы (Коссовская, Тучкова, 1988).

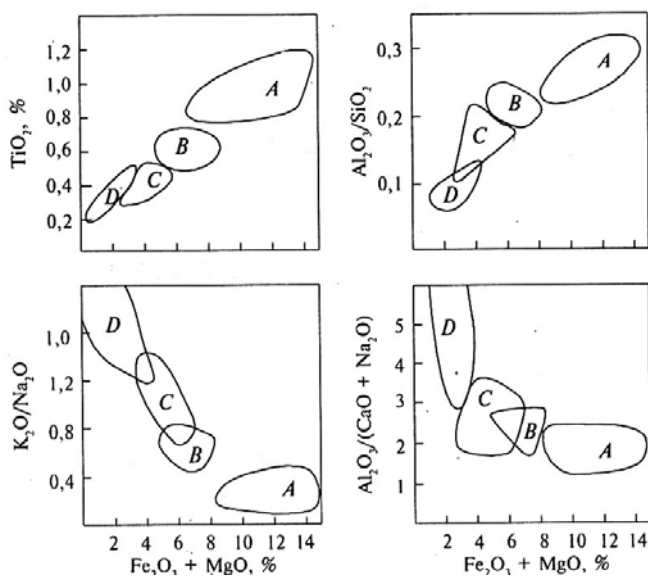
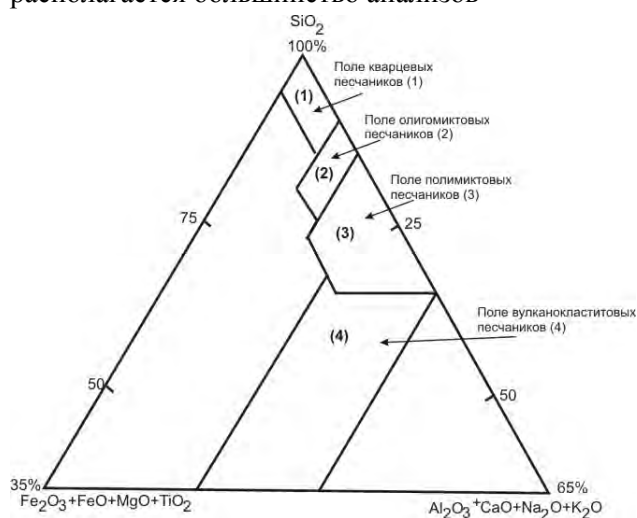


Рис.1.1.11. Дискриминантные диаграммы Bhatia (1983) по главным окислам для разных тектонических обстановок. А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

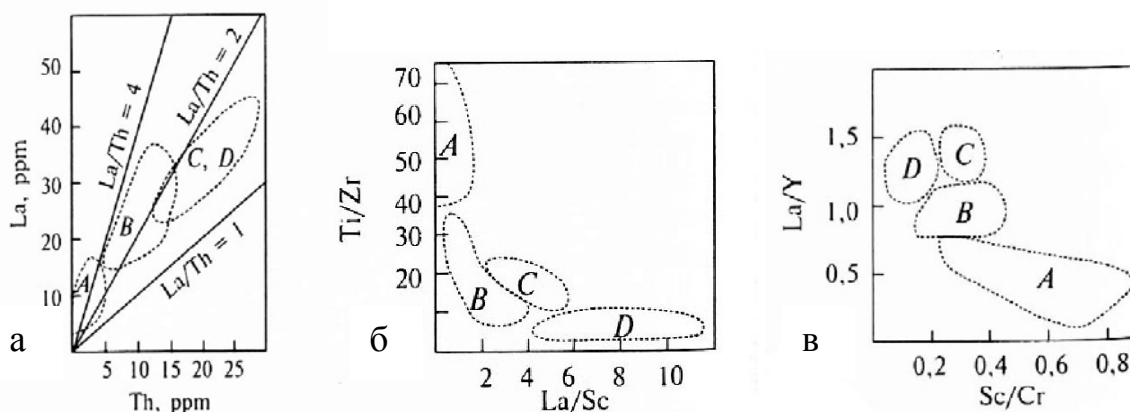


Рис. 1.1.12 а. График в координатах La-Th по классификации граувакк из различных тектонических обстановок накопления, из (Интерпретация геохимических данных, 2001, рис.3.15). б, в - диаграмма М.Р.Бхатия для классификации тектонических обстановок накопления граувакк, рис.3.16 из той же монографии. Условные знаки на диаграммах см. на рис.1.1.11.

Не менее известны диаграммы реконструкции палеоклиматических обстановок (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) и другие геохимические индексы (CIA, CIW, ICW) (Nesbitt, Young, 1989), которые отражают палеоклиматические обстановки в период накопления осадочных толщ, степень зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики, степень выветрелости пород источника. Соотношение различных окислов может являться индикатором климата в области размыва источника сноса или отражать степень зрелости осадочного материала. Отношение Ti/Zr в осадочных породах указывает на дальность переноса терригенного материала (Интерпретация геохимических данных, 2001), а отношение Zr/TiO_2 является индикатором зрелости осадка (Bhatia, 1989). Более детальный обзор многочисленных диаграмм и коэффициентов, применяемых при изучении осадочных пород, и их использование при характеристике различных осадочных толщ можно посмотреть в опубликованном недавно учебном пособии А.В.Маслова «Осадочные породы» (Маслов, 2005), а также в сборнике статей *Geochemistry of sediments...*(2003).

После накопления осадков происходит их превращение в породу. При этом характер исходного субстрата области питания определяет типы парагенезов аутигенных минералов (Коссовская, 1962; Шутов, 1975; Япаскурт, 1999, 2005 и др.). Следовательно, существуют тесные взаимоотношения обломочного и тонкодисперсного вещества при

формировании постседиментационной зональности. Однако условия, при которых это происходит, трансформация и преобразование обломочного вещества при становлении складчатых областей, до сих пор изучены недостаточно.

1.2. Постседиментационные преобразования пород – краткий обзор эволюции взглядов и современное представление

Процесс постседиментационной истории осадочного бассейна включает в себя несколько стадий и может быть чрезвычайно длителен или может произойти достаточно быстро. Уровни постседиментационных преобразований, а также P-T условия их формирования восстанавливаются с помощью стадийного анализа, но до сих пор остается много вопросов по преобразованию терригенных пород, вовлеченных в структуру складчатых поясов. Изучение преобразований осадочных, и в том числе терригенных пород, продолжает привлекать внимание геологов, особенно в связи с поисками и разведкой нефтяных и газовых месторождений, примером чего служит ряд публикаций последних лет, посвященных этому вопросу.

Понятие постседиментационных изменений осадочных отложений значительно различается в русско- и англоязычной литературе. В англоязычной литературе преобразования осадочных пород, начиная с их накопления до метаморфизма, объединены под термином «*диагенез*». В случае необходимости выделяется несколько подстадий диагенеза (I, II, III), позднюю стадию вторичных преобразований принято называть термином анхиметаморфизм, то есть «почти метаморфизм». В новейших англоязычных публикациях (Worden, Morad, 2003; Mansurbeg H., 2007 и др.) на основании температурных условий формирования новообразованных минералов, предлагается более дробное разделение диагенеза – на эодиагенез (*eodiagenesis*), в течение которого температурный режим не превышает 70° C и глубина погружения осадка составляет не более 2 км, и мезодиагенез (*mesodiagenesis*): температурный режим выше 70° C (но не более 100 °) и глубина – более 2 км. Переход от

эодиагенеза к мезодиагенезу заключается в уплотнении осадка, трансформации исходных и появлении новообразованных (аутигенных) глинистых минералов (рис.1.2.1).

Более интенсивные преобразования, вплоть до низкотемпературного метаморфизма, получили название телогенез (telogenesis, Worden, Morad, 2003). Эти преобразования связаны с температурным режимом 200–250°C, и чаще прослеживаются вдоль окраин бассейна и сбросовых блоков в глубоководных центрах. Изменения телогенеза включают преобразование полевых шпатов в глинистые минералы, окисление железосодержащих минералов цемента (анкерита, сидерита, и хлорита), и растворение кальцита, доломита и сульфат-цемента.

Главенствующие факторы, контролирующие постседиментационные преобразования осадочных пород, следующие – это **тектоника, климат, изменение уровня океана, обстановки осадконакопления** (Stonecipher et al., 1984; Morad et al., 2000 и др.).

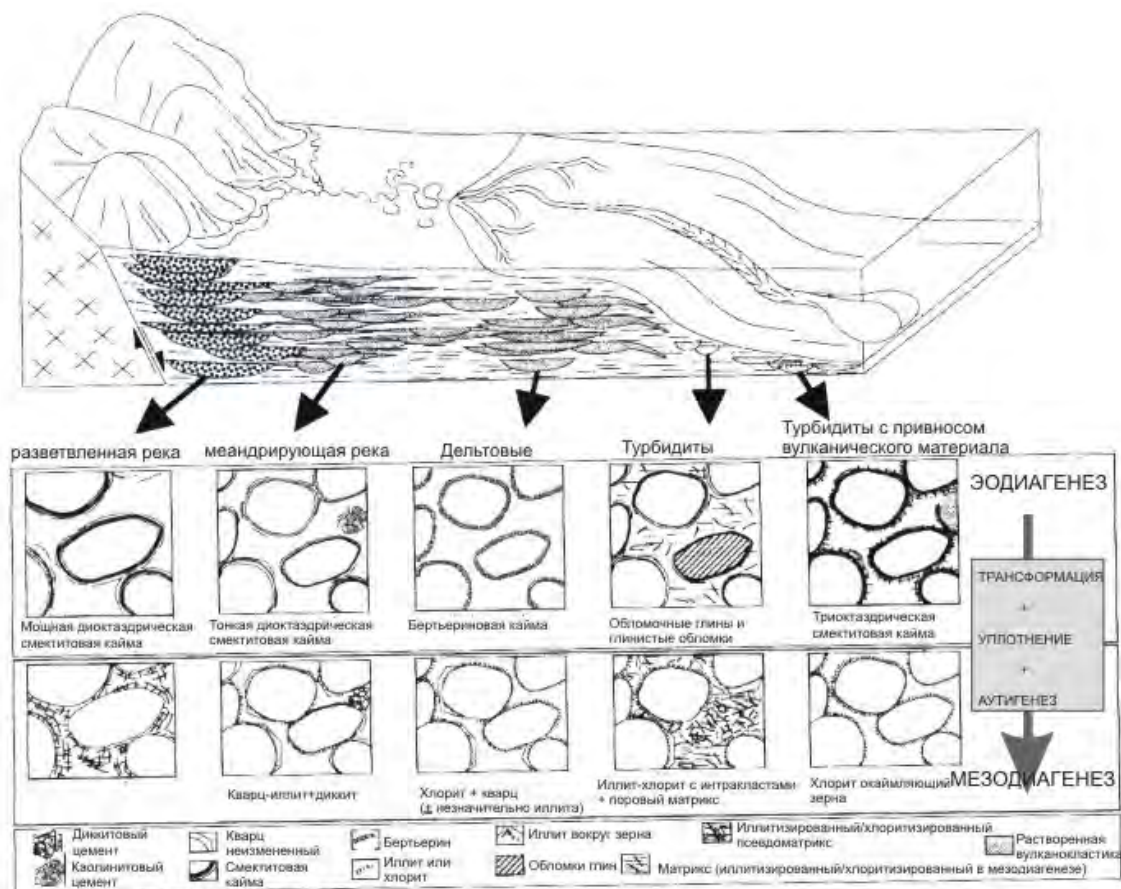


Рис.1.2.1. Схематическое представление пространственного, фациально-зависимого эодиагенетического и мезодиагенетического пути эволюции глинистых минералов в песчаниках, из работы (Worden, Morad, 2003, p. 21, fig.11).

Эти факторы к тому же усложняются более мелкими взаимосвязанными факторами, включающими минеральный состав, химию поровых вод, фациальные условия и P-T условия бассейна (рис.1.2.2). Минеральный состав песчаников определяется составом исходного субстрата и контролируется геодинамической обстановкой существования бассейна – то есть важным для состава песчаников является то, в каких условиях – пассивной или активной континентальной окраины происходило осадконакопление. Изменение уровня океана, а также химизм поровых вод, сортировка, размер зерен и скорость осадконакопления являются важными фактами, контролирующими постседиментационные преобразования осадков.



Рис.1.2.2. Иллюстрация взаимоотношений между разными факторами, влияющими на постседиментационные преобразования осадочных пород (по Stonecipher et al., 1984; Mansurbeg, 2007)

В российской геологической литературе период от накопления осадка (седиментогенеза) до метаморфизма подразделяется на ряд этапов или стадий, которые отличаются от англоязычных, и имеют другие названия. Обзор эволюции взглядов на постседиментационные преобразования осадочных пород с начала изучения и использования в геологии, рассмотрены в недавних статьях и монографиях (Лукьянова, 1995; Япаскурт, 1999, 2004, 2005, 2005; Япаскурт и др., 2003; Петрова, 2005; Сергеева, 2006 и др.). В перечисленных работах подробно освещены история развития, современное состояние и различные схемы постседиментационных преобразований осадочных пород. Поэтому в данной главе не дается обзор и характеристика различных подходов к

проблеме, а упоминаются те важнейшие работы, которые привели к формированию представлений автора на постседиментационные преобразования терригенных осадочных пород.

Название «литогенез» было предложено в 1894 г. Вальтером, для научного направления, цель которого – познание происхождения ископаемых пород при помощи изучения современных породообразующих процессов. Позже, в 1907 г, Ог (Naug, 1907) предложил назвать «литогенезом» определенную стадию геологического цикла, охватывающую всю совокупность процессов образования и эволюции осадочных горных пород. В дальнейшем, при развитии этого направления, взгляды геологов претерпели ряд существенных преобразований, и толкование термина литогенез несколько раз кардинально менялось.

В исследованиях Н.М.Страхова (Страхов, 1963), под термином «литогенез» были объединены процессы мобилизации вещества в коре выветривания, его переноса и осадкообразования, а также диагенеза осадков. В результате такого понимания им были выделены типы литогенеза, обусловленные климатическим фактором: литогенез аридного типа, гумидного, ледового. Другой тип литогенеза – вулканогенно-осадочный, связывался с вулканической деятельностью, однако проявляющийся неодинаково в разных климатических условиях. Постдиагенетические стадии преобразования осадочных пород объединялись под термином «метагенез» (Страхов, Логвиненко, 1959).

Подобное понимание термина «литогенез» можно проследить у Н.В.Логвиненко (Логвиненко, 1968), А.П.Лисицына (Лисицын, 1974, 1978, 2001), Э.И.Сергеевой (Сергеева, 2005, 2006). В представлении перечисленных авторов литогенез определяется климатической зональностью, существующей как ныне, так и в прошлые геологические эпохи. Главными факторами, влияющими на литогенез океанских осадков, является не только географическая зональность, но также и мощность перекрывающих толщ, возраст осадков (геологическое время) и влияние эндогенного тепла – в областях с повышенным и высоким тепловым потоком.

В настоящей работе *диагенез определяется как стадия биохимического и физико-химического уравнивания компонентов*

осадка обводненной и неравновесной системы, в той или иной мере насыщенной органическим веществом (Страхов, 1960), то есть в процессе диагенеза осадок превращается в осадочную породу. Все последующие превращения относятся к литогенезу – преобразованиям, произошедшим уже в осадочной породе (Япаскурт, 1999, 2005; Симанович, Япаскурт, 2002).

Ряд исследователей, рассматривающие преобразования осадочных пород, исходят из разных предпосылок. В.Н.Холодов (Холодов, 2006) различает типы катагенетических преобразований, исходя из структурного положения осадочного бассейна: им были выделены бассейны инфильтрационные и элизионные. К инфильтрационным отнесены области прогибания, расположенные в пределах тектонически устойчивых областей (платформ), к элизионным – молодые тектонические впадины платформ и предгорных прогибов альпийского пояса. Стадии превращения осадков в осадочные породы автор разделяет на диагенез и катагенез, при этом стадия катагенеза является завершающей. Главные факторы катагенетических преобразований в инфильтрационных бассейнах – небольшие мощности осадочного чехла (не более 3 км) и интенсивное движение инфильтрационных вод от периферии к центру бассейна; В элизионных бассейнах – длительное преобладание погружения, большие мощности осадков (более 15 км), сверхвысокие пластовые давления в наиболее погруженных частях элизионных систем, вследствие которых происходит движение вод от центра к периферии бассейна.

Еще один тип литогенеза или преобразований осадочных пород выделяется в работах В.Б. Курносова (Курносов, 2004 и др.), который предлагает особенный, гидротермальный тип литогенеза океанских осадков, проявляющийся на океанической коре, практически во всех структурах, где есть гидротермальная активность. Главными факторами проявления гидротермального литогенеза являются гидротермальная деятельность, повышенный тепловой поток, проницаемые породы и вода.

Иной подход к проблеме постседиментационных преобразований осадков в работах А.В.Копелиовича, А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова. Стадии преобразования осадков после седиментации именовались: диагенез, эпигенез (начальный и глубинный), метагенез (ранний и

поздний) (Коссовская, Шутов, 1955, 1975; Копелиович, 1965; Шутов, 1975). В понимании А.В.Копелиовича (Копелиович, 1965), характер и интенсивность проявления постседиментационных преобразований зависят от глубины залегания, а также от вещественных и структурно-литологических особенностей пород и полноты их изменения в предшествующие этапы геологического развития. Главные факторы, влияющие на преобразования пород – магматизм, ювенильные воды, давление нагрузки (мощность осадков), геологическое время, первичный минеральный состав и структурные черты пород.

А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов (Коссовская, Шутов, 1975), а позднее В.А. Дриц и А.Г. Коссовская (1992) предложили рассматривать различные типы постседиментационных преобразований (эпи– и метагенеза), формирующиеся в крупных тектонических областях с различным типом коры (рис.1.2.3): в океанах (на коре океанического типа), на материках (на коре континентального типа) и в островных дугах (на коре переходного типа). Согласно исследованиям этих авторов, постседиментационные преобразования отложений в различных геотектонических структурах земной коры определяются условиями метаморфизма и глубиной погружения. Главное отличие постседиментационных преобразований осадочных пород фиксируется на начальных стадиях преобразования и определяется саморазвитием их исходного вещества, претерпевающего сложные минералогические превращения в различных термодинамических обстановках при изохимическом течении процессов.

Главные факторы постседиментационного преобразования осадочных пород резко различны на континентах и в океанах, и определяются характером магматизма, ювенильными водами, давлением нагрузки (мощностью осадков), первичным минеральным составом пород (составом источника сноса). С увеличением мощности осадков возрастает уровень преобразований пород, при этом авторы отмечали, что в складчато-надвиговых зонах процесс преобразования пород меняется.

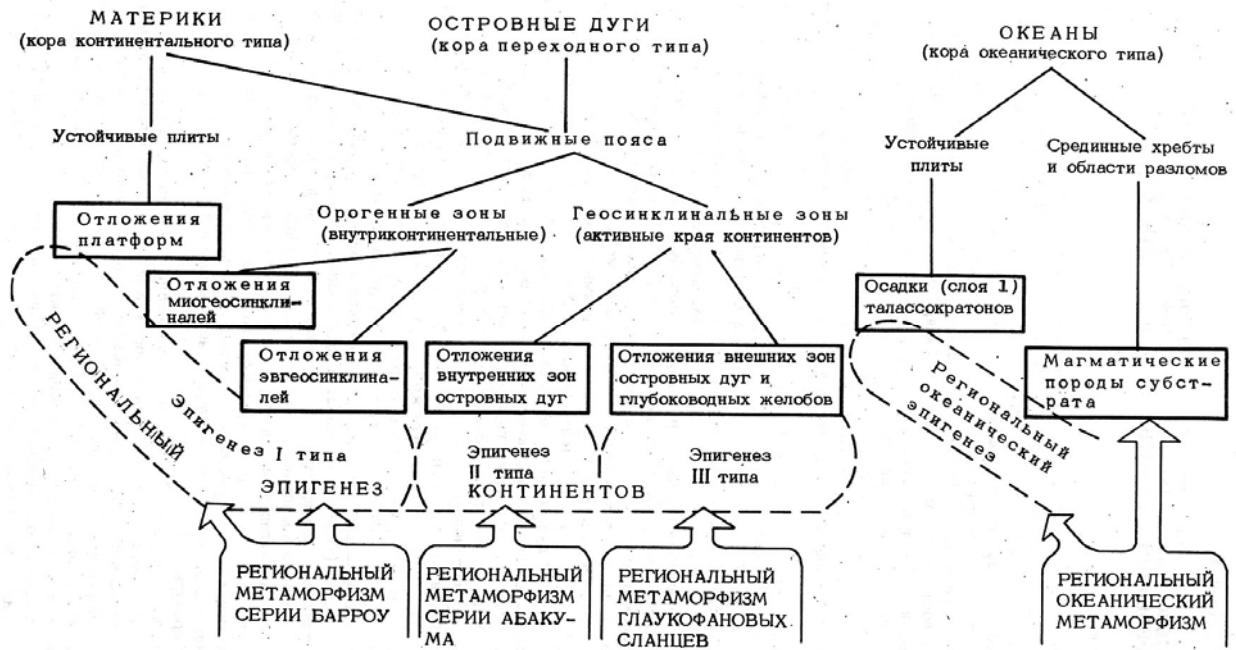


Рис.1.2.3 Общая классификация геотектонических типов регионального эпигенеза. Из статьи А.Г.Коссовской «Геокристаллохимия в решении проблем литологии» (Коссовская, 1975).

В.Т.Лукияновой (Лукиянова, 1995) и О.В.Япаскуртом (Япаскурт, 1999, 2003, 2004; 2005) предлагается выделять два типа катагенетических преобразований осадочных пород (рис.1.2.4.): 1) фоновые стадийные преобразования, которые протекают при вялом тектоническом режиме (литогенез погружения) и 2) наложенные изменения (стресс, каолинизация, карбонатизация, гидротермальные). Наложенные изменения активизируются либо термальными эндогенными аномалиями в геодинамических обстановках локального растяжения, либо стрессом в обстановках сжатия, либо сложными сочетаниями термальных и компрессионных факторов. По мнению В.Т.Лукияновой, катагенетические преобразования пород мало зависят от глубины погружения, возраста толщ, их фациальной и формационной принадлежности. Они определяются геоструктурной позицией осадочных толщ, то есть положением на платформе или в орогенной зоне. Стрессовые напряжения в разных геологических структурах в принципе однотипны, однако интенсивность и конкретные формы их проявления зависят от интенсивности деформаций и не зависят от степени катагенеза (Лукиянова, 1995). О.В.Япаскурт (Япаскурт, 2003, 2004; 2005) главенствующими факторами, оказывающими влияние на формирование наложенных

преобразований пород, называет тектонический режим (вялый или активный), первичные структурно-вещественные особенности породы и флюидный режим.

Закономерности зависимости постседиментационных преобразований от тектонических обстановок накопления осадков были отмечены Р.Сивером в самом начале развития плейт-тектоники (Siever, 1979). Им были рассмотрены примеры различных геологических обстановок Северной Америки (срединно-океанического хребта и океанов, континентальных окраин, субдукционных, коллизионных, рифтовых, кратона), которые характеризуются определенным уровнем преобразований осадочных пород, взаимозависимостью преобразования от уровня геотермального градиента, деформаций и времени осадконакопления. Недостаток этой работы заключается в том, что в ней отсутствовала взаимосвязь новообразованных минералов с составом обломочных компонентов, поэтому значение этой работы для понимания постседиментационных преобразований оказалось не столь существенным, как можно было бы предполагать.

Следующая концепция, появившаяся в последнее десятилетие, возникла в развитие идей А.Г.Коссовской–В.Д.Шутова и О.В.Япаскурта–В.Т.Лукияновой, и была предложена И.М.Симановичем (Симанович, 2000; Симанович, Япаскурт, 2002; Симанович, 2004; Симанович, 2007). Согласно этой концепции, преобразуемые осадочные породы представляют собой систему, жестко связанную с геодинамическим режимом бассейна осадконакопления. В связи с этим в складчатых областях переход от литогенеза погружения (диагенеза, катагенеза) к метагенезу (анхиметаморфизму) происходит в результате смены геодинамических режимов, сопровождающейся деформациями, проявлением складчатости, кливажа, изменением термально-флюидной обстановки. Поэтому любые преобразования осадков в различных типах осадочных бассейнов определяются геодинамической обстановкой и типом коры: в одних случаях осадки проходят последовательно все стадии преобразования (литогенеза) от диагенеза к метагенезу и даже метаморфизму. В других случаях процесс литогенеза прерывается из-за смены геодинамического режима бассейна, и последующие интенсивные преобразования

накладываются на слабо литифицированные породы (рис.1.2.4, Симанович, 2000; Симанович, Япаскурт, 2002; Япаскурт, 2003; Симанович и др., 2004).

Основным фактором, нарушающим последовательность постседиментационных преобразований (литогенеза погружения), являются деформации (Маракушев, 1988; Симанович, Япаскурт, 2002; Симанович и др., 2004). В бассейнах, не подвергшихся влиянию деформаций, процессы литогенеза по мере погружения осадочных толщ развиваются под действием литостатического давления и температуры, соответствующей геотермическому градиенту (Симанович, Япаскурт, 2002). Скорость литификации при этом определяется несколькими причинами: 1) гранулометрическим составом пород (Копелиович, 1965), 2) фациальными условиями накопления осадка (Япаскурт, 1999; Worden, Morad, 2003), 3) климатической обстановкой, в которой накапливалась осадочная толща (Логвиненко, Орлова, 1987; Worden, Morad, 2003), 4) флюидным режимом в осадочной толще – литостатическое и флюидное давление в недеформированных бассейнах примерно равны (Маракушев, 1988; Симанович, Япаскурт, 2002; Симанович, 2007 и др.).

В бассейнах, вовлеченных в деформации (складчатые, надвиговые и др.) процесс литогенеза происходит под действием других факторов. До начала деформаций процессы литогенеза протекают как в недеформированных бассейнах. Начало деформаций прерывает процесс литогенеза на разных стадиях – в одних случаях терригенные толщи проходят все стадии постседиментационных преобразований, в других литогенез прекращается на самых ранних стадиях преобразования (Симанович, 2007).

После проявления деформаций в породах либо развивается кливаж, либо меняется флюидный режим, либо происходит и то, и другое. Все перечисленные процессы приводят к формированию особого, «наложенного» литогенеза терригенных пород. Поэтому главными факторами проявления литогенеза являются: геодинамический режим и тип коры бассейна осадконакопления, деформации, термально-флюидная обстановка. Еще одним важным фактором, влияющих на постседиментационные преобразования пород, служит то, что осадочные

породы изначально представляют собой неравновесные системы, которые в процессе преобразований стремятся к равновесию.

Однако помимо тектонических, существуют еще факторы, оказывающие влияние на постседиментационные процессы. В недавних публикациях установлено, что постседиментационные преобразования песчаников и аргиллитов могут различаться в зависимости от их фациальной принадлежности (Япаскурт, 1992, 1999, 2005; Япаскурт и др., 2003; Симанович и др, 2004; Mansurbeg, 2007 и др.). Также установлено, что существует тесная связь между геодинамическим режимом и количеством флюидов, содержащихся в земной коре – степень флюидонасыщенности тем выше, чем динамичнее геоструктура (Соколов, Холодов, 1993; Киссин, 2006). В связи с этим выделяется два типа флюидных систем – 1) флюидные системы стабильных структур, то есть древних платформ и кристаллических щитов. 2) флюидные системы динамичных структур, т.е. областей складчатости и тектономагматической активизации (Киссин, 2006). Для областей, в которых развиты флюидные системы второго типа, характерны высокие значения теплового потока и температуры на границе Мохо, поэтому развитие метаморфических процессов здесь возможно не только в нижних, но и в более высоких частях консолидированной коры. При этом основным фактором, влияющим на разнообразие проявлений флюидных систем, являются деформации: сдвиговые, растяжения, складчатость и т.д.

В связи с вышеизложенным, в рамках общего понятия «литогенез» нужно различать две надстадии формирования и последующего преобразования осадочных горных пород – «седиментогенез» и «литогенез». Понятие *«литогенез»* или *«постседиментационный литогенез»* было детально рассмотрено в статье И.М.Симановича и О.В.Япаскурта (2002), где трактовка этого термина понимается как *совокупность процессов преобразования осадков, начиная с первых проявлений диагенеза и вплоть до превращения осадочных пород в метаморфические* (Симанович, Япаскурт, 2002).

При оценке стадий литогенеза традиционно основным объектом исследования являлись песчаники или песчаные породы (Пустовалов, 1949; Коссовская, 1961; Копелиович, 1965; Шутов, 1975; Симанович, 1978

и др.). Методика оценки постседиментационных преобразований осадочных пород основана на минерально-петрографическом принципе, то есть на выделении в составе песчаников ассоциаций, типоморфных, геокристаллохимических особенностей и структурного положения аутигенных минералов, также учитывается характер вторичного цемента (Дриц, Коссовская, 1990, 1991; Япаскurt, 1999; Япаскurt и др., 1999; Симанович, 1978, 2004 и др.). В настоящей работе используется этот же принцип.

Структурное положение и характер новообразованного цемента, а также состав ассоциаций аутигенных минералов устанавливался в песчаниках петрографически на эталонных образцах с корректировкой и проверкой неэталонных образцов. Состав глинистых минералов устанавливался методом рентгенодифрактометрии в ориентированных препаратах и порошках глинистой фракции. Количественный химический состав глинистых минералов был определен разными способами – на микрозонде (Геологический институт, г. Москва) и на сканирующем микроскопе Philips XL 30 ESEM с аналитической приставкой EDS (energy dispersive spectrometer, фирмы EDAX, тип Sapphire, г.Катовице, Польша). В некоторых случаях в составе глинистой фракции песчаников были определены политипные модификации хлоритов и слюдистых минералов, а также оценивался индекс кристалличности слюд по методу Кюблера (Kubler, 1984).

Механизм постседиментационных изменений, связанных с геодинамическим режимом осадочного бассейна, предложенный И.М.Симановичем (Симанович, 2000), был им изучен на некоторых геологических объектах, расположенных в разных складчатых поясах (в юрских отложениях Дагестана – в Средиземноморском складчатом поясе, в Уренгой-Колтогорской сверхглубокой скважине – в Урало-Охотском складчатом поясе). Для проверки правомерности предлагаемого механизма необходимо увеличить число полигонов, на которых можно было бы выяснить закономерности литогенеза разных геодинамических обстановок. В настоящей работе изучено несколько регионов, эволюция которых (пассивная окраина, активная окраина, переход от пассивной к активной континентальной окраине) позволяет их считать удачными

геологическими объектами. В связи с тем, что эти объекты расположены в различных складчатых поясах, можно проследить закономерности постседиментационных преобразований в поясах с разной геодинамической историей, выявить общие закономерности и установить их различия. На основании полученных данных протестировать, насколько это возможно в складчатых областях, факторы, влияющие на литогенез – такие как **тектоника, климат, изменение уровня океана, обстановки осадконакопления** и др. На каждом из изученных объектов проверяется влияние перечисленных факторов на осадконакопление и литогенез.

1.3. Изученные объекты и терминология.

Несмотря на то, что методика выявления постседиментационной зональности была разработана при изучении складчато-надвиговой системы Верхоянья (Коссовская, 1962), закономерности преобразований осадочных пород с позиций тектоники плит изучены не столь хорошо. Поэтому весьма актуальной является попытка изучения и систематизации характера постседиментационных преобразований в современных складчатых областях – в тех участках земной коры, где совмещены структурно-вещественные комплексы различной геодинамической природы. Исследования, посвященные изучению складчато-покровных систем, показали большое сходство их развития, несмотря на сугубо индивидуальную эволюцию каждой из изученных систем. Существуют разнообразные классификации складчатых сооружений, среди которых в последние годы предпочтение отдается классификациям на геодинамической основе. Исходя из этого принципа, складчатые пояса можно разделить на два типа: коллизионные и аккреционные. Каждый из них имеет свои особенности и закономерности (Соколов, 2002, 2003). В формировании складчато-надвиговых поясов действуют одни и те же коллизионные или аккреционные процессы, их структурное выражение может быть различным (Соколов, 2002), но постседиментационные преобразования осадочных толщ в складчатых поясах характеризуются схожими стадиями литогенеза (Симанович, 2002, 2007). Типичными примерами складчатого аккреционного пояса является Тихоокеанский, а коллизионного – Средиземноморский. Они состоят из тектонических единиц более высокого порядка: складчатых областей, систем и т.д. В Средиземноморском поясе выделяются Альпийская складчатая область, куда входит горное сооружение Большого Кавказа, а в Тихоокеанском – Верхояно-Чукотская, Корякско-Камчатская складчатые области, объекты которых рассматриваются в данной работе (рис.1.3.1).

Были проанализированы условия, характер седиментации и постседиментационных преобразований в двух объектах, отложения которых накапливались в условиях пассивной континентальной окраины (нижне-среднеюрские отложения Большого Кавказа, триасовые отложения Западной Чукотки) и двух объектах, отложения которых накапливались в

условиях активной континентальной окраины (меловые отложения обрамления Пенжинской Губы и палеоцен-эоценовые отложения Ильпинского полуострова).

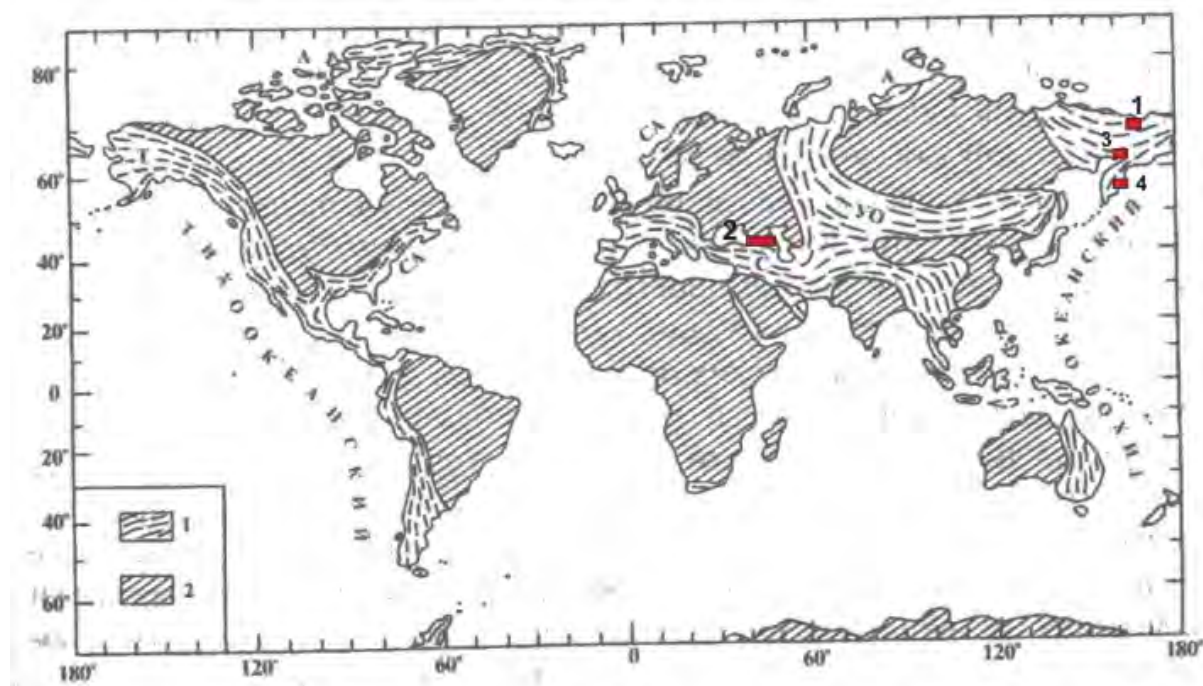


Рис. 1.3.1. Главные складчатые пояса фанерозоя, по К.Сайферту, Л.Сиркину (1979), с изменениями В.Е.Хаина, М.Г.Ломизе (из работы Хаин, Ломизе, 2005, рисунок 12.1). 1 – складчатые пояса (Т-Тихоокеанский, УО-Урало-Охотский, С-Средиземноморский, СА-Северо-Атлантический, А-Арктический; 2 – древние платформы (кратоны и их фрагменты). Прямоугольниками помечены объекты, которые рассматриваются в настоящей работе: 1, 2 – пассивные континентальные окраины: 1 – Западная Чукотка, триас, 2 – Большой Кавказ, нижняя-средняя юра; 3, 4 – активные континентальные окраины: 3 – обрамление Пенжинской Губы, мел; 4 – восточное побережье Камчатки, Ильпинский полуостров, палеоцен-эоцен.

Для описания тектонических единиц используются данные по типизации и классификации складчатых сооружений, а также термины террейнового анализа, приводимые в работах перечисленных авторов (В.Е.Хаин, С.М.Тильман, Л.М.Парфенов, Ю.М.Пушаровский, С.Д.Соколов, W. Nokleberg и др.). При тектоническом районировании Северо-Востока Азии автор пользовалась тектоническими схемами, разработанными Н.А.Богдановым, С.М.Тильманом, Л.М.Парфеновым, С.Д.Соколовым, А.И.Ханчуком, и др. При тектоническом районировании Кавказского региона – работами И.П.Гамкрелидзе, П.Д.Гамкрелидзе, М.Г.Ломизе, Д.И.Панова и др. Термины литолого-фациального и минералого-петрографического анализа уже частично были охарактеризованы в предыдущих разделах. Некоторые употребляемые в

геологической литературе термины часто используются как термины свободного пользования, поэтому в разделе дан терминологический обзор. Также приведены определения, которые разработаны и использованы в исследованиях А.Г.Коссовской (1962), А.В.Копелиовича (1965), И.М.Симановича (1978), Ф.Дж.Петтиджона (1981), М.Tucker'a (1991), О.В.Япаскурта (1995, 1997, 1999, 2004, 2005), Morad'a (2003) и др. и отражают новообразованные структуры, текстуры и взаимоотношения между зёрнами песчаных пород.

Терминология тектонических понятий

Коллизия – в данной работе рассматривается как столкновение двух континентальных масс – континент - континент или континент - микроконтинент. Этот термин в литературе также используется для обозначения столкновения любых относительно крупных литосферных блоков – микроконтинента с микроконтинентом, континента с островной дугой, островной дуги с островной дугой и др...

Аккреция – понимается как латеральное наращивание окраины кратона в зоне конвергенции на границе континент-океан. В настоящее время термин аккреция используется весьма широко и в разных модификациях – тектоническая, вертикальная, латеральная, субдукционная и т.д. (Парфенов, 1984; Пущаровский, 1991, Соколов, 1992, 2003, Nokleberg et al., 1994).

Коллизионная складчатая область – несколько генетически родственных и близковозрастных складчатых систем, образовавшихся в результате процесса континентальной коллизии.

Аккреционная складчатая область – несколько генетически родственных и близковозрастных складчатых систем, образовавшихся в результате процесса последовательного присоединения к континенту различных фрагментов океанических структур.

Континентальные окраины – переходные между континентами и океанами области, которые подразделяются на два типа – пассивные и активные. В последние годы выделяются трансформный тип окраин, особенности которого рассматриваются в работах (Ханчук, 1985, 1993; Хаин, Ломизе, 2005; Голозубов, 2007).

Террейн – ограниченное разломами региональное геологическое тело, характеризующееся стратиграфическими, магматическими, метаморфическими и структурными особенностями, определяющими его тектоническую историю, отличающуюся от развития соседних геологических тел (Coney, 1980; Парфенов и др. 1993, Соколов, Ханчук, 1996; Nokleberg et al, 1994).

Субтеррейн – составная часть отдельного террейна, характеризующая локальный элемент палеолатерального структурного ряда.

Террейны состоят из одного или нескольких тектоно-стратиграфических единиц (структурно-вещественных комплексов), которые сформировались в определенной геодинамической обстановке. Террейны классифицируются по их геодинамическому происхождению: 1) кратонные террейны – фрагмент докембрийских кратонов. 2) террейны континентальных шельфов – фрагменты ископаемых пассивных континентальных окраин. 3) фрагменты окраинно-континентальных вулканических поясов. 4) островодужные террейны. 5) террейны аккреционных клиньев. 6) фрагменты океанической коры. 7) турбидитовые террейны, представляющие собой сборные образования, которые не всегда можно различить в связи с отсутствием необходимых данных. 8) метаморфические террейны – глубокометаморфические образования, первичную природу которых восстановить однозначно невозможно.

Составной (composite) террейн – несколько пространственно совмещенных террейнов, которые объединились в единое целое в процессе складчатости. Л.М.Парфенов рассматривал составной террейн как аналог супертеррейна, но состоящий из террейнов близкой природы.

Микроконтинент – подводные плато и отдельные острова в океанах с утоненной континентальной корой, которые откололись от континентов на ранних стадиях развития океана.

Осадочный бассейн – тектоническая структура земной коры, в пределах которой накапливались осадки, которые включали конечный водоем стока и окружающие его дренируемые участки (Тимофеев, 1969).

Литогеодинамические комплексы – комплексы горных пород, характерные для определенных геодинамических обстановок, являющиеся

показателями обстановки их образования. Это направление подробно изложено в ряде работ С.И.Романовского (1992, 2000) и В.Е.Хаина (1995, 2000) и др. В перечисленных публикациях сделаны попытки увязать механизм тектонических процессов с последовательностью накапливающихся отложений, то есть тектоно-седиментационные модели для разных этапов развития осадочного бассейна.

Аккреционные призмы – протяженные клинообразные (в поперечном сечении) осадочные тела, слагающие основание внутренних (приконтинентальных и приостровных) склонов глубоководных желобов. Они представляют собой комплексы сложно деформированных образований осадочного чехла океанической плиты, формирующиеся в ходе субдукции последней.

Терминология стадийальных понятий

Литогенез – термин объединяет совокупность процессов породообразования от диагенеза до метаморфизма.

Литогенез – постседиментационные преобразования осадочных пород с первых проявлений диагенеза до превращения в метаморфические. Объединяет в себе литогенез погружения (катагенез), орогенный эпигенез, метагенез (анхиметаморфизм), метаморфизм.

Литогенез погружения (катагенез) – процесс преобразования осадочных пород, связанный с вертикальной прогрессивной зональностью. Характеризуется как стадия незначительного преобразования осадочных пород в недеформированных или слабо деформированных осадочных бассейнах.

Литогенез орогенный – процесс преобразования осадочных пород, их литификация в условиях сжатия при складкообразовании, проявляется в развитии конформных, инкорпорационных, редко – микростилолитовых контактов между обломочными зернами, значения индекса Кюблера (К.И.) составляют более 0,42.

Метагенез (анхиметаморфизм) – завершающая стадия литогенеза, осуществляется в деформированных осадочных бассейнах. Отличительные признаки анхиметаморфизма терригенных пород – новообразованные структуры, генетически обусловленные проявлениями кливажа, а также значениями индекса Кюблера (К.И.=0,42 – 0,25).

Метаморфизм – процесс твердофазного минерального и структурного изменения горных пород под воздействием температуры и давления в присутствии флюида. Значения индекса Кюблера (К.И.) составляют менее 0,25.

Индекс Кюблера – определяется путем измерения ширины 10\AA пика слюдистого минерала в природных образцах на полувысоте этого пика (в $^{\circ}\Delta 2\theta$). Этот параметр, под названием «индекс кристалличности» (К.И.) широко применялся для построения карт постседиментационной зональности (Yang, Hesse, 1991; Hesse, Dalton, 1991; Warr et al., 1991) и служит одним из параметров выделения стадий постседиментационных преобразований осадочных пород. Однако этот индекс отражает не только степень кристалличности слюдистого 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 слюдистых минералах (Abad, 2007; Arkai et al., 1996).

- **Вторичные (новообразованные, аутигенные) структуры** – это изменения формы и размеров породообразующих компонентов и характера их контактов между собой. По способу возникновения новообразованные структуры могут быть разделены на несколько групп (Копелиович, 1965; Япаскурт, 1997; Симанович, Япаскурт, 2004).

Структуры, связанные с диа– катагенетическими преобразованиями

- **Механическая деформация** – дробление и измельчение породообразующих обломков пород под воздействием давления прилегающих зерен. При дроблении зерна минералов распадаются на отдельные неделимые, сохраняющие в своем расположении ориентировку и общие контуры изначального зерна. Иногда эти отдельные части несколько смещены одна относительно другой, но сохраняют единую оптическую ориентировку, что указывает на их принадлежность к одному зерну (рис.1.3.2).

Измельчение порообразующих обломков приводит к их механическому истиранию и появлению «псевдоцемента», представленного смесью измельченных обломков терригенных пород. Как правило, подобные явления наблюдаются в несортированных или плохо сортированных породах (рис. 1.3.3).



Рис. 1.3.2. Дробление зерна пироксена с сохранением исходной формы зерна. Промежутки между отдельными зернами выполнены цеолитовым минералом. Обр. 1531, без анализатора, К₁ эксеняхская свита, Верхоянье.

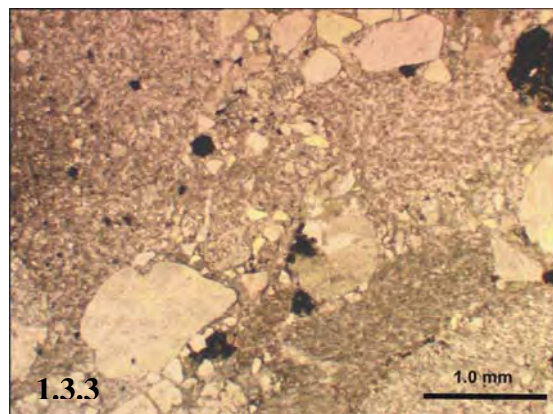


Рис. 1.3.3. «Псевдоцемент», представленный раздробленными между крупными более мелкими породообразующими обломочными зернами. Обр. СН04ELM7, J₃-К₁, Западная Чукотка, без анализатора.

- **Гравитационное уплотнение** – процесс, приводящий к компактной упаковке порообразующих компонентов, вплоть до возникновения пластических или хрупких деформаций в некоторых из них. Примером подобного уплотнения служат полимиктовые песчаные породы с высоким содержанием обломков глинистых пород или слюд. В песчанике в результате гравитационного уплотнения изначально более твердые обломки вдавливаются в пластичные. В результате чего пластичные обломки изгибаются, сплющиваются, приобретают причудливую форму, приспособляясь к окружающим их менее пластичным зернам (рис. 1.3.4, 1.3.5).

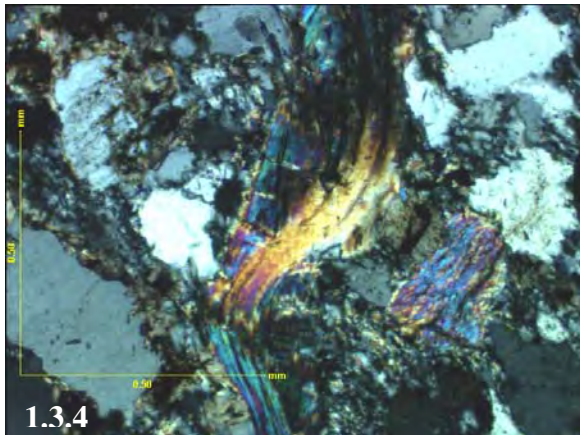


Рис. 1.3.4. Деформация листочка слюды под давлением аргиллитов близлежащих более твердых зерен в результате уплотнения осадка. Обр. 201/5, Т_{3к}, Западная Чукотка

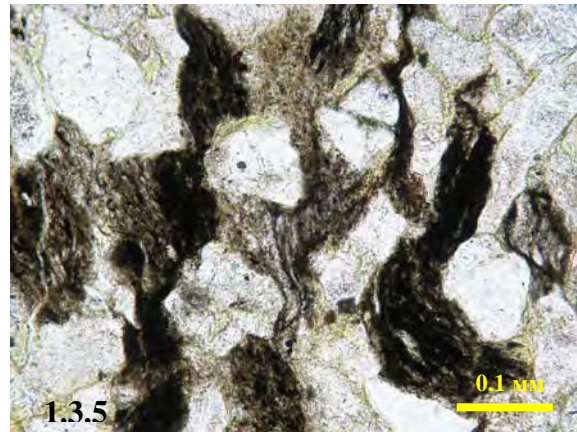


Рис.1.3.5. Деформация и изгибание обломков (темное) в результате уплотнения осадка. Обр. 468/2, J₃ nt. Западная Чукотка, без анализатора.

- **Растворение под давлением или структуры гравитационной коррозии:** в результате этого процесса возникают взаимоотношения между обломочными зернами, с проявлением следующих структур:

Инкорпорационных или структур внедрения – представленных взаимопроникновением одного зерна в другое, часто с формированием новообразованного минерала (минералов) (рис.1.3.6, 1.3.7). Отличаются от микростилолитовых и конформных структур тем, что сопрягающиеся зерна в них обнаруживают различную устойчивость к растворению под давлением. В результате более устойчивое к растворению зерно в меньшей степени изменяет свою обломочную форму и внедряется в легче растворяющееся зерно. При этом форма растворившейся части представляет как бы негативный отпечаток – слепок внедренной в него части зерна. Устойчивость одного компонента по отношению к другому устанавливается по способности его сохранять свою обломочную форму в процессе растворения под давлением.



Рис. 1.3.6. Инкорпорация зерна кварца в зерно плагиоклаза, с анализатором. Обр.В.Д.Шутова, 661/53, Верхоянье

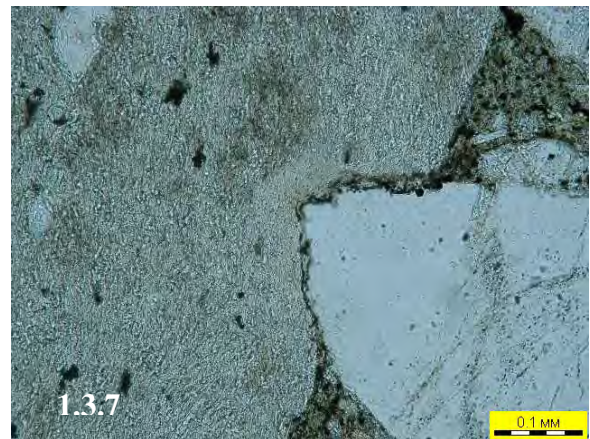


Рис.1.3. 7. Инкорпорация зерна кварца в зерно плагиоклаза, без анализатора. Обр.04ELM23А.

Конформных структур – представленных соприкосновением исходных зерен с вдавливанием одного в другое (рис.1.3.8, 1.3.9). Характеризуются сопряжением обломочных зерен по плавным поверхностям – обломочные зерна изменяют свои очертания таким образом, что форма каждого зерна приспособливается к форме соседних, к нему примыкающих. Зерна в агрегатах срачиваются не посторонним цементирующим веществом, а вследствие плотного прилегания одного к другому по контактной поверхности, которая возникает путем растворения сопряженных зерен. Такое явление носит название **конформный тип контактов между зернами**.

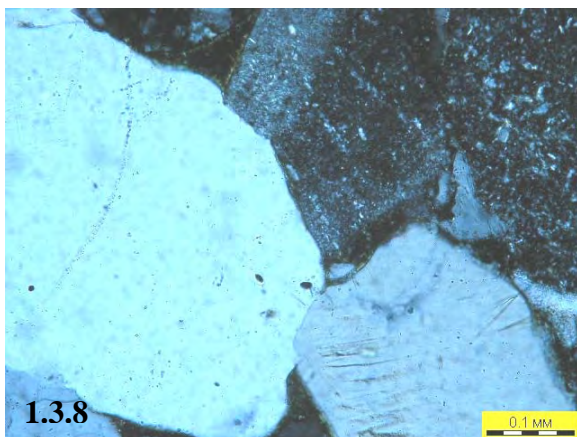


Рис.1.3.8. Конформный контакт между зернами кварца, обр.А.Г. Коссовской, № 457/53, Верхоянье, с анализатором

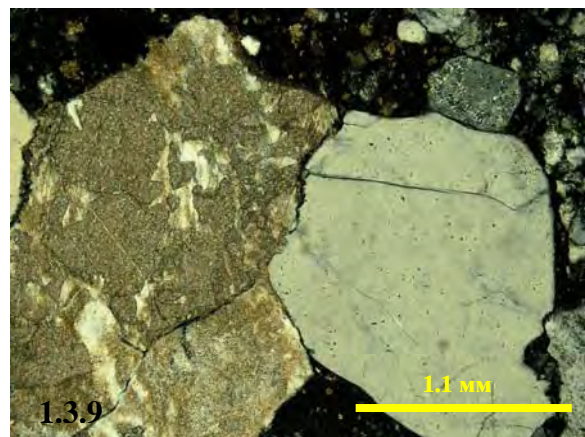


Рис.1.3.9. Конформный контакт между зерном кварца и полевым шпатом, гравелит. Обр. SN0423A, J₃-K₁, Западная Чукотка, с анализатором

Микростилолитовых – взаимопроникновение одного зерна в другое в виде шипов с коррозией и замещением. Шипам свойственная то

столбчатая, то пирамидальная форма, в сечении шлифов напоминающая зубья пилы (рис. 1.3.10).

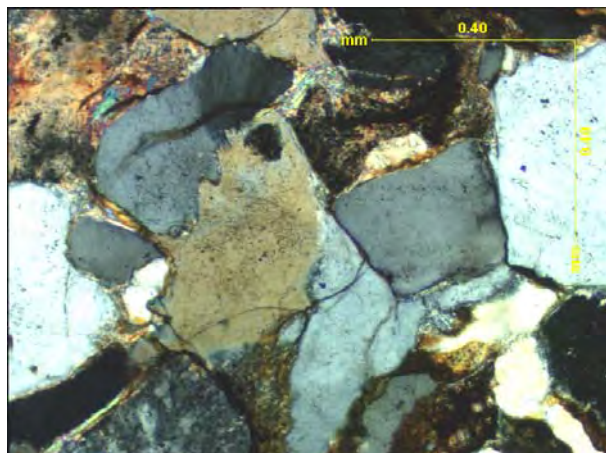


Рис. 1.3.10. Микростилоитовая структура, выраженная проникновением одного зерна кварца в другое с зубчатой формой контакта. Обр. 14-1, верхняя пермь, р.Сеторым, Верхоянье, с анализатором. Обр.А.С.Бякова.

Еще одно явление, связанное с растворением минеральных компонентов, в англоязычной литературе именуемое «внутрислойным растворением минералов», представлено *коррозионными структурами*. Эти структуры легко узнаются микроскопически по мелким клиновидным углублениям, нарушающим плавные очертания среза минерального зерна или скелетного остатка фауны. Корродированные зерна приобретают характерные ямчатые (рис. 1.3.11), мелкоячеистые (рис.1.3.12) поверхности или зубчатые ограничения (рис. 1.3.13 а, б).



Рис.1.3.11. Коррозия зерна пироксена цеолитовым минералом с появлением ямчатой поверхности с анализатором. Обр. 1531. Г.В.Ивенсен, К₁, эксеняхская свита, Верхоянье

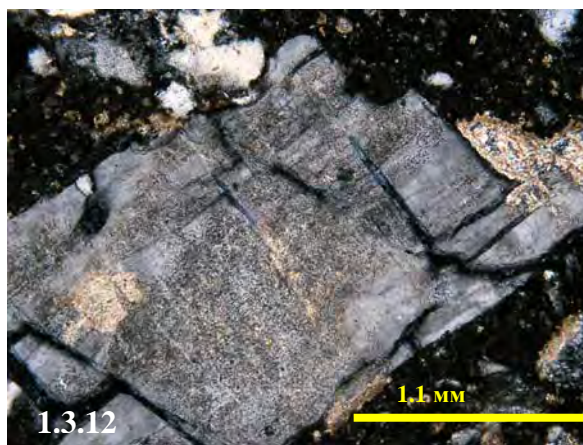


Рис.1.3.12 (справа). Зерно плагиоклаза, корродированное карбонатным минералом с формированием мелкоячеистой поверхности, с анализатором.Обр.04ELM23А, J₃-К₁, Западная Чукотка.

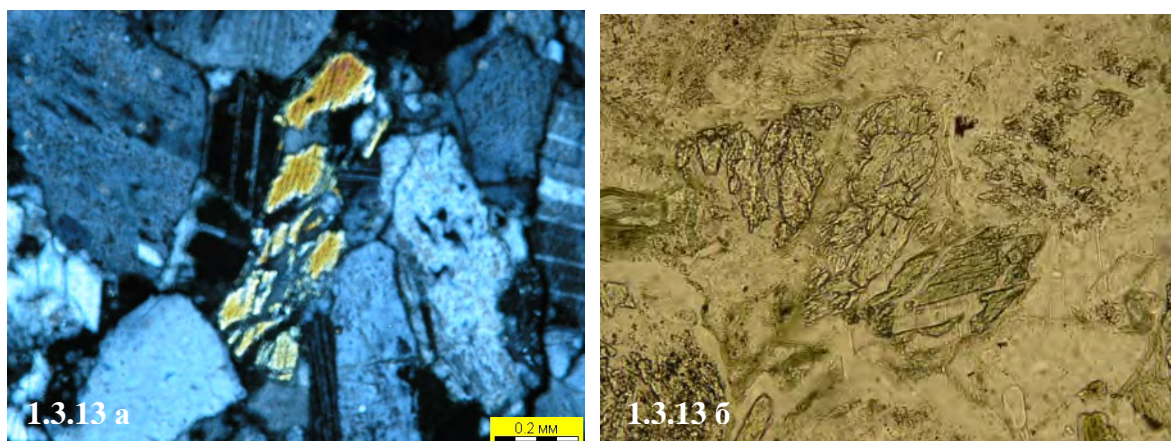


Рис.1.3.13 а,б. Зерно клинопироксена, корродированное цеолитом с формированием зубчатой поверхности. Обр. 1531, эксеняхская свита, K_1 , Верхоянье, обр.Г.В.Ивенсен. Слева зерно удлиненное, снимок сделан с анализатором. Справа зерно таблитчатое, снимок сделан без анализатора.

Регенерационные структуры возникают в результате процесса восстановления минералом своей исходной формы при нахождении в среде перенасыщенных растворов соответствующего состава (рис.1.3.14, 1.3.15). В осадочных породах регенерационными процессами бывают затронуты такие обломочные минералы, как кварц, полевые шпаты, гранат, эпидот, карбонаты и др. Иногда явлению регенерации бывают подвергнуты фаунистические остатки в известняковых породах. Как правило, вещество для регенерации обломочных зерен в терригенных породах может быть двух типов. Во-первых, растворы извне, то есть флюиды, проникающие в породу в результате смены режима существования терригенной толщи. Во-вторых, растворы, существующие внутри терригенной толщи. В результате уплотнения, повышенного давления или температурного воздействия входящие в раствор компоненты реализуют себя в ближайшем окружении, как правило, в участках меньшего давления и формируют регенерационные каемки на обломочных зернах. Регенерационная кайма обладает оптической ориентировкой, общей с ориентировкой окружаемого ею кристалла.

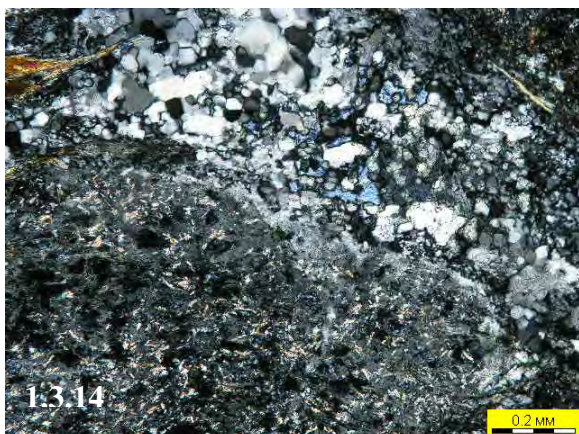


Рис.1.3.14. Полевой шпат (нижняя часть фото) с регенерационной каймой по краю зерна

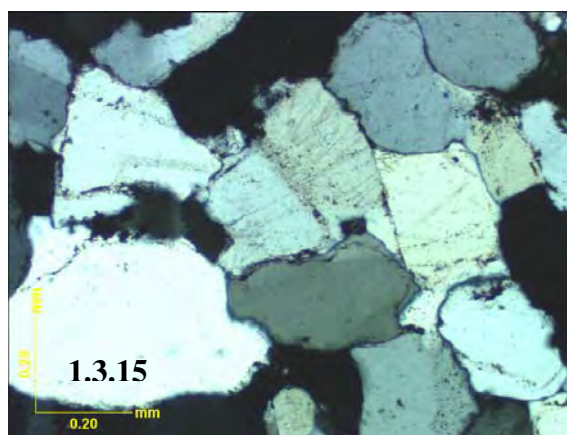


Рис.1.3.15. Сортированный кварцевый песок с регенерационным кварцевым цементом.(средняя часть фото, серое), с анализатором

Структуры замещения наблюдаются, когда происходит замещение одного минерала другим (основного плагиоклаза – более кислым, плагиоклаза – кальцитом, или другим карбонатом, слюды – хлоритом и каолинитом, вулканическое стекло – цеолитом и т.д.) (рис.1.3.16 а,б). Один минерал другим может замещаться полностью, или частично – в центральной или периферической части исходного зерна. Во всех случаях характер замещения и состав новообразованного минерала, а в некоторых случаях и его кристаллохимические особенности свидетельствуют об уровне постседиментационного преобразования осадочной породы.

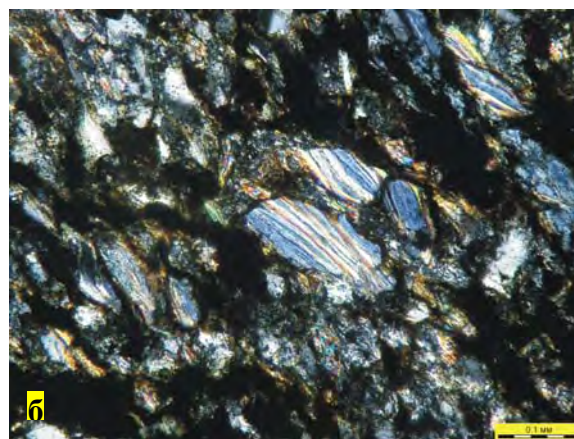


Рис.1.3.16 а, б. а – замещение среднего плагиоклаза слюдистым минералом, наиболее интенсивно по отдельным двойникам, с анализатором. Обр. В.Д.Шутова, № 507-53, Верхоянье. б – замещение отдельных пакетов слюды хлоритом (синее), с анализатором. Обр. 463/2, ТЗк, Западная Чукотка.

Структуры обрастания минеральных частиц. Эти структуры отличаются от регенерационных тем, что новообразования на обломочном зерне имеют отличный от него вещественный состав. Обрастания могут быть представлены либо чешуйками глинистых минералов (рис.1.3.17 а),

либо кристалликами карбонатного, фосфатного, кварцевого или другого состава. В большинстве случаев агрегаты обрастания ориентированы перпендикулярно к слабо корродированной поверхности обломочного зерна. Высокое содержание агрегатов новообразованных минералов формирует каемочки со строением тонких щеточек – кристификационные оболочки (рис.1.3.17 б).

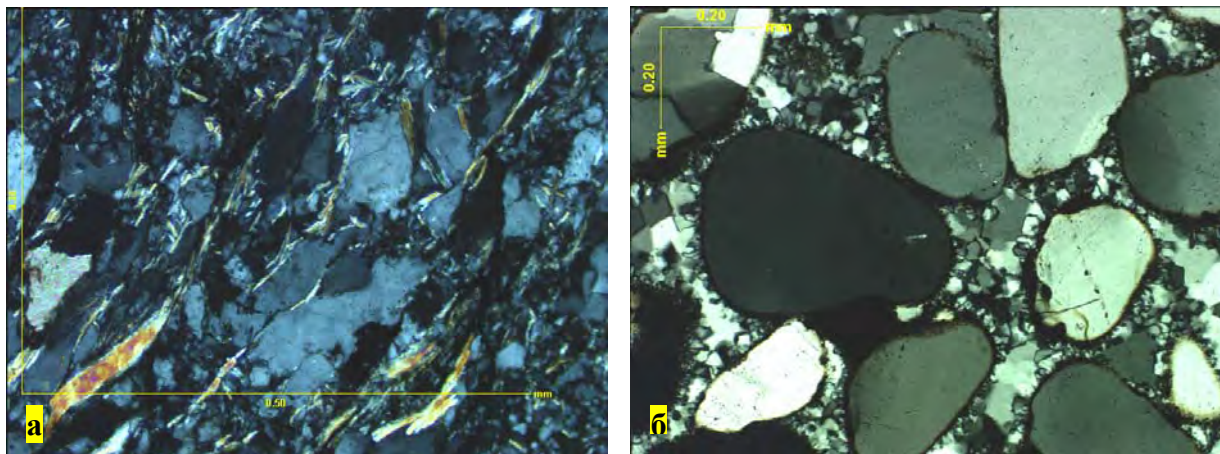


Рис.1.3.17 а – обрастание обломочных зерен чешуйками новообразованной слюды в алевропесчанике. С анализатором. Обр. 201/б, ТЗк, Западная Чукотка. б – кристификационный кварцевый цемент в кварцевом песчанике, рифей Русской платформы, фото В.В.Костылевой.

Структуры, связанные с метагенетическими преобразованиями

Как правило, в зонах развития метагенеза, сохраняются реликтовые структуры предшествовавших стадий преобразования осадочных пород. Однако выделение зоны метагенеза (анхиметаморфизма) основано не только на индексе Кюблера, но и на характерных для зоны вторичных структур. К ним относятся:

- **Растворение под давлением**

Среди этих структур, широко проявленных на более ранних стадиях преобразования пород, в зоне метагенеза также встречаются *коррозионные структуры*. Они могут быть характерны как для катагенетических, так и для метагенетических изменений пород, и легко узнаются микроскопически по мелким клиновидным углублениям, нарушающим плавные очертания среза минерального зерна или скелетного остатка фауны. *Структуры замещения* могут быть характерны как для зон катагенеза, так и для зон метагенеза.

- **Перекристаллизация**

Среди структур перекристаллизации можно выделить структуры рекристаллизационно-грануляционные, бластические, замещения.

Рекристаллизационно-грануляционные структуры формируются как результат растворения и перекристаллизации минерала или минералов под давлением. Структура наблюдается в плотно прилегающих одного к другому крупных зернах, не испытывающих явлений конформного растворения и выражается в проявлении по периферии зерен тончайших каемок, по которым происходит рекристаллизация минерала. Перекристаллизация под давлением зерен кварца выражается в появлении грануляции периферийных частей кварцевых зерен. При этом грануляция ограничена лишь участком соприкосновения зерен и обычно хорошо заметна на двух сочлененных зернах (рис.1.3.18). Перекристаллизация под давлением зерен кварца сопровождается деформацией кварца с изменением его оптических свойств и состава (рис. 1.3.19).

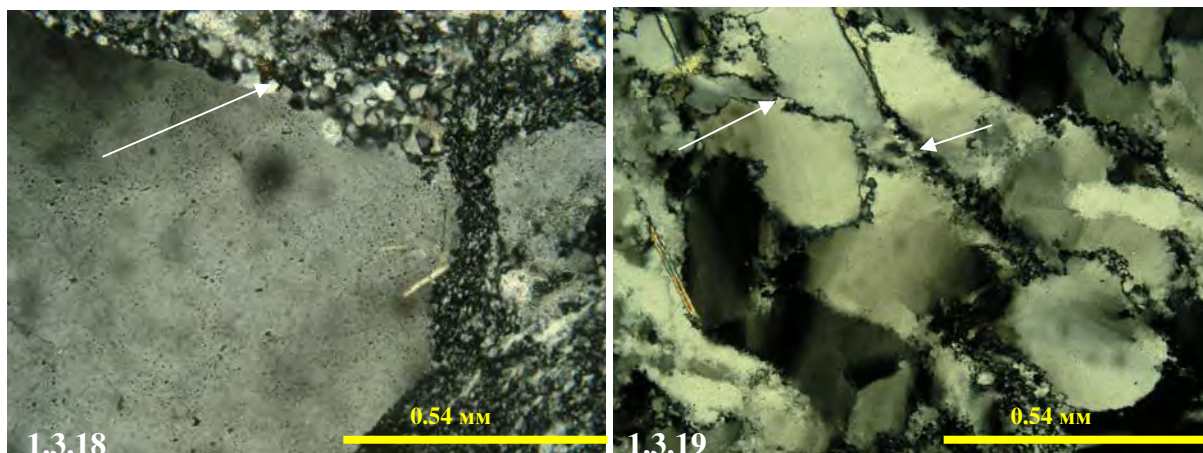


Рис.1.3.18. Грануляция кварцевого зерна на контакте двух кварцевых зерен. С анализатором. Обр.129/6б, J₁, Большой Кавказ.

Рис.1.3.19. Грануляция кварцевых зерен на контактах, с анализатором, Обр.129/6б, J₁, Большой Кавказ.

Структуры, связанные с кливажем

При определении и характеристики этой текстуры были использованы материала сайта <http://students.web.ru/geolab/index.html>. Существует множество определений и классификаций КЛИВАЖА (Кириллова, 1962; Ажгирей, 1966; Белоусов, 1986). В недавних публикациях (Гончаров, 1988; Галкин, 1988; Талицкий, 1992) отмечено, что термин "кливаж" является морфологическим, и отражает особенности строения горной породы на микроуровне. Основными (базовыми) элементами, определяющими строение кливажированных пород, являются

линзы-микролитоны, разделенные нитевидными кливажными зонами. Кливажные зоны и являются теми неоднородностями строения, наличие которых обуславливает способность пород расщепляться на тонкие пластинки. Толщина микролитонов соизмерима с размером обломочных зерен, мощность кливажных зон варьирует в пределах от 0.0п-0.п мм. Кливаж может быть трех типов – сланцеватость, межзерновой кливаж и кливаж плойчатости. Также встречается тип микроструктур, характеризующий преобразование пород при участии кливажа, которые имеют название *шиповидные* и *бородатые* структуры. Они сформированы агрегатами новообразованных минералов с глубоким вращением внутрь обломочного зерна. Различие между этими структурами состоит в том, что в первом случае шиповидные вросстки сосредоточены по всему периметру обломочного зерна (рис.1.3.23 а, б). Во втором случае вросстки агрегатов новообразованных минералов концентрируются только на двух полярно-противоположных участках в виде двух пучков или бород (рис.1.3.24 а, б). Важным является то, что присутствие бородатых новообразованных структур есть показатель высокого одностороннего давления.

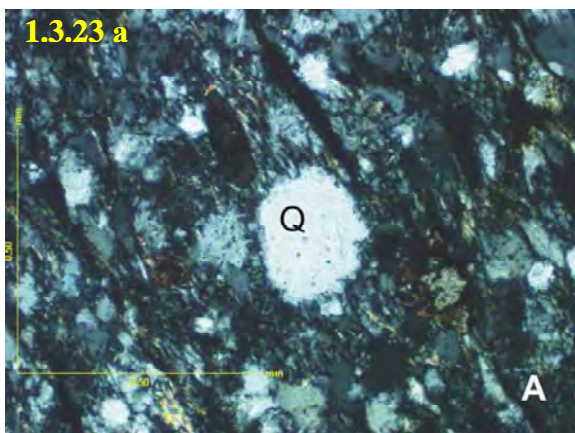


Рис.1.3.23 а. Шиповидная структура в песчанике. Обр.201/1, Т₃к, Западная Чукотка, р.Малый Аной

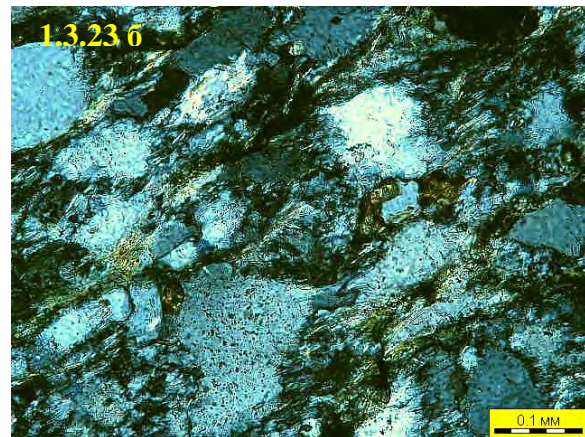


Рис.1.3.23 б. Шиповидная структура в песчанике. Обр.201/5, Т₃к, Западная Чукотка, р.Малый Аной.

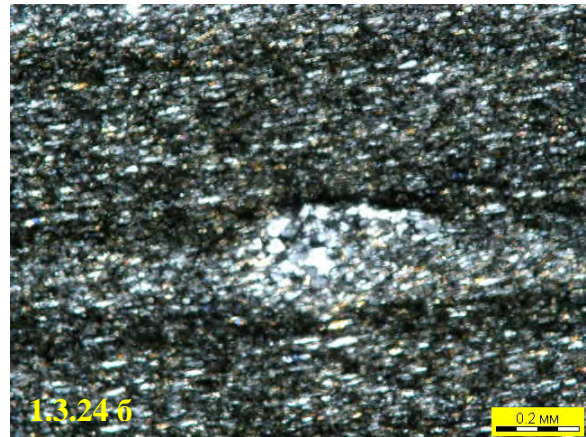
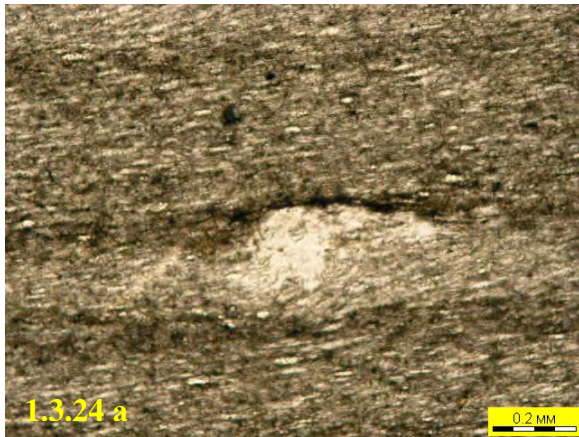


Рис.1.3.24 а. Волокнистые “бороды” нарастания в тенях давления гранулированного кварцевого микролитона, “бороды” представлены чешуйками слюдистого минерала. Обр.412/1, Тзк, Западная Чукотка, без анализатора.

Рис.1.3.24 б. То же, с анализатором

Сланцеватость, термин используется для определения плоскостных текстур горных пород, образованных параллельным расположением пластинчатых или листоватых минералов. Основными, или базовыми, элементами текстуры являются уплощенные минеральные зерна. Таким образом, сланцеватость - это морфологический термин, обозначающий микроскопическую структуру и имеющий однозначное общепринятое толкование (Талицкий, Галкин, 1988). Подобный тип структур является характерным для метаморфических пород.

Другим термином, именующим подобную структуру, является структура **бластическая** – для которой характерно взаимопроникновение одного зерна в другое, с формированием агрегатов тех же минералов. То есть явление бластеза – это процесс перекристаллизации в твердом состоянии породообразующих компонентов (без фазовых переходов (Япаскурт, 1995)). По полноте проявления бластические структуры могут быть полнобластические, неполнобластические, зачаточно-бластические (Япаскурт, 1995). Полнобластические структуры характеризуются неправильными формами минеральных частиц, с зубчатыми или извилисто-петлеобразными формами их сочленения друг с другом (рис.1.3.25). Неполнобластическими структурами называются структуры, в которых сохраняются заметные реликты прежних структур (рис.1.3.26).

Зачаточно-бластические структуры (рис.1.3.29) представляют собой начальную стадию бластеза, но их проявление различимо только микроскопически (Япаскурт, 1995). Этот процесс затрагивает в основном периферические участки обломков и регенерационные каемки.

Идентификация сланцеватости или бластических структур при микроскопических исследованиях, как правило, не вызывает затруднений (см рис.1.3.25-1.3.29).

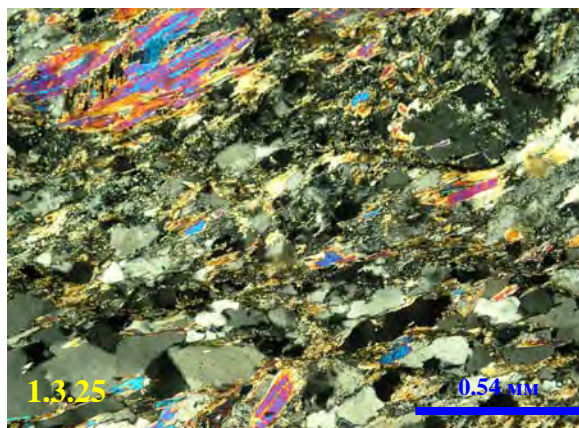


Рис.1.3.25 Бластическая структура в гравийном песчанике, в породе наблюдаются бластические обломки кварца и обломков гранитоидов. С анализатором. Обр. 129/2, J₁, Большой Кавказ

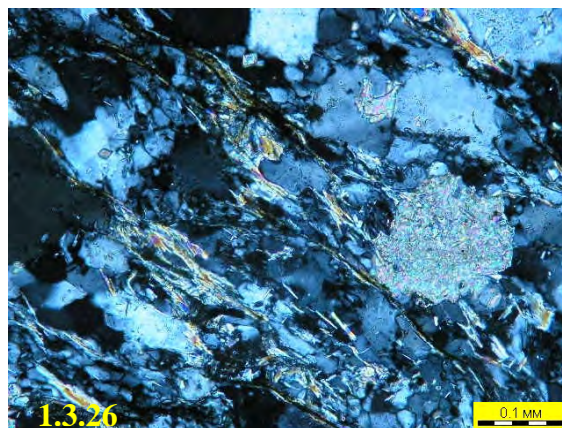


Рис.1.3.26 Бластопсаммитовая структура алевропесчаника. С анализатором. Обр. 201/9, Т_{3к}, Западная Чукотка.

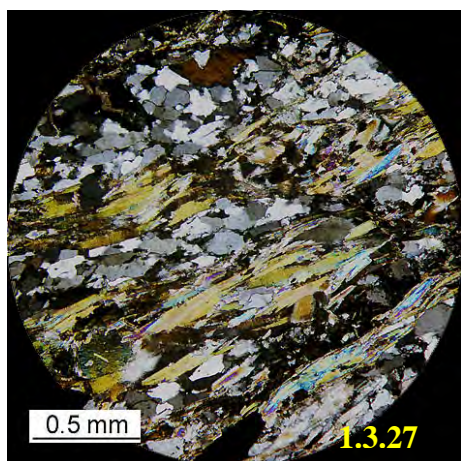


Рис. 1.3.27. Сланцеватость в кварц-плагиоклаз-мусковитовом сланце. С анализатором, фото А.Б.Кирмасова, с сайта <http://students.web.ru/geolab/index.html>.

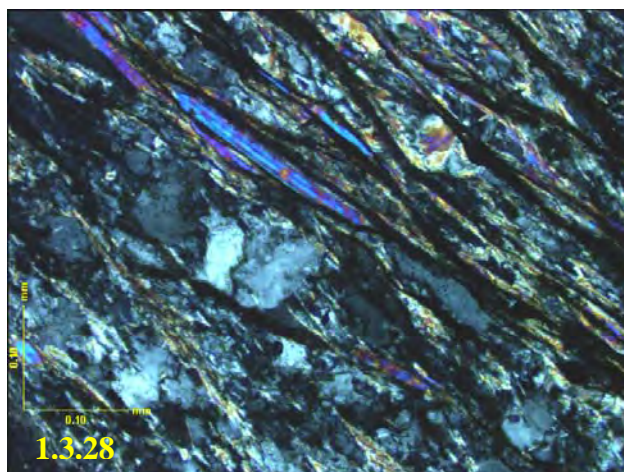


Рис.1.3.28. Сланцеватость в песчанике Обр.201/5, Т_{3к}, Западная Чукотка.

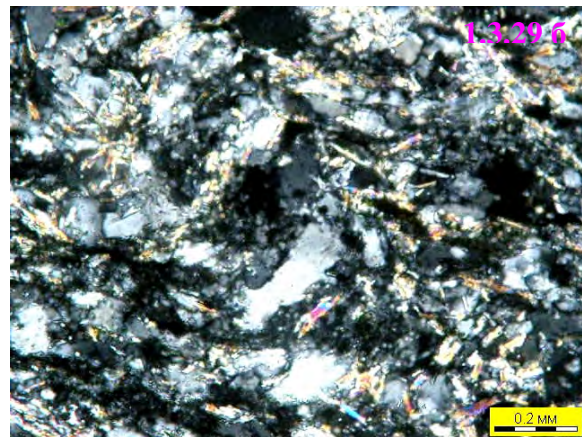
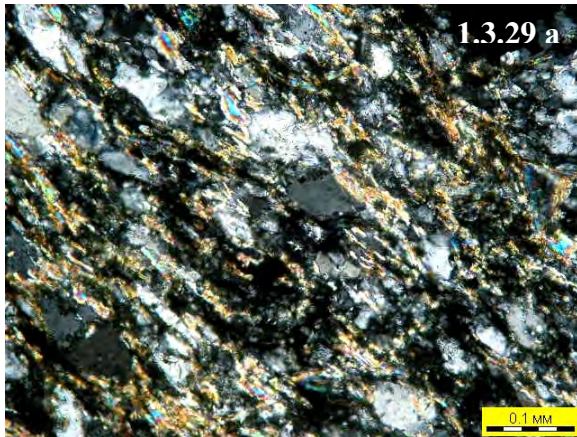


Рис.1.3.29 а,б. Зачаточно-бластическая структура в песчанике, слюдястый минерал формируется вдоль квиважных трещин: а – вдоль одной системы квиважа, б . Обр. 412/6, Тзк, Западная Чукотка.

Межзерновой квиваж (квиваж обломочных пород) – плоскостная микротекстура, выраженная плоскопараллельным расположением в породе уплощенных агрегатов, состоящих из глинистых, слюдястых, рудных минералов и органического вещества (рис. 1.3.30). Основные (базовые) элементы – линзы микролитоны, разделенные нитевидными квиважными зонами.

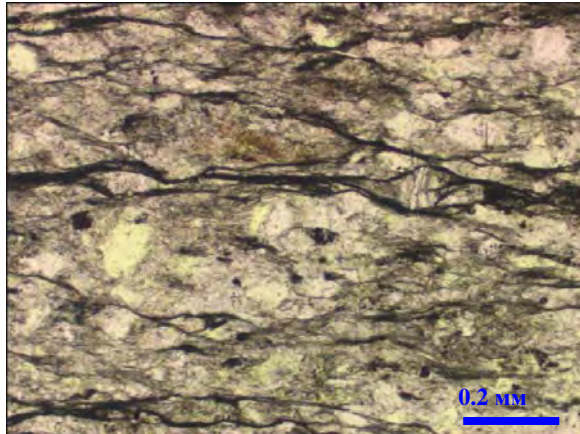


Рис. 1.3.30. Межзерновой квиваж в песчанике, Масштаб 0,2 мм, обр. 201/5, Тзк, Западная Чукотка, р. Малый Анюй.

Квиваж плейчатости – плоскостная микротекстура, выраженная плоскопараллельным расположением в породе зон, сформированных крыльями микроскладок или смыкающимися крыльями микрофлексур, в которые смята ранняя плоскостная микротекстура (рис. 1.3.31). Основные (базовые) элементы – микролитоны, разделенные нитевидными квиважными зонами.

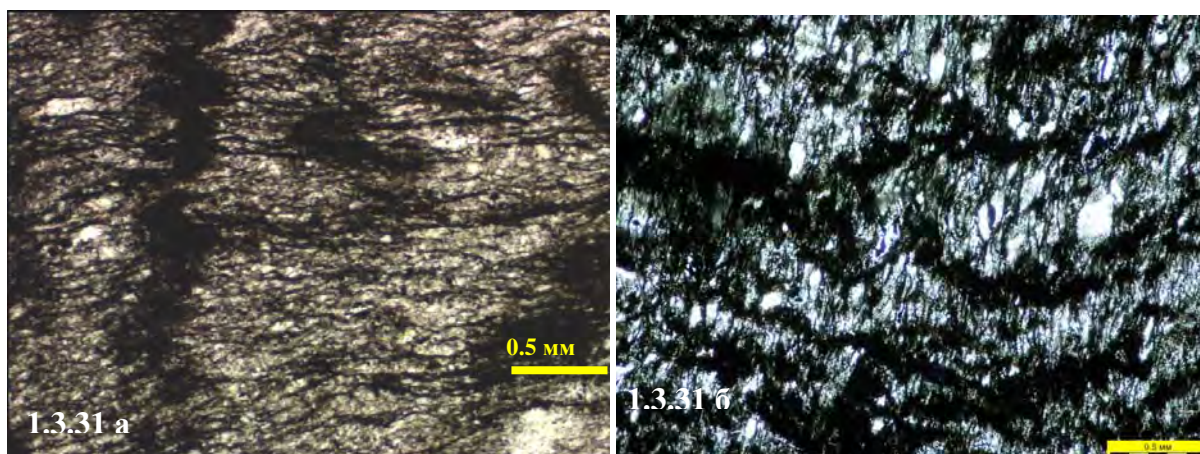


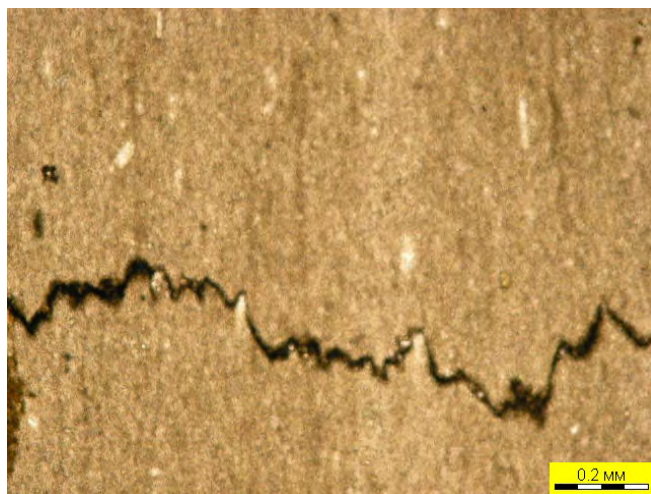
Рис.1.3.31 а, б. Межзерновой кливаж и кливаж плейчатости в алевро-аргиллите. Слева обр.422/5, Т_{3к}, Западная Чукотка, р.Малый Анюй, масштаб 0,5 мм. Справа 201/5, Т_{3к}, Западная Чукотка, р.Малый Анюй.

Механизм формирования межзернового кливажа детально изучен с применением экспериментальных, микроскопических, электронно-микроскопических, геохимических методов исследований (Талицкий, 1989; Gray, 1978; Holcombe, 1982). Происхождение такой текстуры связано с резкой неоднородностью строения некоторых типов пород на зерновом уровне, что вызывает неоднородность распределения напряжений: появление перегруженных и недогруженных участков пород (зон компрессии и декомпрессии (Морозов, 1994)). Зоны компрессии возникают на контактах зерен, ориентированных нормально к оси максимального сжатия. Зоны декомпрессии образуются на контактах зерен, ориентированных субпараллельно оси сжатия (тени давления); их роль выполняют также трещины, имеющие подобную ориентировку. При стрессовых нагрузках пород с резко неоднородными зерновыми структурами (в низко- и среднетемпературных условиях) их деформация, как правило, осуществляется механизмом растворения под давлением (механизмом компрессионной ползучести (Теркот, Шуберт, 1985; Veach, King, 1978; Boer, 1977)), при котором происходит селективное растворение наиболее легко растворимых компонентов пород в зонах компрессии (как самих обломочных зерен, так и цемента) и переотложение растворенного вещества в зоны декомпрессии, где приоткрываются поры, формируются пустоты, трещины и т.п. В результате выноса растворимых компонентов пород, зоны компрессии обогащаются нерастворимыми компонентами, образуя плоскостные кливажные зоны, рассекающие всю породу на линзы

или пластинки (микролитоны), толщина которых соизмерима с размерами зерен или обломков пород. Наиболее легкорастворимыми компонентами являются кварц, карбонатные минералы, хлорит. Несколько хуже растворяются плагиоклазы и эпидот. Нерастворимыми компонентами являются глинистые минералы, углистое вещество, поэтому кливажные зоны бывают часто выполнены именно этими компонентами. В зависимости от геохимической обстановки при деформации пород, рудные минералы могут как входить в состав нерастворимого остатка в кливажных зонах, так и, растворяясь в зонах компрессии, переоткладываться в тенях давления.

Важным признаком постседиментационного преобразования в осадочных породах, помимо новообразованных структур, являются вторичные текстуры. Они подробно описаны в многочисленных публикациях (Швецов, 1963; Рухин, 1969; Пустовалов, 1940; Япаскерт, 1995; Талицкий, 1988; Галкин, 1988; Passchier, 1996 и др.). Поэтому характеристика этих вторичных текстурных особенностей преобразования осадочных пород, к которым относятся стилолиты и кливаж приведены в кратком виде.

Стилолиты – хорошо заметные невооруженным глазом волнисто-шиповидные (в разрезе) или клиновидно-столбчатые внутрипластовые швы, покрытые тонкой глинистой пленочкой, утончающейся к концам их выступов. Более мелкие разности (в том числе и те, которые видны в шлифах) именуется **сутурными швами** (рис.1.3.28). Происхождение



подобных текстур связано с растворением пород под нагрузкой вышележащих толщ в зоне катагенеза, либо в процессе развития кливажа, либо с локально повышенным флюидным давлением.

Рис.1.3.28. Сутурный шов, обр.452/6а, Западная Чукотка.

Помимо выявления новообразованных структур и текстур, важной характеристикой для установления уровня постседиментационных преобразований, является специфика аутигенного минералообразования. Как было предложено А.Г.Коссовской (1962), и это остается актуальным и в настоящее время, для выявления зональности и последовательности постседиментационных преобразований терригенных пород, необходим анализ стадияльных парагенетических ассоциаций, включающий выявление аутигенных минеральных ассоциаций, новообразованных структур, состав глинистых.

В литературных обзорах, посвященных минералам – индикаторам стадий литогенеза, указываются: кварц (Симанович, 1978), глинистые минералы (Дриц, Коссовская, 1991, 1990), цеолиты (Петрова, 2005), карбонаты (Муравьев, 1971; Кузнецов, 1992; Япаскурт, 1995), минералы каолинового ряда (Пустовалов, 1940; 1956; Clay minerals in sandstones, 2003) и др. Важнейшими при установлении постседиментационной зональности являются минералы глин в составе цемента песчаников. Ассоциации и кристаллохимические характеристики глинистых минералов в терригенных породах указывают стадию преобразования пород и Р-Т условия формирования толщи (Коссовская, 1962; Шутов, 1975; Симанович и др., 2002 и др.).

Глава 2.

Примеры отложений пассивной континентальной окраины

2.1. Типы и осадочные комплексы пассивных окраин

Пассивные континентальные окраины относятся к области, переходной между континентом и океаном. Время существования пассивной континентальной окраины ограничивается окончанием рифтогенеза и началом коллизии под сблизившиеся с ней микроконтиненты, островные дуги или континенты. Процесс коллизии сопровождается сжатием и деформированием накопившихся на пассивной окраине осадочных комплексов, они подвергаются складчатым деформациям и латеральному перемещению. В связи с этим возникают проблемы при интерпретации древних пассивных окраин – фациальные комплексы оказываются дезинтегрированными, сорванными, совмещенными и надвинутыми друг на друга.

Типы пассивных окраин. Среди пассивных континентальных окраин выделяется несколько типов, основанных на наличии или отсутствии вулканизма на начальном этапе развития, разных типов шельфов и прилегающих континентальных областей (Конюхов, 1987; Bond et al., 1995; Худолей, 2004). В наиболее известных классификациях пассивные окраины различаются на основании тектонических обстановок, предложено пять типов пассивных окраин – ортогональные, косоориентированные, трансформные, задуговые и постколлизионные (Bond et al., 1995; Худолей, 2004).

Элементы пассивных окраин. В строении типичных пассивных окраин всегда выделяется три главных элемента (не считая прибрежной равнины) (рис. 2.2.1.): 1) шельф; 2) континентальный склон; 3) континентальное подножие (Ионин и др., 1987; Хаин, Ломизе, 1995, 2005; Джафаров и др., 2005).

Шельф обычно представляет собой подводное продолжение прибрежной равнины материка, обладает крайне пологим наклоном в сторону моря и имеет изменчивую ширину, достигающую многих сотен километров. Внешний край шельфа, именуемый обычно бровкой, лежит в среднем на глубине 100 м, но может спускаться до 350 м. Наблюдается

некоторая зависимость его гипсометрического положения от географической широты – в полярных областях бровка шельфа может достигать 400 м, в низких широтах она редко опускается ниже 100 м. Поверхность шельфа представляет обычно аккумулятивную, реже абразионную равнину, но в ее выработке участвуют оба процесса и шельф, в общем, является зоной активного воздействия волн. Бровка шельфа и континентальный склон могут быть прорезаны каньонами (Буалло, 1985; Ионин и др., 1987; Хаин, Ломизе, 2005).

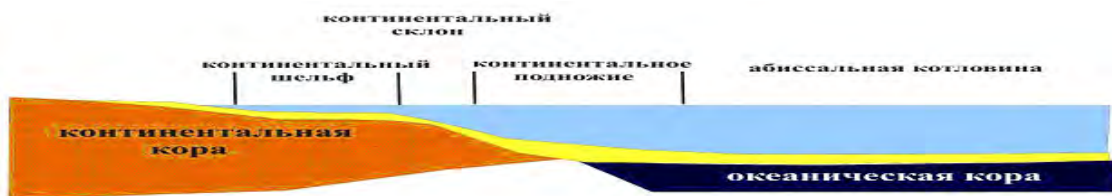


Рис.2.1.1. Основные элементы пассивных континентальных окраин, рис. с сайта <http://atlantic.ginras.ru/>, из лекций А.О.Мазаровича, 2005 г.

Ширина шельфовой зоны обусловлена тем, на какой стадии развития находится континентальная окраина (Буалло, 1985). Для континентальной окраины молодой или вновь активизированной обычно свойственны узкие шельфы, примыкающие к участкам суши с ярко выраженным рельефом. Широкие континентальные плато, являющиеся продолжением обширных прибрежных равнин, указывают на более зрелую стадию развития континентальной окраины. В пределах современных шельфов принято выделять три зоны: прибрежную, центральную, внешнюю (Буалло, 1985; Ионин и др., 1987; Джафаров и др, 2005). Прибрежная зона формируется волновыми процессами и связанными с ними течениями. Она совпадает с подводным береговым склоном и является наиболее узкой частью шельфа. Центральная зона обычно представляет собой шельфовую равнину абразионно-аккумулятивного происхождения. Внешняя отличается большими наклонами поверхности, нередко сложным и расчлененным рельефом.

Континентальный склон представляет собой сравнительно узкую полосу дна шириной не более 200 км. Он отличается крутым уклоном, в среднем около 4° , но иногда может быть и гораздо больше, порядка 35 и даже до 90° . В его пределах глубина океана увеличивается от 100-200 до

1500-3500 м. Границы с шельфом и континентальным подножием бывают выражены в рельефе дна достаточно резкими перегибами.

Континентальное подножие может обладать значительной шириной, до многих сотен и даже тысячи километров. Оно полого наклонено в сторону абиссальной равнины (круче, чем шельф, но много положе, чем склон), и переход к равнине знаменуется уменьшением уклона до почти горизонтального. Он происходит на глубине около 5 км. На континентальном подножии накапливается мощная толща осадков, мощность их иногда превышает 15 км. Это основная область разгрузки обломочного и взвешенного материала, приносимого с суши. Нередко подножие представляет собой слившиеся конусы выноса подводных каньонов и долин, прорезающих континентальный склон и частично само подножие, и представляющих собой продолжение речных долин суши. В составе их осадков значительную роль играют турбидиты и частично контуриты.

Еще одним, но не обязательным элементом строения пассивных окраин являются краевые плато. Они представляют собой опущенные на глубину 2-3 км периферические участки шельфа, как бы ступени, отделенные от шельфа либо уступом типа континентального склона, либо трогом рифтового происхождения.

Осадочные комплексы. Попытки создания единой модели осадконакопления на пассивных континентальных окраинах проводились неоднократно (Буалло, 1985; Конюхов, 1987; Обстановки осадконакопления, 1990; Bond et al., 1995; Романовский, 1998 и многие другие), но многообразие обстановок осадконакопления препятствует созданию единой модели. Тем не менее, установлено, что длительное развитие пассивных континентальных окраин сопровождалось формированием своеобразных литолого-фациальных комплексов, при формировании которых важную роль играют три фактора: 1) климат, контролирующий объем биогенного карбонатакопления, распределение теплых и холодных течений, силу штормов и уровень зрелости пород в источниках сноса (Конюхов, 1987; Обстановки осадконакопления, 1990; Bond et al., 1995; Худoley, 2004). 2) близость устьев крупных рек, приносящих основную массу терригенного материала с близлежащего

континента. 3) эвстатические колебания уровня моря и рельеф прилегающей суши. Взаимодействие всех этих факторов определяет специфику осадочных комплексов пассивных окраин.

На шельфах пассивных окраин преобладают осадки, которые сформировались в результате влияния чрезвычайно подвижной, гидродинамически активной среды. В связи с этим, на шельфах в основном накапливаются песчаные и гораздо реже – глинистые осадки. К тому же огромное количество поступающей с континента терригенной кластики препятствует образованию органогенных карбонатных построек. Шельфовая зона при небольшой глубине и близости суши хорошо прогревается и освещается, постоянно насыщается кислородом и получает необходимое количество микро-, макроэлементов и органики, поэтому наличие биокластических и биогенных осадков не является запрещенным фациальным комплексом пассивных окраин.

На континентальном склоне и его подножии доминируют терригенные глинистые илы, алевриты и тонкозернистые пески. Они транспортируются нефелоидами или контурными течениями. Часто присутствуют комплексы оползневых осадков, которые перемещают материал со склона к его подножию. Но наиболее типичным представителем подножия континентальных окраин являются отложения турбидитов, накапливающиеся вдоль подножий континентальных склонов. Материал для многокилометровых турбидитовых отложений поступает в бассейн при помощи конуса выноса, являющегося продолжением дельтовой зоны.

Строение конусов выноса. На континентальных окраинах выделяется три типа конусов выноса, при этом на пассивной континентальной окраине каждый из конусов обладает рядом характерных черт, позволяющих отличать их от конусов активных окраин.

- *Дельтовые конусы выноса*
- *Конусы выноса склоновых шлейфов*
- *Подводные конусы выноса*

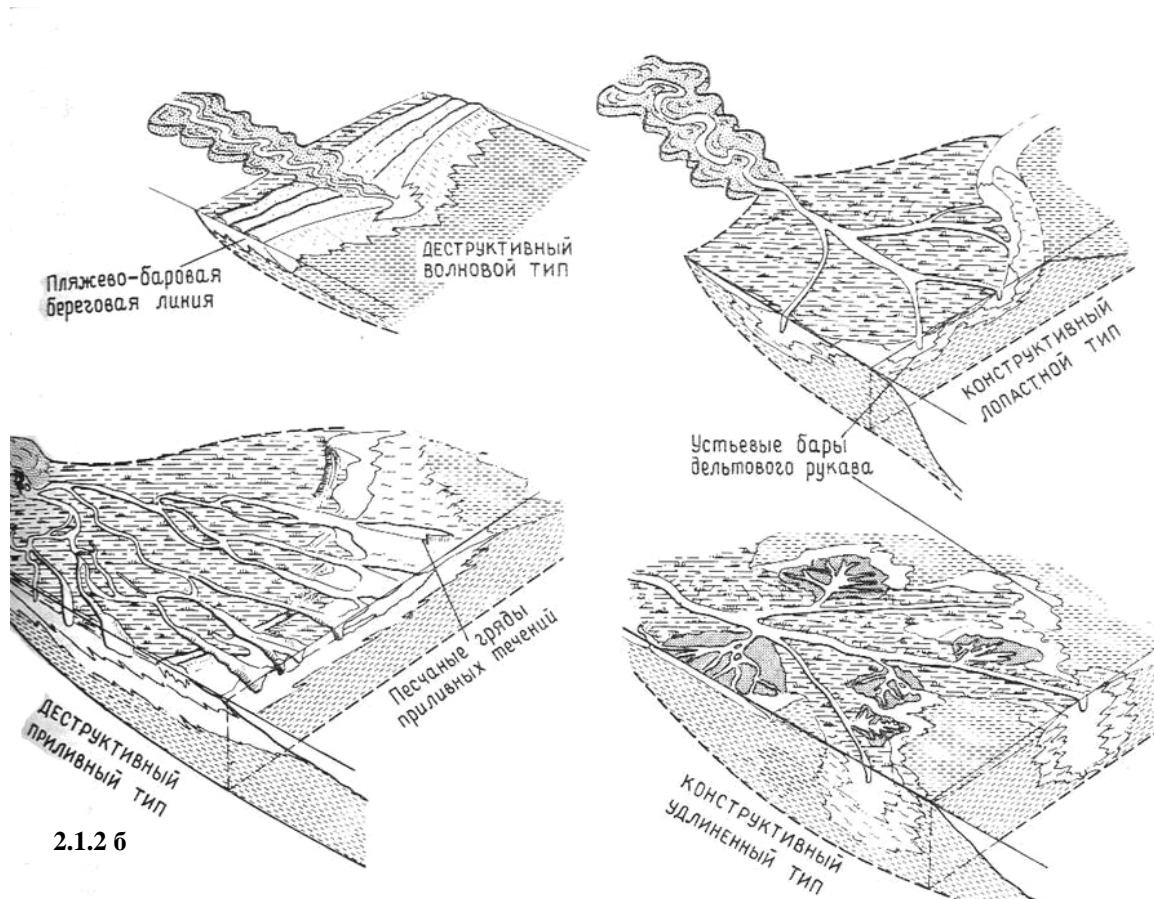
Дельтовые конусы выноса, или дельты – выступы береговой линии в местах впадения рек в озера, лагуны, моря, сформированные твердым стоком реки. Типы дельтовых систем рассматривались неоднократно,

этому посвящена разнообразная литература, преимущественно англоязычная (Сэлли, 1989; Обстановки осадконакопления, 1990; Япаскурт, 1998; Соловьева, Япаскурт, 1994; Гаврилов, 1994^{1,2}, Гаврилов, 2005) и др.). Основанием для типизации дельтовых систем служит анализ тех процессов, которые их формируют. В одних случаях выделяются дельты, образованные в результате аллювиальных процессов и морского воздействия (Сэлли, 1989, рис.2.1.2 а), в других – режим фронта дельты (Обстановки осадконакопления, 1990, рис.2.1.2 б).



Рис. 2.1.2 а. Схема, иллюстрирующая геоморфологию и типы дельт, образованных в результате аллювиальных процессов и морского воздействия (Сэлли, 1989)

Рис.2.1.2 б. Схема, иллюстрирующая геоморфологию и типы конструктивных и деструктивных дельт, сформированных в результате режима фронта дельты (Обстановки осадконакопления, 1990, Т.1, рис. 6.3.)



Как в древних, так и в современных дельтах выделяется три принципиальные фациальные ассоциации, генетически связанные между собой (рис.2.1.3). Фациальная ассоциация дельтовой равнины – отражает накопление осадков в протоках и внутридельтовых областях. Она может быть представлена разрезами регрессивного типа, которые образуются в результате продвижения фронта дельты. Или сложена тонкими, латерально выдержанными маркирующими слоями, отражающими низкие скорости осадконакопления – результат отмирания дельты.

Минеральный состав пород, слагающих дельтовые конуса выноса пассивных окраин, представлен устойчивыми минеральными ассоциациями, отражающими усредненный состав разнообразных источников сноса, так как реки имеют большой водосбор. Если в разрезе дельты присутствуют более грубозернистые, чем песчаные, отложения, то их состав отражает состав ближайшего к побережью источника сноса. На ранних стадиях развития пассивной окраины это внутришельфовые и прибрежные размываемые острова-останцы, на зрелой – дренируемые речной системой разнообразные размываемые древние комплексы, на заключительной – внутривассейновые слабо литифицированные источники, сложенные синседиментационным материалом.

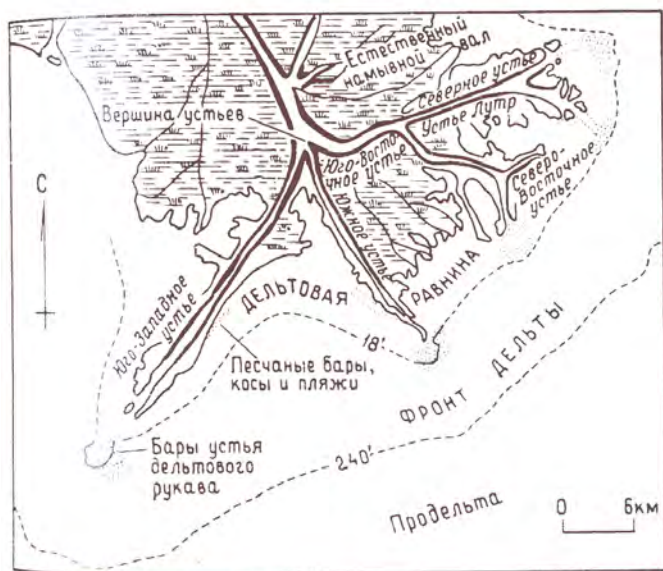


Рис. 2.1.3 Схема, иллюстрирующая фации современной дельты Миссисипи. На рисунке показаны все фациальные типы осадков, слагающих дельту (Обстановка осадконакопления, 1990, рис. 6.16.).

Конусы выноса склоновых шлейфов (slope apron) – полого наклоненные поверхности на континентальном склоне, они формируются в депрессиях на

континентальном склоне при его крутизне не более 5° , в зонах привноса терригенного материала (Обстановка осадконакопления, 1990). Склоновые шлейфы могут иметь эрозионное или осадочное происхождение. По главным особенностям строения осадочной толщи и морфологическим

элементам можно выделить три обобщенные модели склоновых шлейфов – нормальный (обломочный) шлейф, шлейф, связанный с разломом, карбонатный шлейф (рис. 2.1.4).

Как правило, набор фаций, несмотря на разницу в размерах, близок к конусам выноса. Поэтому в склоновых шлейфах выделяются грубозернистые фации в проксимальной части, смешанные песчаные и илистые фации в дистальной части, часто наблюдается общая тенденция к утонению материала вниз по склону, но она может нарушаться оползнями. Оползневые отложения могут быть массовыми, сохраняя следы слабой литификации отложений к моменту оползания осадка (Соловьева, Япаскурт, 1994). Кроме того, часто отмечаются олистолиты алевропелитового и тонкопесчаного состава внутри алевропелитового матрикса (Соловьева, Япаскурт, 1994).

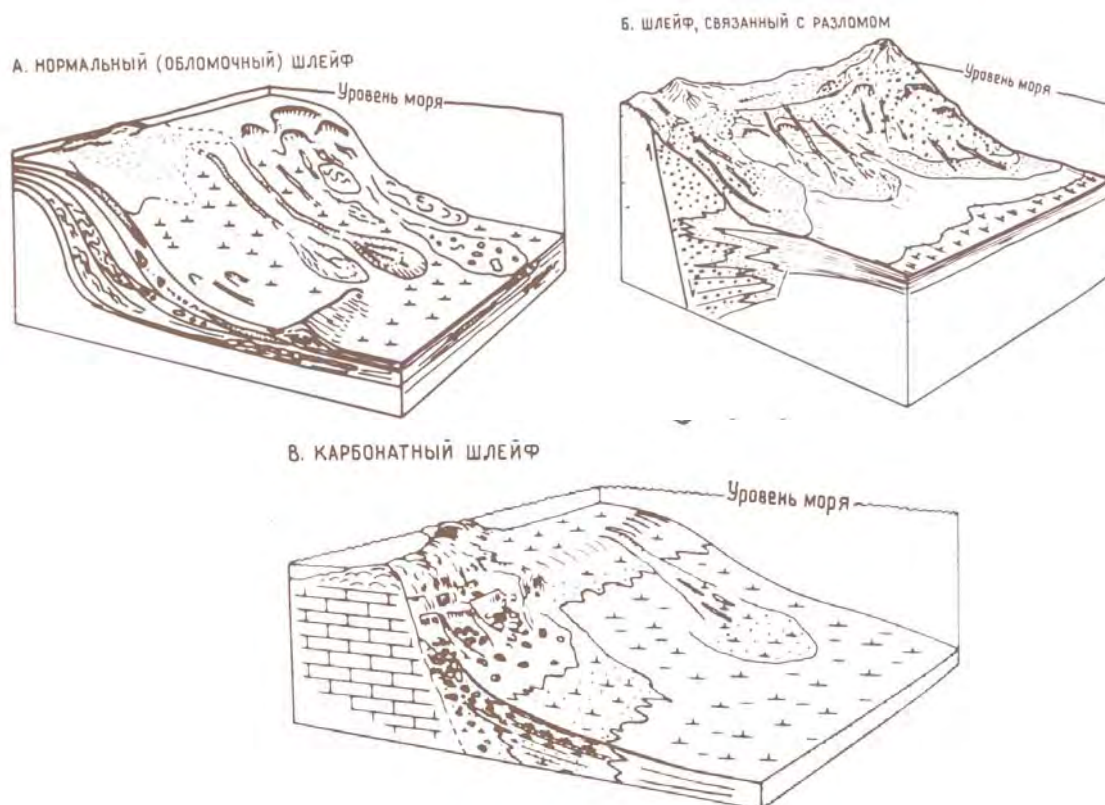


Рис. 2.1.4. Модели склоновых шлейфов (Обстановки осадконакопления, 1990, Т.2, рис.12.22)

Состав обломочного материала склоновых шлейфов зависит от состава пород, слагающих континентальный склон, и от состава осадков, приносимых реками в шельфовую зону (Обстановки осадконакопления, 1990; Худoley, 2004). Как правило, уровень зрелости обломочного материала низкий, породы незрелые, содержат большое количество

глинистого матрикса. Чаще всего при терригенном осадконакоплении в склоновых шлейфах может встречаться новообразованный глауконит, который выполняет поровые пространства в песчаниках и цементирует терригенные зерна (Вознесенский, 1994; Тучкова, 1996).

Подводные конусы выноса представляют собой отчетливые конструктивные образования на подошве склонов (Обстановки осадконакопления, Т.2, 1990). В отличие от склоновых шлейфов, которые протягиваются параллельно окраине, конусы выноса являются изолированными телами, которые формируются мористее основных источников осадков – рек, дельт или основных путей их переноса.

Отложения, характерные для разных конусов выноса и их сравнение между собой было приведено Х.Редингом (Обстановки осадконакопления, 1990). Установлено, что среди глубоководных конусов выноса различается два типа – радиальный и вытянутый, а третий – мелководный дельтовый, представляет собой подводное продолжение аллювиальных конусов (рис. 2.1.5). Радиальные конуса выноса имеют типичную веерообразную форму, образуются вокруг единичного питающего канала и обладают характерным профилем. Вытянутые конуса выноса протягиваются в продольном направлении, ориентированы перпендикулярно к питающим окраинам, могут иметь два или более основных питающих русла. Помимо формы конусов выноса, по составу терригенного материала различают конуса выноса песчаные (sand-rich, fine-grained) и глинистые (mud-reach), среди конусов пассивных окраин преобладают последние (Mutti, 1979; Обстановки осадконакопления, 1990; Bouma, 2000; Mattern, 2005).

В строении конусов выноса выделяется три главных фациальных комплекса – верхний конус, средний конус, нижний конус. Каждому соответствуют определенные фациальные типы, по соотношению которых в разрезе можно реконструировать различные части палеоконусов (рис.2.1.6). Пассивным континентальным окраинам обычно свойственны конуса выноса большого размера – длина современного конуса выноса превышает 500 км и может достигать 1000 км (Обстановки осадконакопления, 1990; Худолей, 2004; Mattern, 2005). Латеральные размеры конуса в среднем составляют около 50 км, в единичных случаях могут быть больше, а чаще всего составляют 20-30 км. Вертикальная

мощность может составлять от 4-5 до 10-12 000м, а в некоторых случаях достигает и больших размеров. Как правило, речная система пассивных окраин имеет низкий градиент и протекает по широкой и плоской прибрежной равнине, источники сноса расположены на значительном расстоянии от бассейна конечного стока, при этом глинистые конусы выноса могут транспортировать осадочный материал на весьма значительные расстояния в океанический бассейн (рис.2.1.7).

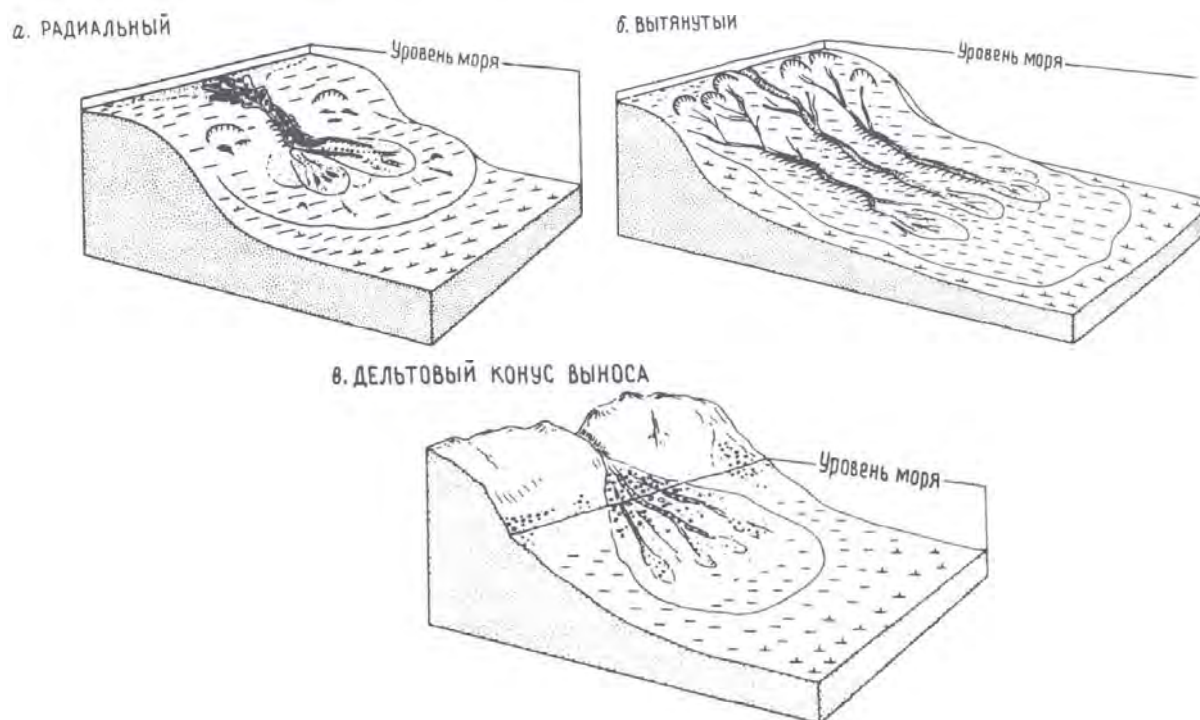


Рис.2.1.5. Модели глубоководных конусов выноса (Обстановки осадконакопления, 1990, Т.2, рис. 12.25).

Минеральный состав осадков, слагающих конусы выноса пассивных континентальных окраин, представлен в основном зрелым материалом, с высоким содержанием кварцевой составляющей и устойчивых компонентов (обломков пород и минералов тяжелой фракции), содержание тяжелой фракции в породе часто невысоко. Исключением могут считаться системы Индского и Бенгальского конусов выноса – они ассоциируются с пассивными континентальными окраинами, но питающие их речные системы дренируют комплексы пород активной зоны коллизии и становления горной страны. Поэтому в составе осадков, слагающих эти конуса выноса, преобладают такие минералы, как роговая обманка, полевой шпат и пироксены (Хворова и др., 1983; Garzanti et al. 2004; Mattern, 2005).

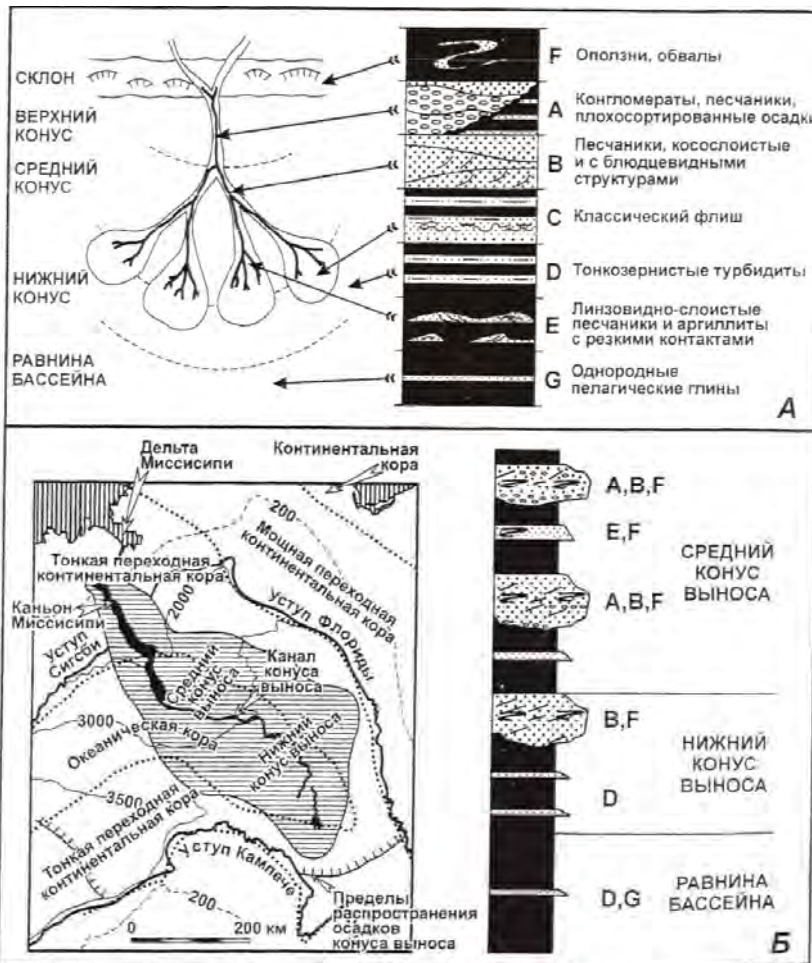
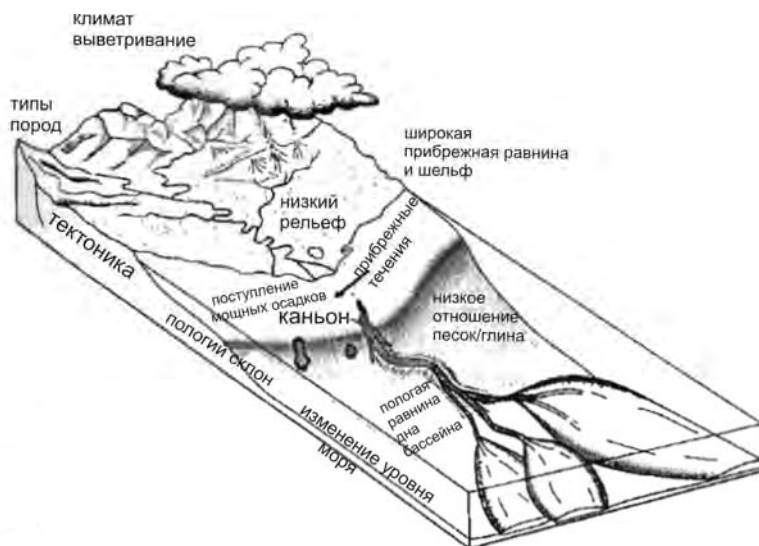


Рис.2.1.6. Схема строения и состава осадков подводного конуса выноса. А – классическая схема распределения фаций в подводном конусе выноса; Б – схематическое строение и распределение фаций в подводном конусе выноса Миссисипи (заштрихована область распространения современного конуса), по Shanmugam et al., 1988; Shanmugam, 1990 и др., модифицировано А.К.Худолеем (Худолей, 2004).

Рис.2.1.7. Блок-диаграмма, иллюстрирующая строение конуса выноса пассивной континентальной окраины (Vouma, 2000).



Факторы, влияющие на седиментацию на пассивных континентальных окраинах. Специфику осадконакопления пассивных континентальных окраин в наибольшей степени определяют факторы: климатический, близость устьев крупных рек, эвстатические колебания уровня моря и рельеф прилегающей суши, формирование которого связано

с тектоническим фактором, хотя активность тектонических процессов мала (Обстановки осадконакопления, 1990; Худолей, 2004; Хаин, Ломизе, 2005 и др.). В связи с этим наибольшее значение для характера осадконакопления древних пассивных окраин является изучение вертикальных и латеральных рядов осадочных формаций, указывающих направленность изменений палеогеографических обстановок в целом. Кроме того, так как пассивные окраины характеризуются большим водосбором, в бассейн поступают осадки с усредненным составом пород из разных источников сноса – чаще всего это кварцевые песчаники с устойчивыми обломками пород. Характер прилегающей суши также оказывает влияние на состав песчаников – при платформенной окраине на суше в морском бассейне накапливаются ассоциации олигомиктовых и мономиктовых кварцевых песчаников. При близлежащем горноскладчатом сооружении образуются осадки с полимиктовым составом. По смене состава песчаников достаточно четко маркируется начало коллизии – появление незрелой кластики или продуктов размыва офиолитов могут служить надежным репером (Сорокин и др., 1995; Mattern, 2005; Bin Zhu et al., 2005 и др.).

Все перечисленные закономерности установлены в результате изучения современных конусов выноса – эти данные привлекают интерес исследователей, так как влияние известных источников сноса на осадконакопление в разных частях конуса выноса может служить прекрасным актуалистическим примером для палеоконусов.

Седиментационный и постседиментационный этапы развития. Континентальные склоны и внутренние части континентальных подножий подстилаются утоненной континентальной корой, переходной или субокеанской корой. Граница этой переходной коры и собственно океанской, как правило, проходит в средней части континентального подножия. Однако проградация шельфовой зоны может привести к её выдвигению в область развития океанской коры, поэтому на океанской коре могут быть расположены удаленные фации подводного конуса выноса за счет его огромного размера (Худолей, 2004; Хаин, Ломизе, 2005; Mattern, 2005).

На начальной стадии развития пассивной окраины накапливается огромное количество обломочного материала (часто более 10 км), который распределяется по территории бассейна. Следующий этап начинается с появления границ поглощения океанической части плиты около одного из континентов, что соответствует началу закрытия океана. В это время нередко происходят изменения в терригенном осадконакоплении и в первую очередь за счет появления новых источников сноса. Устойчивые, зрелые ассоциации могут смениться незрелыми граувакковыми с высоким содержанием матрикса и размыва синседиментационного материала. На зрелой стадии развития на пассивной окраине возможна смена геодинамической обстановки и переход к режиму активной окраины. На образовавшейся активной окраине начинают функционировать островные дуги, формироваться аккреционные комплексы и покровно-надвиговые структуры. В результате при образовании складчатой области терригенные толщи, накопившиеся к этому моменту, подвергаются интенсивным, иногда разнонаправленным, деформациям. При этом реликты комплексов пассивных окраин сохраняются, что позволяет реконструировать как условия, при которых произошло накопление осадочных отложений, так и сами бассейны. Постседиментационная история накопившихся к этому времени осадочных толщ зависит от ряда параметров – исходного минерального состава пород, химизма флюидов, и P-T условий, вовлеченных в деформации пород (Япаскерт, 1999, 2004, 2005; Гаврилов, 2005; Симанович и др., 2004; Morad et al., 2000, 2003; Гаврилов, 2006; Тучкова, 2004, 2007^{1,2} и др.).

В следующих двух разделах рассматриваются процессы седименто- и литогенеза терригенных толщ, накопившихся при режиме пассивной континентальной окраины в разделе 2.2 на примере триасовых отложений Западной Чукотки, в разделе 2.3 – ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа.

2.2. Терригенные отложения триаса Западной Чукотки

Строение осадочных комплексов и зональность постседиментационных преобразований терригенных отложений восточно-арктического побережья России, включая Чукотку, до сих пор остаются малоизученными. Между тем детальные литологические исследования могут помочь в понимании геологической истории и межрегиональных корреляций. При постановке настоящих исследований и выборе объектов автор использовал результаты геологического картирования.

На протяжении длительного времени основное внимание исследователей, занимавшихся изучением строения Чукотки, было уделено тектоническим аспектам развития региона (Тильман, Егоров, 1957; Тильман, Сосунов, 1960; Садовский, 1962; Тильман, 1973_{1,2}; Парфенов, Натальин, 1977; Парфенов, 1984; Натальин, 1984; и мн. др.) и стратиграфии терригенных толщ (Афицкий, 1967, 1970; Бычков, 1959, 1991, 1992, 1994_{1,2}; Паракецов, Паракецова, 1985, 1989). Литологические исследования проводились достаточно формально, что было обусловлено как приоритетом изучения полезных ископаемых, так и широким развитием интенсивных деформаций, которые затрудняют корреляцию разновозрастных осадочных комплексов. Попытки проведения фациального анализа триасовых и юрско-меловых толщ на территории Чукотки предпринимались неоднократно (Садовский, 1959, 1962; Сеславинский, 1970; Бычков, Соловьев, 1992 и др.), но изучения постседиментационной истории пород до настоящего времени не было.

2.2.1. Геологическое строение и тектоническое районирование

Территория Западной Чукотки (рис.2.2.1) относится к Верхояно-Чукотской складчатой области, структуры которой характеризуются широким развитием терригенных отложений триаса. Современный структурный план Верхояно-Чукотской складчатой области был создан в результате коллизии Евразии и микроконтинента Чукотка-Арктическая Аляска и закрытия Южно-Аньюйского океанического бассейна в раннем мелу (Парфенов, 1984; Соколов, 2001; Бялобжеский, Горячев, 2004;

Бондаренко, 2005; Геодинамика, магматизм и..., 2006). Северная окраина океанического бассейна представлена в современной структуре Чукотским террейном пассивной континентальной окраины (рис.2.2.2.). С юга он ограничен Южно-Ануйским террейном, который интерпретируется как сутурный шов, возникший в результате закрытия Ануйского океана (Сеславинский, 1979; Fujita, Newberry, 1982; Парфенов, 1984; Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1998).



Рис.2.2.1 Фрагмент географической карты, на которой квадратом показан район работ.

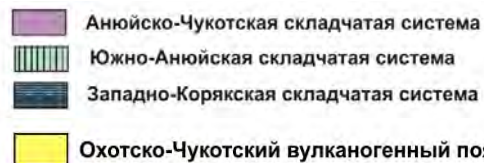
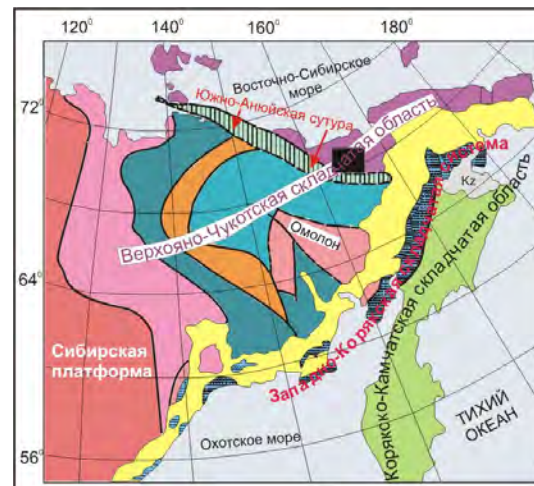


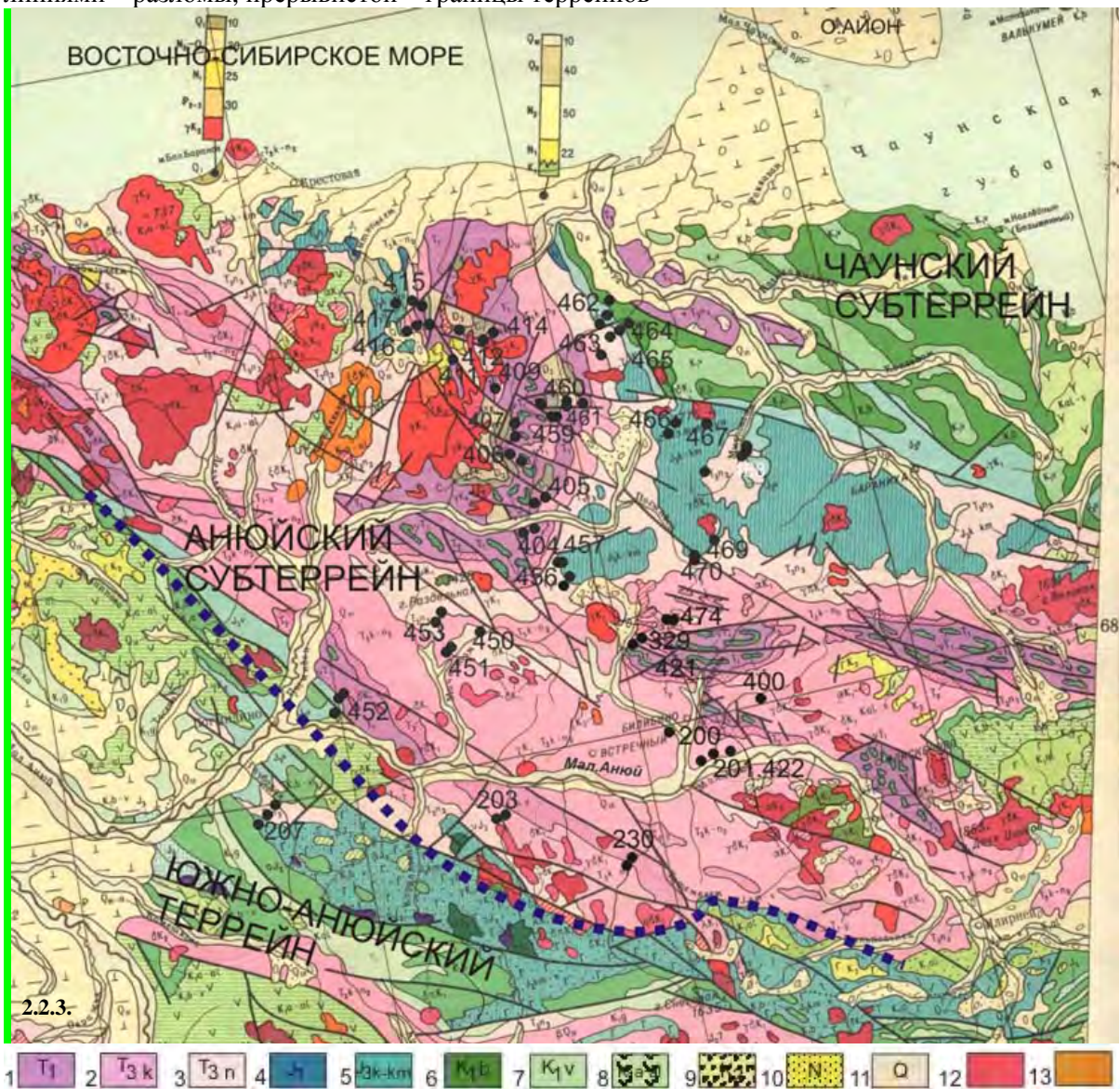
Рис.2.2.2. Тектоническое районирование и положение Западной Чукотки в структурах Северо-Востока России, квадратом обозначен район работ (по данным Соколов и др., 2001)

Главными тектоническими элементами Западной Чукотки являются (рис.2.2.2, 2.2.3): Чукотский (Ануйский и Чаунский субтеррейны), Южно-Ануйский, Олойский и Яракваамский террейны (Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1994; Соколов, 2007). Ануйский и Чаунский субтеррейны сложены палеозойско-мезозойскими осадочными отложениями, представляющими собой чехол Чукотского микроконтинента. Южно-Ануйский террейн имеет покровно-складчатое строение, осложненное сдвиговыми деформациями (Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2004). Оба террейна перекрываются на юго-востоке отложениями Охотско-Чукотского вулканического пояса, а на юге граничат с Олойским и Яракваамским террейнами, которые сложены, главным образом, островодужными образованиями верхнего палеозоя-мезозоя,

формировавшимися вдоль активной окраины Северо-Азиатского континента.

Рис. 2.2.3. Геологическая карта Западной Чукотки, масштаб 1:500000, составители Соловьев, Фурман, 1995, с тектоническими структурами, точками обозначены положение и номера изученных разрезов.

Условные обозначения: 1-3 терригенные породы триаса: 1 – нижнего, 2 – верхнего, карнийского яруса, 3 – верхнего, норийского яруса, 4 – нижнеюрские терригенные, 5 - терригенные и вулканогенные породы верхней юры, 6-9 - терригенные и вулканогенные породы мела: (6 – берриаса, 7 – валанжина, 8- апта-альба, 9 – верхнего мела, 10 – неогеновые отложения, 11 – четвертичные отложения, 12 - гранитоиды, 13 – щелочные диориты нижнего мела, , серым цветом изображены карбоновые отложения, коричневым – девонские, прямыми линиями – разломы, прерывистой – границы террейнов



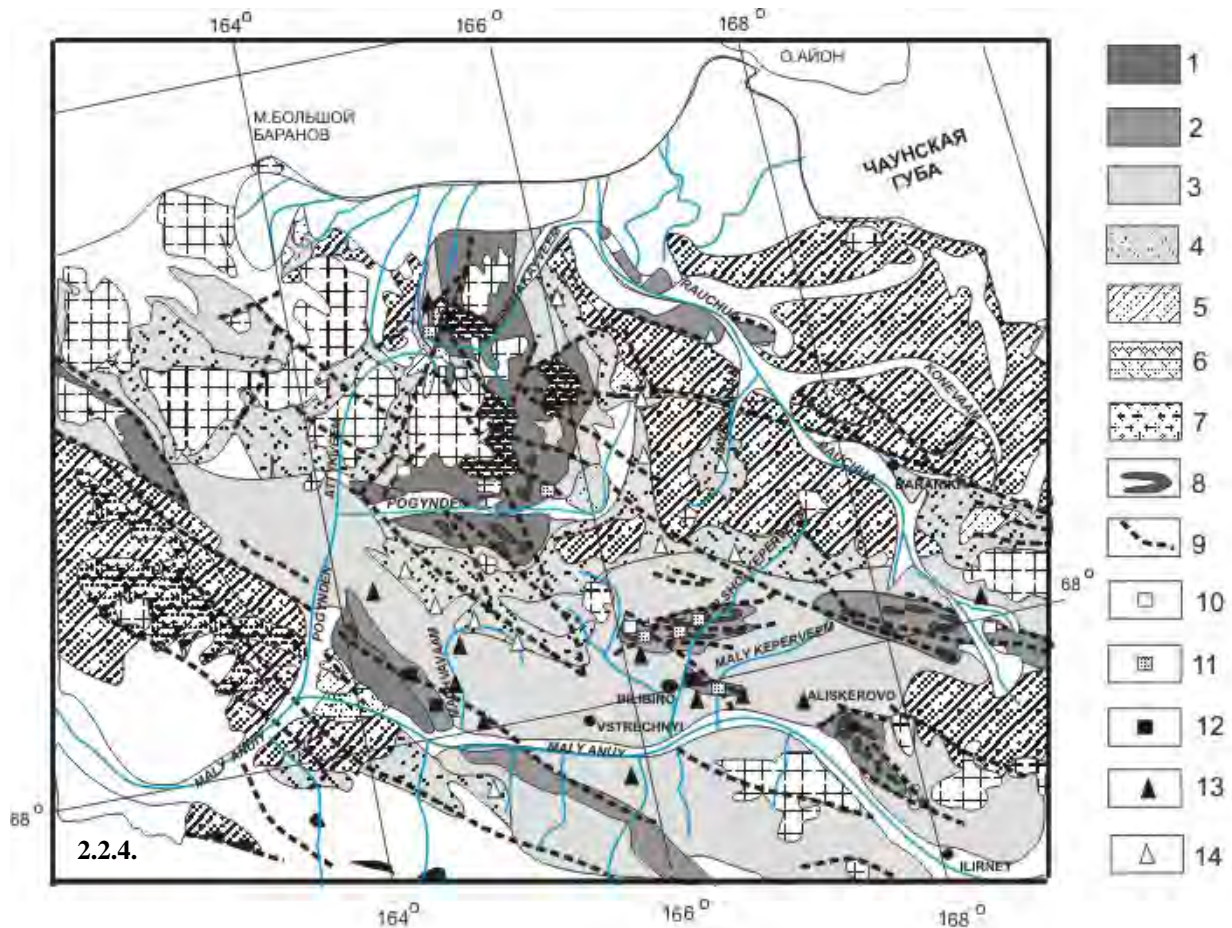


Рис. 2.2.4. Находки фаунистических остатков на изученной территории для триасовых отложений. Условные обозначения: 1-4 терригенные породы триаса: 1 – нижнего триаса, 2 – нерасчлененного нижнего-среднего триаса, 3 - верхнего триаса, карнийского яруса, 4 – верхнего триаса, норийского яруса, 5-6 терригенные и вулканогенные породы верхней юры – нижнего мела (5 – терригенных, 6 – вулканогенных), 7 – гранитоиды, 8 – разломы, 10-11 – фауна ранне-среднетриасового возраста (10 – индского яруса, 11 – оленекского яруса), 12 – фауна среднего триаса, 13-14 – фауна позднего триаса (13 – карнийского яруса, 14 – норийского яруса).

В настоящей работе проанализированы триасовые отложения Анюйского субтеррейна. Обоснование стратиграфии терригенных отложений различно. В основном они бедны фауной, находки которой распределены крайне неравномерно (рис.2.2.4), поэтому литологические признаки часто являются основанием для отнесения толщ к тому или иному возрасту или стратиграфическому уровню.

В регионе установлено несколько литолого-стратиграфических горизонтов, которые более или менее коррелируются между собой на изученной территории и отвечают определенным этапам развития Чукотского палеобассейна, но в разных литературных источниках возрастные границы этапов несколько различаются (Бычков, 1991,1994; Городинский, Паракецов, 1960; Бондаренко, 2004; Садовский 1962;

Гельман, 1963; Сеславинский, 1970, рис.2.2.5.). Одними авторами выделяется один седиментационный этап от раннего триаса до позднего нория (Городинский, Паракецов, 1960; Бондаренко, Лучицкая, 2003; Бондаренко, 2004) или в период перми-триаса (Морозов, 2001). Другие исследователи в геологической истории Западной Чукотки выделяли два крупных седиментационных этапа: ранне-среднетриасовый и познетриасовый или познетриасово-нижнеюрский (Садовский 1962; Гельман, 1963; Сеславинский, 1970). Также два крупных этапа в развитии Верхояно-Чукотской складчатой области рассматривает Ю.М.Бычков, но временные границы этапов у него другие: первый закончился в среднем нории, второй продолжался до юры (Бычков 1991, 1994).

период	ярус	Городинский, Паракецов, 1960; Бондаренко, Лучицкая, 2003; Бондаренко, 2004	Садовский, 1962; Гельман, 1963; Сеславинский, 1970	Бычков, 1991, 1994	Гучкова и др., 2009
юрский					?
верхне-триасовый	<i>рэт</i>	~	~	~	~
	<i>норий</i>				
	<i>карний</i>				
средне-триасовый	<i>ладин</i>	~	~	~	~
	<i>анизий</i>				
нижне-триасовый	<i>оленик</i>	~	~	~	~
	<i>инд</i>				

Рис.2.2.5. Корреляция триасовых отложений по данным разных авторов, неровная линия означает границу между седиментационными этапами.

2.2.2. Состав и строение осадочных комплексов

В последние годы лабораторией тектоники океанов и приокеанических зон под руководством С.Д.Соколова (ГИН РАН, г.Москва) было проведено комплексное геологическое изучение триасовых отложений с детальным описанием в естественных обнажениях мезозойских комплексов Западной Чукотки. Впервые для региона проведен детальный литолого-генетический анализ с восстановлением ландшафтных условий накопления отложений триаса и с использованием приемов исследований, которые описаны в работах (Reading, 1978; Вознесенская, 1978; Рейнек, Сингх, 1981; Хворова, 1989; Обстановки осадконакопления, 1990, 1991).

Триасовые осадочные комплексы на Западной Чукотке представлены разрозненными выходами, что осложняет расшифровку литологической и тектонической истории региона (рис.2.2.6). Триасовые отложения повсеместно представлены терригенными толщами, не содержат пирокластического материала, в них отсутствуют эффузивно-туфовые образования (Тильман, 1958; Тильман, Сосунов, 1960; Сеславинский, 1970; Бычков, 1994_{1, 2}). Тем не менее, прослеживаются единые циклы седиментации, и это позволяет утверждать, что на Западной Чукотке существовал единый морской бассейн седиментации, в котором установлены: шельф, авандельта, континентальный склон, подножие склона и бассейновая равнина.

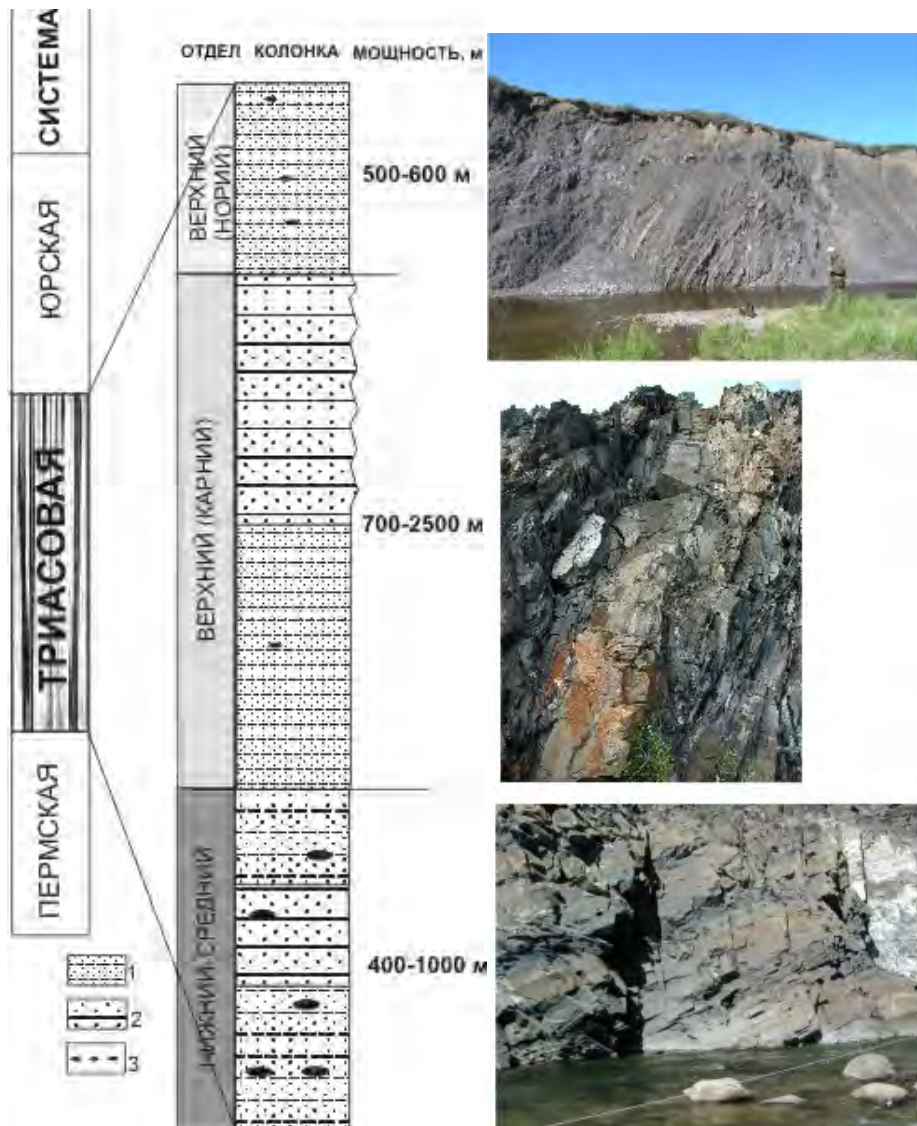


Рис. 2.2.6. Схематический литологический разрез триасовых отложений
 Условные обозначения: 1. тонкоритмичное чередование алевролитов и аргиллитов. 2. ритмичное среднеплитчатое чередование песчаников и аргиллитов, иногда алевролитов. 3.

конкреции или конкреционные прослои. На фотографиях справа показаны наиболее типичные триасовые отложения: 1 - чередование высоко- и низкоплотностных турбидитов с эрозионным контактом в основании потока, р. Энмынвеем, нижний-средний триас, Фото Э.Л.Миллер; 2 - переслаивающиеся тонкозернистые песчаники и турбидиты, р. Малый Анной, верхний триас, карнийские отложения, фото автора, 3 - переслаивающиеся тонкозернистые песчаники-аргиллиты и среднезернистые песчаники с конволютной слоистостью и эрозионным контактом в основании, р.Мачваваам, верхний триас, норийские отложения, фото автора.

Нижне-среднетриасовые отложения

Отложения нижнего-среднего триаса (стратиграфический интервал инд – средний триас) по данным геологического картирования слагают центральные части антиклинальных структур или крупные тектонические блоки в поле верхнетриасовых отложений. Ориентировка складок и тектонических блоков подчинена направлению разломов север-северо-западного – юго-восточного простирания. Внутреннее строение толщ осложнено двумя или тремя этапами деформаций. Контакт с подстилающими палеозойскими образованиями, там, где его можно проследить, тектонический или наблюдается угловое несогласие, есть также данные, по которым нижне-среднетриасовые отложения согласно продолжают верхнепермские (Егоров, 1959; Бычков, 1959; Тильман, Сосунов, 1960; Гельман, 1963).

Нижне-среднетриасовые отложения **Чукотского бассейна** представлены чередованием пачек аргиллитов и алевролитов и/или песчаников. Поскольку в регионе повсеместно отложения бедны макрофауной, стратиграфическая принадлежность определялась по аналогии с разрезами стратотипа. Стратотипический разрез с фауной нижнего-среднего триаса расположен неподалеку от г.Билибино (р.Энмынвеем), и в отличие от большинства одновозрастных разрезов, характеризуется слабой структурной переработкой, что позволило определить литологические особенности разреза весьма детально (Тучкова и др., 2007, Tuchkova et al., 2009). В стратотипе уверенно выделяются отложения индского и оленекского ярусов нижнего триаса на основании находок *Posidonia cristophori* и *Posidonia olenekensis* Popow., *P.sp.*, *Claraia sp.*, *Ammonites gen. indet. (aff.Ophiceras)* (Тибилев и др., 1982; Бычков, 1994₁). Среднетриасовые отложения датируются находками *Olenikites spiniplicatus* (Тибилев, Черепанова, 2001). В последние годы, помимо макрофауны, в среднетриасовых отложениях, расположенных в

окрестностях г.Билибино, были обнаружены спорово-пыльцевые комплексы *Pinuspollenites* sp., *Callamospora* sp., *Punetatisporites* sp. (заключение М.Н.Шелеховой, письменное сообщение Акименко, Акименко, 2000).

Мощности каждой из выделенных толщ неодинаковы – большую часть разреза составляют отложения нижнего триаса, а отложения среднего триаса значительно меньше. Кроме того, оценить мощности разреза в некоторых случаях не представляется возможным, так как породы интенсивно деформированы и смяты в складки. Мощность нижне-среднетриасового разреза р. Энмынвеем не превышает 1000 м, в других разрезах она меньше (400-600 м в бассейне р. Вернитакайвеем; 200-400 м в бассейне рек Люпвеем и Янрамкываам; 750-800 м на правом берегу р. Малый Аной, у п. Островное; около 150-200 м в береговых обрывах р. Ургувеем).

Отложения *континентального склона* вблизи дельты (р.Энмынвеем, рис.2.2.7) представлены чередованием аргиллитов и пачек зеленовато-серых и серых алевролитов или песчаников, интерпретируемые как высоко– и низкоплотностные турбидиты, чередующиеся с фоновыми отложениями. В более удаленной от дельты зоне, (р.Вернитакайвеем), высокоплотностные потоки в средней части разреза обладали меньшей эрозионной способностью, и имеют небольшие мощности. По всему разрезу встречаются конкреции – как единичные, так и прослой. Конкреционные прослой отмечаются в большом количестве преимущественно в разрезе стратотипа (р.Энмынвеем) и представлены крупными сидеритовыми стяжениями, в которых наблюдаются пиритовые агрегаты и микрофаунистические остатки (Тучкова и др., 2007).



Рис.2.2.7. Выходы пород нижнего-среднего триаса в береговых обрывах р.Энмынвеем. Хорошо видны пачки высокоплотностных турбидитов,переслаивающихся с фоновыми отложениями. Масштаб (белая вертикальная линия) составляет ~5м

Для стратотипа установлена последовательная смена фациальных комплексов (Тучкова и др., 2007; Tuchkova et al., 2009). В основании разреза доминируют отложения низкоплотностных турбидитов (рис.2.2.8 а), среди которых изредка появляются отложения высокоплотностных турбидитовых потоков (рис.2.2.8 б). В средней части разреза преобладают потоки высокой плотности (рис.2.2.8 в, г), переслаивающиеся с тонкозернистыми турбидитами (рис.2.2.8 д), и в верхней части разреза начинают доминировать фоновые отложения с редкими маломощными турбидитами (рис.2.2.8 е). Мощности песчаников увеличиваются к средней части разреза и вновь уменьшаются к концу среднего триаса.

Подобная же последовательность наблюдается в других выходах ниже-среднетриасовых отложений, представленных менее мощными высокоплотностными потоками в средней части разреза, но мощность песчаных пачек в этих разрезах существенно меньше, чем у стратотипа (рис.2.2.8.ж). Накопление отложений в верхней части континентального склона происходило поблизости от дельты, причем наблюдается постепенное углубление зоны осадконакопления в связи со все более мощными кластическими потоками и выдвиганием дельтового клина в сторону глубоководья.

Отложения *междельтовых пространств подножия континентального склона* представлены фоновыми аргиллитами, пачки которых мощностью 20-60 м, закономерно переслаиваются с маломощными пачками (5-10 м), содержащими прослойки песчаников или алевро-песчаников (разрезы вокруг Алярмаутского поднятия, и в верховьях р.Вернитакайвеем (ручей Ягельный)). В средней части разреза песчаники часто следуют один за другим, образуя ритмичные пачки, в которых толщины единичных прослоев алевропесчаников не превышают 3-4 см.

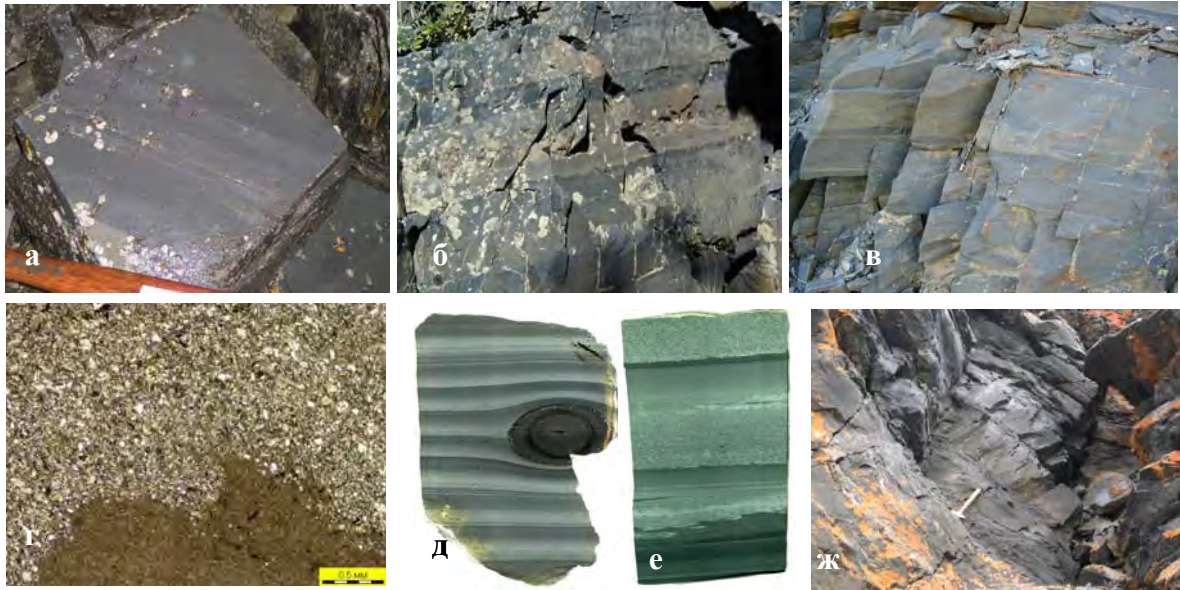


Рис.2.2.8. Фотографии типовых пород нижнего-среднего триаса (береговые обрывы р.Энмынвеем и ручья Крутой).

а – ритмичное переслаивание низкоплотных турбидитов, с ровными границами между гранулометрическими разностями; б – пачка переслаивания низкоплотных турбидитов, среди которых присутствует прослой зернового потока с четким нижним эрозионным контактом; в – высокоплотные турбидиты с окатанными интракластами в средней части слоя; г – микрофото контакта аргиллита и алевролита, с эрозионной границей между разностями, видно формирование текстуры фьямме, свидетельствующей о высокой скорости алевро-песчаного потока. Обр. Б1-4/2, без анализатора; д – ритмичное переслаивание низкоплотных алевритовых турбидитов и фоновых аргиллитов в верхней части разреза; е – фоновые отложения низкоплотных турбидитов с тонким высокоплотным потоком с эрозионным контактом в основании слоя и с интракластами в верхней части потока; ж – пачка переслаивания высокоплотных градиционных турбидитов и фоновых отложений, р.Вернитакайвеем.

Корреляция разрезов позволяет утверждать, что в изученных нижне-среднетриасовых отложениях наблюдается сходная эволюция осадконакопления, связанная с обильным поступлением обломочного материала в морской бассейн. Единообразное строение разрезов разных ландшафтных зон указывает на единые циклы седиментации, связанные с существованием дельты крупной реки, которая поставляла огромные массы терригенного материала, а морские течения их не успевали перераспределять. Накопление осадков на континентальном склоне связано, вероятнее всего, с тем, что мелководная прибрежная зона была узкой, практически неразвитой. В современных бассейнах подобный характер осадконакопления характерен для континентальных окраин с доминирующим наращиванием шельфа в сторону глубоководья, когда большая часть осадков отлагается в глубоководной зоне континентального склона, и формируются мощные толщи неконсолидированных отложений.

Эти толщи подвержены частым гравитационным оползням и обрушениям, в результате область осадконакопления средней части разреза смещается в более глубоководные участки континентального склона, к его подножию (Reading, 1978; Вознесенская, 1978; Рейнек, Сингх, 1981; Япаскурт и др., 1998).

В проанализированных разрезах и наиболее ярко в разрезе стратотипа (р.Энмынвеем) наблюдается повышение песчаных пачек снизу вверх, что позволяет сделать вывод о проградации шельфа, постепенном выдвигании дельтового клина в сторону глубоководья и углублении зоны осадконакопления.

Строение терригенных толщ свидетельствует о двух этапах развития дельтовой системы. В течение первого происходило интенсивное поступление терригенного материала со стороны континента и его вынос в глубоководную зону бассейна. Слабые вдольбереговые течения и наличие узкого шельфа не позволяли его перераспределить по акватории бассейна. В результате на континентальном склоне образовалась аккумулятивная пристройка, которая постепенно выдвигалась в сторону моря. При этом в глубоководной зоне на продолжении дельты сформировался конус выноса, а шельфовая зона постепенно проградировала в сторону моря. Во второй этап происходило постепенное заполнение канала конуса выноса, и его отмирание к концу среднего триаса. Уклон континентального склона ко времени накопления толщ в средней части разреза стал крутым, и на континентальном склоне развивались интенсивные эрозионные процессы, которые провоцировали частый сход высокоплотностных автокинетических потоков. В результате поступающий терригенный материал заполнил питающие каналы, и количество высокоэнергетичных потоков снизилось. В бассейн вновь стали поступать низкоплотностные потоки, чередующиеся с фоновыми отложениями, и, вероятно, можно говорить о завершающей стадии функционирования питающего канала.

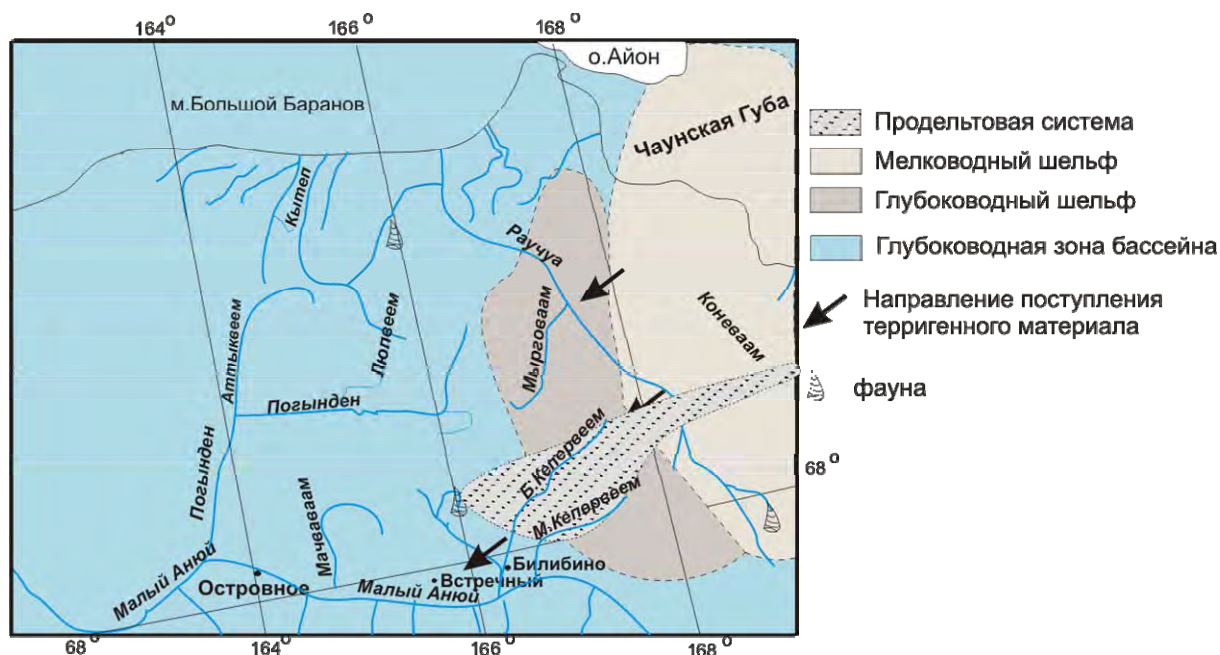


Рис.2.2.9. Карта фаций, в принципиальном виде отражающая осадконакопление на южном обрамлении Чукотского микроконтинента в ранне-среднетриасовое время. Составлена по материалам Тучковой и др., 2007^{1,2} и по материалам регионального картирования.

Карнийские (верхнетриасовые) отложения

Терригенные отложения карнийского яруса формируют широкие поля северо-западного – юго-восточного простирания и характеризуются деформациями разного уровня. Рядом исследователей считается, что отложения верхнего триаса согласно надстраивают нижне-среднетриасовые (Тильман, Егоров, 1957; Садовский, 1962; Натальин, 1984). Однако по мнению Г.И.Соловьева и др. (1979, 1981) отложения карнийские с нижележащими в основном соотносятся по тектоническому контакту (бассейны рр.Ургувеем, Мачваваам, Малая Пальтотка, Тыльвумкывеем, Янранайвеем), и только в бассейне р.Тополевки-2 (левый приток р.Малый Анюй) установлен стратиграфический контакт. Отложения карнийского яруса достаточно хорошо фаунистически обоснованы (рис.2.2.6 а, Егоров, 1962; Соловьев и др., 1979, и др.). Отложения карнийского яруса в некоторых местах хорошо фаунистически обоснованы, однако корреляции разрозненных разрезов мешает интенсивная деформированность отложений. Многочисленные макрофаунистические остатки собраны в верхнем течении рек Ручуа, Кытеп-Гуйтеньрьвеем, Малый Анюй, Малый и Большой Кепервеем, Погынден, Пырканайваам, Номнункувеем. Они представлены отпечатками

Halobia и аммонитов из рода Sirenites, а также Anaucella ussuriensis (Vor.), Gervilia sp. Indet., Pecten (Eupecten) aff. Subhiemalis Kipar., Oxytoma sp. Indet., Nucula sp., Isocrinus sp., присутствуют трубкообразные тела Dentalium, фукоиды, обломки Pentacrinus sp., отпечатки фораминифер Flagrina sp. indet и неопределимые растительные остатки (Егоров, 1962; Соловьев и др., 1979, и др.).

На основании седиментологических данных на северном обрамлении Анюйского палеобассейна уверенно реконструируются три зоны накопления осадков карнийского века: на внешнем шельфе, в подножии континентального склона и в удаленных от подножия зонах бассейна. Они сложены ритмично чередующимися прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов, соотношение которых существенно меняется. На изученной территории они представлены двумя толщами: нижней сланцевой, и верхней – песчаной и алевропесчаной. Мощности карнийских отложений трудно оценить, поскольку породы сильно деформированы (рис.2.2.10 а, б), по данным разных авторов мощность карнийских отложений составляет от 700 м до 2000-2500 м.



Рис.2.2.10. Фотографии типовых пород карнийского яруса (береговые обрывы р.Малый Анюй, у переправы), а – общий вид на карнийские отложения; б – квиважированные песчаники и аргиллиты верхней части разреза карния.

В зоне *внешнего шельфа* нижняя толща представлена аргиллитами с редкими прослоями линзовидных прослоев алевролитов, в подчиненном количестве встречаются прослои алевро-песчаников (с толщинами не более 5-12 см.). Для верхней толщи характерно чередование ритмично построенных пачек (10-15 м) переслаивания единичных прослоев песчаников (0,35-0,45м) и аргиллитов (1,0-1,50 м) с пачками (3,5-6,5 м) ритмичных алевропесчаников и аргиллитов мощностью от 0,1 до 0,4 м.

Аргиллиты характеризуются в основном горизонтальной слоистостью, но иногда в них присутствуют маломощные (не более 1-1.5см) линзовидные прослои алевролитов. В песчаниках установлена переходящая в горизонтальную косая, косоволнистая и линзовидная слоистость, иногда отмечаются следы оползания осадка внутри слоя. В некоторых случаях наблюдаются эрозионные нижние границы песчаных прослоев, к ним приурочены хаотически ориентированные овальные некрупные аргиллитовые интракласты. В основании прослоев подобного типа иногда отмечаются знаки течения. Алевро-песчаники обладают горизонтальной, иногда слабо выраженной косой и косоволнистой слоистостью, чаще массивные, реже характеризуются градиационными текстурами. Осадки внешнего шельфа накапливались в удаленной зоне авандельты, куда периодически поступали песчаные отложения, выносимые дельтой в морской бассейн. Повышение количества кластики в верхнем горизонте, вероятнее всего, свидетельствует о проградации дельтовой системы, поставлявшей обломочный материал в осадочный бассейн.

Отложения *подножия континентального склона* в нижней толще представлены аргиллитами, иногда переслаивающимися с тонкими прослоями алевролитов или алевро-песчаников. Для переслаивания этого типа характерны пачки мощностью 5-6, редко до 10м. Прослои алевролитов обладают горизонтальной слоистостью, но иногда отмечается слабо выраженная линзовидная. Мощность алевролитовых прослоев составляет 0.05-0.15м, аргиллитов 0.5-1.0м. В верхней толще наблюдается увеличение алевро-песчаной составляющей. Отложения представлены ритмичным чередованием аргиллитов и песчаников разной гранулометрии, формирующих пачки мощностью от 3-5 до 15-20м. В песчаниках часто наблюдается косая, косоволнистая слоистость, изредка, в более тонких прослоях встречаются микрооползневые текстуры и следы контурных течений. В подошве песчаных прослоев часты следы внедрения или фьяммевидная текстура, также встречаются подошвенные знаки течения или следы эродирующей деятельности осадка. В целом для разреза характерно чередование пачек, подобных первому типу переслаивания с пачками, в которых преобладают прослои песчаников (0.1-0.3, иногда 0.5-0.8м мощности, редко больше). Иногда присутствуют прослои контурных

течений, представленные маломощными (не более 5 см толщиной) хорошо сортированными прослоями песчаников.

Накопление *фоновых осадков подножия склона или удаленных зон бассейна* периодически нарушалось поступлением более грубой кластики, приносимой донными и другими течениями. Отложения сложены горизонтальнослоистыми аргиллитами, с редкими мелкими линзами алевролитов незначительной (1-1.5см) протяженности. Разделение разреза третьего типа на нижнюю и верхнюю толщи затруднено в связи с его чрезвычайно монотонным строением. В некоторых случаях наблюдается чередование пачек (мощность 5-9 м), сложенных аргиллитом и пачек (1.5-2.0 м), сложенных чередованием аргиллитов и маломощных (2-3 см) алевритовых прослоев. В алевролитах редко прослеживается слабо выраженные линзовидная или градационная слоистость, иногда наблюдаются также слабо выраженные эрозионные контакты.

Повсеместное присутствие в разрезе карния нижней сланцевой толщи с небольшой примесью алевритового материала в основании карнийских отложений свидетельствует о слабой гидродинамической обстановке в бассейне. Однако в середине карнийского времени гидродинамическая обстановка осадконакопления стала более активной, на что указывает широкое распространение песчаных и алевропесчаных турбидитовых потоков. Это позволяет утверждать, что практически завершившаяся к концу среднего триаса деятельность дельтовой системы возобновила свое существование в середине карнийского века. Но осадки уже не накапливались на континентальном склоне, а проходили транзитом в более глубоководные зоны, что может указывать на крутизну континентального склона. На территории южной части Кепервеемского поднятия, вероятно, существовала зона дистальных частей дельты, в которой были широко распространены потоковые отложения (рис.2.2.11). Южнее накапливались отложения подножия континентального склона, включающие как отложения дистальных турбидитов, так и контурных течений.

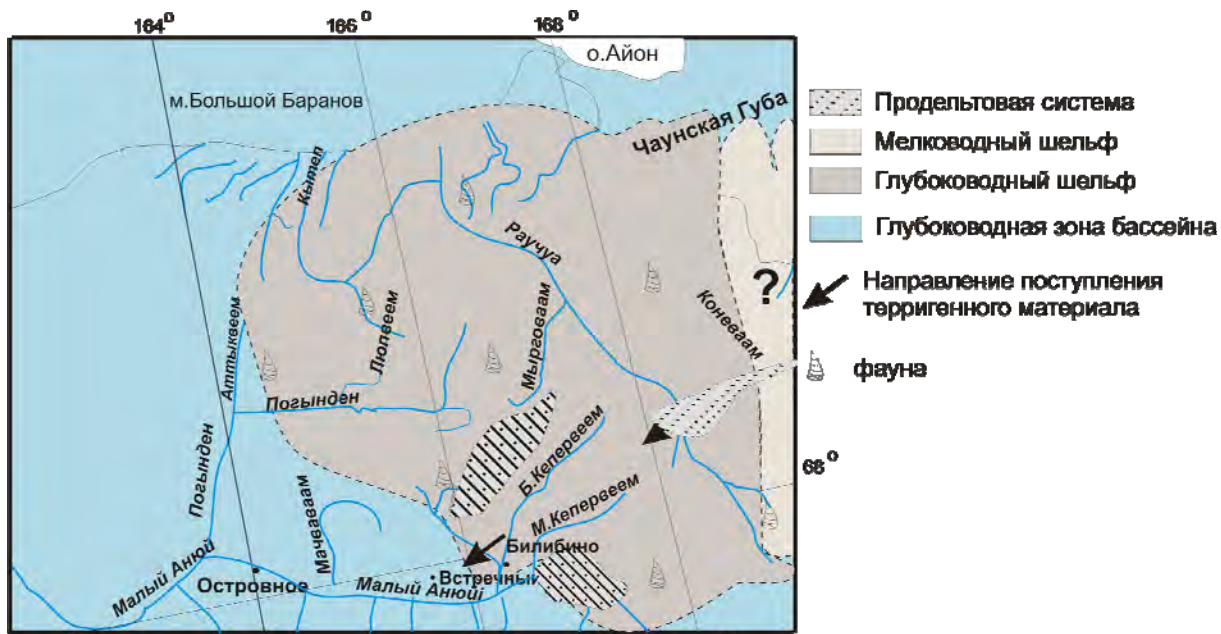


Рис.2.2.11. Карта фаций, в принципиальном виде отражающая осадконакопление на южном обрамлении Чукотского микроконтинента в карнийское время. Составлена по материалам Тучковой и др., 2007_{1,2} и по материалам регионального картирования.

Норийские (верхнетриасовые) отложения

Терригенные отложения норийского яруса совместно с карнийскими формируют поля северо-западного – юго-восточного простирания и характеризуются деформациями разного уровня. Отложения норийского яруса, по данным многочисленных исследователей, согласно продолжают карнийские. Однако есть свидетельства о тектоническом контакте между норийскими и карнийскими отложениями на некоторых левых притоках р. Малый Анюй (Соловьев и др., 1981).

Наиболее многочисленные находки макрофауны, собранные во время геологосъемочных работ, относятся к нижнему течению р. Рауча (рис.2.2.4), междуречью рек Рауча - Ольвергыргываам, р.Погынден, левому берегу р.Алярмыгтын, в верховьях р.Паннаваам, р.Кульпольней, в бассейне рек Погынден-Мачваваам, р.Такайкувеем. Стратиграфически возраст норийских отложений хорошо обоснован. Находки фауны многочисленны и встречаются практически повсеместно, также широко распространены ходы червей и следы их ползания. Характерной фауной норийских отложений являются монотисы, представленные *Monotis ochotica* (Keys.): *M. planicostata* Efim., *M. scutiformis* Tell., *M. scutiformis var. typica* Kipar., *M. eurhachis* Tell., *M. pachypleura* Tell., *M. jakutica* Tell., *M.*

aequicostata Kipar. Другими часто встречаемыми формами являются *Otapiria ussuriensis*, *Halobia* sp., *Flagrina* sp., *Halobia aotii* Kob. at Ich., *Halobia* et. Ich., *Halobia kawadai* Ich., *Flagrina* sp., *Oxytoma czekanowskii* Tell., *O.mojsisovicsi* Tell., *O. zitteli* Tell., *Pecten (Eupecten) subniemalis* Kipar., *Pecten (Eupecten) ex gr. Hiemalis* Tell., *Pecten (Eupecten) ex gr. Suzukij* Kob., *Pecten (Eupecten) suzukij* var. *fujimoto* Kob., *Palaeopharus buriji* Kipar., *Modiola* sp., *Nucula* sp. Indet., *Lima* sp. Indet., *Pleuromya* sp., и многие другие. Литологически норийские отложения почти не отличаются от карнийских, но содержат большее количество песчано-алевритового материала, другим картировочным признаком норийских отложений является повсеместное распространение остатков макрофауны и следов ползания червей (рис.2.2.12).



Рис.2.2.12. а – Отпечаток *Monotis* ex.gr. *ochotica* (Keys.) в поздненорийских отложениях береговых обрывов ручья Яранга (определения Ю.М.Бычкова); б – отпечаток монотиса плохой сохранности на поверхности слоя с многочисленными ходами червей и других ползающих организмов, там же.

Отложения норийского яруса представлены двумя толщами. Нижняя – глинистая, или сланцево-алевролитовая, верхняя – преимущественно алевролитопесчаная или песчаная (Егоров, Афицкий, 1958). Мощность норийских отложений оцениваются разными авторами приблизительно одинаково, и составляет в среднем примерно 1000 м.

Для отложений норийского яруса в регионе выделена только одна шельфовая ландшафтная зона. На шельфе различается несколько фацальных комплексов, отвечающих разным частям зоны – отложения дистальных частей дельты, отложения шельфа в междельтовых участках, фоновые отложения глубоких частей шельфа. Стратиграфически возраст норийских отложений очень хорошо обоснован, находки фауны многочисленны и встречаются практически повсеместно, в этих

отложениях также широко распространены ходы червей и следы их ползания.

Для наименее распространенных отложений *дистальных частей дельты*, установленных в единичных обнажениях на южных и западных отрогах хребта Пырканай, верховьях р. Мачваваам, в среднем и верхнем течении р. Иргунейвеем, левых притоков р.Кытеп-Гуйтенрывеем характерно чередование двух типов пачек (рис.2.2.13). Одна представлена фоновыми отложениями тонкоритмичного переслаивания алевропесчаников (мощность до 1-3 см) и аргиллитов (мощность от 1,5-2,0 до 5-7 м). Вторая, отмечаемая в основном в верхней толще, сложена среднеплитчатыми песчаниками (мощность песчаников 0,2-0,4 м), с конволютной, косой, косоволнистой и линзовидной типами слоистости. Для песчаников характерна эрозионная нижняя граница слоя, следы качения мелких камешков, часты следы внутрислойного обрушения осадка (рис.2.2.13 а, б). Песчаники тонкозернистые, практически не градационные, сформированы гравитационными потоками. В аргиллитовых прослоях часто наблюдаются следы червей-илоедов. Единичные замеры течений указывают направление течения с северо-запада на юго-восток. Наиболее многочисленные конкреции встречаются в пачках фоновых отложений, но также иногда и в некоторых песчаных прослоях.

Отложения *мелководного шельфа* наблюдаются в береговых обрывах правых притоков р.Погынден, верховья р.Мачваваам, в южных отрогах хребта Пырканай, ручей Сланцевый (левый приток р.Вернитакайвеем). Для разрезов характерны тонкоритмичные чередующиеся аргиллиты и алевролиты или тонкозернистые алевропесчаники (рис.2.2.13 в). В верхней толще содержание алевропесчаной составляющей увеличивается. Алевропесчаники обладают горизонтальной или слабо выраженной косой слоистостью. Прослои песчаников или алевропесчаников с эрозионными нижними границами редки и маломощны (не более 10-15 см). Часто отмечаются следы ходов червей-илоедов, но они более мелкие, чем в разрезах второго типа. Часты мелкие одиночные конкреции сидеритового состава.

Отложения *мелководных шельфовых илов* представляют собой фоновые глинистые отложения, без примеси алевритового материала. Они установлены в разрезах р.Кытеп-Гуйтенрывеем и в верховьях р.Энмынвеем. Отложения представлены аргиллитами, в которых изредка появляются маломощные (не более 1,5-3,0 м) пачки, содержащие алевропесчаные прослои, иногда линзовидные (рис.2.2.13 г). В аргиллитах наблюдаются ходы червей илоедов и остатки макрофауны, часто совместно.

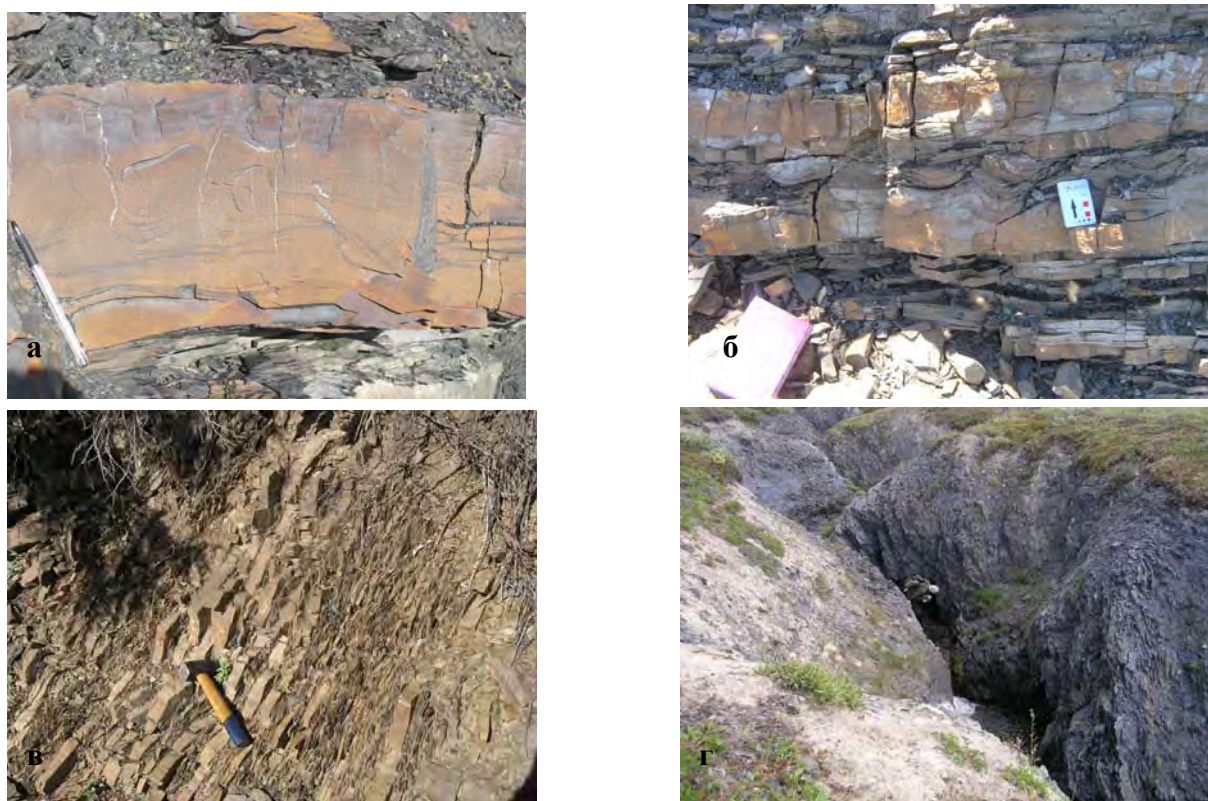


Рис.2.2.13. Фотографии типовых пород норийского яруса: а – прослой песчаника с конволютной и косоволнистой типами слоистости, видна эрозионная нижняя граница слоя, б – переслаивающиеся тонкозернистые песчаники-аргиллиты и среднезернистые песчаники с конволютной слоистостью и эрозионным контактом в основании, р.Мачваваам, в – переслаивающиеся алевро-песчаники с аргиллитами, р.Иргунейвеем, г – переслаивающиеся тонкозернистые алевропесчаники с алевро-аргиллитами, ручей Яранга.

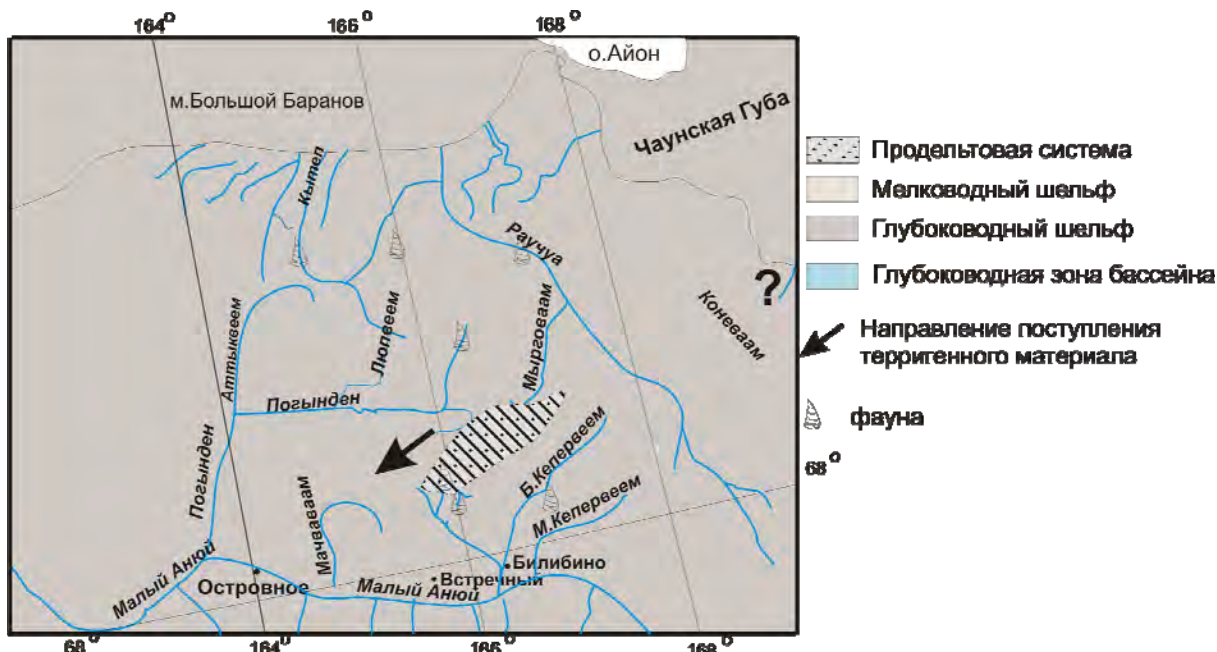


Рис.2.2.14. Карта фаций, в принципиальном виде отражающая осадконакопление на южном обрамлении Чукотского микроконтинента в норийское время. Составлена по материалам Бычкова, 1994, Тучковой и др., 2007_{1,2} и по материалам регионального картирования.

Накопления норийских осадков происходило на шельфе, более глубоководных участков морского бассейна вероятно, не сохранилось. В норийское время широкое развитие получили два типа осадков, неравномерно распространенные по площади. Влияние дельтовой (или дельтовых?) систем отмечается практически на территории всей шельфовой зоны, и только в более глубоких участках доминировало фоновое осадконакопление. В целом в бассейне доминировало осадконакопление фоновое типа. Отложения, накопление которых было обусловлено потоковыми течениями, формировались в зоне действия дельт. Предположительно дельты располагались в двух местах – в верховьях р.Мачваваама и юго-западных отрогах хребта Пырканыя, и вторая – на северо-западном обрамлении Алярмаутского поднятия, в среднем течении р. Кытеп-Гуйтенрывеem.

На основании анализа распространения фаций в триасовом морском бассейне Западной Чукотки, можно предположить следующую эволюцию конусов выноса. В раннем-среднем триасе на континентальном склоне Чукотского микроконтинента формировался обломочный шлейф конуса выноса (см. главу 2.1.). В позднем триасе в центральной части изученной территории можно реконструировать дельтовый подводный конус выноса, который формируется в морской зоне продолжения фронта дельты. В

норийское время на шельфе фиксируется удлинённый дельтовый конус выноса конструктивного типа.

2.2.3. Минеральный состав песчаников

Данные о минеральном составе триасовых песчаных пород в опубликованной литературе весьма ограничены. Чаще всего встречается качественная характеристика, основанная на преобладающем компоненте, например кварц-полевошпатовые песчаники, существенно кварцевые песчаники, аркозовые и т.д., а количественные соотношения не приводятся. Единичные описания шлифов с количественным подсчетом породообразующих компонентов в отчетах по геологическому картированию, приводятся без методики подсчетов, поэтому использовать эти данные не представляется возможным. Сделанные ниже выводы основаны только на подсчетах минерального состава, сделанные автором (табл.2.2.3).

Макроскопически песчаники и алевролиты, относимые к триасу, очень однообразны, это плотные прочные породы серого или зеленовато-серого цвета. По гранулометрии различаются мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности, причем для песчаников норийского яруса мелкозернистые песчаники преобладают. В песчаниках разного генезиса и разного возраста содержание матрикса не одинаково, и составляет от 1 до 40% от общей массы породы. Поэтому состав песчаников нанесен на две диаграммы – одна диаграмма В.Д.Шутова (1967), в которой содержание матрикса не учитывается, и по которой все триасовые песчаники относятся к грауваккам (рис. 2.2.16 а). По классификации Петтиджона (1981) песчаники ниже-среднетриасовых отложений, содержащие от 15 до 40% матрикса, относятся к лититовым грауваккам, а песчаники верхнетриасовых отложений, содержащие не более 15% матрикса, занимают положение в поле лититовых аренитов (рис.2.2.17).

Таблица 2.2.3 Количественный состав песчаников из осадочных комплексов триаса Анойского террейна

	№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
Породообразующие компоненты	Номера образцов	B1-3/1	B1-4	B1-4-2	329/3-3	B1-1/3	B1/5-1	B1/6	230/6	9913	421/1	9991/2	200/6a	200/9	GBZ-1	GBZ-2	201/5	
	Qm	Кварц монокристалл	14	15	15	5		14	22	65	26	21		27	26	36	16	48
	Qp	Кварц поликристалл	6	2	4	2		1	3		4	7		3	8	8	1	4
	Qt	Кварц весь	20	17	19	7	21	15	25	65	30	28	59	30	34	44	17	52
Плагиоклазы	Альбит-олигоклаз		6	2		3	13	2	7	7		5	3	18	3		6	
	Олигоклаз-андезин		13	17	1		3	1	1	2	8	2	2		2			
Калиевый полевой шпат	Калиевый полевой шпат	8	9	12	2	1	7	4	9	9	17	7	14	14	22	18	6	
Ft	Полевые шпаты все	8	28	31	3	4	23	7	18	16	35	14	19	32	27	28	12	
Lv	Андезибазальт	24	36	13	2		8		6		30	11			2			
	Кислые эффузивы	1	3			7	5	5	15	4	2	14	5	6	2	10		
Ls	Алевропесчаники	3	1	24	1	7	10	22	8									
	Песчаники мелкозерн.	1																
	Углистые сланцы	1						9	7		3	1					2	
Lm	Слюдяные сланцы	4	4				10	13		4		8	1	12	4	6	4	
	Кварц-серицитовые сланцы			4		4	1	5	5		6					2		
	Гнейсы	6		9	2	11	3	2	31	11	4	6	8	4	8	10	2	
	Метаосадочные										5	5						
	Кремни					1	2		3			20	23	12	21	22	66	
Lt	Обломки пород все	40	44	50	5	30	39	70	75	19	50	54	37	34	37	50	74	
Слюды	Биотит	3	3										3	5			2	
	Мусковит	3	3	1				11	2			4	6		1		7	
Остальные неопределимые						3									11	3		
сумма		74	89	101	15	55	77	103	160	65	113	142	95	100	120	95	147	
Матрикс,%		20	5	15	25	25	30	13	5	3	15	5					5	
местоположение		Энмынвеем							Ургуе ем	Карал ьвеем	Энмы нвеем	Ургуе ем	Каральвеем				М.Ано й	
Возраст пород		T ₁₋₂	T ₁₋₂	T ₁₋₂	T ₁₋₂	T ₁₋₂	T ₁₋₂	T ₁₋₂	T ₁₋₂	T ₁₋₂	T ₁₋₂	T _{3k}	T _{3k}	T _{3k}	T _{3k}	T _{3k}	T _{3k}	

Примечание: Lv – обломки вулканических пород, Ls – обломки осадочных пород, Lm – обломки метаморфических пород

	№ п/п	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	
Породообразующие компоненты	Номера образцов	201/5	9992/1	230/1	230/5-1	230/5-2	328/3	328/7	203/1	203/4	203/6	207/7	207/9	456/4	453/4	
Qm	Кварц монокристалл	48		36	34	38	50	10	12	12	70	42	41	17	69	
Qp	Кварц поликристалл	4		5	4	10	8	2	2	4	10	13	7	29	11	
Qt	Кварц весь	52	35	41	38	48	58	12	14	16	80	55	48	46	80	
Плагиоклазы	Альбит-олигоклаз	6	3	7	8	12	6	2	2	2	12	6	15	3	7	
	Олигоклаз-андезин				4			14	10	14	4	3				
Калиевый полевой шпат	Калиевый полевой шпат	6	11	16	28	30	20	21	12	12	22	16	10	8	18	
Ft	Полевые шпаты все	12	14	23	40	42	30	37	24	28	38	29	25	26	34	
Lv	андезибазальт		3		12	8	24	28	31	28	4	5	5	6	31	
	Кислые эффузивы			3	4	4	8		10		6		4			
	Сростки QF													60	36	
Ls	алевропесчаники													1	4	
	песчаники															
	Углистые сланцы	2										1	2			
Lm	Слюдяные сланцы	4	7	9			2		6		10	3	6	18		
	Кварц-серицитовые сланцы				4	8	10	22		22	2				20	
	гнейсы	2	33	14	20	38	26		32		26	42	24	23	15	
	Метаосадочные				14	12	6	4		8	10	5	8			
Lt	кремни	66	22					1	2	2					4	
	Обломки пород все	74	65	28	54	50	76	55	81	60	58	56	49	108	95	
слюды	биотит	2	2	10	6	8	4	4		2	10		5	1		
	мусковит	7	4	5	4	4	8	1			2	3	4	12	8	
Остальные неопределимые								2		4		2			8	11
сумма		147	120	107	132	152	178	109	106	130	190	143	131	201	228	
матрикс, %		5		3	3	2	3				5	2	3	2	3	
Вторичный карбонат				25	2		5						20	7	3	
Положение разреза		Малый Аноуй			Ургувеем				Инсексвеем			Глубокая		Пырканай хребет	Иргуней веем	
Возраст пород		T ₃ k	T ₃ k	T ₃ k	T ₃ k	T ₃ k	T ₃ k	T ₃ k	T ₃ k	T ₃ k	T ₃ k	T ₃ n	T ₃ n	T ₃ n	T ₃ n	

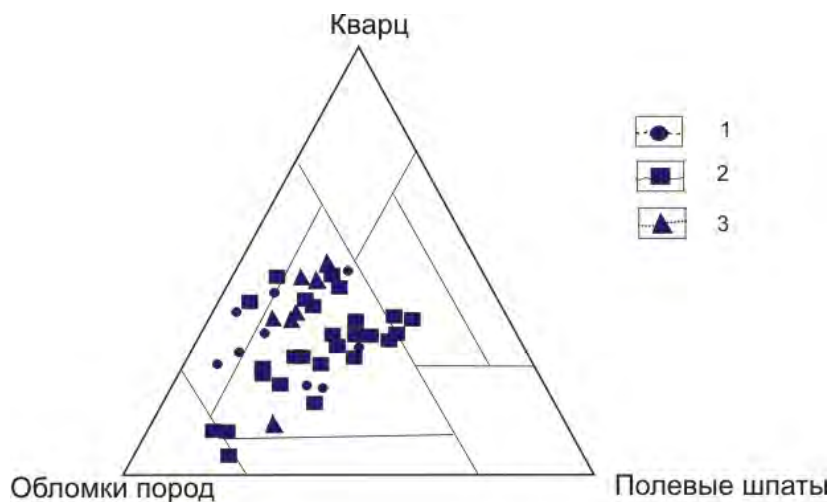


Рис.2.2.15. Диаграмма минерального состава песчаников триаса по классификации В.Д.Шутова (1967). Условные обозначения: 1 – песчаники нижнего-среднего триаса, 2 – песчаники карнийского яруса, 3 – песчаники норийского яруса.

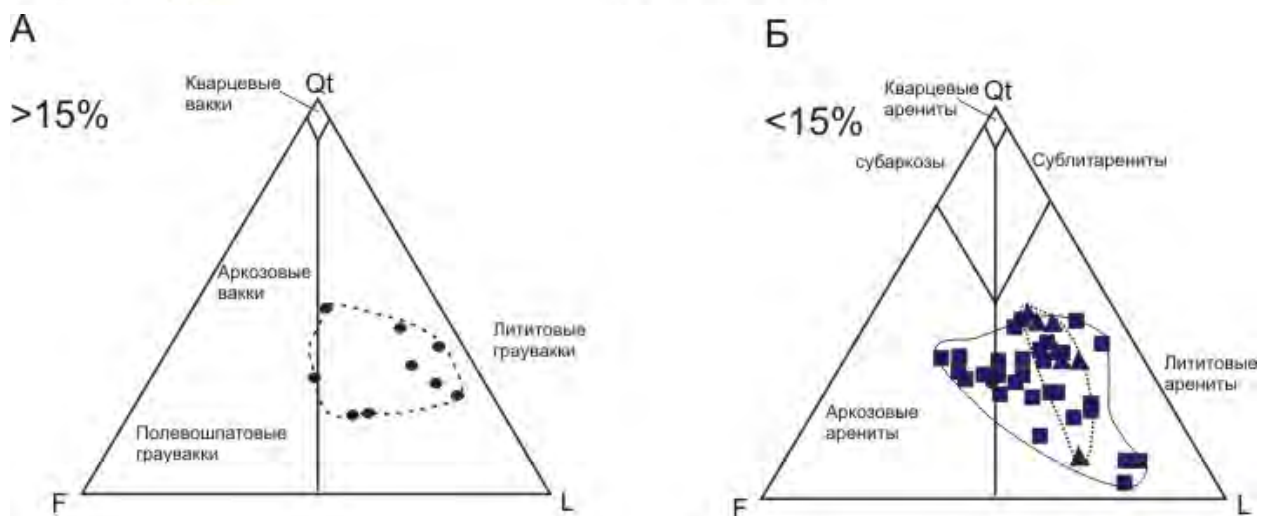


Рис.2.2.16. Классификационная диаграмма минерального состава песчаников триасовых отложений по классификации Ф.Петтиджона (1981). А – для пород с содержанием матрикса более 15%, Б – для пород с содержанием матрикса менее 15% (количество матрикса указано слева от диаграммы). Qt – весь кварц, F – полевые шпаты, L – обломки пород. Условные обозначения: как на рис.2.2.15

Нижне-среднетриасовые песчаники

Для песчаников характерны в основном мелкозернистые разности, с высоким содержанием алевритовой примеси, также присутствует незначительное количество крупнозернистых обломков. Содержание матрикса, как правило, достаточно высоко и составляет от 15 до 40% (рис.2.2.17 а). Песчаники плохо сортированные, содержат зерна разной степени окатанности и обломки растительной органики, распределенные хаотически или по микрослойкам в породе (рис.2.2.17 б).

Среди обломочных компонентов в песчаниках установлены: кварц – 20-50%, полевые шпаты – 5-40%, обломки пород – 30-70%. Полевые шпаты представлены альбитом и несдвойникованным калиевым полевым

шпатом, в основании разреза триаса – единичными зональными зернами олигоклаза.

По содержанию обломков пород среди изученных песчаников выделено две группы, составы каждой из которых образуют два взаимопересекающихся поля (рис. 2.2.18). В первой группе (в отложениях высокоплотных турбидитов) преобладают обломки вулканитов основного или основного-среднего состава (рис.2.2.17 в). Во второй группе песчаников (в отложениях низкоплотных турбидитов) доминируют обломки метаморфических пород (рис.2.2.17 г). Псаммитовые обломки вулканитов представлены мелко – и тонкозернистыми агрегатами основной массы пород, также встречаются обломки хлоритизированного и нераскристаллизованного вулканического стекла. В одном образце (Б1-3/1) установлены обломки туфов(?) псаммитовой размерности, включающих в себя несколько хаотически расположенных перекристаллизованных пепловых частиц. Количественное содержание слюд в песчаниках разного генезиса значительно варьирует. Слюды присутствуют в количестве до 8% в отложениях высокоплотных потоков. В низкоплотных турбидитах их нет или содержание не превышает 1,5%.

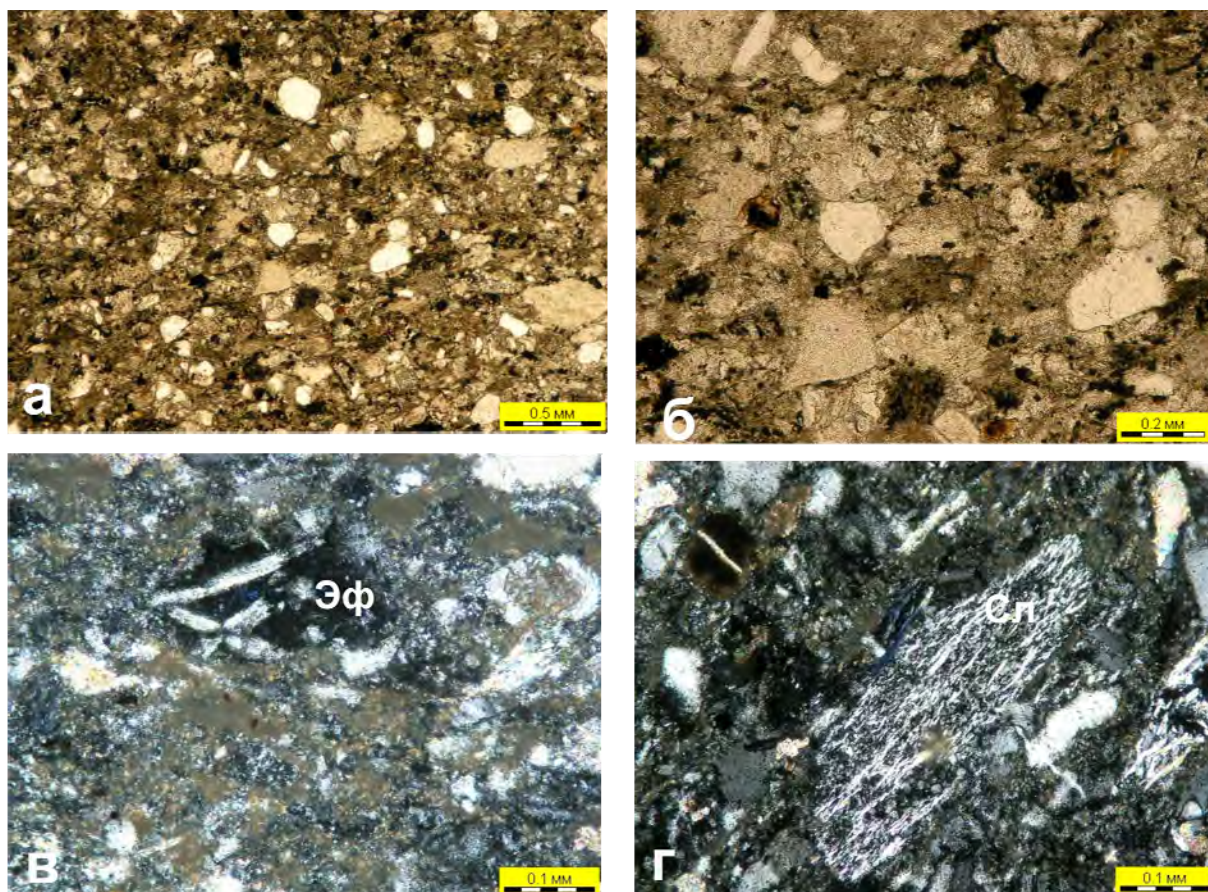


Рис.2.2.17. а – Общий вид ниже-среднетриасовых песчаников стратотипического разреза р.Энмынвеем. Хорошо видна плохая сортировка породы, и наличие зерен разной степени окатанности. Все обломочные зерна погружены в буровато-коричневую массу матрикса, сложенного глинистыми минералами и вулканическим стеклом(?). Обр. 455/3, без анализатора, р. Энмынвеем, нижний-средний триас.

б – Общий вид песчаника с размытыми границами обломочных зерен. Породообразующие компоненты погружены в глинистый матрикс, корродирующий их. Темные непрозрачные агрегаты – магнетит, реже пирит, которые рассеяны по всей массе породы. Обр. 455/3, без анализатора, р. Энмынвеем, нижний-средний триас.

в – Обломок эффузива основного состава (Эф) с реликтами офитовой структуры в массе вулканического стекла (темное). Границы обломочных зерен размыты за счет коррозии глинистого матрикса. Обр. 329/3-3, с анализатором, р. Энмынвеем, нижний-средний триас.

г – Обломок слюдястого сланца (Сл) с хорошо заметной сланцеватой текстурой, сформированной слюдястым минералом. Обр. 329/3-2, с анализатором, р. Энмынвеем, нижний-средний триас.

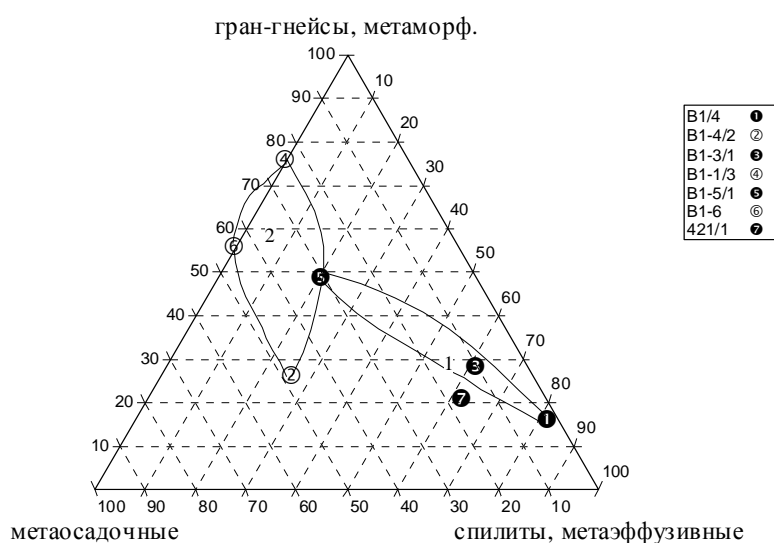


Рис.2.2.18. Диаграмма состава обломков пород песчаников нижнего среднего триаса р.Энмынвеем (Тучкова и др, 2007). Справа на диаграмме – номера образцов и их условные обозначения, полями обведены образцы с разным содержанием обломков основных эффузивов (1 – с высоким содержанием, 2 – с низким).

Карнийские песчаники

Песчаники карнийского яруса представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями, породы кливажированы (рис.2.2.19). Глинистый матрикс отсутствует или его содержание незначительно, и только в прослоях потоковых отложений подножия континентального склона количество глинистой составляющей повышается до 5-10%. Сортированность обломочного материала, как правило, хорошая, реже средняя. Окатанность обломочных зерен от плохой до средней. По составу обломочных компонентов песчаники довольно однообразны: кварц составляет 30-45%, полевые шпаты (плагиоклазы альбитового состава) – 5-10%. Плагиоклазы чаще представлены монокристаллами, но встречаются и сростки с кварцем (около 20-30% от общего числа плагиоклазов). Постоянно присутствует некоторое количество листочков слюдястых

минералов (мусковита и биотита). Среди обломков пород (55-60% от общего числа подсчитанных зерен) в песчаниках установлены обломки гранито-гнейсов, кристаллических сланцев, кремнисто-слюдистых сланцев, метаосадочных пород. Наибольшее многообразие типов обломков пород наблюдается в зоне внешнего шельфа.

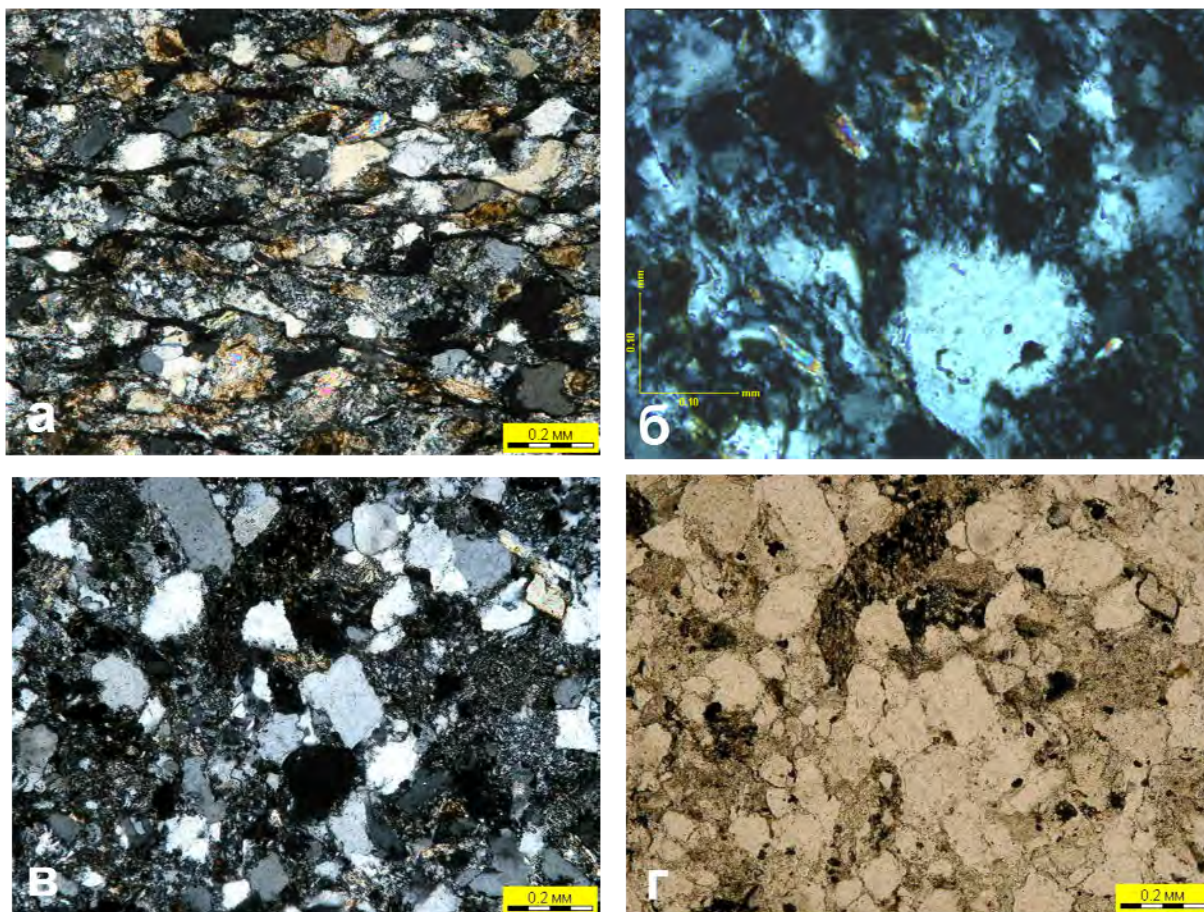


Рис.2.2.19. а – Типовой песчаник карния, порода кливажирована, на микрофотографии хорошо заметны кливажные трещины межзернового кливажа, обогащенные органикой. Обломочные зерна превращены в микролитоны линзовидной формы, с уплощением и растворением вдоль кливажа, содержание глинистого матрикса незначительно, цемент пленочного типа, участками наблюдаются шиповидные структуры с развитием сегрегационной сланцеватости. Обр. 201/9а, с анализатором, р. Малый Анюй (ТЗк). б – Типовой песчаник карния, порода кливажирована, обломочные зерна слегка уплощены вдоль кливажа. В центре зерно обломочного кварца с шиповидными вростками аутигенной слюды по периферии обломка. Количество исходного глинистого матрикса незначительно. Обр. 201/б, р. Малый Анюй (ТЗк). в – Типовой песчаник карния, порода кливажирована, но обломочные зерна сохранили свои исходные очертания, хотя интенсивно корродированы цементом и растворены с формированием неправильно-зубчатых очертаний (кварцевые зерна в центре). В правой верхней части микрофотографии различается зерна кварца с микростилолитовыми контактами и растворением кварцевых зерен. Обломки пород средне- и хорошо окатанны, имеют микрозернистые структуры, зачастую в них формируются мелкие аутигенные слюды (мелкие светлые чешуйки). Обр. 400/5б, с анализатором, р. Малый Кепервеем, (ТЗк). г – То же, без анализатора.

Как правило, в карнийских отложениях шельфа и подножия склона чистые аргиллитовые прослои редки, почти всегда в них содержится 5-10% тонкоалевритовой примеси, представленной поли- и монокристаллическим кварцем и альбитом. В других отложениях содержание алевритовой примеси незначительно.

Норийские песчаники

Песчаники и алевролиты норийского возраста представлены преимущественно мелкозернистыми разновидностями, с высоким содержанием алевритовой примеси и иногда органического вещества (рис.2.2.20), породы кливажированы. Количество глинистого матрикса составляет от 5 до 7, реже 10%. Сортированность обломочного материала хорошая и средняя. Породообразующие компоненты неокатанные и полуокатанные. Среди обломочных компонентов преобладает кварц (30-45%) и обломки пород (35-55%). Содержание полевых шпатов примерно одинаково во всех подсчитанных образцах (15-20%). В обломках пород преобладают гранито-гнейсы, сланцы, метаосадочные породы, а также плутонические обломки среднего и кислого состава и измененные вулканогенные обломки среднего и основного-среднего состава. Важно отметить, что в песчаниках потоковых отложений южного обрамления хр. Пырканай (обр.456/12) обнаружены единичные зерна роговой обманки.

Аргиллиты норийского возраста равномернозернистые, только в аргиллитах из продельтовых фаций отмечается высокое содержание бесструктурного органического вещества, которое в некоторых случаях служит цементом для обломочных зерен. В составе более крупных обломков определены кварц, редко альбит и устойчивые обломки пород – кремней, агрегатов кварца или кислых (?) эффузивов, а также многочисленные листочки слюд.

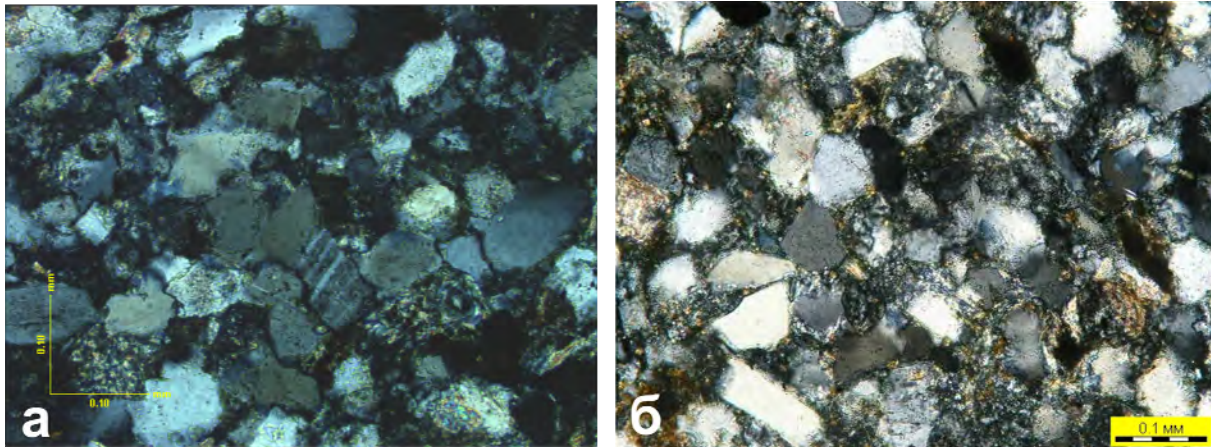


Рис.2.2.20. а – Типовой песчаник нория имеет повышенное содержание органического вещества. Порода имеет среднюю и хорошую сортировку, обломки разной степени окатанности, края зерен корродированны цементом. В породе часто наблюдается конформное сочленение обломочных зерен, иногда конформно-регенерационное или инкорпорационное. Обр. 454/5, р. Мачваваам, (ТЗн). б – Типовой песчаник нория, порода сохранила обломочную структуру. Обломочные зерна имеют среднюю и плохую окатанность, края зерен кварца имеют тонкие регенерационные каемки. В породе отмечается конформное сочленение зерен, наблюдается пленочный хлорит-слюдистый цемент буровато-зеленого цвета толщиной не более 0,002 мм. Обр. 453/4, р. Иргунейвеем, (ТЗн).

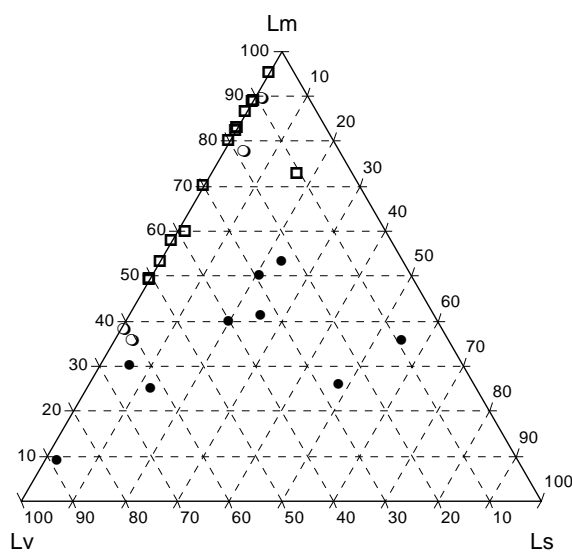


Рис.2.2.21. Диаграмма состава обломков пород песчаников триаса (Tuchkova et al., 2009), темные кружочки – песчаники нижнего-среднего триаса, квадраты – песчаники карнийского яруса, незалитые кружочки – песчаники норийского яруса. Lv – обломки вулканогенных пород; Lm – обломки метаморфических пород. темные кружочки – песчаники нижнего-среднего триаса, квадраты – песчаники карнийского яруса, незалитые кружочки – песчаники норийского яруса.

Эволюция состава песчаников триаса (рис.2.2.21)

показывает увеличение количества обломков метаморфических пород снизу вверх по разрезу. Для песчаников нижнего-среднего триаса характерны обломки низкометаморфизованных пород (углистые сланцы, филлиты, измененные эффузивы основного-среднего состава). Кроме того, при накоплении песчаников нижнего-среднего триаса предполагается размыв деформированного вулканогенного источника среднего-основного состава (Тучкова и др., 2007). В верхнетриасовых песчаниках возрастает содержание высокометаморфизованных пород и кристаллических сланцев, слюдяных кварцитов и сланцев, в некоторых случаях – гранитогнейсов.

Об увеличении степени метаморфизма в источнике говорит появление роговой обманки в составе норийских песчаников, правда, в количестве единичных зерен.

Для определения возраста цирконов были отобраны три пробы в отложениях триаса (Miller et al., 2006; Тучкова и др., 2007): в разрезе р. Малый Анюй, в разрезе правого берега р. Каральвеем (на окраине г. Билибино), и в обрывах левого притока р. Кытеп-Гуйтенрывеем, ручья Угол (рис.2.2.22). Из проб были выделены несколько древних популяций цирконов, самая молодая и многочисленная из которых показывает возраст 236-255 млн лет (рис.2.2.23), причем в большинстве цирконы относятся к породам вулканическим (Miller et al., 2006).

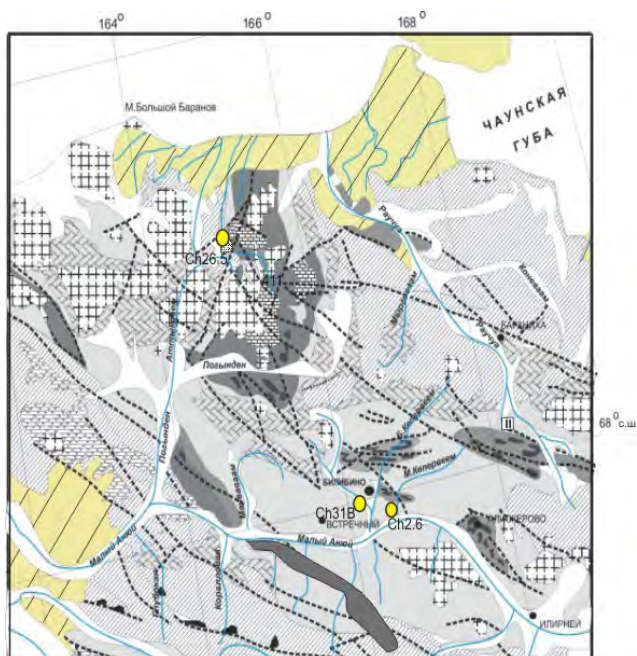


Рис.2.2.22. Геологическая карта региона с отмеченным на ней положением проб, отобранных на датирование циркона. Условные обозначения к геологической карте см. на рис. 2.2.4.

Рис.2.2.23 (внизу). Частота встречаемости возраста циркона, датированного методом LA ISP MS в трех образцах из триасовых отложений Западной Чукотки, (по данным Miller et al., 2006).

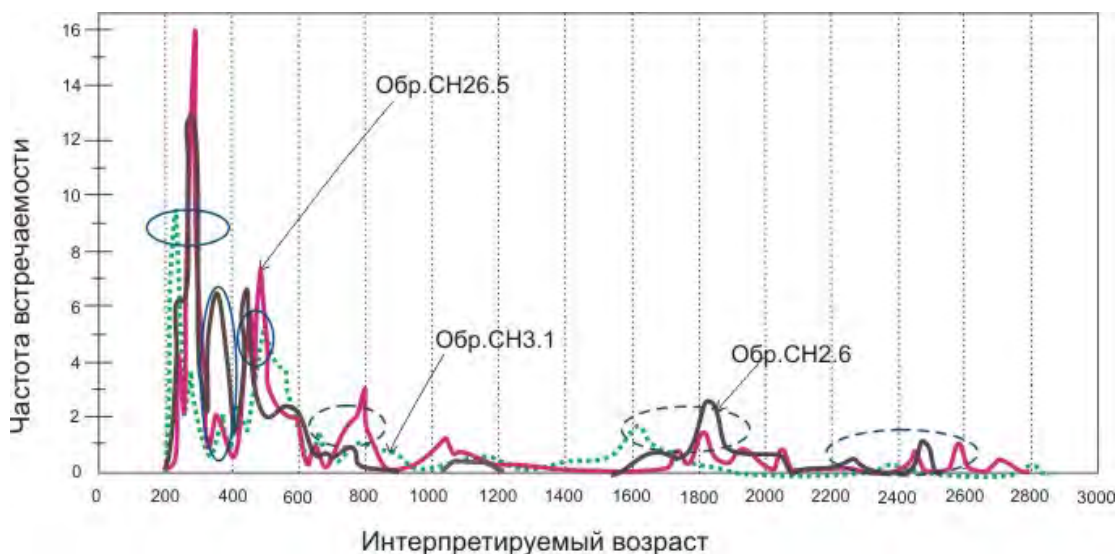


Таблица 2.2.4 а Химический состав триасовых песчаных пород Западной Чукотки

№№	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сум	CO ₂	H ₂ O-	H ₂ O+	порода	местоположение
230/6	T ₁₋₂	75.7	0.74	8.66	3.9	1.84	0.09	1.16	<0.1	1.3	1.11	0.13	4.77	99.4	2.58			песчаник	р.Ургувеем
329/1	T ₁₋₂	55.32	1.54	13.42	2.72	7.87	0.11	5.4	3.45	2.36	0.64	0.18	6.48	99.49	1.54			песчаник	р.Энмыевеем
329/2	T ₁₋₂	55.92	1.25	15.58	3.54	6.89	0.08	3.82	1.97	2.17	2.05	0.25	6.12	99.64	1.04			песчаник	р.Энмыевеем
329/3	T ₁₋₂	49.12	1.19	12.03	2.32	5.39	0.11	2.81	11.8	2.32	0.67	0.18	11.91	99.85	9.31			песчаник	р.Энмыевеем
404/3	T ₁₋₂	67.55	0.98	13.46	3.19	3.62	0.05	1.76	0.96	0.49	2.51	0.2	4.67	99.44	0.24			песчаник	р.Янрамкываам
405/4п	T ₁₋₂	47.81	1.71	16.6	4.1	8.83	0.11	4.49	4.29	2.47	1.24	0.23	7.38	99.26	2.08			песчаник	р.Янрамкываам
406/3	T ₁₋₂	67.68	1.27	11.13	1.64	6.4	0.06	3.63	1.07	2.17	0.22	0.17	3.95	99.39	0.34			песчаник	р.Люпвеем
407/6	T ₁₋₂	59.67	0.98	17.92	2.39	3.96	0.07	2.61	1.4	7.67	0.42	0.18	2.04	99.31	<0.2			песчаник	р.Люпвеем
409/2	T ₁₋₂	71.33	0.99	12.07	1.74	4.19	0.04	1.84	0.61	3.55	0.7	0.15	2.47	99.68	0.27			песчаник	Руч.Тундровый
459/7-1	T ₁₋₂	83.64	0.82	5.4	1.84	1.29	0.02	1.17	1.06	1.56	0.69	0.34	1.62	99.45	0.48	0.1	1.02	песчаник	Руч.Ягельный
460/7	T ₁₋₂	50.04	2	13.53	3.47	9.7	0.17	7.23	5.84	1.74	0.07	0.19	5.4	99.38	0.83	0.16	3.89	песчаник	р.Верникайвеем
328/zr	T3k	74.7	0.67	10.8	2.14	2.2	0.09	1.3	0.56	2.52	1.33	0.15	3.09	99.55	0.29			песчаник	р.Ургувеем
201/5а	T3k	77.18	0.77	9.51	1.9	2.52	0.07	2.58	0.26	1.9	1.06	0.14	2.2	100.09	0.46	0.17		алевролит	р.М.Анжуй
201/5п	T3k	75.94	0.59	8.68	1.76	2.95	0.1	2.34	1.06	1.42	0.9	0.13	3.49	99.36	1.33	0.22		песчаник	р.М.Анжуй
422/z	T3k	67.72	0.73	12.68	1.04	3.88	0.07	2.18	1.98	1.05	1.93	0.13	6.16	99.55	3.05			песчаник	Р.М.Анжуй
200/9а	T3k	68.53	0.77	11.9	2.06	6.36	0.13	1.94	1.2	1.52	1.16	0.17	3.92	99.66	0.29			алевролит	г.Билибино
400-3-2	T3k	70.85	0.55	9.29	4.12	3.97	0.13	1.69	1.25	1.52	0.77	0.15	5.13	99.42	1.76			песчаник	р.М.Кеппевеем
414/3п	T3k	76.46	0.56	5.23	1.73	4.35	0.06	1.62	1.82	0.27	0.65	0.11	6.57	99.43	5.43			песчаник	р.Кытпеппевеем
414/7	T3k	76.97	0.6	9.67	2.54	2.69	0.04	1.15	0.23	0.97	1.48	0.14	2.99	99.47	0.35			песчаник	р.Кытпеппевеем
417/4	T3k	73.9	0.58	9.43	1.93	2.47	0.03	1.1	1.31	2.1	0.99	0.15	5.54	99.53	4.14			песчаник	Руч.Угол
417/6	T3k	68.18	0.68	11.46	2.35	4.25	0.03	1.36	0.82	2.34	1.35	0.14	6.73	99.69	4.56			песчаник	Руч.Угол
454/3	T _{3 n}	71.82	0.82	10.9	2.63	6.11	0.08	3.72	0.45	1.04	2.87	0.28	6.74	99.54	<0.2		0.42	песчаник	р.Мачваваам
К-04-43	T _{3 n}	67.68	0.82	13.08	1.67	2.95	0.1	2.34	1.06	1.42	0.9	0.13	3.49	99.36	1.33		0.22	песчаник	р.Мачваваам
454/8-2	T _{3 n}	72.8	0.59	10.44	1.37	3.88	0.07	2.18	1.98	1.05	1.93	0.13	6.16	99.55	3.05			песчаник	р.Мачваваам
456/4	T _{3 n}	75.08	0.4	8.23	2.88	6.36	0.13	1.94	1.2	1.52	1.16	0.17	3.92	99.66	0.29			песчаник	Хр.Пырканай
453/1	T _{3 n}	71.3	0.63	10.42	0.63	3.97	0.13	1.69	1.25	1.52	0.77	0.15	5.13	99.42	1.76			песчаник	р.Иргунейвеем
453/2а	T _{3 n}	57.23	0.91	20.24	2.82	6.12	0.06	2.23	0.37	0.7	3.64	0.2	5.03	99.63	0.25			алевролит	р.Иргунейвеем

Примечания: Главные силикатные анализы приведены в весовых процентах, анализы пересчитывались 100% безводный состав. Потери при прокаливании приведены для справки. Анализы выполнены в ГИН РАН, лаборатория химико-аналитических методов.

Принятые в таблице сокращения: T₁₋₂ – ниже-среднетриасовые породы, T_{3 k} – породы карнийского яруса, T_{3 n} – породы норийского яруса

2.2.4. Химический состав песчаников и ассоциирующих с ними пород

Песчаники триаса однородны, характеризуются не очень высоким содержанием SiO_2 и Al_2O_3 , что свидетельствует о полимиктовом составе пород (табл. 2.2.4а). На классификационной диаграмме $\log\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \log\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pettijohn, 1981), состав песчаников от раннего триаса к норийскому веку смещается от граувакковых в сторону литоидных аренитов, при этом песчаники нория образуют весьма компактную группу в поле этих пород (рис.2.2.24а). На диаграмме $\log\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} - \log\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Herron, 1988) данные песчаников триаса разбросаны по разным классификационным полям и не обнаруживают приуроченности ни к одному из них.

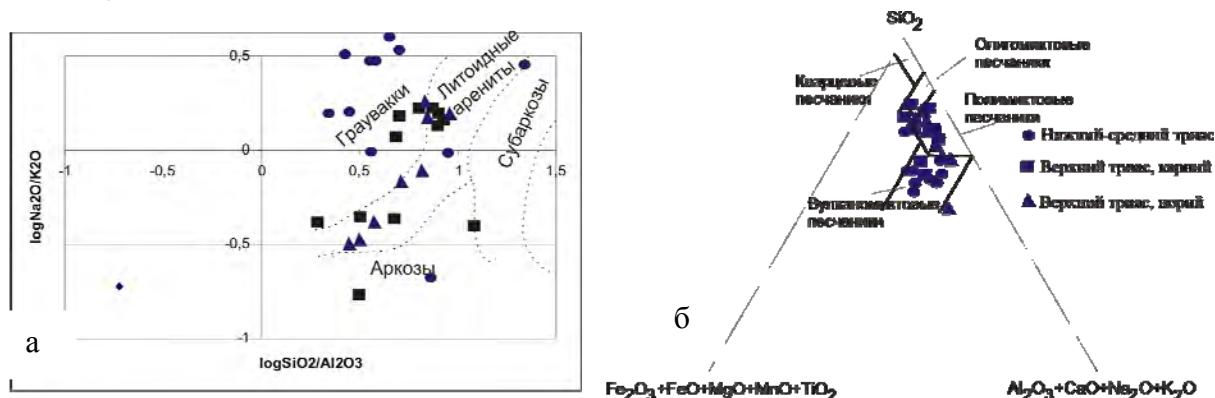


Рис.2.2.24. Классификационные петрохимические диаграммы а – Петтиджона (Pettijohn, 1981) для песчаников Западной Чукотки, б – Коссовской, Тучковой (Коссовская, Тучкова, 1988).

На диаграмме петрохимической классификации (Коссовская, Тучкова, рис.2.2.24б) в составе песчаников наблюдается постепенное вызревание от вулканомиктовых песчаников к полимиктовым и олигомиктовым от раннего к позднему триасу.

Для выяснения степени рециклирования тонкозернистого терригенного материала, был использован литохимический индикатор $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Сох et al., 1995; Маслов и др., 2006). Проанализированные аргиллиты и глинистые сланцы триасовых отложений Западной Чукотки (табл. 2.2.4 б) характеризуются значениями в пределах 0,09-0,195 (<0,35), что указывает на доминирование в их составе рециклированного материала.

Титановый модуль (TiO_2/Al_2O_3), отражающий степень зрелости осадочного материала, почти не изменяется от 0,05-0,08 в нижне-среднетриасовых породах до 0,04-0,07 в верхнетриасовых. Исключение составляют породы бассейна р. Вернитакайвеем. В них титановый модуль существенно выше и составляет 0,11-0,15 в нижнетриасовых, и 0,11 – в карнийских отложениях. Следовательно, осадки формировались за счет весьма зрелой кластики и, вероятно, положение источника сноса от зоны осадконакопления оставалось в течение триаса практически неизменным. И только в бассейне р. Вернитакайвеем положение источника сноса было гораздо ближе.

Коэффициент CIA (Chemical Index of Alteration – индекс химического выветривания, Nesbitt, Young, 1989) в среднем уменьшается от нижнетриасовых к норийским породам (сред. 1,02-0,82-0,65 соответственно, рис. 2.2.24). Это позволяет утверждать, что в источнике обломочного материала с течением времени на палеоводосборах происходило усиление процессов выветривания – в раннем триасе породы источника были почти не выветрелые, незрелые, а в позднем триасе уровень выветривания источника повысился, и в бассейн стала поступать умеренно зрелая кластика.

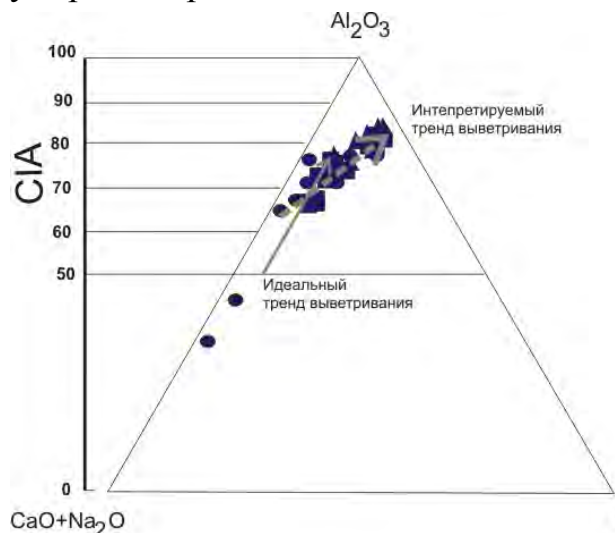


Рис.2.2.25. Треугольная диаграмма, отражающая тренд выветривания пород-источников сноса для терригенных пород триаса (диаграмма из работы Nesbitt, Young, 1989). Смещение интерпретируемого тренда от идеального указывает на то, что характер выветривания находится не на начальной стадии, и обусловлено постседиментационными преобразованиями песчаников.

Песчаники триаса, слагающие разные ландшафтные зоны Чукотского бассейна, представлены ассоциацией устойчивых минералов. На изученной территории выделяется две терригенно-минералогических провинции, которые хорошо прослеживаются по данным химического состава. От раннего триаса к концу позднего в составе песчаников повышается содержание кварца и силикатной составляющей. Присутствие продуктов размыва измененных эффузивных

пород основного-среднего состава отмечается только в ниже-среднетриасовых песчаниках.

Таблица 2.2.4 б. Химический состав (главные элементы в весовых %) аргиллитов из осадочных комплексов триаса Западной Чукотки

№№	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сум
460/8	T1-2	53.12	1.33	15.21	1.77	8.73	0.24	4.41	3.67	2.67	1.38	0.19	6.55	99.27
201/1	T3k	54.16	0.99	19.83	3.27	6.11	0.08	3.72	0.45	1.04	2.87	0.28	6.74	99.54
411/1-1	T3k	59.96	1.19	18.66	1.47	6.12	0.06	2.23	0.37	0.7	3.64	0.2	5.03	99.63
451/9	T3n	44.95	1.28	26.7	2.38	6.41	0.15	3.06	0.2	1.01	5.43	0.12		99.09
454/2ap	T3n	62.04	0.93	16.5	4.07	1.94	0.05	1.41	0.56	1.02	2.49	0.09		99.3
474/1ap	T3n	59.19	0.94	18.57	0.91	6.77	0.18	2.44	0.74	0.74	2.28	0.21		99.03
№№	возраст	CO ₂	H ₂ O-	H ₂ O+										
460/8	T1-2	2.17	0,22	3,8										
201/1	T3k	<0.2	0,42											
411/1-1	T3k	0.25												
451/9	T3n	0.28	0,49	5,44										
454/2ap	T3n	2.91	0,88	4										
474/1ap	T3n	0.21	0,49	4,32										

Примечания: Главные силикатные анализы приведены в весовых процентах, анализы пересчитывались 100% безводный состав. Потери при прокаливании приведены для справки. Анализы выполнены в ГИН РАН, лаборатория химико-аналитических методов. Принятые в таблице сокращения: T₁₋₂ – ниже-среднетриасовые породы, T_{3 k} – породы карнийского яруса, T_{3 n} – породы норийского яруса. Местоположение образцов: 460/8 – р.Вернитакайвеем, 201/1 – р.Малый Анной, 411/1 – ручей Тайный, 451/9, 454/2 ap - р.Мачваваам, 474/1ap – р.Энмынвеем

2.2.5. Обзор палеогеографических реконструкций

В течение триаса морской бассейн Чукотки был окружен невысокой холмистой низменностью с хорошо развитой гидрографической сетью – единственная установленная в регионе крупная речная система приносила с континента в бассейн осадконакопления большое количество терригенного материала, скорее всего, за счет обширного водосбора на прилегающей к бассейну суше.

Важной деталью палеогеографических реконструкций для раннего-среднего триаса является наличие седиментационных ловушек на континентальном склоне вблизи дельтовой системы. Можно утверждать, что континентальный склон в раннем-среднем триасе был достаточно пологим и расчлененным. Кроме того, поскольку осадки перемещались с шельфа в более глубоководные участки бассейна, то, вероятнее всего, шельфовая зона в бассейне раннего-среднего триаса была не развитой, и достаточно узкой. При узкой шельфовой зоне осадочный материал не оседал на мелководье, а перемещался с помощью низкоплотностных потоков на континентальный склон и в более глубоководные участки.

В карнийское время шельфовая зона расширилась и стала зоной аккумуляции, на шельфе накапливались мощные толщи продельтовых отложений. Рельеф прилегающей суши стал более расчлененным или увеличился уклон континентального склона, он стал достаточно крутым и нерасчлененным – осадки не задерживались на склоне, а проходили транзитом в более глубоководные зоны, и накапливались в подножии склона. Мощные пачки песчаников прослеживаются в зоне влияния конуса выноса, являющегося продолжением речной дельты. Вне этой зоны в бассейне накапливались фоновые отложения, изредка нарушаемые поступлением незначительного количества песчаного материала.

К концу триаса количество обломочного материала в бассейне еще увеличилось, и в норийском бассейне накапливались главным образом ритмичные алевро-аргиллитовые осадки. Для этого времени установлены только шельфовые осадки, более глубоководные, вероятно, не сохранились. Шельфовая зона стала широкой, характеризовалась хорошо прогреваемой и освещенной толщей морской воды и более-менее пологим дном. Глубина бассейна в шельфовой зоне была незначительной и хорошо прогреваемой, поскольку повсеместно отмечаются многочисленные ходы червей-илоедов и разнообразные макрофаунистические сообщества. Наличие крупного конуса на шельфе не установлено, но предполагается существование продельты с тонким, хорошо отсортированным алевропесчаным материалом практически без глинистой примеси.

Строение конусов выноса меняется в течение триаса – единый конус выноса в раннем-среднем триасе сопровождался седиментационными ловушками на континентальном склоне и являлся продолжением дельтовой системы. В позднем триасе (в карнийское время) предполагается существование протяженного конуса с развитым руслом на склоне и несколькими лопастями в глубоководной зоне, куда обломочный материал проходил транзитом с шельфа. В норийское время в бассейне установлено существование отложений дельтовых конусов с латерально выдержанными слоями потоковых течений.

Анализ расположения фаций в регионе указывает на углубление палеобассейна с северо-востока на юго-запад в современных координатах. На протяжении триасового времени условия осадконакопления в бассейне

контролировались дельтовой системой, меняющей свое положение. Наблюдается постепенное продвижение шельфовой зоны с северо-востока на юго-запад (в современных координатах), ее проградация и смещение континентального склона в сторону глубоководья от раннего к позднему триасу (рис.2.2.26). Кроме того, обилие кластического материала, начавшего поступать в бассейн осадконакопления в карнийское время, может указывать на рост орогена на прилегающей суше, в результате чего размыв источников сноса усилился и количество кластического материала, приносимого рекой, увеличилось. В нории в области источника сноса предполагается существование сглаженного рельефа, на что указывает олигомиктовый состав алевропесчаников в потоковых фациях.

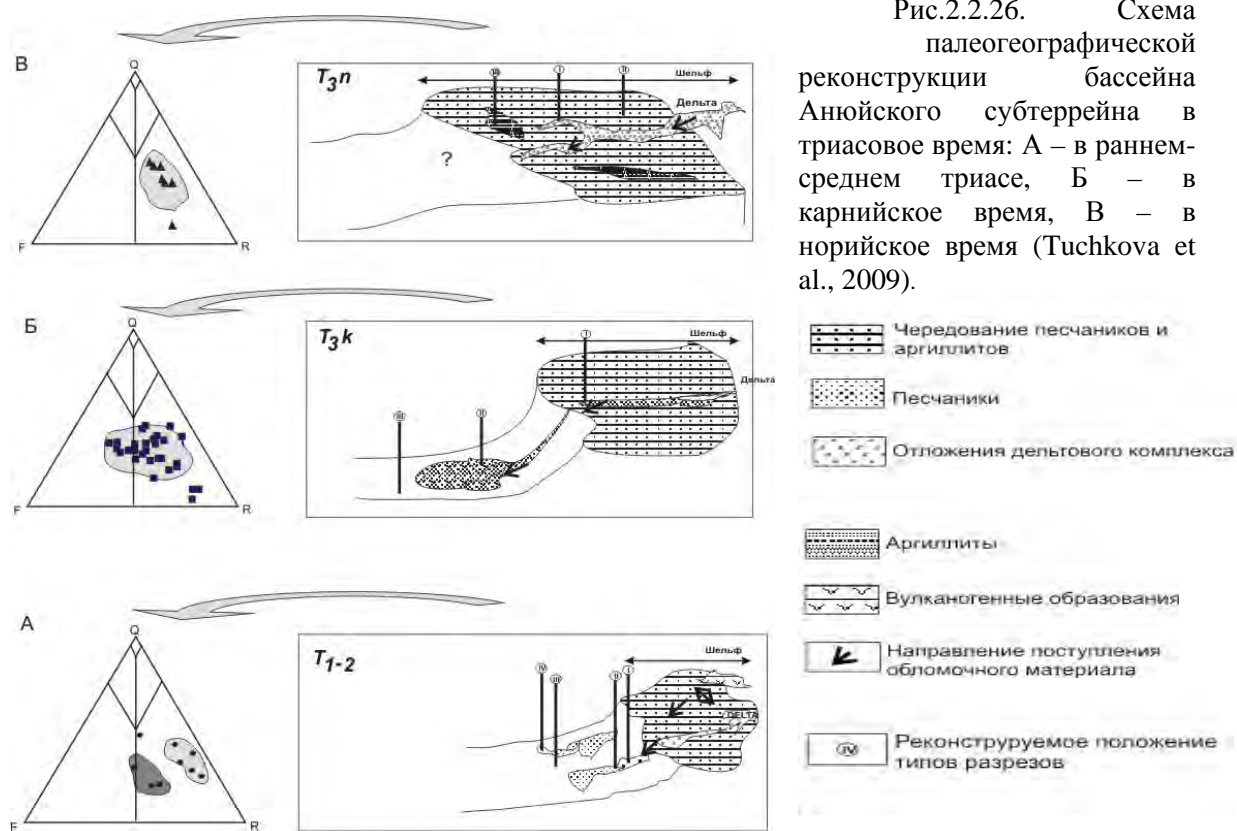
Следует отметить, что на Восточной Чукотке к подобным же палеогеографическим построениям пришел О.Л.Морозов (2001), изучая триасовые отложения восточнее, в районе р.Амгуэмы. В изученном им участке южной окраины Чукотского континента наблюдается смена турбидитовых отложений подножия континентального склона или склонового типа в раннем триасе – на шельфовые в конце позднего триаса. На основании этих данных автор предполагает проградацию шельфовой зоны в южном направлении в современных координатах.

В бассейн поступала зрелая кластика. В ранне-среднетриасовое время размываемые породы на суше некоторое время подвергались эоловому воздействию, в результате в морских осадках наблюдается повышенное содержание окатанных зерен кварца (Тучкова и др., 2007). Эволюция минерального состава песчаников в течение триаса позволяет предполагать один главный или несколько источников сноса, которые были сложены породами высокометаморфическими или кислого состава (гранитами), периферийные участки которого размывались в ранне-среднем триасе, а центральные – в позднем триасе. Для песчаников ранне-среднетриасового этапа седиментации определен, помимо метаморфогенного, еще один источник сноса, сложенный деформированными вулканогенными породами основного-среднего состава.

Климат в начале триаса, в индское время был унаследован от позднепермского времени и был обусловлен существованием крупного

континента Пангеи (Климат в эпохи..., 2004). На континенте существовали крупные горные системы, отделявшие внутренние зоны от шельфовых морей и океанов. Основная тенденция палеогеографической эволюции Пангеи на протяжении поздней перми и раннего триаса была связана с продолжающимся воздыманием континента. В тоже время по данным Н.А.Ясаманова господствующим типом ландшафтов северо-восточной Евразии являлась лесная саванна с массивами слабо ксерофитизированной растительности, что позволяет говорить о господствующим аридном климате в триасе (Ясаманов, 1985).

Редкие единичные споры, обнаруженные в отложениях нижнего-среднего триаса в разрезах рек Каральвеем, Большой Кепервеем, Номнункувеем (Акименко, Акименко, 2000), позволяют предполагать большое расстояние (сотни километров) от области осадконакопления до суши, на которой могли произрастать материнские растения. Макрофауна, обнаруженная в отложениях триаса, представлена в основном плавающими организмами, иногда распространены ходы илоедов, но они наиболее многочисленны в шельфовых отложениях моря.



2.2.6. Постседиментационные преобразования пород

К сожалению, часть информации о постседиментационном преобразовании нижнетриасовых отложений использовать не удалось, поскольку в регионе весьма велико влияние регионального метаморфизма. Кроме того, не были использованы данные из проблематичных отложений, которые были отнесены предшественниками к отложениям триаса условно. Развитые на остальной территории, интенсивно дислоцированные осадочные толщи триаса характеризуются разной степенью постседиментационными преобразованиями, и на площади их развития можно выделить три зоны. Каждая из установленных зон характеризуется определенной минеральной ассоциацией, составом глинистых минералов, вторичными структурами и индексом Кюблера (рис.2.2.27). Значения индекса Кюблера вынесены на карту, и отражают положение постседиментационной зональности в современной структуре (рис.2.2.28). Названия зон даны на основании ассоциаций глинистых минералов, содержащихся в цементе песчаников, в которых был определен минеральный состав.

1. Зона развития *хлорита, слюды и смешанослойного минерала (типа неупорядоченного хлорит-сметита)*. Эта зона наблюдается на территории изученного региона некрупными пятнами и охватывает разновозрастные породы – карнийские (р. Аттыквеем), норийские (р. Иргунейвеем, верховье р. Погынден), и верхнеюрско-нижнемеловые (р. Малый Анюй у п. Островное, и в верховьях р. Мырговаам).

Цемент главным образом пленочный, коррозионный слюдистого или хлорит-слюдистого состава, участками наблюдаются регенерационные каймы кварцевого состава. В некоторых случаях сохранилось поровые пространства. Терригенные зерна корродированы гидрослюдистым или хлоритовым цементом. Структуры исходные хорошо видны, но участками наблюдается конформное сочленение зерен, редко – инкорпорационные взаимоотношения (рис.2.2.29). Аутигенные минералы присутствуют в порах и в массе цемента, среди них наблюдаются слюда, хлорит, пирит, кварц, карбонат и гидроокислы железа.

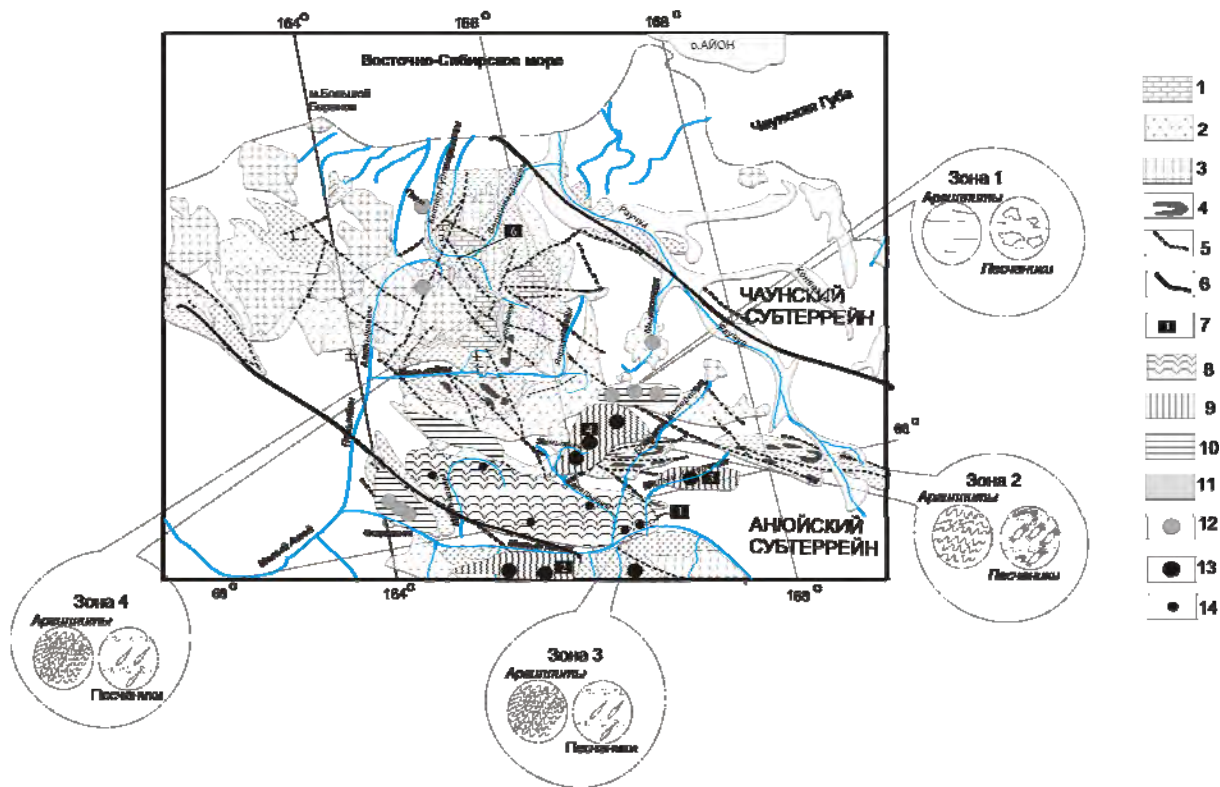


Рис.2.2.27. Схема, иллюстрирующая положение зон постседиментационных преобразований песчаников Западной Чукотки.. Выноски отражают аутигенные структуры и характер кливажа в аргиллитах и песчаниках для разных зон постседиментационного преобразования. Стрелками показаны направления растяжения и сжатия для разных этапов деформаций. Условные обозначения: 1 – породы дотриасового возраста (девон-карбон), 2 – отложения триаса, 3 – гранитоиды; 4 – дайки и силлы диабазов триаса; 5 – разломы; 6 – границы структурных единиц; 7 – положение точек опробования аутигенных минералов; 8-10 – зоны постседиментационных преобразований: 8 – зона 1; 9 – зона 2; 10 – зона 3; 11 – зона 4; значение индекса Кюблера: 11 – 0,2-0,25; 12– 0,25-0,35; 13– около 0,35.

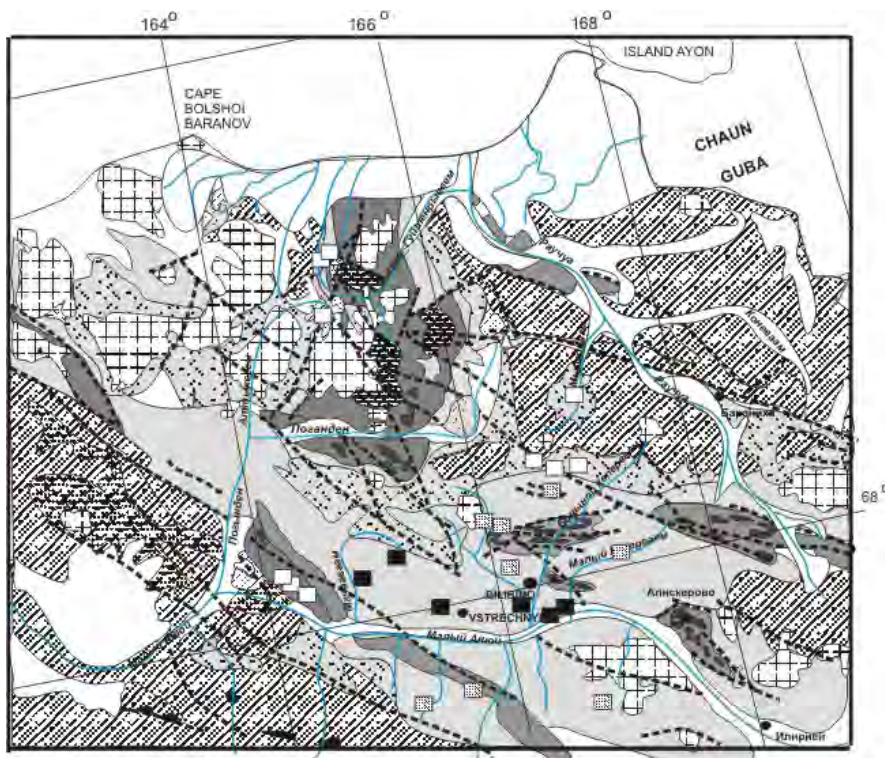


Рис.2.2.28. Схема, иллюстрирующая положение точек с разным индексом Кюблера (К.І) в осадочных комплексах триаса Западной Чукотки. Черными квадратами показаны значения индекса Кюблера $KI=0,2-0,25$, заштрихованными – $KI=0,25-0,35$, белыми KI более-0,35.

У обломочного кварца отмечаются не крупные регенерационные каймы, края зерен слабо корродированны цементом. Полевые шпаты гидрослюдизированы или замещены карбонатным минералом, но часто сохраняют исходный состав. Обломочные слюды гидратированы и хлоритизированы, а также, возможно, и каолинизированы. Обломки пород слабо корродированны цементом.

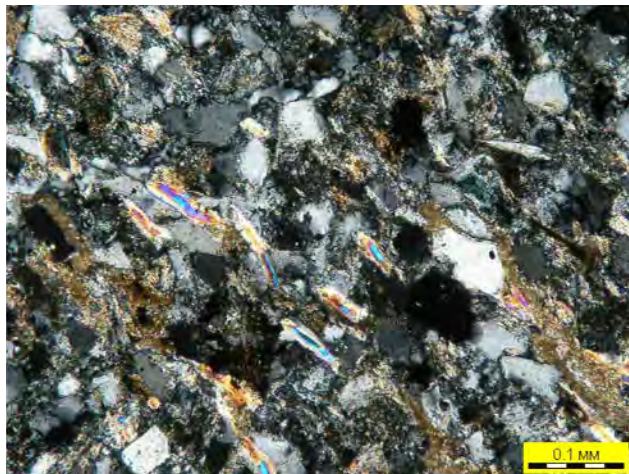


Рис.2.2.29. Песчаник с обломочной структурой, встречаются конформные сочленения зерен. Обломочные слюды дегидратированы и ориентированы вдоль кливажа. Обломочные зерна корродированы цементом слюдино-хлоритового состава, образующего тонкую плёнку вокруг обломков. На контактах зерен и в поровых пространствах отмечается формирование мельчайших агрегатов аутигенного слюдиного минерала. Обр. 454/7, с анализатором, верховья р. Мачваваам, (Т_{3п}).

Глинистая фракция (фр.< 1мкм) представлена хлоритом, содержание которого в некоторых образцах существенно преобладает над остальными минералами, слюдой и неупорядоченным смешанослойным минералом типа хлорит-сметит. Хлорит железистый, с содержанием железистого компонента от 3,0 до 4,9 формульных единиц (ф.е.). Содержание смешанослойного компонента не превышает 4%, что указывает на достаточно интенсивное преобразование терригенных отложений.

Несколько отличается состав глинистой фракции на северо-западе изученной территории, на западном обрамлении Алярмаутского поднятия (р. Аттыквеем, и в западных ручьях среднего течения р. Кытеп-Гуйтенрывеем). Состав глинистой фракции как триасовых, так и нижнемеловых отложений здесь практически идентичен и состоит из железистого хлорита и иллита в разных соотношениях, также присутствует каолинит (около 10%).

2. Зона иллита и хлорита охватывает карнийские и нижне-среднетриасовые отложения южнее и севернее зоны зеленосланцевого метаморфизма. На юге зона прослеживается широкой полосой в отложениях карния в бассейнах рек Инсексвеем, Тополевка 1, карния и нижнего-среднего триаса в разрезе р. Ургувеем и, вероятно, восточнее, на

севере – в отложениях нижнего-среднего триаса р.Каральвеем в окрестностях г.Билибино, р.Энмынвеем, в карнийских отложениях бассейна р.Малый Кепервеем, и в верховьях ручья Студеного. Песчаники этой зоны также характеризуются интенсивными структурными и минеральными преобразованиями. Цемент преимущественно пленочный слюдистого или хлорит-слюдистого состава. Отмечаются структуры растворения с образованием конформных и инкорпорационных контактов между зернами, присутствуют шиповидные структуры, участками наблюдается зачаточно-бластическая структура, или отмечается слабо выраженная сланцеватость (рис.2.2.30 а).

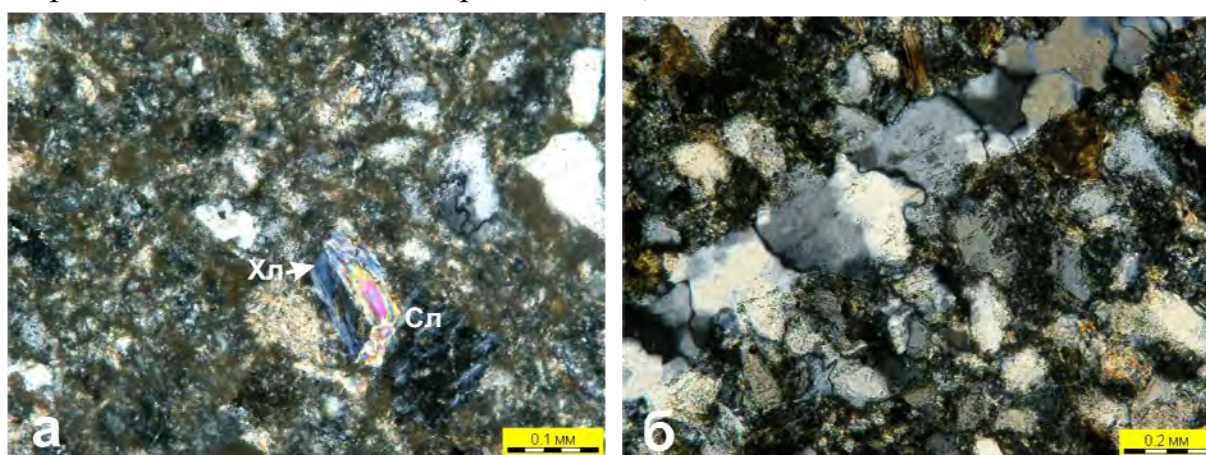


Рис.2.2.30. а – Характерное замещение обломочной слюды (мусковита) хлоритом. Реликты исходного минерала остаются в центральной части обломочного зерна, периферийные зоны полностью хлоритизированы. Обилие исходного глинистого матрикса маскирует исходные границы зерен, и корродирует их. Порода плохо сортирована, сложена обломками зерен разной степени окатанности. Обр. Б 1-3/1, с анализатором, р. Энмынвеем, руч. Крутой, (Т₁₋₂), разрез стратотипа. б – Микротрещины и микролинзы, рассекающие песчаник, выполненные кварцем и по краям – хлоритом. Контур трещин четкие, ровные, что может указывать на их формирование в уже не рыхлых породах. Обр. 456/12, с анализатором, южные отроги хребта Пырканай, (ТЗп).

Аутигенные минералы присутствуют в порах и в массе цемента, замещают обломочные минералы по отдельным зонам обломочных минералов, преимущественно слюд, среди них установлены аутигенные глинистые минералы (слюда и хлорит, табл.2.2.6 а, б), новообразованные доломит, пирит, альбит, эпидот. Микропрожилки и трещины в породах выполнены в основном кварцем, но в редких случаях (ручей Студеный, хр. Пырканай) в трещинах формируется хлорит с аномальными интерференционными окрасками (рис.2.2.30 б), с размером частиц 0,1-0,15 мм или же слюда с высоким содержанием Na компонента.

У обломочного кварца часто наблюдаются неправильная форма обломков, с зубчатыми или извилисто-петлеобразными формами сочленения, отмечаются некрупные реликтовые регенерационные каймы. Края зерен интенсивно корродированны цементом. Полевые шпаты участками альбитизированы, или наблюдается замещение отдельных обломочных зерен чешуйками слюдистого минерала.

Слюдистый минерал встречается в наибольшем количестве в алевролитах, он представлен удлинёнными тонкими чешуйками, иногда образует скопления вдоль нитевидных кливажных зон или вокруг кластических зерен. Вокруг терригенных зерен отмечаются тонкие чешуйки слюд, формирующие пленочный цемент или встречающиеся среди микрогранобластовых агрегатов кварца в виде единичных листочков, вытянутых вдоль кливажа. Новообразованный слюдистый минерал обладает высокими интерференционными окрасками, размер выделений 0.01-0.03мм. Хлорита в цементе песчаников мало, а в алевролитах и аргиллитах его содержание составляет не более половины от суммы содержания слоистых силикатов. Минерал в основном встречается в виде продукта замещения обломочных слюд (табл.2.2.6 а), или в редких случаях развивается по микротрещинкам в породе. Для него характерны аномальные синие, реже нормальные интерференционные цвета.

Составы глинистой фракции из песчаников триасовых отложений (р. Инсексвеем, р. Ургувеем, р. Каральвеем у п. Билибино, р. Энмынвеем) практически идентичны и представлены слюдой или слабо разбухающим слюдистым минералом серицитом, содержащим не более 2-5 % разбухающих межслоев и небольшим количеством хлорита. Индекс Кюблера (К.И.) слюдистого минерала в $\Delta^{\circ} 2 \theta$ в составе глинистой фракции песчаников оценивается 0,25-0,35.

В стратотипическом разрезе р.Энмынвеем у его слияния с ручьем Крутым глинистая фракция состоит из слюды (или слабо разбухающей слюды, содержащей около 3% межслоев) и хлорита. Разбухающая слюда и дефектный хлорит типичны для образцов, содержащих повышенное содержание обломков основных эффузивов. Для образцов, в которых доминируют обломки метаморфических пород, отмечаются слюда и

хлорит. То есть состав глинистых минералов обусловлен составом источников сноса.

3. Зона *фенгита и железистого хлорита* (зеленосланцевого метаморфизма) широкой полосой охватывает карнийские и норийские отложения южной части Чукотского микроконтинента в бассейнах рек Малый Анюй и Мачваваам. Песчаники этой зоны характеризуются интенсивными преобразованиями, в результате чего первичные седиментационные признаки пород часто затушеваны и распознаются только в реликтах. Для пород характерно развитие аутигенных крупных кристаллов слюды $2M_1$ вдоль кливажных зон, незначительное количество хлорита, а также новообразованные кварц, доломит, пирит и альбит. В породах наблюдается две-три системы кливажа, первый из которых – межзерновой кливаж наблюдается в основном в песчаниках, а кливаж плейчатости, сминающий более ранний межзерновой кливаж в микроскладки – в более тонких породах алевролитах или, чаще аргиллитах.

Цемент слюдистый, агрегаты слюдистых минералов располагаются параллельно кливажной системе первой генерации. Если в толще отмечается более одного кливажа, то слюдистые агрегаты деформированы вместе с кливажем первой генерации. Поровые пространства отсутствуют. Участками реликты кластического строения породы не сохраняются, возникает бластическая структура, в которой контуры первичных зерен не совпадают с контурами зерен в современной породе. Текстуры преимущественно метаморфические, породы обладают сланцеватостью и бластическими структурами, местами наблюдается плейчатость. Структуры грануляционные, гранобластовые, бластические и неполнобластические, иногда сохраняются реликты шиповидных – в верхних частях зоны и следы структур растворения с образованием конформных и инкорпорационных контактов между зернами. На контактах зерен кварца отмечается рекристаллизационно-грануляционный бластез в результате превращения отдельных обломков кварца в микрогранобластовые агрегаты, которые как будто цементируют терригенные зерна.

Обломочные кварцевые зерна обладают бластической структурой, представленной сегрегацией обломочных зерен кварца в более крупные

зерна, часто с зубчатыми очертаниями, а также сохраняют реликты регенерационной каймы. Как правило, полевые шпаты альбитизированы, а также замещение полевого шпата мелкими чешуйками слюдистого минерала, в некоторых случаях наблюдается его замещение алунином. Последнее отмечается в некоторых пачках разреза р. Малый Анюй. Преобразования обломков пород связаны с твердофазовым растворением зерен в обломках и на границе с соседними зернами.

Обломочные слюды крупного размера (0,15-0,18 мм) как правило, изгибаются вдоль длиной стороны, формируя микроплойчатые в направлении кливажа агрегаты (рис.2.2.31 а). Более мелкие обломки слюды (размер выделений 0,1-0,15мм) раздроблены и иногда слегка растащены перпендикулярно спайности (рис.2.2.31 б). Слюда либо слабо аморфизуется с проявлением зональной интерференции, либо замещается хлоритом с серой или аномальной синей интерференционной окраской, мелкими агрегатами альбита или кварца, иногда апатита.

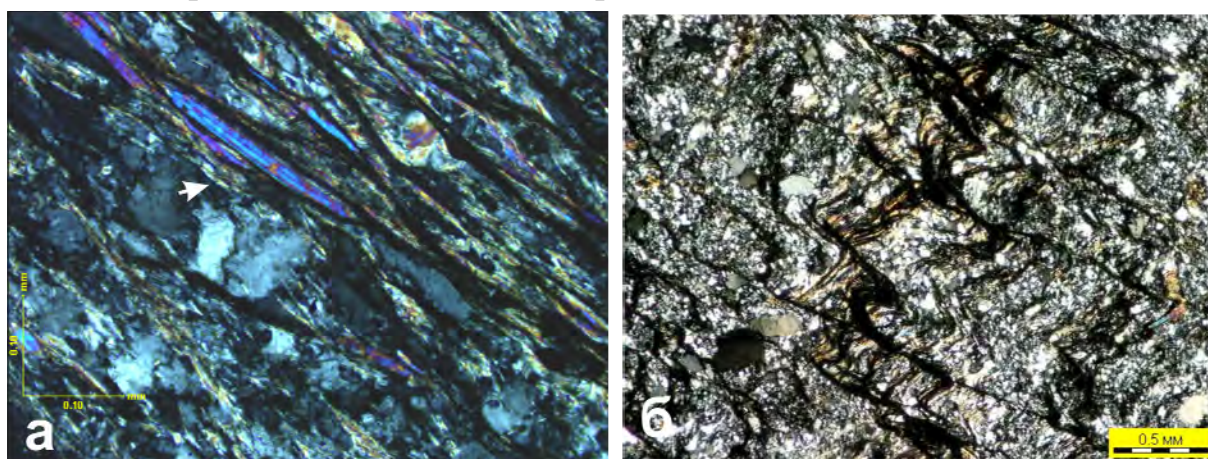


Рис.2.2.31. а – сланцеватость в песчанике. Вдоль кливажа S_1 наблюдаются крупные чешуи аутигенной слюды с петрографическими характеристиками, близкими к мусковиту. Обр. 201/5, с анализатором, р. Малый Анюй, (Т₃к). б – в алевроаргиллите кливаж S_2 сминает кливаж S_1 , и с ним вместе аутигенную слюду, которая была сформирована вдоль межзернового кливажа S_1 . Обр. 451/12, с анализатором, р. Мачваваам, (Т₃к).

Прожилки и микротрещинки в породе выполнены кварцем, новообразованные хлорит и слюда присутствуют в массе породы и иногда замещают обломочные минералы. Слюда аутигенная представлена удлиненными выделениями размером 0,01-0,05 мм, развитых вдоль кливажных трещин, имеет довольно высокие интерференционные окраски, относится к мусковит-фенгитовым слюдам и характеризуется коэффициентом железистости от 0,1 до 0,3 ($K_{Fe} = Fe^{3+} / Fe^{3+} + Al(VI)$)

(табл.2.2.6 б). Хлорит устойчивый, встречается в цементе песчаников, а в алевролитах и аргиллитах его содержание составляет не более половины от суммы содержания слоистых силикатов.

Глинистые минералы (фр.< 1мкм), выделенные из цемента песчаников и аргиллитов представлены смесью диоктаэдрической слюды и небольшого количества хлорита. Помимо этих двух минералов, также установлено небольшое количество кварца и полевого шпата. У слюдистых минералов из фр.<1мкм разность значений первого базального рефлекса слюд природного и насыщенного образца составляет не более 0.04Å. Согласно методике Б.И.Омельяненко и др., слюдистые минералы подобной степени совершенства следует относить к серициту (Омельяненко и др., 1982). Индекс Кюблера (К.И.) во всех измеренных образцах одинаков и составляет $\Delta^{\circ} 2 \theta = 0,20-0,25$. Это значение соответствует достаточно высокой степени кристалличности слюдистого минерала и отсутствия в его структуре смешанослойного компонента.

4. Породы зоны *биотита и фенгита*, как правило, характеризуются отсутствием исходных седиментационных структур и широким развитием аутигенных минералов. Следует отметить увеличение степени метаморфизма и интенсивности деформаций по мере приближения к контакту с гранитами. Микроскопическое изучение пород вблизи гранитного массива показывает широкое развитие синдеформационного биотита, расположенного параллельно плоскостям кливажа S_2 , а также реликтов сланцеватости S_1 в отдельных микролитах. На удалении от гранитного массива в породах преобладают новообразованные мусковитоподобные слюды. В шлифах видно, как тонкие длинные чешуи аутигенных слюд, вытянутые вдоль кливажа S_1 , собраны в плейчатые агрегаты кливажем S_2 .

Таблица 2.2.6 а Состав аутигенных хлоритов в песчаниках триасовых осадочных комплексов Западной Чукотки

№обр.	возраст	зона литогенеза	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	минерал	местоположение
201/1	ТЗк	Зона 1	27,18	23,28	40,93		8,61			хлорит	р.Малый Анюй
201/1	ТЗк		34,95	22,34	33,05	0,62	7,82		1,21	хлорит	
201/1	ТЗк		26,85	22,7	40,00	0,42	9,75		0,29	хлорит	
201/1	ТЗк		28,10	22,83	37,72	0,39	10,42		0,54	хлорит	
400/3	ТЗк	Зона 2	28,78	23,18	39,94		8,1			хлорит	р.Малый Кепервем
400/3	ТЗк		32,49	25,08	34,06		8,38			хлорит по слюде	
400/3	ТЗк		31,18	22,76	36,16		8,53		1,38	хлорит по слюде	
400/3	ТЗк		30,38	23,63	36,25		8,98		0,76	хлорит по слюде	
400/3	ТЗк		29,98	23,47	37,89		8,66			хлорит	
400/3	ТЗк		36,70	25,81	24,76		9,96			хлорит в поре	
470/4	ТЗп	Зона1	27,57	24,6	38,51		9,32			хлорит по слюде	р.Погынден
470/4	ТЗп		27,13	25,73	39,27		6,64		1,23	хлорит по слюде	
470/4	ТЗп		30,70	27,01	30,15		12,15			хлорит	
470/4	ТЗп		27,34	27,48	36,86		8,31			хлорит по слюде	
470/4	ТЗп		31,72	27,36	31,50		7,36		2,05	хлорит по слюде	
470/4	ТЗп		33,92	24,23	33,08		6,44	2,33		хлорит в обл.породы	
470/4	ТЗп		27,24	26,13	39,57		7,07			хлорит по слюде	
470/4	ТЗп		28,42	25,23	37,56		8,79			хлорит по слюде	
470/4	ТЗп		31,40	23,72	35,35		9,52			хлорит	

Примечания: Определение качественного состава хлорита произведено на сканирующем электронном микроскопе Philips XL 30 ESEM (Environmental Scanning Electron Microscope) с аналитической приставкой EDS (Energy Dispersive Spectrometer) фирмы EDAX, тип Sapphire, на Факультете Наук о Земле Силезского Университета (г. Сосновец, Польша). Анализы минерала проводились в открытых шлифах, на напыленных препаратах в режиме HV (High Vacuum) с использованием внутренних эталонов. Полученные данные пересчитывались на сумму 100% без содержания воды.

Таблица 2.2.6 б. Состав аутигенных слюд в песчаниках триасовых осадочных комплексов Западной Чукотки

№ п/п	возраст	зона литогенеза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Si	Al(IV)	Al(VI)	Fe (2+)	Fe (3+)	Mg	Ti	K	Na	K+Na
1	T3k	Зона 1	51	0	31,59	3,56			1,65	0,57	11,68	3.26	0.74	1.64	0.04	0.13	0.16	0	0.95	0.07	1,02
2	T3k		45,63	0	29,45	11,15		2,33	1,92	0,49	9,04	3.02	0.984	1.296	0.14	0.41	0.19	0	0.76	0.06	0,82
3	T3k		50,85	0	31,43	4,74			1,83	0,74	10,42	3.36	0.64	1.8	0.06	0.18	0.18	0	0.95	0.95	1,9
4	T3k		49,06	0,89	29,26	7,66			0,86	0,07	12,18	3.195	0.81	1.44	0.094	0.28	0.086	0.04	1.02	0.008	1,028
5	T3k		49,14	1,12	31,68	3,83			1,44	0,62	12,17	3.17	0.83	1.57	0.05	0.143	0.14	0.05	0.997	0.08	1,077
6	T3k		48,32	1,35	32,79	4,7		0	1,04	0,84	10,97	3.11	0.89	1.59	0.055	0.165	0.1	0.07	0.903	0.1	1,003
7	T3k	Зона 2	51,41	0,98	30,69	3,6	3,24		1	42	12,26	2.68	1.32	0.56	0.036	0.108	0.78	0.003	0.44	4.23	4,67
8	T3k		47,55	0,79	23,69	17,14	15,42		3,12	0,34	9,1	3.12	0.88	0.94	0.21	0.63	0.3	0.04	0.75	0.04	0,79
9	T3k		50,83	5,28	23,93	9,82	8,84		1,88	0	9,24	3.23	0.77	1.04	0.12	0.35	0.18	0.25	0.75	0	0,75
10	T3k		47,47	0,51	19,03	26,98	24,28		4,38	0,18	4,15	3.09	0.91	0.55	0.33	0.99	0.47	0.02	0.34	0.02	0,36
11	T3k		43,16	1,15	24,59	23,37	21,03		4,17	0,44	5,45	2.8	1.2	0.75	0.29	0.86	0.4	0.05	0.44	0.05	0,49
12	T3k		64,13	1,53	19,28	7,046	6,34		1,32	0,22	7,18	3.94	0.06	1.33	0.08	0.24	0.12	0.07	0.56	0.03	0,59
13	T3k		54,07	0	29,42	4,72			3,57	0	8,23	3.38	0.62	1.54	0.06	0.17	0.33	0	0.65	0	0,65
14	T3k		53,27	1,13	28,36	6,78			3,23	1,06	6,15	3.35	0.65	1.46	0.08	0.24	0.31	0.11	0.49	0.13	0,62
15	T3n	Зона3	53,04	0	35,06				2,43	0,74	8,73	3.28	0.72	1.83	0	0	0.23	0	0.69	0.09	0,78
16	T3n		50,08	0	35,61	1,2			2,36	0,83	9,91	3.15	0.85	1.78	0.015	0.045	0.22	0	0.79	0.1	0,89

Примечания: Определение качественного состава аутигенных слюд произведено с помощью сканирующего электронного микроскопа Philips XL 30 ESEM (Environmental Scanning Electron Microscope) с аналитической приставкой EDS (Energy Dispersive Spectrometer) фирмы EDAX, тип Sapphire, на Факультете Наук о Земле Силезского Университета (г. Сосновец, Польша). Анализы новообразованных слюдястых минералов проводились в открытых шлифах, на напыленных препаратах в режиме HV (High Vacuum) с использованием внутренних эталонов. Полученные данные пересчитывались на сумму 100% без содержания воды. Анализы 1-6 – обр 201/1, р.Малый Анюй; 7-12 – обр. 230/7, р.Ургувеем; 13-14 – обр. 400/3, р. Малый Кепервеем; 15-16 – обр.470/4 – р.Погынден, верховье.

Таким образом, на основании анализа постседиментационных изменений триасовых отложений, можно сделать следующие выводы. Наличие структурных, минеральных парагенезов и индекс Кюблера позволяют отнести породы зоны 2 и 3 к породам интенсивных преобразований, вплоть до метаморфизма. В обеих зонах не выявлено минеральных признаков, отличающих их друг от друга, хотя по индексу К.И. они различаются. Граница между ними проводится по появлению интенсивного кливажа как в сланцевых, так и в песчаных разностях, по рекристаллизационно-грануляционному бластезу кварцевых зерен, а также по параметру $\Delta^{\circ} 2 \theta$.

Для более точного установления уровня преобразований изученных отложений был проанализирован состав глинистых фракций в цементе песчаников. В слюдах зоны 3 наблюдается полное отсутствие смешанослойных фаз, слюды высококристаллические, с четкими базальными рефлексами 9,96-10,1, параметр $\Delta^{\circ} 2\theta$ измеряется от 0,2 до 0,25. Подобное значение индекса Кюблера и высокое содержание щелочей в аутигенных слюдах (больше 0,85 и составляет более 1) отражает высокую степень преобразования пород. По этому параметру можно оценить, что в зоне 3 среди новообразованных преобладают фенгитовые слюды, характерные для пород зеленосланцевого метаморфизма, и отсутствуют низкокалиевые иллиты, характерные для условий анхизоны или диагенеза (Hunziker et al., 1986; Hesse, Dalton, 1991; Кориковский и др., 1973,1995). В аутигенных слюдах других зон содержание (Na+K) ф.е. как правило, не превышает 0,85 (табл.2.2.6 б), что указывает на их принадлежность к низкокалиевым разностям слюд, характерных для условий анхизоны. Таким образом, по кристаллохимическим характеристикам аутигенные слюды в триасовых породах представлены низкокалиевыми и более устойчивыми высококалиевыми разностями (фенгитами).

Считается, что с повышением уровня преобразования пород их минералогические и химические особенности нивелируются, и приходят в равновесие на стадии метаморфизма (Эпигенез и минеральные..., 1972; Шутов, 1975; Дриц, Коссовская, 1990). В составе хлорита с повышением уровня преобразований отмечается постепенное повышение содержания Fe_2O_3+MgO – для зон 2 и 3 отмечается большее значение этой суммы, чем

для зоны 1 (рис.2.2.33, табл.2.2.6 а). В аутигенных слюдах содержание щелочей измеряется в широком диапазоне – от 0,31 до максимального 1,9, также отмечается разброс значений TiO_2 – от 0 до 6,86%. Это значит, что среди аутигенных слюд присутствуют низкокалиевые и более устойчивые разновидности. Нанесение составов аутигенных и обломочных слюд на диаграмму Si-Al (рис.2.2.34) показывает, что хотя в процессе постседиментационного литогенеза происходит упорядочивание структур глинистых минералов и выравнивание составов кластических и новообразованных компонентов, однако полного выравнивания составов тех и других не произошло.

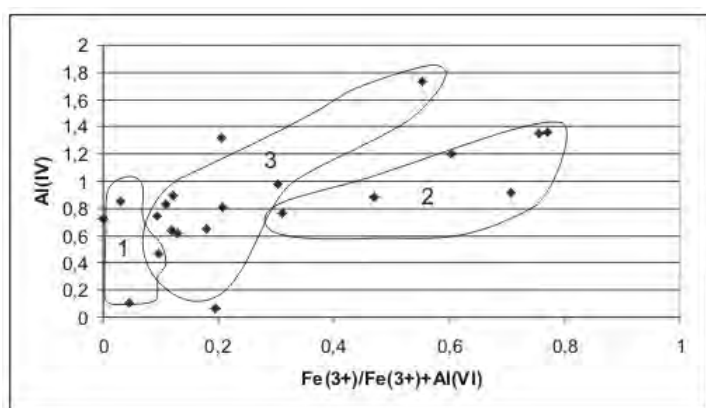


Рис.2.2.32. Диаграмма состава новообразованных слюд из триасовых песчаников разной степени преобразованности. Обведены поля: 1 – поле аутигенных слюд в зоне 1, 2 – поле аутигенных слюд в зоне 2, 3 - поле аутигенных слюд в зоне 3.

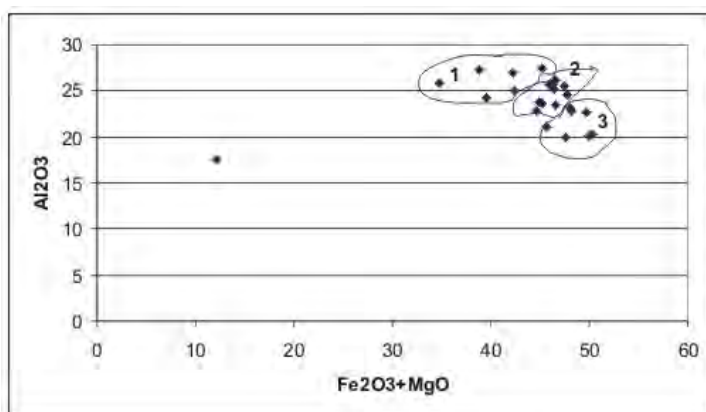


Рис.2.2.33. Диаграмма состава хлоритов из триасовых песчаников Западной Чукотки. Обведены поля: 1 – поле хлоритов в зоне 1 и замещающих обломочные слюды; 2 – поле хлоритов в зоне 2; 3 – поле хлоритов в зоне 3.

Между обломочными и новообразованными минералами даже в зоне 3 сохранились различия, то есть выравнивания составов кластических и новообразованных компонентов не произошло. Отмечается сосуществование ассоциаций равновесных аутигенных минералов и неравновесных обломочных. Об этом же свидетельствует и сохранность обломочных мусковитов и биотитов в отдельных участках минералов, по которым удалось установить состав материнских пород. По данным ряда исследователей, подобное может иметь место при анхиметаморфизме или раннем метаморфизме (Кориковский и др., 1995;

Abad et al., 2003), что не противоречит данным, полученным по анализу состава глинистой фракции, индексу Кюблера и вторичных структур.

Таким образом, уровень преобразований триасовых отложений достаточно высок и соответствует уровню анхизоны и зеленосланцевого метаморфизма. Зоны наибольшего преобразования различаются не только минералогически, но и по уровню деформаций. Для разделения зон постседиментационного преобразования критериями послужили параметр $\Delta^{\circ}2\theta$ и кливаж в осадочных толщах. В зоне развития *зеленосланцевого метаморфизма* четко прослеживается два деформационных этапа, выраженных кливажем осевой плоскости и плейчатым. Оба кливажа сформированы вместе с первой фазой деформаций и связаны с крупными региональными складками ССЗ-ЮЮВ простирания (Катков, в печати). В зоне вдоль первого кливажа разрезов рек Мачваваам и Малый Аней развиты крупные кристаллы новообразованного фенгита. Деформационные преобразования, также относимые к структурному парагенезу первого этапа деформаций, в зоне *фенгита и хлорита* сопровождаются одной системой кливажа, что четко прослеживается в разрезах р.Энмынвеем. В зоне *хлорита, иллита и смешанослойного минерала* структуры второй фазы деформаций сопровождаются слабонаклонной сланцеватостью и проникающим кливажем. То есть чем более интенсивным деформациям подвергались триасовые породы, тем более интенсивно они были преобразованы. Следовательно, преобразования пород не связаны с постепенными переходами в результате общего погружения, а зависят от уровня деформаций терригенных отложений.

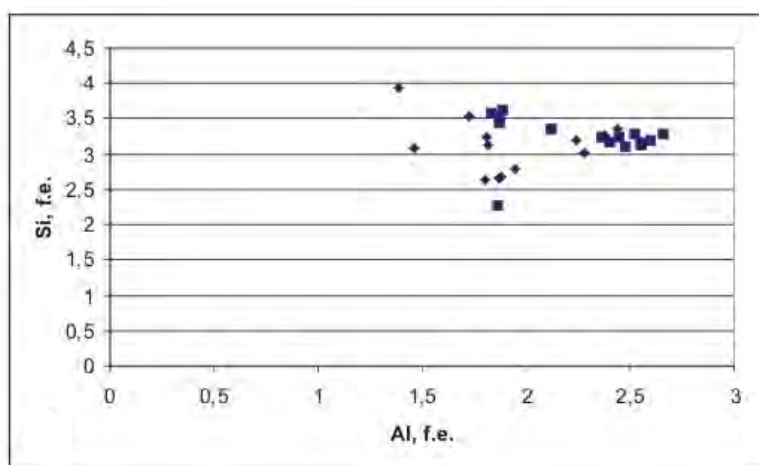


Рис.2.2.34. Диаграмма соотношения Si – Al ф.е. в обломочных (квадраты) и новообразованных (ромбы) слюдах из триасовых песчаников.

Подтверждением того, что преобразование триасовых пород Чукотки происходило в иных условиях, чем литогенез погружения, служит количество глинистых минералов в составе песчаников. Известно, что аутигенное минералообразование происходит тем интенсивнее, чем большее количество исходного глинистого вещества было переработано в процессе преобразования осадка в породу. В таком случае, если изначально в составе песчаника было много глинистого компонента, то при постепенном преобразовании породы количество аутигенных глинистых минералов должно быть высоко. Песчаники из осадочных комплексов триаса обладают достаточно однородным исходным минеральным составом, но различаются по содержанию матрикса – наиболее насыщенными матриксом являются песчаники нижнего-среднего триаса, а максимальное его содержание отмечается в разрезе р.Энмынвеем. Микроскопически установлено, что в зоне *зеленосланцевого метаморфизма*, развитой в карнийских отложениях с невысоким содержанием исходных глин, наблюдаются наиболее крупные новообразованные слюды вдоль кливажных трещин осевой плоскости. В зоне *фенгита и хлорита* (к которой относятся ниже-среднетриасовые отложения р. Энмынвеем), размер слюдистых агрегатов существенно меньше, они наблюдаются в виде изолированных кристаллов, вытянутых вдоль кливажа осевой плоскости, а также могут формировать скопления вокруг обломочных зерен. В зоне *хлорита, иллита и смешанослойного минерала* новообразованные слюды встречаются в цементе песчаников в виде единичных агрегатов. Таким образом, корреляция с количеством исходного глинистого вещества и количеством аутигенных минералов не наблюдается.

На основании ассоциаций аутигенных минералов и состава аутигенных слюд в песчаниках можно установить Р-Т условия их формирования, а, следовательно, условия формирования складчатости. Критерием для установления температурного воздействия на толщу при формировании аутигенных слюд служит содержание суммы (Na+K) в их составе (Hunziker et al., 1986; Frey, 1987; Korikovskiy et al., 1995). По этой характеристике условия перекристаллизации пород в зоне *зеленосланцевого метаморфизма* могут соответствовать температурным

пределам 270-300°C, поскольку сумма Na+K составляет более 1. Возможно, что в локальных участках зоны температурный режим был более высоким и достигал 400°C. Об этом свидетельствует появление аутигенного алуниита, замещающего полевые шпаты в некоторых пачках карнийских отложений р. Малый Анюй. В зоне *фенгита и хлорита* сумма (Na+K) составляет 0,5-0,86 ф.е. и указывает диапазон температурного воздействия на толщу в 250-270°C. Приблизительная оценка давления по максимальному содержанию Si в аутигенных слюдах (Si=3.38 ф.е.) отвечает давлению более 6 кбар (Massone, Schreyer, 1987). Однако, вероятно, давление могло быть несколько ниже и соответствовало 5 кбар, если исходить из соотношения температуры-давления и существования фаций метаморфизма (Миясиро, 1974; Robinson, 1987). Для зоны *хлорита, иллита и смешанослойного минерала*, в составе глинистой фракции которой присутствует смешанослойный компонент, а сумма (Na+K)=0,8-0,9 ф.е., температурный режим можно оценивать в 200-250°C, давление же, вероятно, не превышало 2-3 кбар. Следовательно, максимальные давления и температуры испытывали триасовые породы в области сочленения разных структур, в толщах, накопившихся на континентальном склоне.

На основании комплекса признаков (индекса Кюблера, состава аутигенных слюд и ассоциаций новообразованных минералов) температурный режим при формировании аутигенных минералов в деформированных триасовых отложениях Чукотки составлял от 200°C до 300°C, и соответствовала давлениям не более 6 кбар. Учитывая, что наиболее преобразованные породы наблюдаются в зоне проявления этапа деформаций, сопровождаемого двумя типами кливажа, можно утверждать, что формирование складчатости в регионе происходило в условиях низкотемпературного метаморфизма (~300°C) и высоких давлений. Таким образом, там, где породы оказались подвержены однократным деформациям – сдвиговым или сжатия, постседиментационные преобразования не достигают метаморфизма. Породы преобразуются до уровня зеленосланцевого метаморфизма в том случае, если оказываются вовлечены в надвиги. Поэтому можно утверждать, что наибольшее термобарическое воздействие на терригенные породы триаса оказывает

формирование надвигов, при которых разностороннее сжатие приводит к кливажированию пород под разным углом.

Изотопное датирование. Было проведено изотопное (K-Ar и R-Sr методы) датирование новообразованного фенгита, развитого вдоль кливажных трещин в зоне *зеленосланцевого метаморфизма*, чтобы установить возраст деформаций, с которыми связано их формирование (Тучкова и др., 2007). Для этого были отобраны образцы песчаников с максимальным содержанием аутигенных слюд (из береговых обрывов карнийских отложений р.Малый Анюй) и продатированы тонкие фракции и валовые составы песчаников и аргиллитов.

Исследования последних лет показывают, что измеренный изотопный возраст пород или минералов в породах складчатых зон, как правило, фиксирует не время осадконакопления, а время проявления тектонических событий. Это либо возраст последнего эпизода вулканической деятельности, связанной с образованием весьма устойчивой изотопной U – Pb системой цирконов, и последующего их переотложения в более молодые осадки, либо этапа преобразования и деформации осадочных отложений. В последнем случае возраст, полученный с использованием K-Ar и Rb-Sr методов по терригенным породам скорее всего соответствует именно этому событию, если процесс преобразования был непродолжителен, но интенсивен (Виноградов и др., 1998; Симанович и др., 2004).

В изученных породах аутигенные слюды представлены двумя типами. Один тип характеризуется удлинёнными тонкими чешуйками слюды, образующей скопления вдоль кливажных зон. Другой – тонкими чешуйками слюдистого минерала, формирующими пленочный цемент вокруг обломочных зерен или встречающийся среди микрогранобластовых агрегатов кварца. При этом в шлифах видно, что слюды деформированы в результате дифференцированных подвижек вдоль плоскостей кливажа. Этот факт свидетельствует о том, что поверхности раннего кливажа могли наследовать более ранние плоскостные неоднородности, которые образовались одновременно со слюдами. Соотношение обломочных и аутигенных слюдистых минералов, подсчитанное по 5 замерам в каждом шлифе при одинаковом увеличении, составляет 1:3. Поэтому можно

считать, что в глинистой фракции доминирует слюда новообразованная, а не обломочная. К этому следует добавить, что слюды, развивающиеся вдоль кливажа, обнаружены только в разрезах рек Малый Анюй и Мачваваам, в других разрезах эти реликты более древних деформаций не сохранились.

Rb-Sr измерения. В изученном разрезе р. Малый Анюй были исследованы валовые пробы нескольких аргиллитов и выделенные из двух из них (образцы 201/1 и 201/5) размерные фракции. Все результаты измерений представлены в табл. 2.2.6 в и на рис.2.2.35. На рисунке видно, что точки, отвечающие всем валовым пробам и размерным фракциям одного из образцов лежат вблизи прямой (наклон прямой отвечает $T = 200 \pm 20$ млн лет). Точки размерных фракций другого образца дают близкий возраст около 180 млн лет.

Полученные результаты можно описать и несколько по-другому и аппроксимировать точки, соответствующие размерным фракциям обоих образцов, другой прямой с меньшим наклоном (около 130 млн лет). Поскольку мы имеем дело с осадочными породами, то есть с изначально неоднородным составом обломочных пород, то этим объясним наблюдаемый большой разброс точек вокруг прямых по сравнению с аналитическими ошибками. Более того, две точки заметно отклоняются от прямых и не учитываются в наших расчетах. Эти точки были отброшены потому, что они отвечают крупным размерным фракциям и заведомо могут быть обогащены кластическим материалом.

K-Ar измерения. В разрезе р. Малый Анюй были изучены одна валовая проба образца аргиллита (201/5), а также тонкие фракции из двух образцов аргиллитов (201/1 и 201/5). Результаты измерений приведены в табл. 2.1.6 в. Рассчитанный K-Ar возраст фракций и валовой пробы составляет 204, 213 и 227 млн лет. Цифра 204 млн лет, полученная по фракции обр. 201/1 согласуется с возрастом 200 млн лет, полученной Rb-Sr методом. Это совпадение говорит в пользу возрастной интерпретации этой цифры возраста. Более древние цифры (213 и 227 млн лет), которые в пределах погрешности измерений ± 5 млн лет отвечают карнийскому возрасту верхнего триаса, зафиксированы в валовой пробе и фракции алевро-аргиллита образца 201/5.

Таблица 2.2.6 в. Результаты Rb-Sr и K-Ar измерений пород р. Малый Анюй (Т_{3к})

№ авт	Rb,мкг/г	Sr,мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	K,%	⁴⁰ Ar _{рад.} мм ³	T _{K-Ar} , млн лет
201/1, фр. 10-50 мкм	112	120,3	2,71	0,71984			
Фр. 5-10 мкм	109	112,7	2,80	0,72144			
Фр. 2-5 мкм	112	102,6	3,17	0,72133			
Фр. 1-2 мкм.	115	101,2	3,28	0,72132			
Фр.<1мкм.	179	170,9	3,03	0,72038			
201/5, фр. 10 – 50 мкм	69	76,88	2,60	0,71870			
Фр. 5 – 10 мкм	93	69,70	3,86	0,72203			
Фр. 2 – 5 мкм	93	64,25	4,20	0,72252			
Фр. 1 – 2 мкм	119	84,49	4,09	0,72271			
201/1 фр. 0.1 – 0.16 мкм	120	116,1	2,99	0,72059	2,4	0,0201	204
201/2 вал	33	56,75	1,71	0,71739			
201/3 вал	74	97,51	2,19	0,71817			
201/9 вал	42,5	87,8	1,40	0,71567			
201/5 фр. 0.1–0.16 мкм					1,09	0,01024	227
201/5 вал					1,01	0,00887	213

Примечания: анализы проводились в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН, г.Москва, аналитики В.И.Виноградов, М.И.Буякайте, Д.И.Головин.

Отметим, что более древние цифры возраста получаются лишь K-Ar, но не Rb-Sr методом. Для того, чтобы объяснить это расхождение, обратим внимание, что при расчете K-Ar возраста считается, что в момент закрытия системы радиогенный аргон отсутствовал. Это предположение иногда удается проверить с помощью диаграммы, аналогичной изохронной в Rb-Sr методе. В этом случае точки, отвечающие разновозрастным образцам, лежат на прямой, которая проходит через начало координат (Uysal et al., 2001). Однако в ряде случаев обсуждаемое предположение не выполняется (см., например, Aronson, Hower, 1976; Kelley, 2002; Wilkinson, Haszeldine, 2002; Jong, 2003), и происходит привнос или потеря радиогенного аргона. В этом случае точки, которые отвечают образцам одного возраста на плоскости в координатах $K-^{40}Ar_{рад.}$ должны лежать на прямой, играющей роль изохроны, которая проходит выше или ниже начала координат. На рис. 2.2.36 видно, что в данном случае точки действительно лежат вблизи прямой, которая проходит выше начала координат. Если это не случайность, обусловленная малой выборкой из трех точек, то это говорит о наличии избыточного аргона.

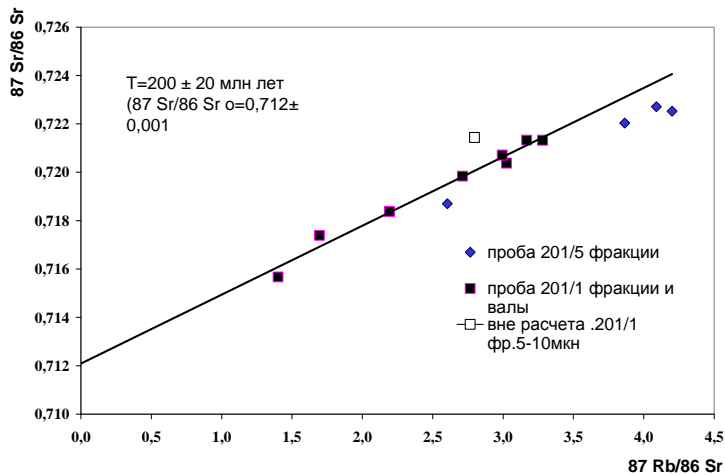


Рис.2.2.35 а. Rb-Sr диаграмма для пород терригенного комплекса правобережья р. Малый Анной возрастная отметка 200 млн. лет по валовым пробам и тонким фракциям пробы 201/1.

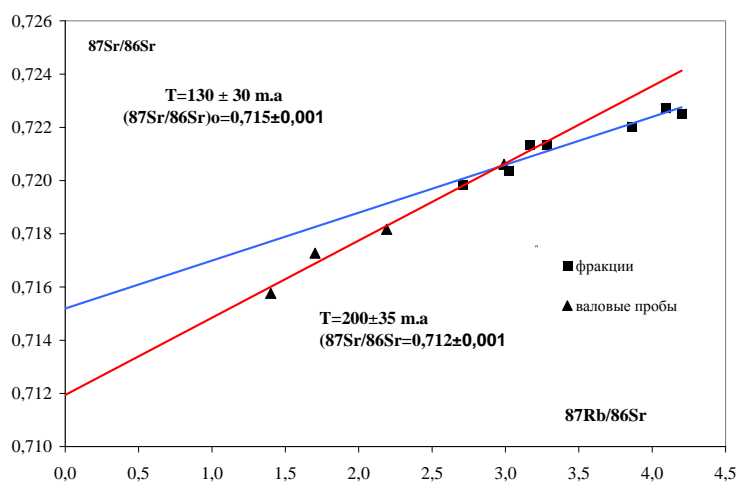


Рис.2.2.35 б. Rb-Sr диаграмма для пород терригенного комплекса правобережья р. Малый Анной возможная возрастная отметка 130 млн лет (прямая проведена через точки, соответствующие размерным фракциям проб 201/1 и 201/5); на рисунке показана и вторая прямая, отвечающая возрастной отметке 200 млн лет по валовым пробам и тонким фракциям пробы 201/1.

В этом случае наклон прямой, проведенной по трем точкам, отвечает возрасту около 190 ± 10 млн лет. Подчеркнем, что возрастная отметка в 200 млн лет возникает во всех случаях, что, конечно, говорит в пользу ее достоверности. На данной стадии изученности представляется, что цифра возраста около 200 млн лет, полученная К-Аг и Rb-Sr методами, наиболее близко отвечает времени постседиментационного преобразования осадочных толщ правобережья р. Малый Анной.

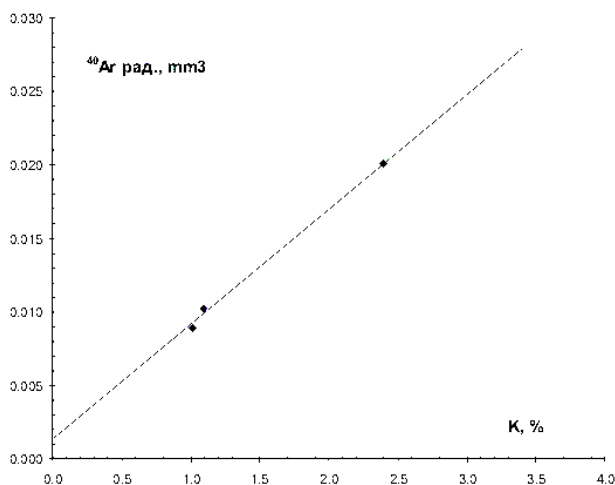


Рис.2.2.36. Диаграмма в координатах К – ^{40}Ar рад., для пород терригенного комплекса правобережья р. Малый Анной, которая учитывает возможный привнос аргона.

Изученные триасовые отложения пассивной континентальной окраины относятся к южному флангу Чукотского микроконтинента. В процессе эволюции пассивной окраины и превращения ее в складчатую область осадочные толщи претерпевали ряд преобразований, связанных с постседиментационными и деформационными событиями. В результате проведенных исследований было установлено, что характер деформаций контролировал уровень постседиментационных преобразований терригенных пород, накопившихся к началу структурной перестройки в морском бассейне.

Считается, что в доколлизиионной истории развития Чукотской пассивной окраины континентальный рифтогенез произошел либо в раннем - среднем триасе (Тильман, 1973) либо в ранней юре (Иванов, 1985), либо в конце норийского века (Тильман, 1958). Это привело к расчленению морского дна и созданию серии размывавшихся внутрибассейновых поднятий. Доколлизиионный этап деформаций привел к формированию дифференцированных вертикальных движений вдоль субвертикальных разломов. Вдоль разломных зон, ограничивающих поднятия, были сформированы структурные плоскостные неоднородности, которые впоследствии были унаследованы ранним кливажем S_1 . Деформации сопровождалась образованием слюдистых минералов вдоль плоскостей межзернового кливажа. Более поздними деформациями слюдистые минералы были вовлечены в кливаж S_2 и смяты вместе с плоскостью кливажа S_1 .

Судя по имеющимся данным, вертикальные движения привели к формированию внутрибассейновых поднятий. На изученной территории Чукотского микроконтинента положение одного из поднятий реконструировано по пространственному распределению фаций верхнетриасовых отложений и ограничению разломами. Его положение предполагается в зоне внешнего шельфа и части палеоконтинентального склона (Малоанюйский палеогорст). Судить о первоначальных размерах палеогорста сложно, так как его структура интенсивно нарушена более поздними продольными сдвигами, но современные размеры Малоанюйского поднятия составляют около 40-50 км в меридиональном направлении и около 100 км – в широтном.

Если палеогорст существовал, то в посттриасовых осадках должны присутствовать обломки кливажированных осадочных пород со слюдой вдоль кливажа. Петрографические исследования верхнеюрско-нижнемеловых отложений показали, что в разрезах верховьев р. Мырговаам в составе песчаников присутствуют литифицированные аргиллиты с двумя системами кливажа. В разрезе ручья Сланцевого (правый приток р. Вернитакайвеем, бассейн р. Раучуа) в гравелитах также присутствуют обломки аргиллитов с двумя системами кливажа, однако в песчаниках обломки кливажированных аргиллитов не обнаружены. В разрезах Раучуанской впадины в составе песчаников кливажированные аргиллиты присутствуют в ничтожном количестве – не более 1-2 зерен на шлиф. Также присутствуют крупнозернистые, иногда гравийные почти неокатанные обломки слабо литифицированных глинистых пород, которые попали в осадок в нелитифицированном состоянии. В разрезе р. Малый Аней (напротив п. Островное), в составе юрских отложений наблюдаются обломки окатанных обломков аргиллитов с одной системой кливажа. Конечно, прямым доказательством размыва триасовых толщ эти данные служить не могут. Однако следует учитывать, что осадочные породы не являются устойчивыми, и их обломки не выдерживают длительного переноса. Следовательно, их присутствие указывает на близость источника сноса, сложенного литифицированными и кливажированными осадочными породами. Поэтому можно считать, что с конца позднего триаса до юры включительно Малоанейское поднятие существовало.

При коллизионных деформациях были сформированы крупные региональные складки, ориентировка которых свидетельствует о региональном ССВ-ЮЮЗ сжатии. Структурные наблюдения показывают, что кварцевые жилы, которые пронизывают песчаники триаса, сингенетичны кливажу S_1 и структурам растворения. Следовательно, их образование связано с выносом из породы кремнекислоты в условиях стресса при складкообразовании, в первый этап коллизионных деформаций. Взаимосвязь коллизионных деформаций и преобразований терригенных пород подтверждается ориентировкой постседиментационной зональности и структур сжатия. Одновременно с формированием складчатости произошло усиление преобразований триасовых отложений.

При этом максимальным преобразованиям оказались подвержены осадочные толщи, накопившиеся на континентальном склоне, которые при коллизии формируют горно-складчатые сооружения.

Кливаж второго этапа, ортогональный кливажу S_1 , сформировался в условиях ЗСЗ-ВЮВ сжатия после переориентировки осей напряжений. При генеральном северном и северо-восточном направлении транспортировки масс, наблюдаются локальные участки юго-западных ретро-надвигов, наблюдаемых ранее (Бондаренко, 2004).

Верхний предел коллизионного этапа (D_1) ограничивается самыми молодыми отложениями валанжинского возраста, затронутыми коллизией. Этап деформации D_2 происходил одновременно с внедрением гранитных плутонов на стадии регионального растяжения и сопровождался региональным метаморфизмом. На основании датирования цирконов из самого древнего гранитного плутона, прорывающего складчатый комплекс, возраст его кристаллизации оценивается цифрой в 117 млн. лет (Катков и др., 2007). Тектонический этап растяжения D_2 , сопровождавшийся внедрением гранитов Люпвеевского массива, происходил в интервале от ~120 до ~105млн. лет.

2.2.7. История развития

В начале триаса, а может быть еще и в пермское время, терригенные комплексы Западной Чукотки накапливались в развитом осадочном бассейне с узким шельфом, пологим континентальным склоном и его подножием. В удаленных частях бассейна преобладало фоновое осадконакопление (рис.2.2.37). Основной объем обломочного материала в бассейн поступал из крупной дельты, существовавшей приблизительно в северо-восточной части изученного района.

В позднем триасе ширина шельфовой зоны увеличилась, но характер осадконакопления все равно оставался терригенным. Погружение бассейна компенсировалось огромным количеством обломочного материала, приносимого дельтой с близлежащего континента, на котором происходил рост орогена, сложенного метаморфическими породами разного уровня метаморфизма. При этом в начале триаса размывались периферические части метаморфического комплекса, а в конце триаса стали размываться

его более глубокие части, которые по уровню метаморфизма соответствовали средней степени метаморфизма.

Количество приносимой кластики было так велико, что накопление осадков приводило к постепенному вертикальному росту осадочной призмы и смещению мелководной зоны в сторону глубоководья, то есть проградации шельфовой зоны. Расширяющаяся в течение триаса шельфовая зона, крупная дельтовая система и большой мощности осадочные комплексы песчано-алевритового состава являются показателями режима пассивной континентальной окраины южного обрамления Чукотского микроконтинента.

Вопрос об экологических особенностях осадочного бассейна на сегодняшний день остается еще мало изученным. Данные о макрофаунистических остатках в большинстве случаев малочисленны, в отложениях встречены макрофауна разной степени сохранности, которая в основном относится к плавающим представителям бореальной фауны.

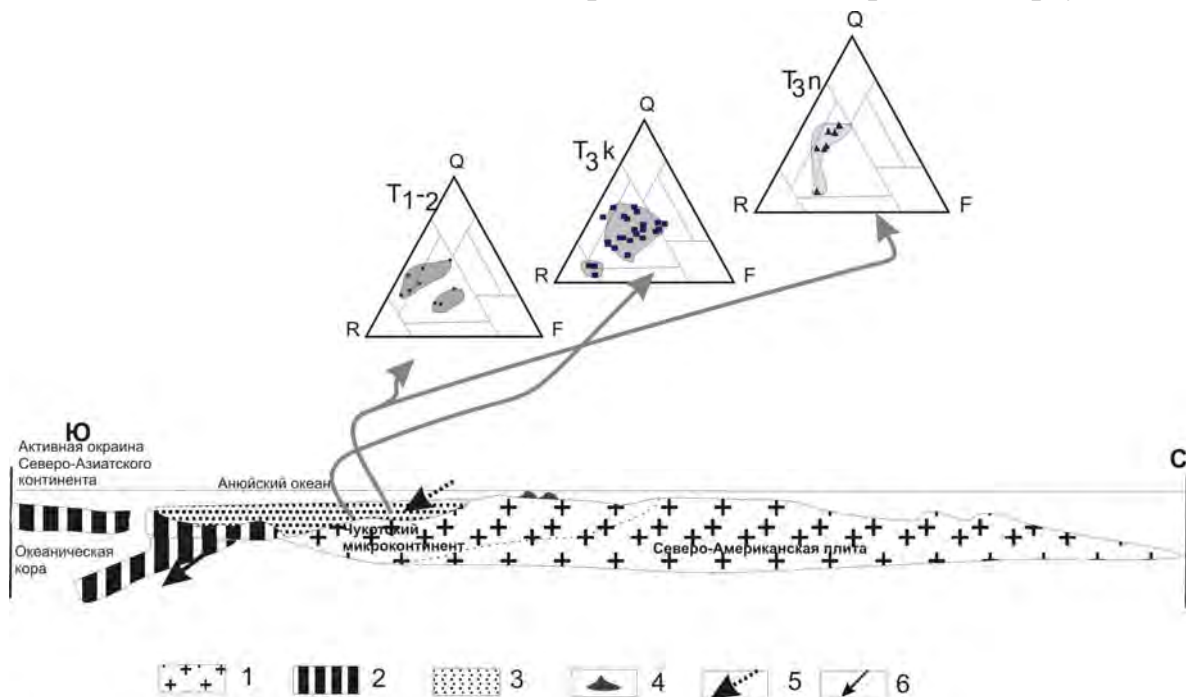


Рис.2.2.37. Минеральный состав песчаников в разных участках Чукотского бассейна для пассивной континентальной окраины в триасовое время (T_1 - T_{3n}). Условные знаки: 1. континентальная кора, 2. океаническая кора, 3. осадочные бассейны континентальной окраины, 4. базальтовый магматизм пермско-триасового возраста, 5. направление субдукции, 6. направление сноса обломочного материала. В треугольных диаграммах показан состав песчаников для разных временных интервалов.

Постседиментационная зональность триасовых отложений Западной Чукотки в современной структуре определяется коллизионной историей

становления Верхояно-Чукотской складчатой области. В настоящее время считается, что формирование складчатой структуры Анюйско-Чукотской складчатой системы в основном завершилось в готериве-барреме (Парфенов, 1984; Соколов и др., 2001). Изучение Чукотки позволило установить, что главным в процессе становления складчатой зоны явилось формирование складчато-надвиговой системы, возникшей в раннем мелу в результате континентальной коллизии (Соколов и др., 2001; Бондаренко, 2004). Коллизионные деформации были растянуты во времени и включали два основных этапа – надвиговые (раннеколлизионные) и сдвиговые (позднеколлизионные). Однако о времени начала проявления деформаций в регионе до сих пор не было достоверных данных.

Нашими исследованиями был подтвержден еще один этап деформаций, предшествовавший коллизионным, и приведший к формированию дифференцированных вертикальных движений вдоль субвертикальных разломов (Гучкова и др., 2007). Петрографические данные свидетельствуют, что деформации сопровождались образованием слюдистых минералов вдоль плоскостей межзернового кливажа. При этом слюды были деформированы в результате дифференцированных подвижек вдоль плоскостей кливажа. По развитым вдоль кливажа слюдам были выполнены K-Ar и Rb-Sr определения, которые показали близкие результаты изотопного возраста 180 ± 10 и 200 ± 20 млн лет, указывающих на поздне триасово-раннеюрский изотопный возраст аутигенных слюд.

Еще одним фактом, свидетельствующим в пользу возраста постседиментационных преобразований, сопровождающих деформации, является изотопный (U-Pb) возраст обломочных цирконов из верхнетриасовых толщ (Miller et al., 2006). Молодая популяция цирконов показывает возраст 236-255 млн лет, продолжительность карнийского века по стратиграфическим данным составляет 217-228 млн лет (Gradstein et al., 2004). Различие между изотопным возрастом, определенным тремя способами (K-Ar, Rb-Sr, U-Pb) и стратиграфическим, составляет от 20 до 12 млн лет, поэтому можно считать, что изотопный возраст слюд указывает на возраст постседиментационных преобразований. Более молодые ниже- или среднеюрские отложения в регионе отсутствуют, поскольку их присутствие не доказано ни фаунистически, ни датированием

по обломочным цирконам. Поэтому можно считать, что начало деформаций (конец позднего триаса, точнее, посленорийское время) в регионе положило конец осадконакоплению в Западно-Чукотском бассейне пассивной континентальной окраины. Осадконакопления в бассейне возобновилось уже только перед волжским веком.

При структурной перестройке, произошедшей на границе позднего триаса и юры произошла смена как источников сноса, так и режима осадконакопления, часть территории бассейна оказалась вовлечена в деформации, приведшей к расчленению морского дна и созданию серии размывавшихся внутрибассейновых поднятий. Вдоль разломных зон, ограничивающих поднятия, были сформированы структурные плоскостные неоднородности, вдоль которых сформировались аутигенные слюды, и которые были впоследствии унаследованы ранним кливажем (Тучкова и др., 2007).

В течение всего триаса накапливающиеся терригенные осадки в связи с увеличением их мощности могли подвергаться постседиментационным преобразованиям с постепенным ростом литостатического и флюидного давления по схеме литогенеза погружения. Усиление преобразований произошло в момент начала проявления коллизионных деформаций, когда формировались надвиги. В зоне их распространения произошло резкое увеличение уровня преобразований до анхизоны и зеленосланцевого метаморфизма по схеме литогенеза орогенного. В результате следы литогенеза погружения оказались замаскированы и не сохранились. Взаимосвязь коллизионных деформаций и преобразований терригенных пород подтверждается ориентировкой постседиментационной зональности и структур сжатия. Поэтому именно с этими деформациями следует связывать формирование существующей в современной структуре Западной Чукотки постседиментационной зональности.

Присутствие трех разных популяций слюдистых минералов отражает их кристаллизацию в разное время формирования пород триаса. Положение высококалиевых фенгитовых слюд вдоль кливажа S_1 позволяет связать их образование с первым этапом деформаций. Кристаллизация низкокалиевых иллитов произошла позже, а формирование натрий-

содержащих слюд связывается с заключительным этапом. Преобладание Na-слюд в прожилках позволяет предполагать, что они могли сформироваться только после образования трещинок, то есть уже в литифицированных отложениях, тогда как слюды вдоль кливажа формировались вместе с постседиментационным преобразованием отложений.

Таким образом, в результате проведенных комплексных литологических исследований можно сделать ряд выводов, касающихся закономерностей накопления и преобразования в осадочных комплексах триаса Западной Чукотки.

1. Климат при осадконакоплении в бассейне пассивной окраины Западной Чукотки был достаточно прохладный (в регионе доминирует бореальная фауна) с чертами засушливости.

2. В триасовое время в бассейне отмечается терригенный тип седиментации.

3. Минеральный состав песчаников характеризуется устойчивыми минеральными ассоциациями. Большой водосбор и полноводная речная система обусловили достаточно однородный минеральный состав песчаников триаса.

4. При становлении складчатой зоны осадочные породы пассивной окраины были вовлечены в складчато-надвиговый процесс и были подвержены повышенным давлениям в зоне надвигообразования (до 6 кбар). Температурное воздействие на осадочные толщи составляло около 300°C.

2.3. Терригенные отложения нижней – средней юры Большого Кавказа

Литологические исследования на территории Кавказа проводились очень широко, о чем свидетельствует обширная геологическая литература с конца девятнадцатого века до сегодняшнего дня. В последние годы был опубликован ряд обобщающих работ по истории юрской седиментации на Большом Кавказе (Проблемы нефтегазоносности Кавказа, 1988; Геодинамика Кавказа, 1989; Юра Кавказа, 1992; Гаврилов, 2005; Большой Кавказ в альпийскую, 2007). При этом особое внимание уделялось изучению ниже-среднеюрских отложений. Однако, палеореконструкции, базирующиеся на изучении минерального состава песчаников были сделаны довольно давно (Гроссгейм, 1961). Проводилось также изучение постседиментационных преобразований юрских осадочных пород (Теодорович, Конышева, 1967; Конышева, Теодорович, 1969; Гаврилов, 1982, 2002, 2006; Гаврилов и др., 1987, 1988, 1992, 1999; Буякайте и др., 2003; Тучкова, 1996, 1998, 2004; Симанович, 2004). Тем не менее, отдельные участки Большого Кавказа остались в этом плане малоизученными.

В настоящей работе сделана попытка выявить закономерности осадконакопления и постседиментационных преобразований под влиянием тектонических процессов. При написании был проанализирован обширный материал предшественников, который был дополнен исследованиями автора. Важно подчеркнуть, что изучение литологических особенностей и постседиментационных преобразований проводилось на одних и тех разрезах и коллекциях образцов.

2.3.1. Геологическое строение и тектоническое районирование

Большой Кавказ представляет собой сложное геологическое сооружение, в современной структуре охватывающее складчатые горные системы Большого Кавказа и прилегающие к нему прогибы (рис. 2.3.1). Он является частью складчатого Средиземноморского пояса, представляет собой систему складчатых сооружений, которая протягивается от Гибралтара до Юго-Восточной Азии, и относится к коллизионному типу. В современной структуре Большой Кавказ сложен серией тектонических

покровов, перемещенных с севера на юг (Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Дотдугев, 1986).

Изучение тектонического строения Большого Кавказа и районирование его территории проводилась неоднократно (Гамкрелидзе П., 1957, 1966; Милановский, Хаин, 1963; Адамия и др., 1989; Гамкрелидзе И., 1984, 2000), в последние годы оно было пересмотрено и построена новая схема, основанная на террейновом анализе (Гамкрелидзе, Шенгелия, 2005). В современной структуре центрального сегмента Альпийского складчатого пояса на территории Кавказа выделяется ряд крупных тектонических единиц: (I) Северо-Кавказский террейн, (II) Большекавказский террейн, (III) Черноморско-Центральнокавказский террейн, все крупные единицы можно разделить на более мелкие. Являющийся предметом исследований Большекавказский составной террейн характеризуется гетерогенным строением, и представляет собой коллаж террейнов первого порядка, разделенных офиолитовыми швами. Причленение террейнов Большого Кавказа к Евразийскому континенту произошло в результате многочисленных аккреционных фаз (Гамкрелидзе, Шенгелия, 2005) и завершилось коллизией Евразии и Гондваны.

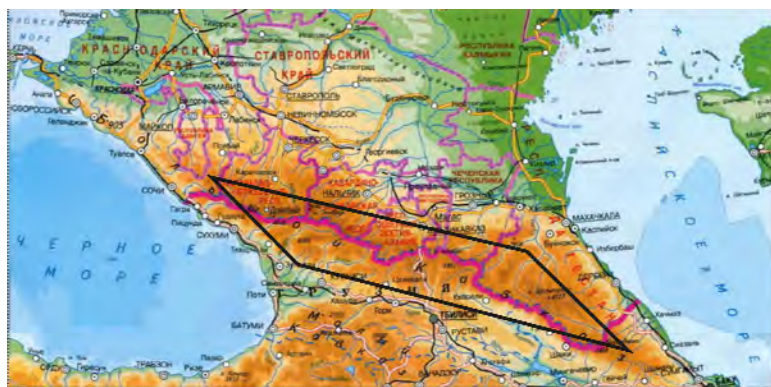


Рис.2.3.1 Фрагмент географической карты, на которой прямоугольником показан район работ.

В составе Большекавказского террейна большую площадь занимают осадочные породы юры и мела, которые протягиваются в субширотном направлении вдоль всего Кавказского хребта. Несмотря на практически повсеместное развитие нижне-среднеюрских отложений, их корреляция затруднена как из-за отсутствия фауны, так и в результате интенсивных деформаций. Тем не менее, на основании расчленения и сопоставления нижне-среднеюрских отложений, Д.И.Пановым (Панов, 2004; Панов, Ломизе, 2007) были выделены свиты, соответствующие одновременным этапам геологического развития Большекавказского террейна.

Последовательность таких свит отражает периодичность осадконакопления в данной зоне, а сами свиты являются осадочными циклами либо их частями. (Панов, 2004; Панов, Ломизе, 2007). В связи с выявленной последовательностью свит, в современной структуре Большого Кавказа выделены палеогеографические области (рис. 2.3.3): северный борт кавказского бассейна, северное обрамление осевого трога, осевой трог, южное обрамление осевого трога, южный борт кавказского бассейна, закавказский массив (Панов, 2004₁).

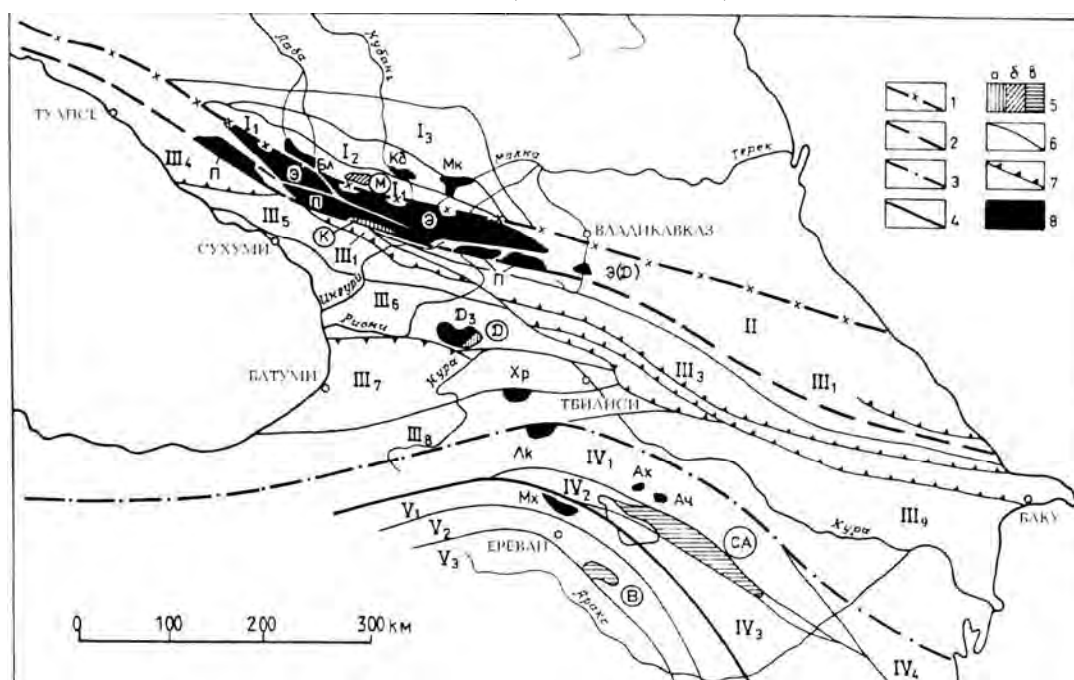


Рис.2.3.2. Схема тектонического районирования территории Большого Кавказа, из (Гамкредидзе, Шенгелия, 2005, рис.1.1). 1 – Северо-Кавказский краевой массив (часть Скифской плиты, вовлеченная в поднятие Большого Кавказа): I₁ – зона Передового хребта, I₂ – Лабино-Малкинская зона (Бечасынская), I₃ – зона Северо-Кавказской моноклинали. Составные аккреционные террейны и субтеррейны: II – Большешкавказский террейн, III – Черноморско-Центральнокавказский террейн. Субтеррейны: III₁ – Чхалтинско-Лайлинский, III₂ – Казбегско-Тфанский, III₃ – Мести-Дибрарский, III₄ – Новороссийско-Лазаревский, III₅ – Гагрско-Джавский, III₆ – Дзирульский, III₇ – Аджаро-Триалетский, IV – Бейбурт-Севанский террейн. Субтеррейны: IV₁ – Сомхито-Карабахский, IV₂ – Севано-Акеринский, IV₃ – Кафанский, IV₄ – Талышский. V – Ирано-Афганский террейн. Субтеррейны: V₁ – Мисхано-Зангезурский, V₂ – Еревано-Ордубадский, V₃ – Араксинский. 1-4 границы террейнов – офиолитовые сутуры (местами предполагаемые), маркирующие положение малых и крупных океанических бассейнов Тетиса: 1 – ранне-среднепалеозойского возраста; 2 – позднедокембрийско-палеозойского возраста; 3 – докембрийско-раннепалеозойского возраста; 4 – мезозойско-раннемелового возраста; 5 – офиолитовые террейны: а – докембрийско?-палеозойского возраста, б – палеозойского возраста, в – мезозойского возраста. 6 – границы субтеррейнов; 7 – фронтальные линии альпийских тектонических покровов; 8 – выступы доальпийского кристаллического фундамента. Буквами обозначены отдельные выступы: Кб – Кубанский, Мк – Малкинский, Бл – Блыбский, Э – Эльбрусской подзоны Главного хребта Большого Кавказа, П – Перевальной зоны, Э(Д) – Дарьяльский выход кристаллических пород Эльбрусской подзоны главного хребта, Дз – Дзирульский, Хр – Храмский, Лк – Локский, Ах – Ахумский, Ач – Асрикчайский, Мх – Мисханский.

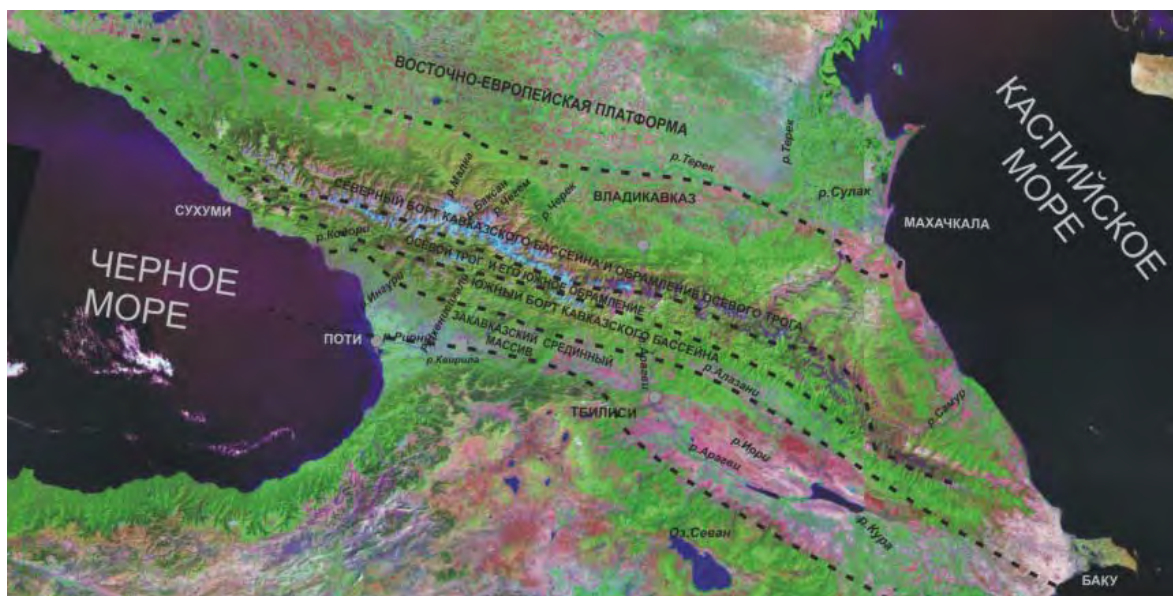


Рис.2.3.3. Схема районирования Кавказского бассейна для раннеюрского и ааленского времени. Границы проведены по данным (Панов, 2004, 2007). Использован космический снимок из сайта <https://zulu.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>, (рис. из кн. Большой Кавказ в альпийскую эпоху, 2007)

В качестве основы для седиментологического и стадийного анализов использована схема стратиграфической корреляции разрезов на территории Большого Кавказа, проведенная в 90-е годы, а позже дополненная и уточненная (Панов, Гуцин, 1987; Юра Кавказа, 1992; Панов, Ломизе, 2007). В ранне-среднеюрской истории Кавказа разными авторами уверенно выделяются синемюр-раннеплинсбахский, позднеплинсбах-ааленский и байос-батский этапы развития (Ростовцев, Никанорова, 1970; Панов, Гуцин, 1987; Панов 2001, 2004 и др.). В перечисленных работах показано, что в отложениях различных зон Кавказа на одних и тех же стратиграфических уровнях прослеживаются резкие границы. Отложения, разделенные одновозрастными границами, рассматриваются как региональные горизонты, отвечающие определенным эпохам развития Кавказского бассейна (Панов, 2004; Панов, Ломизе, 2007).

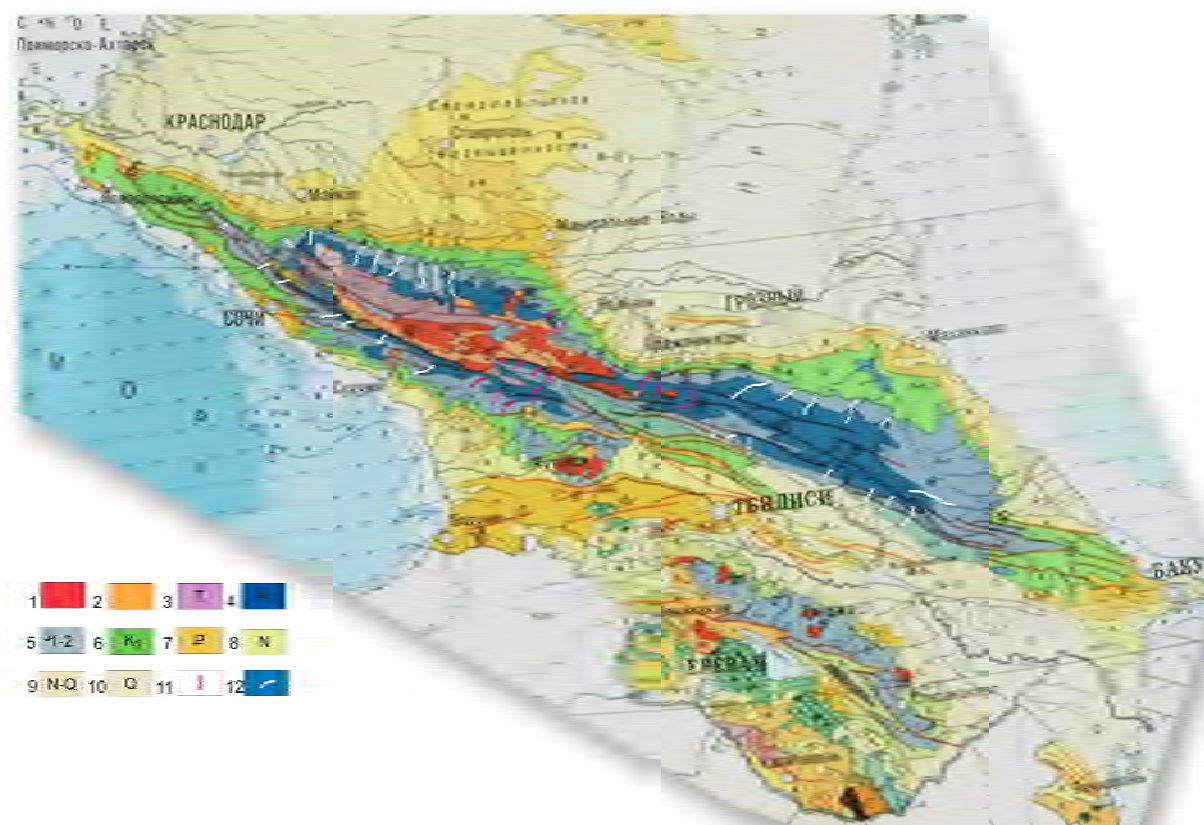


Рис.2.3.4. Геологическая карта Большого Кавказа, использованы данные сайта <http://www.okavkaze.ru>. Условные обозначения: область распространения отложений: 1-2 – доюрских палеозойских; 3 – доюрских триасовых; 4 – нижнеюрских; 5 – нерасчлененных нижне-среднеюрских; 6 – нижнемеловых; 7 – палеогеновых; 8 – неогеновых; 9 – неоген-четвертичных; 10 – четвертичных. 11 – разрезы, описанные лично автором; 12 – разрезы из литературных источников.

2.3.2. Состав и строение осадочных комплексов

Нижне-среднеюрские отложения Большого Кавказа представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими, преимущественно морскими и в меньшей степени континентальными образованиями. Они залегают несогласно на более древних отложениях, но взаимоотношения самых нижних юрских отложений с палеозойскими образованиями установлены в немногочисленных разрезах. Описание разрезов нижне-среднеюрских отложений приведено в многочисленных и разнообразных публикациях (Белоусов, Трошихин, 1937; Букия, 1954, 1955; Конюхов и др., 1956; Кузнецов, 1956; Ренгартен, Старостина, 1956; Бровков, 1957; Станкевич, 1957; Славин, 1958, 1960; Безбородов и др., 1959; Безносков, 1960; Гофман, Ломизе, 1960; Безбородов, 1961; Алиев, Акаева, 1962; Балуховский, 1964; Иванов, 1964; Мокринский и др., 1965; Фролов, 1965; Леонов, 1961 1967; Мазанов, 1969; Агаев, 1974; Вахания,

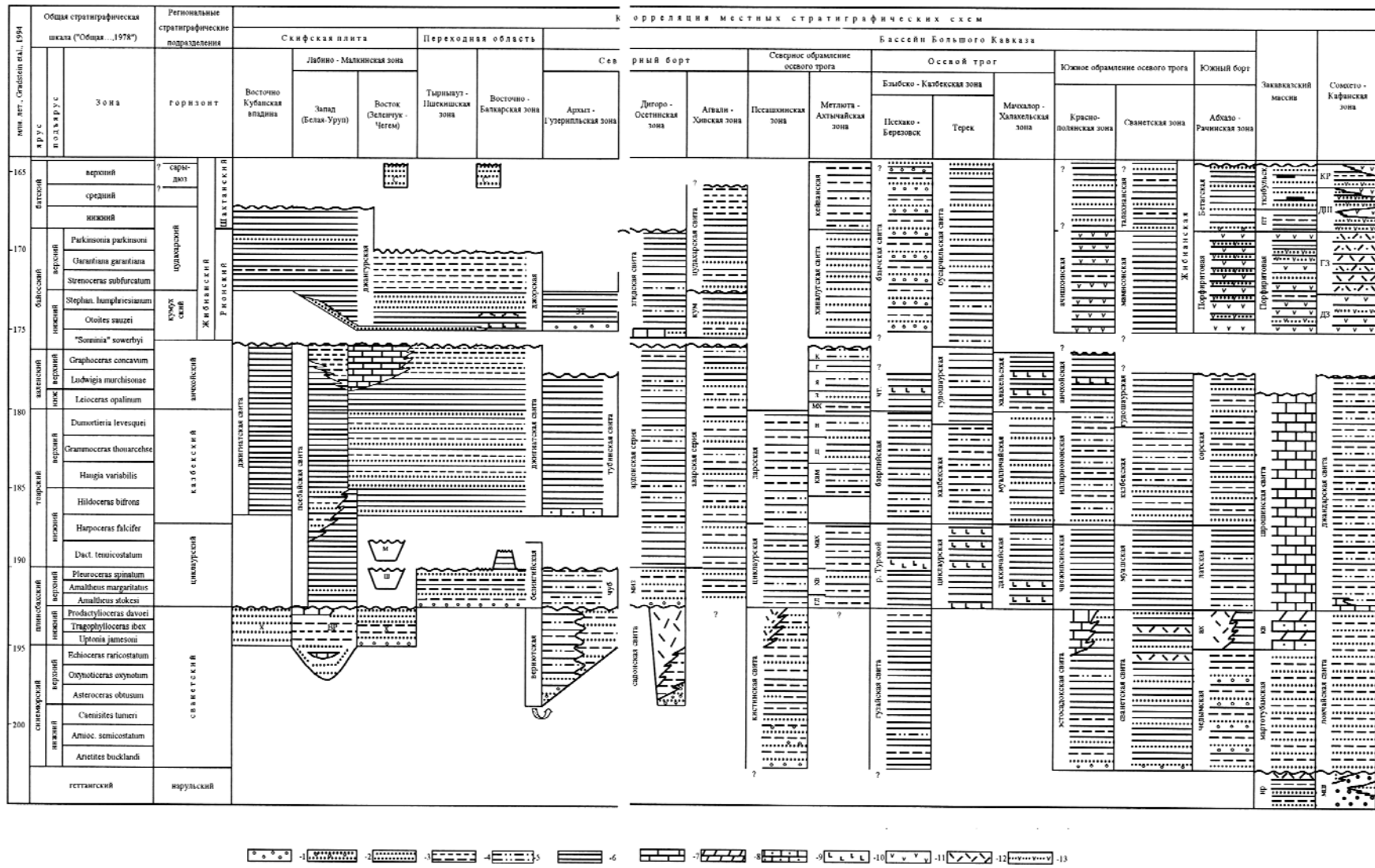


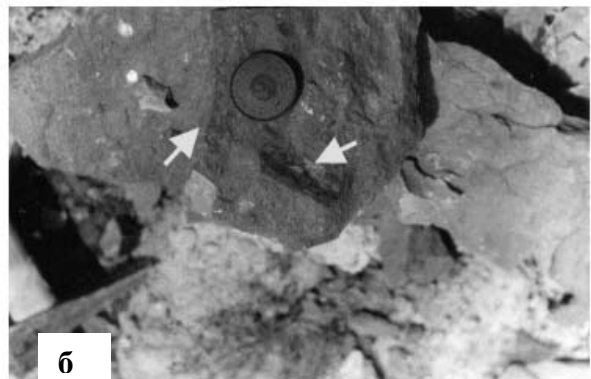
Рис.2.3.5. Сопоставление разрезов нижней-средней юры, используются данные из работы (Панов, 2004)

1976; Зесашвили, 1979; Топчишвили, 1978, 1986; Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1970, 1983, 1985; Халифа-заде, Магомедов, 1982; Юра Кавказа, 1992; Гаврилов, 1982, 1985, 1994, 2, 1996, 2005; Панов, Гушин, 1987; Панов, 1996, 1997; 1999, 2003; и многие др.).

Синемюр-нижнеплинсбахские отложения

На северном борту Большекавказского бассейна и в основании юрских отложений развиты шельфовые отложения, которые представлены мелководными базальными конгломератами (Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983; Панов, 1997, 2003, 2004). Для них характерна резкая фациальная изменчивость, плохая сортировка, чрезвычайно разнообразный компонентный состав, и их спецификой является то, что обломочный материал близкорасположенных участков не смешивается. Чаще всего состав базальных конгломератов отражает состав подстилающих пород и представлен гранитоидами, кварцитами, известняками, слюдяными, кремнисто-хлоритовыми и кристаллическими сланцами, филлитами, метаосадочными и другими палеозойскими породами (Ренгартен, Старостина, 1956; Адамия, 1968; Чихрадзе, 1979; Юра Кавказа, 1992 и др.).

В генетическом отношении базальные конгломераты относятся к *обвально-оползневому* и *потоковому* фациальным типам: (рис.2.3.6). *Обвально-оползневой* представлен плохо сортированными, плохо окатанными, иногда брекчевидными, галечно-конгломератовыми или галечно-гравийными отложениями. В качестве примесей присутствует обломки макрофауны, гальки, железистые ооиды и фосфосфоритовые конкреции. Происхождение этих отложений связано с размывом и разрушением доюрских пород в мелководно– или прибрежно-морских условиях, развитых вокруг барьерных островов.



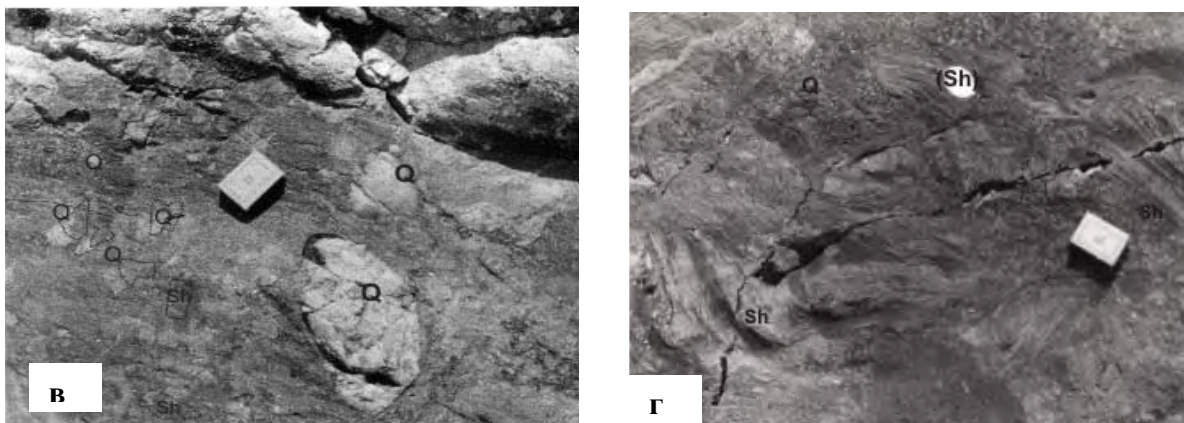


Рис. 2.3.6. а – пачка массивных песчаников с конгломератами в основании. Породы несортированы, содержат плохо и хорошо окатанные обломки кварца, филлитов, кристаллических сланцев и обломки углефицированных остатков. Мощность конгломерата 3,5 м, нижняя толща сванетского горизонта, р. Чегем, б –. Массивный песчаник, содержащий гальки окатанного кварца и крупные обломки углефицированных остатков (показано стрелкой), нижняя толща сванетского горизонта р. Чегем, в – базальные мелковалунные конгломераты, сцементированные гравелитом. Окатанные обломки представлены жильным кварцем (Q) и сланцами (Sh), синемюр (?), сванетский горизонт, р.Домбарула. г – базальные конгломераты сванетского горизонта, сцементированные гравийным песчаниками и и алевролитами. Обломки полуокатанные и неокатанные, представлены сланцами (Sh), кварцем (Q), синемюр (?), верховье р.Домбарула.

Второй фациальный тип представлен отложениями гравийно-галечных или песчано-гравийных *русловых потоков*, сформированными в дельтовой системе. Конгломераты имеют линзовидное строение, сложены грубозернистым, плохо– и среднесортированным материалом, часто обладают градационной слоистостью, а также крупной линзовидной срезающейся слоистостью. Обломки гравийного и галечного материала имеют разную степень окатанности – от плохой до средней, состав обломков полимиктовый. Отмечаются хорошей сохранности обугленные растительные остатки, и линзы углефицированного глинистого вещества (Ренгартен, Старостина, 1956; Кузнецов, 1956; Славин, 1958; Мокринский, 1964; Юра Кавказа, 1992; Панов, 1997, 2003; Баланчивадзе, 2001).

Выше по разрезу грубозернистые осадки сменяются ритмичным чередованием песчаников и алевролитов или аргиллитов. В породах присутствуют фауна, много углистых отпечатков растений и их остатков (Букия, 1954; Ренгартен, Старостина, 1956; Неручев, 1960; и др.). Кроме того, в толще песчаников присутствуют прослои углей, которые в некоторых участках Кавказа имеют промышленное значение (р. Кубань, р. Баксан).

Междельтовые участки сложены разномерными, часто галечными или песчано-галечными, алевролитовыми или алевро-аргиллитовыми породами с крупными растительными остатками и линзами угля. Количество угленосных проследов к западу и особенно к востоку от дельтового комплекса сокращается.

Накопление угленосных отложений раннеплинбахского возраста происходило в зоне взаимодействия континентальных, лагунных и дельтовых фаций, и представляет собой дельтовый комплекс достаточно крупной речной системы, впадавшей с северо-востока в кавказский бассейн (Панов, 1996; Неручев, 1960). Анализ ориентировок кривой слоистости в песчаных прослоях, замеры ориентировок борозд размыва (Неручев, 1960; Мокринский и др., 1965), и распространение конгломератов дельтового фациального типа указывают на то, что дельта палеореки по направлению к морскому бассейну разветвлялась на множество рукавов и формировала ветвящиеся и радиально расходящиеся русла. В руслах отлагались песчаный и более грубозернистый материал, а более тонкий (глинистый) почти не осаждался. В дистальных частях дельты, наоборот, осаждался преимущественно глинистый материал, что свидетельствует о снижении скорости воды в рукавах дельты.

В зоне осевого трога отложения основания юры прослеживаются узкой полосой вдоль южного склона, и ограничиваются на севере палеозойскими, а на юге меловыми образованиями. Также, как и шельфовые, отложения осевой части бассейна начинаются с базальных конгломератов. Они представлены валунно-галечными или валунно-гравийными *потоками подводных русел* в проксимальной части глубоководного конуса выноса, и наблюдаются в верховьях рр. Домбарула, Риони, Ингури, Цхенисцкали и Твибери. Инверсионное строение разреза свидетельствует о том, что на начальном этапе формирования конуса выноса континентальный склон был несколько положе, чем в период накопления глыбовых валунов, когда происходило частичное обрушение склонов подводного каньона. Затем склон вновь выполаживался, и русло конуса выноса заполнялось не грубообломочными, а гравийно-песчаными осадками. В отличие от конгломератов северного борта, эти образования более грубообломочны и не содержат углистых остатков. Их датирование

основано на единичных находках отпечатков аммонитов *Atractites* sp., *A. aff. scylla* Rein. в Сванетии и Абхазии, а также находок фораминифер на западном Кавказе (в долинах рр. Мзымта и Лашипсе, руч. Бригадный), характерных для синемюрского яруса (Букия, 1954; Славин, 1958; Адамия, 1968; Сомин, 1971; Чихрадзе, 1979).

В бассейне р. Терек конгломераты (диаметр обломочного материала измеряется 3-8 мм и 1,5-2,5 см) представлены маломощными прослоями, чередующимися с аспидными сланцами и кварцитами (Чихрадзе, 1979). В их составе присутствуют гальки кварца разной степени окатанности, пелитовые роговики, в цементе установлен биотит (Чихрадзе, 1979). Интенсивные постседиментационные преобразования отложений затушевывают первичные взаимоотношения между породами разной granulometрии. Накопление этих кварцевых песчаников и гравелитов связано с маломощным обломочным шлейфом возле небольшого острова-бара в зоне шельфа.

Выше по разрезу базальные отложения продолжают однообразной терригенной толщей чередования тонкоритмичных алевро-аргиллитов, лишенных ископаемых остатков и интенсивно дислоцированных. Как правило, толща аргиллитов с тонкими прослоями алевролитов, обладает горизонтальной, горизонтально-волнистой слоистостью, иногда с мелкими косыми сериями ряби течения (рис. 2.3.7 а). Также наблюдаются пачки, где в линзовидных прослоях алевролитов наблюдаются пологоволнистая слоистость, косые серии маломощных подводных течений, или следы оползания (Мамисонский перевал, верховья р. Зопхитура, р. Риони, рис. 2.3.7 б). Накопление подобных отложений происходило в глубоководных условиях, скорее всего, в нижней части континентального склона, вдоль которого имели место вдольсклоновые течения, перемывающие и переносящие алевро-песчаные осадки.

В некоторых зонах Большого Кавказа терригенные отложения верхней части сванетского горизонта или непосредственно базальных конгломератов чередуются с вулканогенными породами (лавами и туфами), либо вулканогенные породы продолжают их стратиграфически выше (Варданянц, 1935; Беридзе, 1985; Панов, 1997; 2003 и др.). Анализ характера вулканокластики и положения вулканогенных образований в

разрезе указывают на то, что излияния происходили в мелководном бассейне или даже на берегу с последующим сносом пирокластики в бассейн (Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983; Панов, 1997, 2003, 2004).

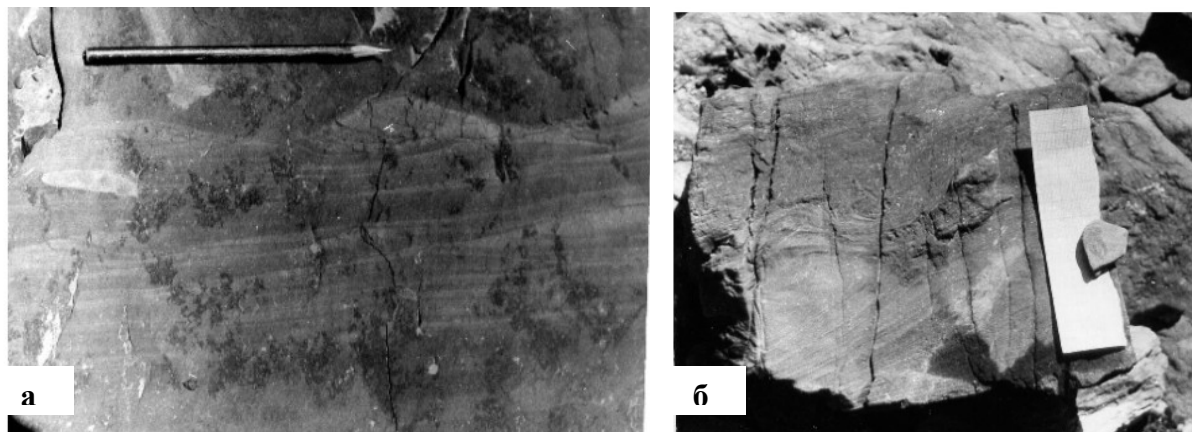


Рис. 2.3.7 а. Тонкое чередование аргиллитов и алевролитов с тонкими прослоями алевропесчаников с косыми сериями и рябью течения. Верховья р.Зопхитура, плинсбах, б – песчаник тонкозернистый со следами внутрислойного оползания и тонкими прослоями алевролитов с горизонтальной слоистостью, Мамисонский перевал, плинсбах.

На южном борту Кавказского палеобассейна отложения синемюр-раннеплинсбахского возраста (сторская свита, сванетский горизонт) распространены в верховьях р.Алазани и ее притоков – рр.Стори, Дидхеви, Лопота и хр.Спероза. Основание горизонта не обнажено, и взаимоотношения с подстилающими породами неизвестны. В современной структуре отложения представляют собой крупное линзовидное тело, прослеживающееся с северо-запада на юго-восток на протяжении 12 км, и ограниченное разломами с севера и юга. Горизонт слагается пачками чередующихся конгломератов, аркозовых песчаников и сланцев, переходы между разностями постепенные, некоторые из пачек аркозовых песчаников достигают мощности 100м. В верхней части наблюдаются вулканиты кислого состава, их туфы и туфобрекчии, а также линзы мраморизованных известняков (Крестников, 1947; Чихрадзе, 1979; Юра Кавказа, 1992). Накопление осадков происходило в мелководных условиях шельфа, может быть в отдельных более глубоководных участках Закавказского массива, где также формировались мелководные карбонатные породы (Юра Кавказа, 1992).

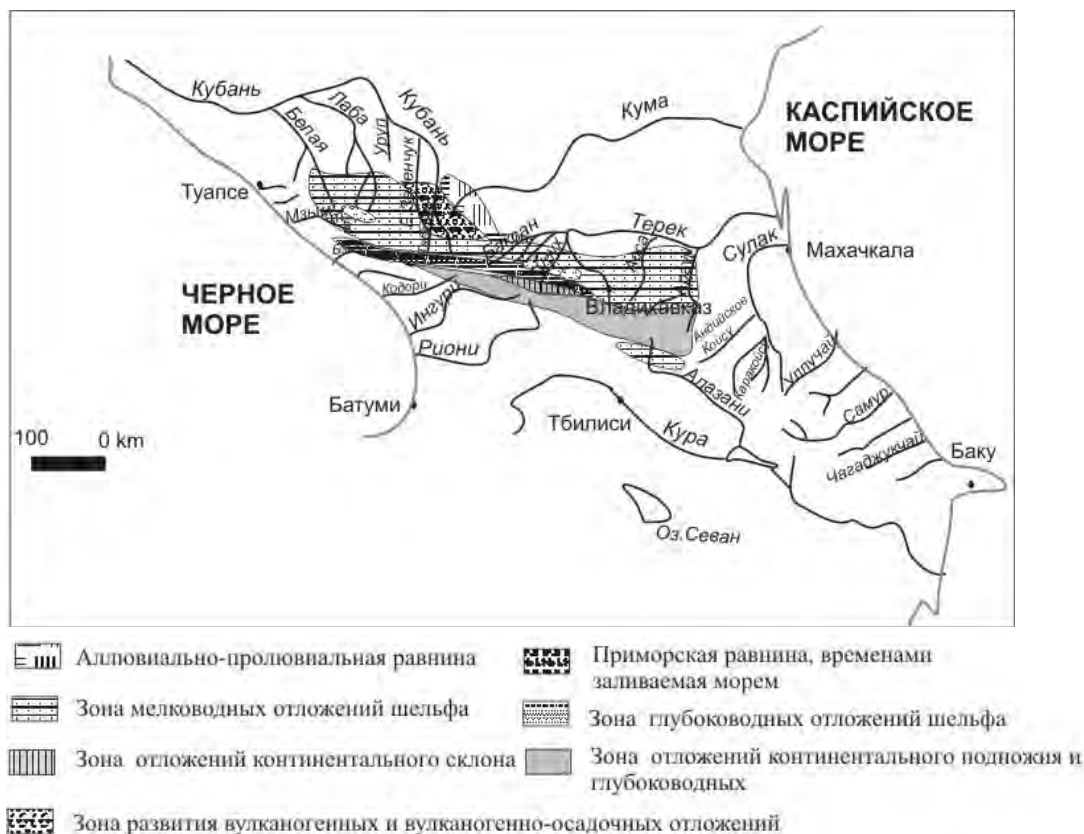


Рис.2.3.8. Карта фаций, в принципиальном виде отражающая осадконакопление в синемюр-раннеплинсбахское время. Составлена по материалам (Ренгартен, Старостиной, 1956, Мокринского и др., 1964, Беридзе, 1983, Панова, Гуцина, 1987, Тучковой, 1996, Панова, 2004), рис. из работы Тучкова, 2007.

Таким образом, для синемюрско-позднеплинсбахского временного интервала осадочные отложения накапливались на шельфе, с преобладанием его мелководной зоны (северное обрамление Кавказского бассейна); на континентальном склоне и его подножии (осевой трог); в мелководной шельфовой зоне южного обрамления бассейна (южный борт Кавказского бассейна) (рис.2.3.8). На северном и южном борту бассейна происходили локальные излияния вулканогенных пород соответственно андезит-дацит-липаритового и кислого состава. Проявление магматической деятельности было связано со ступенчатым погружением блоков фундамента и его частичным переплавлением (Панов, 1996; 2003).

Верхнеплинсбахско-ааленские отложения

На северном борту нижняя часть сложена маломощными песчано-гравийными отложениями (общая мощность 0,3-1,4м), и состоит из неслоистых или массивных песчаников и линз конгломератов, содержащих плоские гальки размером 3-10 см, редко присутствуют валуны до 10-30 см

в диаметре. Эти отложения имеют незначительное распространение, и составляют с вышележащими породами пачку мощностью от 10-20 м на реке Ардон до 30-75 м на реке Айгамуга (Айгамугадон) и выклинивается на левом берегу реки Урух (Безносков, 1961; Панов, 1997). В осадках часто отмечаются конкреции и конкреционные прослои, прослои конкреционного конгломерата, или ракушняков с фауной пелеципод, белемнитов и аммонитов, присутствуют окатанные обломки осадочных пород и жильного кварца. В западной части северного борта бассейна и прилегающих районов Скифской плиты отмечаются проявления наземной вулканической деятельности с накоплением вулканитов среднего–кислого состава (Панов, 1997; 2004).

Тоарско–аленские отложения также накапливались в прибрежно-морских условиях, они представлены однообразными черными глинистыми сланцами и мелкозернистыми серыми песчаниками. В сланцах наблюдаются конкреции сидерита и желвачков пирита, а также многочисленная фауна головоногих моллюсков (Станкевич, 1957; Панов, 2004). В некоторых участках в условиях аллювиальной равнины и её лагунно-баровых частях накапливались угленосные отложения, не выдержанные по мощности и выклинивающиеся по простиранию (углепроявление Арм-хи) (Мокринский и др., 1965).

В восточной части северного обрамления бассейна, в междуречье рек Аргун и Самур в позднеплинсбахско-ааленское время формировались лагунно-дельтовые и прибрежно-морские отложения с короткими периодами обмеления и углубления этой части бассейна (Шихалибейли, 1956; Фролов, 1965; Мазанов, 1969; Халифа-заде, 1972; Конюхов и др., 1973; Гаврилов, 1994; Панов и др.1996). К полифациальным обстановкам дельтового комплекса восточного Кавказа также приурочены угленосные отложения, которые накапливались в мелководных подводнодельтовых условиях. Распространение русловых отложений указывает положение речной системы с течениями с севера на юг и юго-восток (Бровков, 1957; Москаленко, 1957; Фролов, 1965).

Наиболее приподнятой в это время была территория междуречья рр.Уруп-Урух, где осадки накапливались в пределах верхней части шельфа, в зоне действия волн и волнения моря (Безбородов, 1961).

Западнее от этого участка бассейна (рр. Уруп-Ходзь-Пшеха) и восточнее (междуречья рек Псыгансу-Ардон и рек Асса-Аргун) отмечаются более глубоководные области шельфа, с восстановительными условиями и высоким содержанием сидеритовых конкреций и пирита (Ренгартен, Старостина, 1956; Безбородов, 1961; Антонова, 1975; Чихрадзе, 1979).

В осевом трого Центрального Кавказа отложения позднеплинсбахско-ааленского возраста представлены двумя толщами, которые связаны между собой постепенным переходом. В нижней толще в песчаниках и алевролитах наблюдаются линзовидные и слабо выраженные косые серии, многочисленность которых, как правило, приурочена к пачкам с повышенным содержанием алевропесчаного материала. В верхней толще преобладают монотонные аргиллиты, или тонкое чередование аргиллитов – алевролитов с горизонтальной слоистостью. Редко наблюдаются маломощные прослои алевритов или тонкозернистых песчаников, с косыми сериями подводных течений. Накопление этих отложений предполагается в глубоководных условиях, в пределах континентального склона и его подножия, или в более удаленных частях бассейна. Временами накопившиеся тонкозернистые осадки перемывались донными течениями или перекрывались дистальными турбидитами (рис.2.3.9).

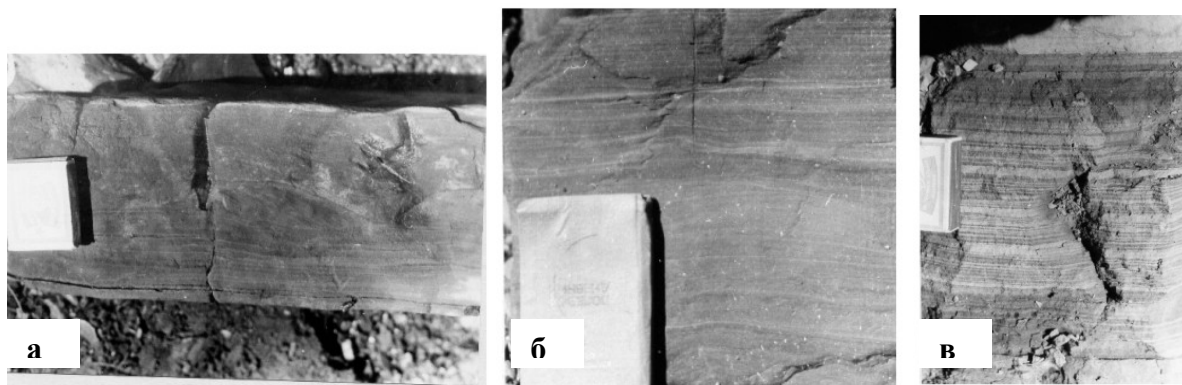


Рис.2.3.9. а – алевропесчаник с хорошо выраженной рябью течения и косыми сериями. Мамисонский перевал; б – аргиллит с тонкими прослоями алевролитов с тонкой горизонтальной слоистостью и с мелкими косыми сериями ряби течения. Мамисонский перевал, тоар; в – алевроаргиллит с тонкой горизонтальной слоистостью, Мамисонский перевал, поздний плинсбах-ранний тоар.

Также как и в северной зоне, с позднеплинсбахско-раннетоарским возрастным интервалом связано проявление толеитового вулканизма, с продуктами подводных вулканических излияний (базальтов и риолитов),

переслаивающихся с однообразными глинистыми толщами (Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Юра Кавказа, 1992; Панов, 2004).

В восточной части осевого трога наиболее распространены дельтовые отложения, представленные отложениями внешнего шлейфа дельты (Фролов, 1965), или дистальными фациями подводной дельты (Панов и др., 1999), в которых отмечаются разнообразные конкреции и обогащение органическим веществом (Конюхов и др., 1956; Мазанов, 1969; Фролов, 1965; Халифа-заде, 1982). Предполагается, что глубины накопления осадков превышали 100-200м (Фролов, 1965; Халифа-заде, 1982), и местами в придонной воде создавались восстановительные условия, которые иногда прерывались появлением слабых донных течений (Алиев, Акаева, 1957; Фролов, 1965; Халифа-заде, 1982; Панов и др., 1999).

На южном борту и южном обрамлении осевого трога Большекавказского бассейна верхнеплинсбахско-ааленские отложения, так же как и в северных участках, в основании представлены однообразными монотонными толщами темно-серых или черных аспидных сланцев. На западе (чвежипсинская свита, на склонах г.Чугуш, в верховьях р.Ачипсе; муашская свита в бассейне р.Ингури; верховья р.Мзымты и хр.Псехако), наблюдается однообразное флишеподобное переслаивание сланцев и песчаников, которое также продолжается и выше по разрезу, в тоар-ааленских отложениях (Славин, 1958; Чихрадзе, 1979, Беридзе, 1983; Юра Кавказа, 1992). Фаунистическое обоснование возраста основано на немногочисленных находках аммонитов в бассейне р.Тугупс (Юра Кавказа, 1992), которые, тем не менее позволяют отложения уверенно датировать и коррелировать между собой (Панов, 2004).

В составе толщи наблюдаются вулканогенные горизонты, количество которых меняется в разных участках их распространения. Их относят к продуктам подводного толеит-базальтового вулканизма, сложенных в одних случаях покровами, а в других туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфами, и туффитами (Ломизе, 1961; Панов, Пруцкий, 1983; Юра Кавказа, 1992). Вероятно, накопление основания горизонта происходило в условиях, соответствующих неритовой области моря с глубиной около 200 м, в относительно спокойных гидродинамических условиях (Резников, 1957; Джумайло, 1958). В Краснополянской зоне, в

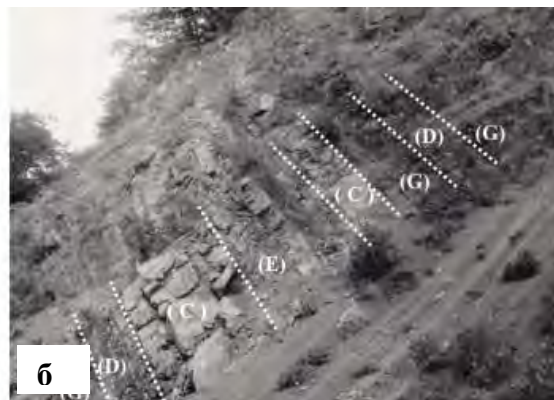
верховьях р.Мзымты, в нижнеааленских отложениях отмечается однородная толща массивных и толстоплитчатых песчаников (мощностью 100-120 м), накопление которых связывается с усиленным привносом кластики речными потоками с континента, и отлагавшейся в дельтово-приустьевой части морского бассейна (Джумайло, 1958).

Тоарско-ааленские отложения бассейнов рр.Бзыби-Кодори-Ингури-Риони (сорская свита) представлены фациями разнообразных гравитационных потоков, в основном турбидитов, чередующихся с межтурбидитными интервалами от нескольких сантиметров до нескольких метров (рис.2.3.10). Ранее было установлено, что сорская свита сложена двумя пачками (Джанелидзе, 1946; Букия, 1955; Леонов, 1967; Беридзе, 1970, 1983; Чихрадзе, 1979). В нижней пачке доминируют аргиллиты или же их количество в разрезе соответствует песчаникам, а в верхней преобладают песчаники.

Характерной чертой верхней песчаной пачки является наличие большого количества так называемых «флишевых» фигур (Вассоевич, 1948). Они представлены разнообразными знаками течения, следами внедрения вышележащего песчаного слоя в нижележащий, следами ударов и качения мелких предметов по поверхности (рис.2.3.11; 2.3.12). Фоновые прослои аргиллитов или тонкоритмичного чередования маломощных прослоев аргиллитов и алевритов или мелкозернистых песчаников, представлены пачками различной мощности, от 2-10 см до 1,2-5 м. В некоторых случаях в пачках фоновых алевро-аргиллитов отмечаются оползневые тела песчано-глинистых пород или пачек массивных песчаников. Кроме того, в песчаниках часто встречаются скопления окатанных обломков аргиллитов из подстилающих слаболитифицированных межтурбидитовых интервалов.

В фациальном отношении отложения сорской свиты представлены разными частями склоновых шлейфов, содержащих хаотические оползни и отложения обломочных потоков с разнообразными руслами и промоинами. Накопление оползневых тел, очевидно, отражает активизацию синседиментационных тектонических движений. Выделяются зоны медиальной и дистальной частей склоновых шлейфов. Проксимальные зоны разных тоар-ааленских шлейфов, по-видимому, можно предполагать

в районе Красной Поляны и в бассейне р. Окуми. Это утверждение основано на данных В.И. Славина и С.Г. Букия. Согласно утверждению первого автора, в песчано-сланцевой пачке тоара-аалена песчаники переслаиваются с мелкогалечными конгломератами (р.Медовеевка, Славин, 1958). Песчаники серого цвета с беспорядочной текстурой, разнозернистые, плохо сортированные. Галька в конгломератах состоит из кварца, черного кремня, песчаника. Западнее, на водоразделе между р. Медовеевкой и р. Чвежипсе песчаник известковистый, в нем встречены обломки белемнитов и пелеципод, которые позволяют уверенно датировать толщи тоар-ааленским возрастом. По утверждению С.Г.Букия, на южном крыле Окумской антиклинали в глинисто-песчаной свите верхнего лейаса толстослоистые крупно– и грубозернистые песчаники чередуются с прослоями микроконгломератов и мелкогалечных конгломератов с гранитовыми и кварцевыми гальками (Букия, 1955). Одновозрастные отложения в южных участках бассейна (шрошская свита – верхний плинсбах-аален; чератхевская свита – верхний плинсбах-аален), сложены карбонатными однородными породами, или толщей ритмичного переслаивания аргиллитов и песчаников, которая предположительно является аналогом верхней части сорской свиты (отрийская свита – аален) (Юра Кавказа, 1992).



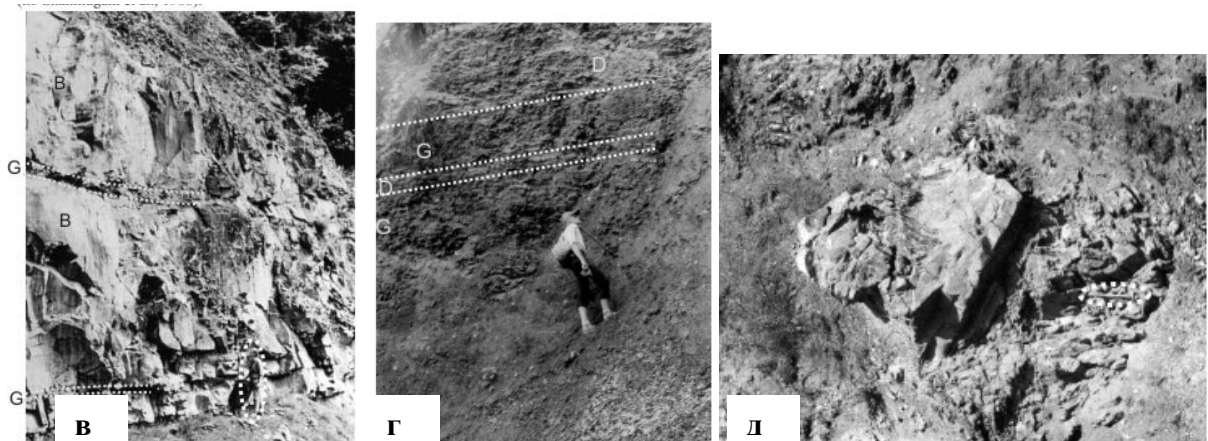


Рис. 2.3.10. Здесь и далее: Буквенное обозначение фаций соответствует классической схеме распределения фаций в подводном конусе выноса, по Shanmugam et al., 1988. а – песчаники высокоплотных потоков медиальной части конуса выноса. Прослои мощных высокоплотных турбидитов («классических» (С) и косослоистых (В)), переслаиваются с пачками тонкозернистых турбидитов (D), реже с линзовидно-слоистыми песчаниками (Е). Прослои фоновых аргиллитов (G) маломощны. Тоар-ааленские отложения сорской свиты, бассейн р. Риони, среднее течение. б – песчаники высокоплотных потоков лопастей конуса выноса. Редкие прослои мощных высокоплотных турбидитов «классических» (С), переслаивающихся с пачками тонкозернистых турбидитов (D), реже с линзовидно-слоистыми песчаниками (Е). Мощность прослоев фоновых аргиллитов (G) с редкими тонкозернистыми турбидитами увеличивается. Тоар-ааленские отложения сорской свиты, бассейн р. Риони. в – песчаники высокоплотных потоков средней части конуса выноса. Прослои песчаников (В) переслаиваются с маломощными прослоями фоновых аргиллитов (G). Тоар-ааленские отложения сорской свиты, р. Риони. г – фоновые прослои аргиллитов (G), тонкоритмично чередующиеся с алевритами и мелкозернистыми песчаниками (D). Тоар-ааленские отложения сорской свиты, р. Лухунисцкали. д – оползневая пачка массивных песчаников в фоновой толще тонкоритмичных алевро-аргиллитов. Тоар-ааленские отложения сорской свиты, среднее течение р. Риони, правый берег.

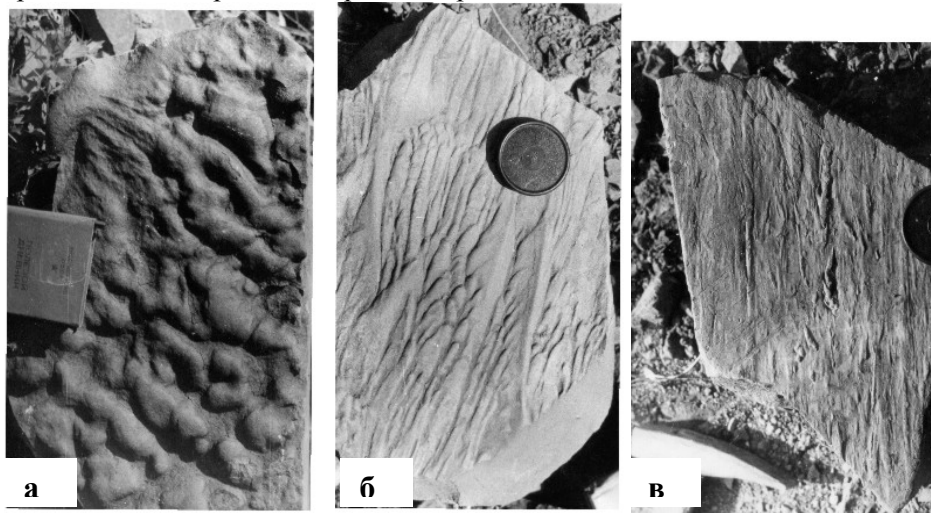


Рис. 2.3.11. а – Валикообразные знаки течения на подошве песчаника. Тоар-ааленские отложения сорской свиты, среднее течение р. Риони, правый берег. б – мелкие и средние продольные знаки течения, сохранившиеся в виде слепков на нижней поверхности песчаника. Тоар-ааленские отложения сорской свиты, среднее течение р. Риони, правый берег. в – знаки отскока и волочения на подошве алевро-песчаника. Тоар-ааленские отложения сорской свиты, среднее течение р. Риони.

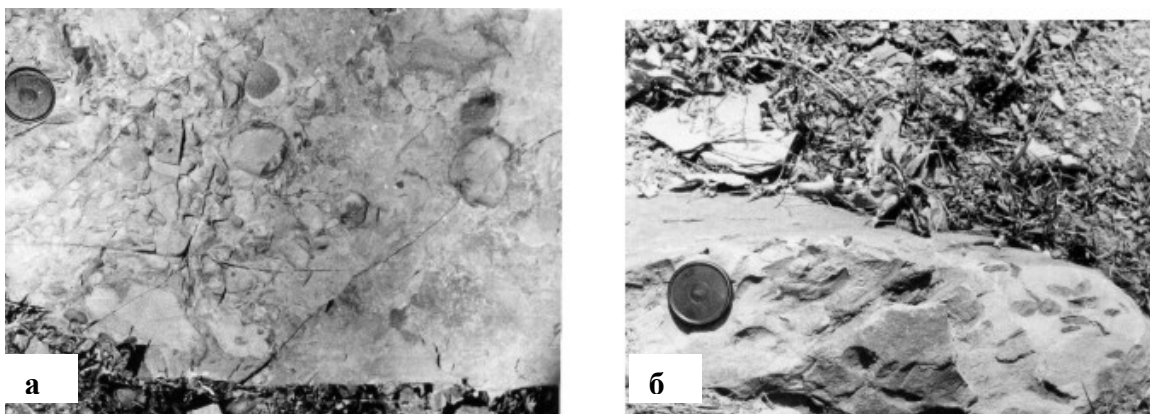


Рис. 2.3.12. а – горизонт внутриформационных конгломератов в основании прослоя песчаника, сложенный многочисленными мелкими и средними уплощенными глинистыми окатышами (интракластами) аргиллитов. Массивный песчаник, тоар-ааленские отложения сорской свиты, среднее течение р. Риони, правый берег.

б – горизонт внутриформационных конгломератов, сложенный песчаным материалом, в котором хаотически расположены окатанные уплощенные интракласты аргиллитов. Массивный песчаник, тоар-ааленские отложения сорской свиты, среднее течение р. Риони, правый берег.

В позднеплинсбахско-ааленское время на северном обрамлении Большекавказского бассейна осадки накапливались в условиях мелководного и глубоководного шельфа, в восточной части которого отмечается дельтовый комплекс. Дистальные части дельтового комплекса прослеживаются и в более глубоководных участках. В осевом трого установлены отложения континентального склона и его подножия, а также части более удаленных участков морского дна.

Широкое развитие отложений склоновых шлейфов прослеживается на южном борту бассейна и в южном обрамлении осевого трого в тоар-ааленское время. Накопление осадков сопровождалось вулканизмом – проявлением толеитовых или толеит-базальтовых излияний в осевом трого, а на северном борту – излияниями вулканитов средне-кислого состава в наземных или в мелководных условиях.

Таким образом, на протяжении синемюр-раннеплинсбахского и позднеплинсбахско-ааленского времени в Кавказском бассейне происходило непрерывное осадконакопление. На северном борту Кавказского бассейна в течение синемюр–ааленского времени осадки накапливались в условиях разных частей шельфа – фации от прибрежно-мелководных до относительно глубоководных шельфовых, с дельтовыми и продельтовыми конусами выноса и участками междельтовых пространств (рис.2.3.13). В осевой части бассейна предполагаются фации отложений

континентального склона и глубоководных участков, с турбидитами и вдольсклоновыми течениями. На южном борту монотонные терригенные осадки накапливались на шельфе, и только в тоар-ааленское время широкое распространение получили отложения склоновых шлейфов.

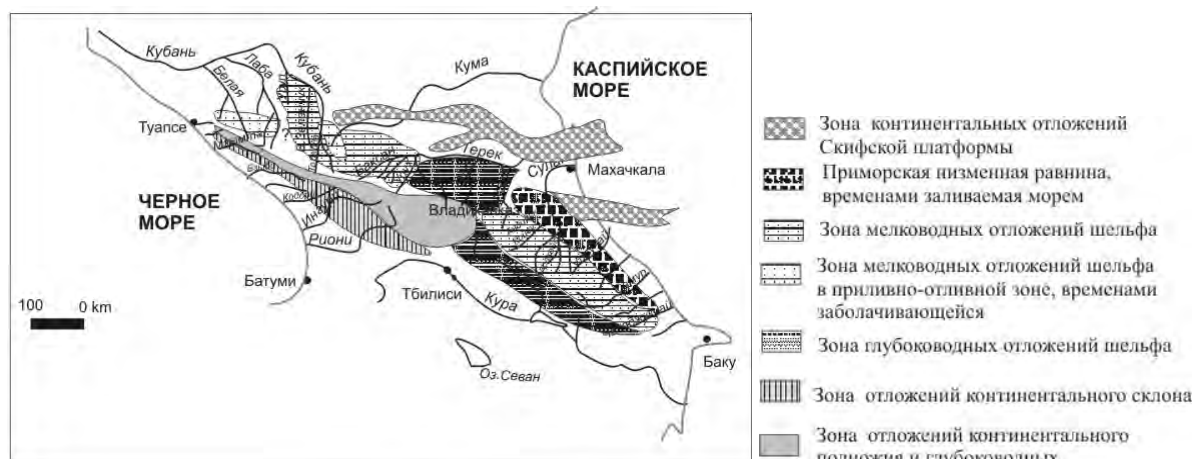


Рис.2.3.13. Карта фаций позднеоарского времени, в принципиальном виде отражающая осадконакопление в Кавказском бассейне для позднеплинсбахско-ааленского этапа осадконакопления. Составлена по данным (Ренгартен, Старостиной, 1956; Кузнецова, 1956; Алиева, Акаевой, 1957; Безбородова, 1961; Фролова, 1965; Мазанова, 1969; Конохова и др., 1973; Чихрадзе, 1979; Халифа-заде, Магомедова, 1982; Беридзе, 1983, 1985; Тучковой, 1996; Панова, 1999, 1996, 2004), схема из работы (Тучкова, 2007).

Байос-батские отложения

В конце ааленского времени единое развитие Кавказа завершилось, и после предбайосской структурной перестройки на территории Кавказа обособились участки бассейна, различные по составу слагающих их осадков (Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004, Панов, Ломизе, 2007). Поэтому для **байос-батского времени** Д.И.Панов (Панов, Ломизе, 2007; Панов, Гущин, 1987) различает три принципиально различных типа разрезов: Первый – **Северо-Кавказский**, второй – **зоны южного склона**, и третий – **Закавказский**.

Северо-Кавказский тип разреза, выделенный для северного склона Кавказа и прилегающих районов Скифской плиты, объединяет в себе три горизонта, верхний из которых распространен локально (Панов, 2004). Базальные горизонты в основании разреза байоса залегают на подстилающих отложениях со следами перерыва, и начинаются либо пачкой песчаных пород, либо горизонтом криноидных и песчаных известняков (Безбородов, 1961; Фролов, 1965; Панов, 1997). Батские отложения, как правило, присутствует в ограниченных участках бассейна (Панов, 1997).

На Западном Кавказе, между реками Кубанью и Большой Лабой в монотонных алевро-аргиллитовых отложениях верхнего байоса отмечаются горизонты пирокластических пород липарито-дацитового состава, осаждавшиеся в морском мелководном бассейне (Чаицкий, 1971). В междуречье рек Белая и Пшеха и западнее накапливались глинистые осадки, содержащие макрофауну, характерную для глубоководной зоны шельфа. Наиболее мелководная зона – верхняя часть шельфа, зона накопления осадков в условиях действия прибоя и волн, установлена в междуречье р. Малая Лаба – верховья рек Баксана и Малки для байосских отложений (Безбородов, 1961). Позднее, в батское время отмечается общее обмеление этой части бассейна (Безбородов, Конюхов, Крымгольц, 1959; Безбородов, 1961).

В бассейнах рек Урух-Ардон-Терек-Асса-Аргун, отложения накапливались в глубоководной, пелагической части шельфа, еще более углубляющейся к концу байоса (Безбородов, Конюхов, Крымгольц, 1959; Безбородов, 1961). В участках, приближенных к осевой части Центрального Кавказа, часты прослой (мощностью до 1-3 м) градационного грубозернистого песчаника, в основании со следами размыва и оползания (Панов, 1997). Вся толща содержит большое количество макрофауны, свидетельствующее о принадлежности толщи к нижнему байосу. Вышележащая толща более однообразна и представлена более-менее ритмичным переслаиванием аргиллита-алевролита с «караваями» сидерита и линзами мергелистого известняка, песчаные прослой редки. В верхней толще отмечается многочисленная макрофауна верхнего байоса.

Восточнее, в междуречье рек Андийское Койсу-Самур для байосских отложений выделяется зона шельфа с прибрежно-мелководными, лагунно-дельтовыми условиями, представленная полифациальным комплексом песчано-алевро-глинистых отложений, в составе которых заметное участие принимают криноидные известняки. К концу батского времени этот участок значительно обмелел, и в бассейне накапливались прибрежно-мелководные осадки с отложениями зоны волнения и прибрежных течений (Конюхов, Крымгольц, Безбородов, 1956;

Шихалибейли, 1956; Безбородов, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969; Халифа-заде, 1972).

На южном склоне Большого Кавказа, в зоне, наиболее приближенной к Главному хребту, прослеживается второй тип разреза (Панов, 2004). Отложения байоса-бата здесь, возможно, без перерыва продолжают ааленские отложения. На Центральном Кавказе карбонатно-терригенные отложения представлены чередованием известняков, мергелей, известняковых гравелитов и песчаников и черных малокарбонатных аргиллитов (Мамисонский перевал, верховья р. Риони). Они накапливались в глубоководных условиях, переслаиваясь с отложениями маломощных гравийных турбидитов. Восточнее и западнее, отложения, тоже образованные в относительно глубоководных условиях, представлены тонким чередованием аргиллитов и алевролитов, редко песчаников и мергелей и еще реже – известняков (последние – только в батское время).



Рис.2.3.14. Характерные байосские отложения закавказского типа разреза («порфиритовая свита»): а – пиллоу-лавы подводного потока в тефроидном флише, байс, р.Джоджора, цитируется по (Юрские осадочные комплексы, 1984, приложение 1); б – тефроламиниты с косой и конволютной слоистостью, тефроидный флиш, байос, р.Паца, (там же).

Третий тип разреза, именуемый **закавказским**, развит на территории Абхазо-Рачинской зоны, Закавказского срединного массива и по окраинам Сомхето-Кафанской зоны (Беридзе, 1983; 1985; Панов, 2004; Панов, Ломизе, 2007). Байосская часть разреза («порфиритовая» свита) сложена вулканогенными образованиями основного-среднего состава. В междуречье рр.Джоджора-Риони преобладают лавы и туфы базальтового и андезито-базальтового состава (рис.2.3.14, 2.3.15). В более удаленных участках байосская часть разреза представлена вулканокластическими

отложениями, возникшими в результате размыва вулканических сооружений и сноса вулканокластики со склонов в депрессии, где в относительно глубоководной обстановке накапливались гранулометрически сортированные тефрогенные отложения зерновых, флюксотурбидитных и турбидитовых потоков (Беридзе, 1983; 1985). В разрезах рр.Мзымта-Псоу-Кодори отмечаются более глубоководные глинистые осадки с периодическими донными течениями и дистальными мутьевыми потоками, несущими туффитовый материал (Потапенко, Гурбанов, 1970; Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983). В пределах Дзирульского массива верхнебайосские отложения в основном сложены терригенными отложениями, в основании которых (рр.Чала-Мухури) наблюдаются песчаники и конгломераты (Мокринский и др., 1964). Состав песчаников в некоторых разрезах, например в Ткибульском месторождении, от аркозового сменяется граувакковым.



Рис.2.3.15. Карта фаций для байос-батского этапа осадконакопления. Составлена на позднебайосское время по данным (Ренгартен, Старостиной, 1956; Кузнецова, 1956; Алиева, Акаевой, 1957; Безбородова, 1961; Фролова, 1965; Мазанова, 1969; Конюхова и др., 1973; Чихрадзе, 1979; Халифа-заде, Магомедова, 1982; Беридзе, 1983, 1985; Тучковой, 1996; Панова, 1999, 1996, 2004). Схема из работы Тучкова, 2007.

В байос-батское время на южном борту Кавказского бассейна, в периферической северной части Грузинской глыбы, формировались угленосные отложения, часть которых имеет промышленное значение. Как правило, угленосные отложения залегают на вулканогенных образованиях байоса (Мокринский и др., 1965; Баланчивадзе, 1983 и др.). Отложения

угленосного комплекса накапливались в озерно-лагунных фациях в позднем байосе (Маганское и Бзыбское месторождения), или в болотных фациях в батское время (Ткварчельское, Ткибули-Шаорское, Гелатское месторождения) и в приморских частях погружающихся пойменных частей низовий рек или эстуариев.

2.3.3. Минеральный состав песчаников

Анализ опубликованных данных по минералогии терригенных толщ нижней-средней юры, показал неравномерность изученности территории Кавказа. В тех случаях, когда был использован литературный материал, в таблицах указаны крайние значения количественных соотношений породообразующих компонентов, так как в литературе часто публикуется изменение содержания отдельных компонентов. Поэтому на классификационных диаграммах наносились границы полей по крайним значениям. В связи с этим, для корректного сопоставления результатов, полученные автором оригинальные количественные подсчеты составов породообразующих компонентов также были приведены к крайним значениям (табл. 2.3.3 а, б, в). Количественные содержания минералов тяжелой фракции были сведены к ассоциациям, название которых включает в себя наиболее часто встречаемые минералы.

Содержание песчаной составляющей в ниже-среднеюрском разрезе, как было рассмотрено в литологической части, в разных участках Большого Кавказа неодинаково. Поэтому, к сожалению, и подсчеты состава песчаников в разных ландшафтных зонах иногда трудно сопоставимы. Например, в шельфовой зоне северного обрамления количество подсчетов достаточно велико, и составляет несколько десятков анализов, а в осевой зоне южного склона они представлены единичными образцами.

Таблица 2.3.3 а. Количественный состав песчаников синемюр-раннеплинсбахского возраста Большого Кавказа, определялся по методу В.Д.Шутова (1972), данные по составу приведены в процентах

Структурное положение		СЕВЕРНЫЙ БОРТ И ОБРАМЛЕНИЕ ОСЕВОГО ТРОГА							
автор		Ренгартен, Старостина, 1956	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Иванов, 1964
порода		песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник
Породообразующие компоненты	Кварц, весь, %	Q 40-75	Q 45-58	Q 0-70-98	Q 55-58	Q 33-47	Q 40-68	Q 39-72	Q 60-70
	Полевые шпаты, все, %	F 0-5, плагиоклазы кислые, иногда микроклин (Б.Лаба, Б.Зеленчук), реже – несдвойникованные калиевые полевые шпаты	F 2-3 до 24, плагиоклазы кислые, несдвойникованные полевые шпаты,	F 0-12 и 45-52, плагиоклазы кислые, несдвойникованные полевые шпаты	F 18-18,6, несдвойникованные полевые шпаты,	F 9-15-20, несдвойникованные полевые шпаты,	F 2-26, несдвойникованный полевой шпат и кислый плагиоклаз, ед.микроклин	F 4-29, кислые плагиоклазы, несдвойникованный полевой шпат	F, несдвойникованный полевой шпат
	Обломки пород, все, %	R 20-60, обломки кварцитов, силицитов, кремней, гранитов, эффузивы (Теберда, Кубань)	R 30,3-51,2, обломки силицитов, глинистых сланцев и осадочных пород, гранитов	R 1-30 и 40-55, обломки силицитов, гранитов, кварцитов, сланцев, эффузивы	R 23-24, обломки эффузивов, сланцев	R 38-47, обломки сланцев, гранитов, эффузивов	R 22-51, обломки сланцев, гранитов, осадочных и глинистых пород	R 25-33, обломки сланцев, гранитоидов, редко эффузивов	R, обломки кварц-сланцевых и глинистых пород
	Прочие	Слюды (мусковит) Хлорит	Слюды (мусковит)	Слюды (мусковит)	Слюды (мусковит)	Слюды (мусковит)	Слюды (мусковит)	Слюды (мусковит)	Слюды (мусковит)
		Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	
Минералы тяжелой фракции		гидроокислы железа, магнетит, ильменит, шпинель, турмалин, рутил, гранат,	циркон, апатит, рутил, турмалин	апатит, гранат, циркон, рутил, турмалин, эпидот	апатит, гранат, циркон, лейкоксен, рутил, турмалин	циркон, лейкоксен, рутил	циркон, лейкоксен, гранат, турмалин,	нет данных	циркон, сфен, псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту и лимонит по рудным минералам
Положение разреза		Реки М.и Б..Лаба, Уруп, Теберда, Кубань	Река Чегем	Бассейн р.Урух, Р.Айгамугадон	Р.Ардон	Р.Фиагдон, с.Урикау	Р.Фиагдон, левый берег	Р.Даоьял, сел.Верхний Ларс, р.Кистинка	Штулу-Геналдонская и Дигоро-Осетинская зоны
Возраст пород		синемюр-нижний плинсбах	нижний плинсбах	нижний плинсбах	синемюр	синемюр-нижний плинсбах	синемюр	синемюр, кистинская свита	синемюр-н. плинсбах,

Структурное положение		ОСЕВОЙ ТРОГ							ЮЖНЫЙ БОРТ
автор		Беридзе, 1965	Чихрадзе, 1979	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Крестников, 1947
порода		песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник
Породообразующие компоненты	Кварц, весь, %	Q 80-90	Q 70-75	Q 31-89	Q 25-80	Q 65-68	Q 12-24	Q 43-53	Q 27-51
	Полевые шпаты, все, %	F, плагиоклазы средние	F, плагиоклазы кислые, редко микроклин	F 3-34, несдвойникованный полевой шпат, реже микроклин, кислый и средний плагиоклаз	F 0-60, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз, ед.микроклин	F 3-28, несдвойникованный полевой шпат и кислый плагиоклаз	F 56-62, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз и ед.микроклин	F 25-28, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз, ед.средний плагиоклаз	F 63-48, микроклин и плагиоклазы средние
	Обломки пород, все, %	R	R, обломки роговиков	R 2-35, обломки гранитов, силицитов, сланцев, глинистых пород	R 20-67, обломки гранитов и кристаллических сланцев, ед.обломки осадочных пород	R 12-28, обломки гранитов	R 15-24, обломки гранитов	R 21-29, обломки гранитов и кристаллических сланцев, кремней	R 0-3, обломки гранитов, единичные зерна кварцевого порфирита и кварцевого песчаника
	Прочие	слюды (мусковит и серицит)	слюды (серицит и биотит)	слюды (мусковит и биотит)	слюды (мусковит и в отдельных обр.биотит)	слюды (мусковит)		слюды (мусковит)	слюды (мусковит3-05%), биотит 1%, кальцит6 %
		Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО	Обугленные РО
Минералы тяжелой фракции		рудный минерал, хлорит, циркон, реже апатит	циркон, апатит, гранат, корунд, хлорит, эпидот,	apatит, гранат, циркон, сфен, турмалин	apatит, гранат, эпидот, сфен, рудные минералы, хлорит	apatит, эпидот, гранат, циркон, сульфиды, хлорит		apatит, гранат, сульфиды, циркон,	нет данных
Положение разреза		Рача, Сванети, Абхазия	Горная Рача	верховье р.Твибери	верховье р. Домбарула	верховье р.Риони, ледник Эдена	верховье р.Зопхитура	Мамисонский перевал	р.Самкурисцкали р.Стори
Возраст пород		синемюр	синемюр	синемюр	синемюр	синемюр	синемюр	синемюр	синемюр

Примечания: РО – растительные остатки; ДО – Дигоро-Осетинская зона, Ш-Г – Штулу-Геналдонская зона.

Таблица 2.3.3 б. Количественный состав песчаников позднеплинсбахско-ааленского возраста Большого Кавказа, данные по составу приведены в процентах

Структурное положение		СЕВЕРНЫЙ БОРТ И ОБРАМЛЕНИЕ ОСЕВОГО ТРОГА							
автор		Ренгартен, Старостина, 1956		Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996
порода		песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник
Породообразующие компоненты	Кварц, весь, %	Q 40-75	Q 40-50	Q 31-89	Q 44-52	Q 54-71,3	Q 34-51	Q 40,3-45	Q 41-59
	Полевые шпаты, все, %	F 0-10-15, плагиоклазы кислые, иногда микроклин	F, ед. плагиоклазы кислые, ед. микроклин	F 2,6-9,1 несдвойникованный калиевый полевой шпат	F 17-20,5, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз, ед.микроклин	F 10,6-18,8, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз, един.микроклин	F 4-11,8, несдвойникованный полевой шпат и кислый плагиоклаз	F 11-15, несдвойникованный полевой шпат и кислый плагиоклаз,	F 0-12,8, несдвойникованный полевой шпат и кислый плагиоклаз
	Обломки пород, все, %	R 22-57, обломки кварцитов, силицитов	R, обломки силицитов, кварцитов и гранитов, эффузивов основного и кислого состава	R 8,7-24-68,6, обломки кристаллических сланцев, реже осадочных пород и гранитов, единичные обломки кислых эффузивов	R 30-36, обломки кислых эффузивов, сланцев, редко осадочные породы	R 2,6-24, обломки сланцев, гранитов, эффузивов	R 27-54,5, обломки сланцев, кислых эффузивов, реже основных эффузивов, кварцитов, кремней, гранитов	R 29-44, обломки кислых эффузивов, сланцев, реже основных эффузивов, кварцитов, кремней, гранитов	R 27,8-49,2, обломки силицитов, разнообразных кристаллических сланцев, осадочных пород, реже гранитов
	Прочие	слюды (мусковит) хлорит	слюды (мусковит)	слюды (мусковит и единичный биотит)	слюды (биотит)	слюды (ед.мусковит и биотит)	слюды (ед.мусковит и биотит)	слюды (ед.мусковит и биотит)	слюды (ед.мусковит и биотит)
Минералы тяжелой фракции		Гидроокислы железа, турмалин, рутил, гранат, эпидот	Рудные минералы, магнетит, ильменит, пирит, гранат, турмалин, рутил, шпинель, апатит и хлоритоид	гранат, апатит, лейкоксен, рутил, турмалин корунд, циркон	циркон, апатит, гранат, лейкоксен, рутил, сфен, турмалин, андалузит	гранат, циркон, апатит, рутил, андалузит, эпидот	Циркон, граната, апатит, рутил, лейкоксен	нет данных	apatит, гранат, рутил, циркон, турмалин, корунд, рудные минералы
Положение разреза		Реки Малая и Большая Лаба, Уруп, Теберда, Кубань		р.Баксан	р.Баксан	р.Чегем	р.Черек Безенгийский		р.Урух, р.Айгамугадон
Возраст пород		верхний плинсбах	верхний тоар	верхний плинсбах	тоар	тоар-аален	верхний плинсбах	тоар	верхний плинсбах

Структурное положение		СЕВЕРНЫЙ БОРТ И ОБРАМЛЕНИЕ ОСЕВОГО ТРОГА							
автор		Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996	Иванов, 1964	Безбородов, 1961	Безбородов, 1961	Фролов, 1965	Бровков, 1961
порода		песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник
Породообразующие компоненты	Кварц, весь, %	Q 54,5-69,6	Q 45-49	Q 51-52	Q 25-40	Q от 50-60 до 70-80	Q от 50 до 60-70	Q 30-75	Q 44-72
	Полевые шпаты, все, %	F 12,5-15,7, несдвойникованный полевой шпат	F 9,7-15,2 несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз	F 5-8 несдвойникованный калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз	F 15-25, плагиоклаз и калиевый полевой шпат	F 10-15, кислый плагиоклаз, несдвойникованный полевой шпат, един.микроклин	F 5-15, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз и ед.микроклин	F 10-35, плагиоклазы и калиевый полевой шпат	F 0-12,8, несдвойникованный полевой шпат и кислый плагиоклаз
	Обломки пород, все, %	R 18-30,7, обломки эффузивов, сланцев, реже гранитов, осадочных пород	R 35,4-42, обломки эффузивов, сланцев, реже гранитов	R 35-39, обломки кислых эффузивов, кристаллических сланцев	R единичные обломки кварцитов и кварцево-полевошпатовых пород	R от 10-15 до 50-60, обломки силицитов, глинистых пород, редко основных эффузивов	R от 5-10 до 20-30, обломки силицитов, основных эффузивов, обломки раковин	R 10-30, обломки силицитов, серицит-кремнистых, слюдисто-хлоритовых сланцев, кварцитов, аргиллитов и основных эффузивов	R обломки аргиллитов 5,5-17,5, кремней 1,5-5,0, кварцитов 1,6-3,0, сланцев 1-5,5, кислых эффузивов 0,5-1,5, ед.обломки гранитов
	Прочие	слюды	слюды	слюды	мушкет и биотит	слюды (мушкет и реже биотит)	слюды (биотит), хлорит	слюды	мушкет 0,5-1,6, ед. биотит, хлорит
Минералы тяжелой фракции		апатит, гранат, рутил, циркон, турмалин, корунд, рудные минералы	Нет данных	Нет данных	циркон, турмалин, сфен, апатит, лейкоксен, лимонитизированные рудные минералы	титанит, рутил, турмалин, циркон, +андалузит 1-2% и спессартин-альмандин (М.Лаба)	титанит, рутил, турмалин, циркон, хлорит +гранат (М.Лаба), + шпинель-пикотит (ед.обр.рр. Чегем, Баксан, Тызыл, Уруп)	циркон, апатит, турмалин, титан-содержащие минералы, рутил, редко гранат и пикотит	циркон, турмалин, рутил, апатит, брукит, анатаз, пикотит, гранат, хлорит, магнетит, ильменит
Положение разреза		р.Урух, с.Фаснал	р.Фиагдон, с.Урикау	р.Фиагдон, левый берег	Ш-Г и Д-О	рр.Чегем, Баксан, Тызыл, Б.Зеленчук, Уруп	междуречье рЧанты-Аргун – р.Чирахчай		р.Чирахчай, аллювиальные песчаники
Возраст пород		верхний плинсбах	плинсбах, тоар	тоар	плинсбах-аален	тоар	аален	верхний тоар-аален	нижний-аален

Структурное положение		СЕВЕРНЫЙ БОРТ И ОБРАМЛЕНИЕ ОСЕВОГО ТРОГА		ОСЕВОЙ ТРОГ				ЮЖНЫЙ БОРТ	
автор		Алиев, Акаева, 1957	Мазанов, 1969	Чихрадзе, 1979	Беридзе, 1970, 1983	Тучкова, 1996	Халифа-заде, Магомедов, 1982	Мазанов, 1969	Чихрадзе, 1979 Беридзе, 1970, 1983 Тучкова, 1996
порода		Песчанио-алевритовая	Песчанио-алевритовая	песчаник	песчаник	песчаник	Песчанио-алевритовая	Песчанио-алевритовая	песчаник
Породообразующие компоненты	Кварц, весь, %	Q 35-95	Q 25-57	плагиоклазево-кварцевые песчаники	эффузивный кварц	Q 23-58	Q 33-60	Q 43-85	Q 23,5-78
	Полевые шпаты, все, %	F 9-38-63 калиевый полевой шпат, Na-Ca полевой шпат	F 21-48	кислый плагиоклаз	кислый плагиоклаз	F 13-28 несдвойникованный полевой шпат, , кислый плагиоклаз, един.микроклин	F 8-17, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз	F 10-46	F 7,5-29-35, плагиоклазы кислые, ед.средних, несдвойникованный полевой шпат
	Обломки пород, все, %	R 3-15-45 обломки силицитов, глинистых пород, редко эффузивных	R 18-39, обломки силицитов, глинистых пород, реже эффузивных и карбонатных	обломки филлитизированных сланцев, кварцитовидных песчаников	Нет данных	R 14-52, обломки силицитов, кристаллических сланцев, глинистых пород, кислых эффузивов, гранитов	R 31-54 обломки силицитов, осадочных пород, редко эффузивов и кварцитов	R 3-9,5, обломки силицитов, глинистых, реже эффузивных и карбонатных пород	R 31-64 обломки эффузивов, гранитоидов, кристаллических и глинистых сланцев, кварцитов
	Прочие		Измененные минералы от 2 до 10,5%	Биотит, мусковит, хлорит, сульфиды	слюды	мусковит		Измененные минералы от 0,3 до 27%	биотит, мусковит глауконит
Минералы тяжелой фракции		циркон, турмалин, рутил, гранат,	Лейкоксен, гранат, циркон, эпидот, ед.дистен, ед.пикотит	циркон, турмалин, рутил, реже апатит, корунд, эпидот	циркон, апатит, турмалин,рутил, реже апатит	циркон, турмалин, гранат	циркон, турмалин, апатит, рутил, лейкоксен	лейкоксен, циркон, эпидот, анатаз, брукит, гранат, турмалин, рутил, ед.дистен, ед.ставролит, ед.андалузит	apatит, циркон, гранат, рутил, турмалин,
Положение разреза		р.Аварское Койсу, сел. Рутул, г.Эльдама, р.Уллучай, сел.Геттинкиль	р.Бабачай, Джимичай, Атачай, Улучай, Кызылчай	Сванетии, Рача	Абхазия	Мамисонский перевал, р.Зопхигтура	р.Мазачай, Ахтычай, Мулларчай, Самур левый, сел.Рутул	р.Белоканчай, Курмухчай, Мазымчай, Мухахчай, сел.Гюлех	р.Ингури Джоджора, Риони
Возраст пород		верхний тоар-аален	аален	тоар-аален	тоар-аален	верхний плинсбах-аален	верхний тоар-ранний аален	верхний тоар-ранний аален	тоар--аален

Таблица 2.3.3 в. Количественный состав песчаников байос-батского возраста Большого Кавказа, данные по составу приведены в процентах

Структурное положение		СЕВЕРНЫЙ БОРТ И ОБРАМЛЕНИЕ ОСЕВОГО ТРОГА							
автор		Безбородов, 1961		Чаицкий, 1970		Тучкова, 1996	Иванов, 1964	Алиев, Акаева, 1957	Фролов, 1965
порода		песчано-алевритовая		туффит	туф	песчаник	песчаник	песчано-алевритовая	песчано-алевритовая
Породообразующие компоненты	Кварц, весь, %	Q 15-25	Q 20-25 до 60-70	Q 5	Q 60	Q 43-69	Q	Q 20-58	Q 35-62
	Полевые шпаты, все, %	F 60-75, плагиоклазы кислые, реже средний, несдвойникованный полевой шпат и микроклин	F, ед. плагиоклазы кислые, ед. микроклин	F 42	F 5	F 12-48, несдвойникованный полевой шпат, кислый плагиоклаз и микроклин, ед.средний плагиоклаз	F	F 11-53, несдвойникованный полевой шпат и кислый плагиоклаз,	F 12-41, плагиоклазы и калиевый полевой шпат
	Обломки пород, все, %	R обломки силицитов 3-5%, эффузивов 15-25%	R, обломки силицитов, кварцитов и гранитов, эффузивов основного и кислого состава			R 0-33, обломки сланцев, кислых эффузивов, гранитов и силицитов, в некоторых обр. – обломки осадочных пород	R обломки кварцитов, силицитов и глинистых пород	R 5-51, обломки силицитов, глинистых, редко эффузивных и карбонатных пород	R 20-35, обломки эффузивов, слюдисто-хлоритовых, кварц-сланцевых и глинистых сланцев, кварциты
	Прочие	мушкетер 1-3% биотит 5-7 до 15-20	слюды (мушкетер)	биотит 3%	биотит 5%	биотит 5%	биотит и мушкетер	нет данных	слюды
Минералы тяжелой фракции		циркон, хлорит, биотит, гранат, изредка ставролит, андалузит, роговая обманка, анатаз, брукит		Нет данных	Нет данных	рудные минералы, сульфиды, гранат, циркон, апатит	лейкоксен, циркон, гранат, титан-содержащие минералы	циркон, турмалин, рутил, редко гранат, пикотит, апатит	апатит, циркон, турмалин, титан-содержащие минералы, гранат, ильменит, лейкоксен
Положение разреза		р.Лаба, Ходзь, Баракаевская площадь	рр.Тызыл, Баксан, Чегем, Уруп	междуречье р.Белая, Кубань, скв.18, гл.3050-3057	междуречье р.Белая, Кубань, скв.15, гл.4582-4585	р.Баксан, Чегем	Штулу-Геналдонская и Дигоро-Осетинская зона	р.Аварское Койсу, сел.Рутул, Улучай, Геттинкиль, г.Эльдама	р.Аварское Койсу
Возраст пород		байос		верхний байос		байос-бат	байос	байос	нижний байос

Структурное положение		СЕВЕРО-КВАКАЗСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА		РАЗРЕЗ ЮЖНОГО СКЛОНА		ЗАКАВКАЗСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА		
автор		Мазанов, 1969	Халифа-заде, Магомедов, 1982	Мазанов, 1969	Алиев, Акаева, 1957	Чихрадзе, 1979	Тучкова, 1996	Тучкова, 1996
порода		Песчано-алевритовая	Песчано-алевритовая	Песчано-алевритовая	Песчано-алевритовая	Туфопесчаник, туффит	туффит	туф
Породообразующие компоненты	Кварц, весь, %	Q 17-44	Q 10-15-30	Q 28-51, 20-65	Q 20-48	Граувакковый песчаник с примесью терригенного кварца 8-13%	Q 0-11	Q 0-5
	Полевые шпаты, все, %	F 23-68	F 15-26-40, кислые плагиоклазы, калиевый полевой шпат	F 19-23, 0-35-76	F 18-50	F 13-28 несдвойникованный полевой шпат, , кислый плагиоклаз, един.микроклин	F 15-35 зональный плагиоклаз среднего и основного состава	F 20-35 зональный плагиоклаз среднего и основного состава
	Обломки пород, все, %	R 17-41 обломки силицитов, глинистых пород, реже эффузивных	R 32-48-70, обломки осадочных, силицитов, кварцитов, глинистых сланцев, редко эффузивов	R 35-50, 0-15 обломки силицитов, эффузивных, карбонатных пород	R 18-47 обломки силицитов, глинистых пород	Обломки порфириров и их туфов	R 58-87, обломки основной массы и литокласты андезитов и базальтов, андезито-базальтов	R 30-60, литокласты андезито-базальтов, базальтов и андезитов
	Прочие	Измененные минералы 0,5-48%	Измененные минералы от 2 до 10,5%	Ед. биотит, хлорит, амфиболы, пироксены, измененные минералы		биотит, хлорит, мусковит, сульфиды, моноклинные пироксены	пироксены	пироксены
Минералы тяжелой фракции		лейкоксен, циркон, турмалин	циркон, апатит, турмалин, пикотит, ед.пироксены, амфиболы	лейкоксен, циркон, эпидот, турмалин, рутил, анатаз, редко роговая обманка,	циркон, турмалин, рутил, редко роговая обманка и эпидот	хлорит, эпидот, редко пироксен, роговая обманка		
Положение разреза		рр.Гильгинчай, Истисудере, Кызылчай, Джимичай, Бабачай, Чагаджукчай, Дамирапаранчай, Бабачай	Сел.Кудутль, рр.Андийское Койсу, Рубасчай, Бабачай, Каракойсу, сел.Лес, Улари, хр.Салатау	Сел.Галаджик, рр.Чухадурмазчай, Курмухчай, Гамзалычай, Мазычай, Мухахчай, Белоканчай	рр.Курмухчай, Мухахчай	Сванетии, Рача	р.Джоджора, Риони	р.Джоджора, Риони
Возраст пород		нижний байос-бат	верхний байос-бат	байос	байос-бат	байос	байос	байос

Тем не менее, использованная в данной работе методика «нивелирования» или усреднения минеральных составов, приводимых различными авторами, позволяет сопоставлять эти данные достаточно уверенно.

Определение минерального состава производилось в шлифах, согласно методике подсчета, либо в среднезернистых песчаниках 0,5-0,25 мм (Крестников, 1947; Чихрадзе, 1979; Тучкова, 1996 и др.), либо в песчано-алевритовой породе (менее 0,1 мм) (Алиев, Акаева, 1957; Гроссгейм, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969). Полученные результаты, пересчитанные на 100 %, наносились на треугольную диаграмму, вершинам которой соответствуют 100% содержание кварца, всех полевых шпатов и всех обломков пород. Анализ минерального состава нижне-среднеюрских песчаников Кавказа позволяет среди них выделить четыре разновидности. Каждая из выделенных разновидностей характеризуется типовым для данной группы набором породообразующих компонентов, меняющихся в процессе эволюции бассейна.

Синемюр-нижнеплинсбахские песчаники

Северный борт бассейна. В фациально изменчивых синемюр-нижнеплинсбахских отложений шельфа, песчаники однообразны и сложены однотипными породообразующими компонентами. Преобладают устойчивые, такие, как обломки силицитов (кремнистых агрегатов, кремней, кремнисто-сланцев, кварцитов) и зерна кислого плагиоклаза или несдвойникового полевого шпата, иногда пелитизированного, редко встречаются зерна микроклина. В отдельных разрезах также отмечаются обломки гранитоидов (рр. Большой Зеленчук, Чегем, Фиагдон) и осадочных пород (рр. Фиагдон, Чегем) или эффузивов (рр. Киша, Уруштен, Уруп, Теберда, Кубань, Айгамугадон, Ардон), иногда появляются обломки серпентинитов (Большая Лаба) (Ренгартен, Старостина, 1956; Джумайло, 1958; Тучкова, 1996). Песчаники такого состава распространены на площади, протягивающейся с запада на восток от р. Пшеха до р. Фиагдон.

Содержания отдельных компонентов в разных разрезах немного различаются (таблица 2.3.3), но в целом данные минералогических подсчетов на треугольной диаграмме формируют единое поле вдоль левой

стороны классификационного треугольника (рис.2.3.16). Несколько менее компактное поле данных центральной части Кавказа (рр. Фиагдон, р. Кистинка, Дарьяльское ущелье). Песчаники этой части Кавказа характеризуются повышенным содержанием полевых шпатов, и поле данных несколько вытянуто от левой стороны треугольника в сторону угла полевых шпатов. В качестве примесей в составе песчаников присутствуют зерна хлорита и мусковита, почти во всех разрезах установлены обрывки обугленных растительных остатков. Состав минералов тяжелой фракции также достаточно однообразен и представлен устойчивой ассоциацией минералов, среди которых отмечаются циркон, апатит, рутил, турмалин, гранат, редко единичные зерна эпидота (р.Айгамугадон) или шпинели (Большая Лаба). Помимо прозрачных минералов, присутствуют рудные – ильменит, магнетит и лейкоксен или псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту.

Синхронные проявлению вулканизма сванетского горизонта туфогенные песчаники и туффиты характеризуются высоким содержанием полевых шпатов и обломков эффузивов среднего и кислого состава. Данные минерального состава вулканокластических песчаников формируют несколько разрозненных участков в поле песчаников не чисто терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления – по терминологии В.Д.Шутова, 1967). Пирокластический материал представлен оплавленными обломками альбитофира, кристаллами альбита и эффузивного оплавленного кварца, редко встречается биотит.

Осевой трог. Данные подсчетов минерального состава песчаников, накопившихся на континентальном склоне, формируют поле в центральной части классификационной диаграммы и представлены граувакками (классификационная диаграмма В.Д.Шутова, 1972). В составе породообразующих компонентов отмечается высокое содержание полевых шпатов, среди которых доминируют обломки несдвойникового полевого шпата. Среди обломков пород преобладают гранитоиды и кристаллические сланцы, реже кварциты, обломки глинистых пород и кислых эффузивов, в единичных образцах разреза Мамисонского перевала встречаются обломки кислых эффузивов (табл.2.3.3 а). Из примесных минералов в песчаниках характерен биотит, а не мусковит, как это было в

северных разрезах, нет обрывков обугленных растительных остатков. Состав минералов тяжелой фракции однообразен и представлен, по данным разных авторов, устойчивой циркон-апатит-гранатовой ассоциацией, также присутствуют турмалин, сфен, эпидот, корунд (Славин, 1954; Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1970, 1983; Тучкова, 1996).

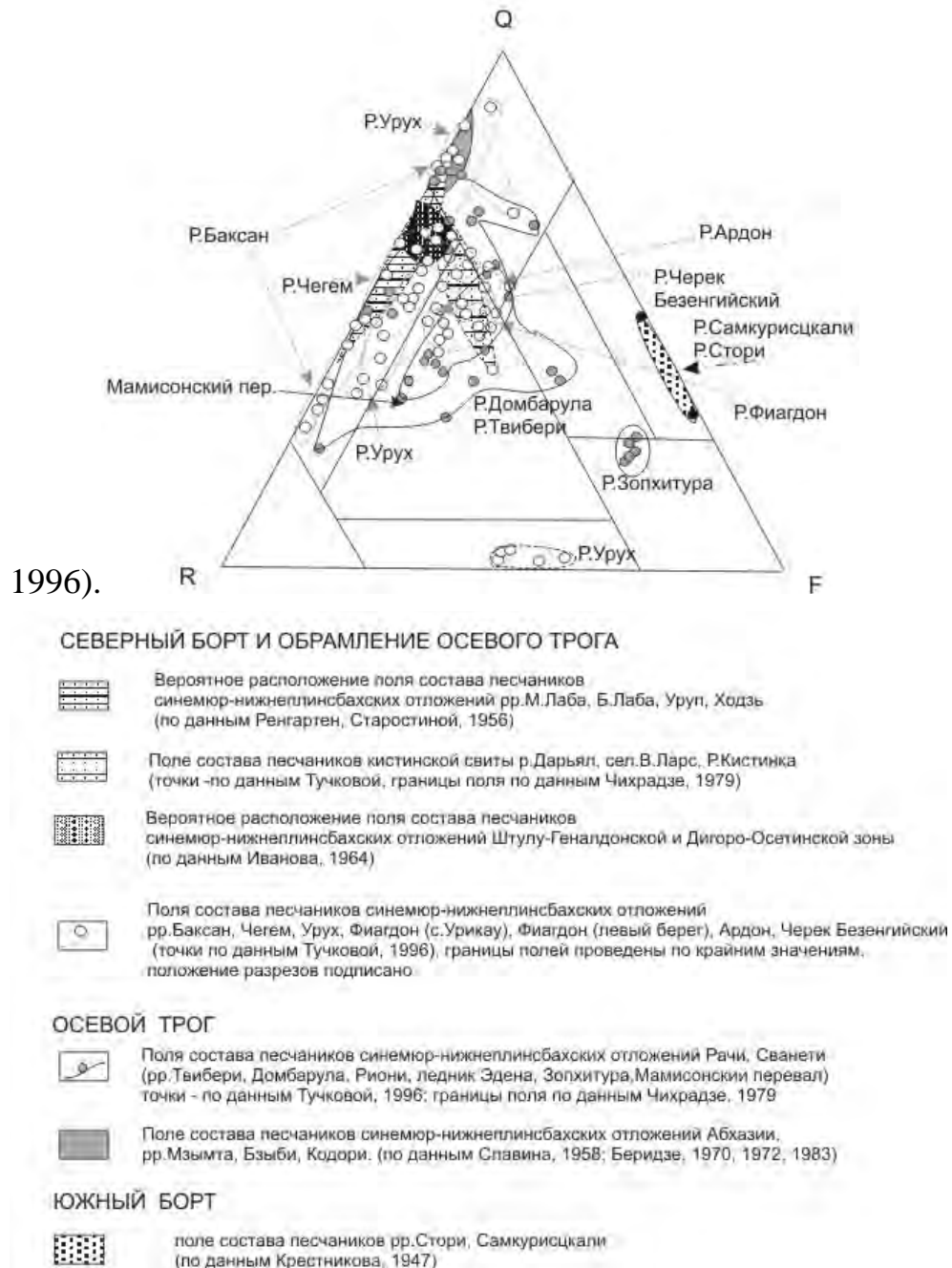


Рис.2.3.16. Диаграмма минерального состава песчаников синемюр-нижнеплинсбахских отложений, границы полей классификационной диаграммы В.Д.Шутова (1967).

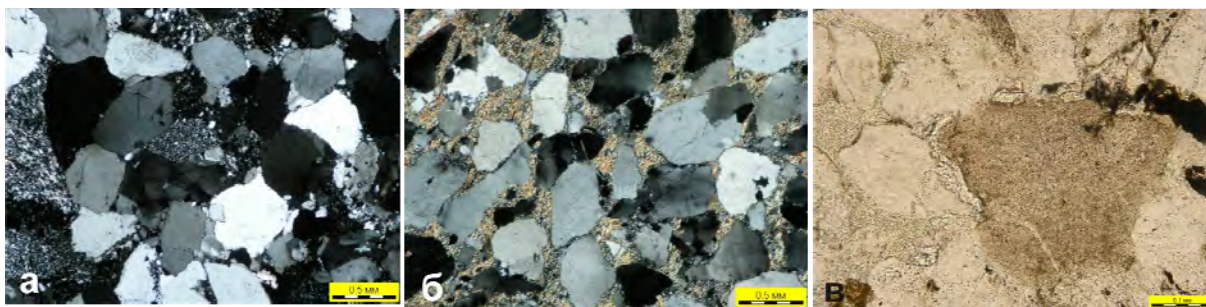


Рис.2.3.17. Микрофотографии типовых песчаников синемюр-раннеплинсбахского возраста: а – типовой песчаник с обломочной структурой породы. Порода имеет среднюю сортировку, обломочные зерна хорошо и средне окатанны. Они представлены главным образом кварцем и обломками пород, реже наблюдается полевой шпат. Цемента почти нет, из-за чего зерна соприкасаются друг с другом. Обр. 140/8, с анализатором, р. Баксан, у с. Былым, (J1 р); б – типовой песчаник с еще заметной обломочной структурой. Порода сложена более-менее окатанными зернами, которые имеют вытянутую форму и расположены параллельно друг другу, что обуславливает параллельную текстуру. Количество цемента составляет более 10%, он сложен агрегатами слюды и выполняет в породе поровые пространства или формирует плёночки вокруг обломочных зерен кварца. Обр. 147/8, с анализатором, р. Терек, (J1 р); в – полимиктовый песчаник основания юрской толщи. Порода имеет среднюю сортировку и сложена полуокатанными обломками. Цемент соприкосновения, представлен агрегатами аутигенной слюды, формирующей шиповидные вросстки в кварцевые обломочные зерна. В центре микрофотографии обломок эффузива кислого состава. Обр. 142/1, без анализатора, р. Черек Безенгийский, (J1 р).

На южном борту Кавказского бассейна описаны аркозовые песчаники в количестве двух образцов В.Н.Крестниковым в 1947 г.в разрезах бассейна рр.Алазани и Стори, позднее в более общем виде эти породы были описаны Г.А.Чихрадзе (1979). Для песчаников характерно низкое содержание кварца (табл. 2.3.3а) и очень высокое содержание полевых шпатов, среди которых преобладают микроклин и средние плагиоклазы. Количество обломков пород измеряется единицами, и они представлены гранитами, кварцевыми песчаниками и кварцевыми порфиритами, из слюд присутствует мусковит и биотит. В составе минералов тяжелой фракции установлены циркон и апатит, реже турмалин и рутил (Крестников, 1947).

Верхненеплинсбахско-ааленские песчаники

Для **северного обрамления** северо-западной и центральной части Кавказского бассейна, состав песчаников практически не изменился (рис.2.3.18, табл. 2.3.3 б). Для них характерно высокое содержание кварца (40-75%), преобладание несдвойникового полевого шпата, присутствие кислых плагиоклазов и в единичных случаях микроклина (Ренгартен, Старостина, 1956; Безбородов, 1961; Иванов, 1964; Тучкова, 1996). Среди

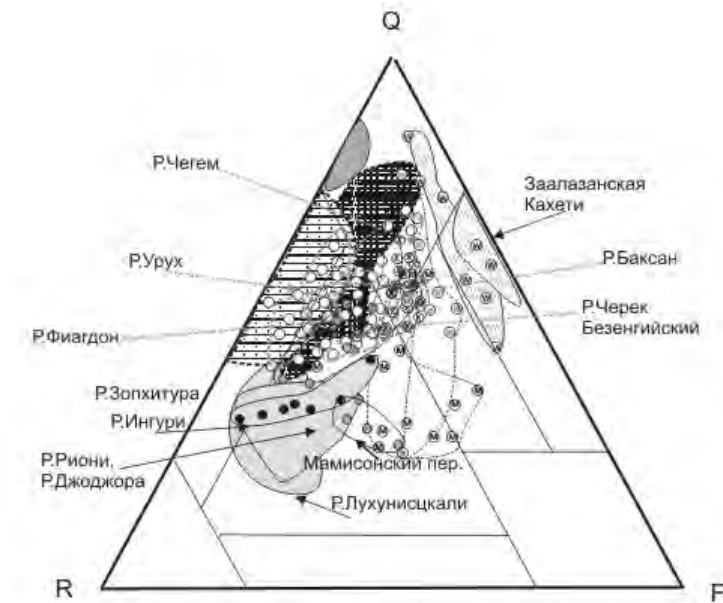
обломков доминируют обломки устойчивых пород, таких, как кремнистые агрегаты, кварциты, кварц-сланцевые сланцы, кремнистые сланцы и т.п., также отмечаются обломки кристаллических сланцев и кислых эффузивов, изредка отмечаются обломки гранитов и глинистых пород. Содержание слюдяных минералов несколько ниже, чем в песчаниках синемюр-нижнеплинсбахского горизонта. Они представлены единичными листочками мусковита и, реже, биотита. Состав минералов тяжелой фракции представлен устойчивой ассоциацией, содержащей гранат, циркон, апатит, рутил, турмалин в разных соотношениях (табл. 2.3.3 б). Помимо перечисленных, в основании разреза присутствуют рудные минералы (магнетит, ильменит, титанит, иногда пирит), а в единичных разрезах такие минералы, как шпинель или шпинель-пикотит (реки Чегем, Баксан, Тызыл, Уруп), андалузит и спессартин-альмандин (р. Малая Лаба), хлоритоид (реки Теберда, Кубань).

Состав песчаников, накапливающихся в пределах дельтового комплекса восточной части Северного борта, вовлеченной в осадконакопление в позднеплинсбахское время, характеризуется повышенным, по сравнению с западными разрезами, содержанием полевых шпатов и пониженным – кварца (Алиев, Акаева, 1957; Бровков, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969). Среди обломков пород преобладают устойчивые – обломки силицитов, серицит-кремнистых и слюдисто-хлоритовых сланцев, кварцитов, кремней, реже обломки кислых эффузивов и единичные обломки гранитов. Кроме них, встречаются обломки менее устойчивых пород – аргиллитов, глинистых пород, основных эффузивов. Из слюдяных минералов отмечается главным образом мусковит, но есть и биотит. Среди минералов тяжелой фракции преобладает ассоциация устойчивых минералов, таких, как циркон, апатит, турмалин, рутил, гранат. Присутствуют титан-содержащие и рудные, изредка отмечаются эпидот, пикотит, дистен.







В осевой части бассейна и на её южном обрамлении минеральный состав песчаников условно можно разделить на две петрографические провинции, одна из которых, западная представлена кварцевыми граувакками и распространена в междуречье верховьев рр.Ингури-Риони-Зопхитура-Мамисонский перевал. Другая, восточная, представлена

аркозовыми песчаниками и их распространение ограничивается реками Белоканчай-Курмухчай-Мазымчай-Рутул-с.Гюлях. Для обеих провинций содержание кварца измеряется в широких пределах от 25 до 85 %. Различия отмечаются в содержании и составе полевых шпатов. Для западной провинции типичным минералом является кислый плагиоклаз, а для восточной – калиевый полевой шпат, содержание типов обломков пород в восточной провинции ниже, чем в западной. Состав минералов тяжелой фракции представлен устойчивой циркон-турмалин-апатит-рутиловой ассоциацией, но в восточной провинции больше прозрачных минералов.




Минеральный состав песчаников **южного борта** кавказского бассейна, широко распространенных в междуречье рр.Мзымта-Джоджора, отличается чрезвычайно полимиктовым составом. Содержание кварца изменяется от 30 до 45% (в крайних образцах от 23 до 70%), среди полевых шпатов отмечены плагиоклазы кислые и средние, полевые шпаты несдвойникованные, встречаются единичные зерна микроклина. В составе обломков пород установлены многочисленные разности обломков метаморфических пород, среди которых доминируют кристаллические сланцы, эффузивы разнообразного состава, гранитоиды, а также фельзитовые альбитофиры, кварцевые диориты, обломки силицитов и разнообразных осадочных и метаосадочных пород (табл.2.3.3, рис. 2.3.19). Также часто встречаются обломки неконсолидированных или слабо консолидированных алевро-аргиллитов, которые в некоторых случаях выполняют роль цемента, заполняя поровое пространство в песчанике. Из слюдястых минералов установлены как биотит, так и мусковит, в разных разрезах и разных пачках в разных соотношениях, и присутствуют в единичных количествах (1-3 зерна на шлиф) зерна глауконита. Состав минералов тяжелой фракции представлен устойчивой ассоциацией минералов апатита, циркона, граната, рутила и турмалина. Гранат, в отличие от северных разрезов, представлен не альмандиновой разностью, а гроссуляром (Беридзе, 1970; Тучкова, 2007).



СЕВЕРНЫЙ БОРТ И ОБРАМЛЕНИЕ ОСЕВОГО ТРОГА

-  Вероятное расположение поля состава песчаников верхнеплинсбахских отложений рр.М.Лаба, Б.Лаба, Уруп, Ходзь (по данным Ренгартен, Старостиной, 1956)
-  Вероятное расположение поля состава песчаников тоарско-ааленских отложений рр.Чегем, Баксан, Тызыл, Б.Зеленчук, Уруп, М.Лаба, Баракаевская площадь (по данным Безбородова, 1961)
-  Поля состава песчаников верхнеплинсбахско-ааленских отложений рр.Баксан, Чегем, Урух, Черек Безенгийский, Фиэгдон (с.Урикау), Фиэгдон (левый берег), (по данным Тучковой, 1996), границы полей проведены по крайним значениям, положение разрезов подписано
-  Вероятное расположение поля состава песчаников верхнеплинсбахско-ааленских отложений Штулу-Геналдонской и Дигоро-Осетинской зоны (по данным Иванова, 1964)
-  Поле состава песчаников тоарско-ааленских отложений рр. Аварское Койсу, Бабачай, Джимичай, Рутул (по данным Алиева, Ахаевой, 1957), границы полей проведены по крайним значениям
-  Поле состава песчаников тоарско-ааленских отложений рр.Чанты-Аргун, Аварское Койсу, Андийское Койсу, Кара-Койсу, Рубаснай, Чирахчай, (по данным Фролова, 1965), границы полей проведены по крайним значениям
-  Поле состава песчаников тоарско-ааленских отложений рр.Бабачай, Джимичай, Атачай, Уллучай, Кызылчай (по данным Мазанова, 1969), границы полей проведены по крайним значениям

ОСЕВОЙ ТРОГ

-  Поля состава песчаников верхнеплинсбахско-ааленских отложений рр. Зопхитура, Мамисонского перевала, точки - по данным Тучковой, 1996, границы полей проведены по крайним значениям, положение разрезов подписано
-  Поле состава песчаников тоарско-ааленских отложений рр.Курмухчай, Белоканчай, Мазымчай, Мухахчай, с.Полях (по данным Мазанова, 1969), границы полей проведены по крайним значениям
-  Вероятное расположение поля состава песчаников тоарско-ааленских отложений Заалазанской Кахети, (по данным Чихрадзе, 1979)

ЮЖНЫЙ БОРТ



-  Поле состава песчаников синемюр-нижнеплинсбахских отложений Абхазии, рр.Мзымта, Бзыби, Кодори. (по данным Беридзе, 1972, 1983)
-  Поле состава песчаников сорской свиты рр.Ингури, Лухунисцкали, Риони, Джоджора (по данным Тучковой, 1996), точки только для данных разреза р.Риони, остальные разрезы показаны полями из-за большого объема данных, границы данных разных разрезов подписаны.

Рис.2.3.18. Диаграмма минерального состава песчаников верхнеплинсбахско-ааленских отложений, границы полей классификационной диаграммы В.Д.Шутова (1967).

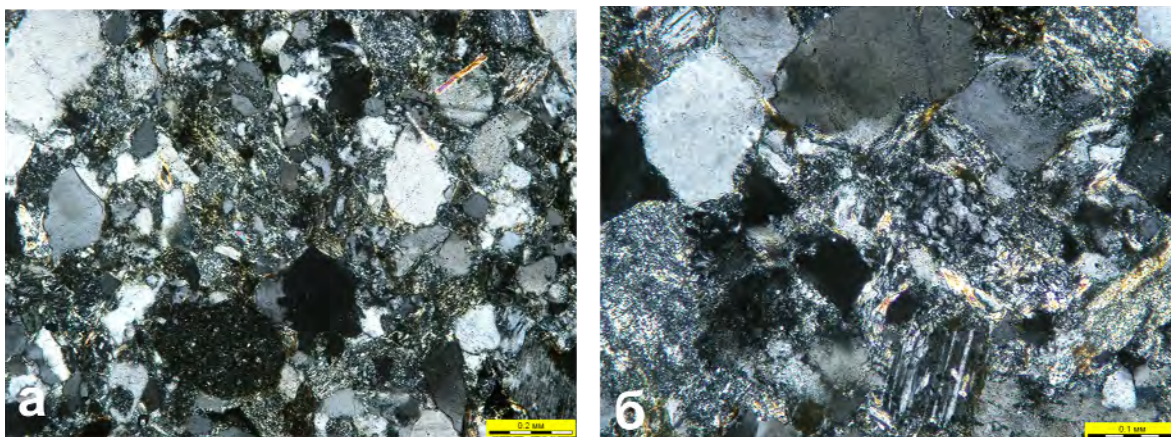


Рис.2.3.19. Микрофотографии типовых песчаников плинсбахско-ааленского возраста: а – полимиктовый песчаник сорской свиты, порода хорошо– и среднесортирована и сложена более-менее окатанными обломочными зернами, среди которых отмечается высокое содержание обломков пород. Для структуры характерно малое количество цемента и преобладание окатанных обломков пород. Цемент формирует тонкие плёночки вокруг породообразующих компонентов и сложен хлорит-слюдистым агрегатом. Обр. 105/3, с анализатором, р. Риони, среднее течение (J₁₋₂ t-a); б – полимиктовый песчаник сорской свиты, порода хорошо сортирована и сложена обломочными зернами средней окатанности, среди которых преобладают обломки пород. Цемента мало, он представлен хлорит-слюдистыми агрегатами вокруг обломочных зерен. Часто наблюдается конформное сочленение зерен. Обр. 125/30, с анализатором, р. Риони, среднее течение (J₁₋₂ t-a).

Байос-батские песчаники

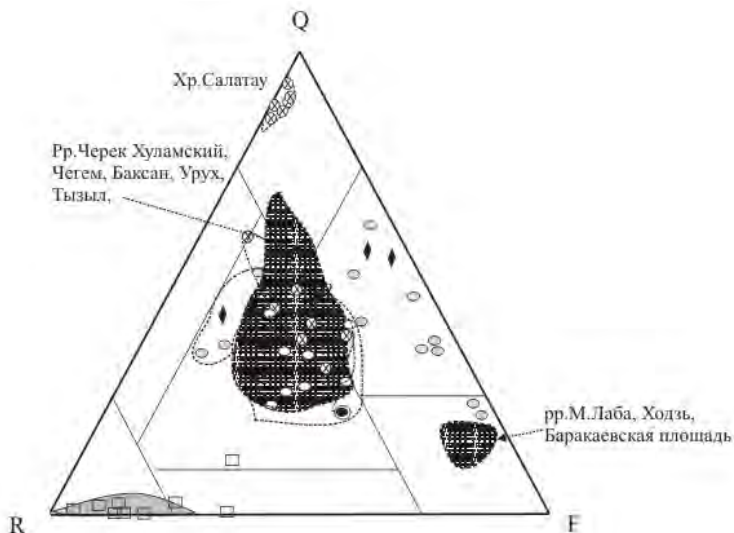
Состав песчаников **Северо-Кавказского типа разреза**, по данным ряда исследователей характеризуется повышенным содержанием полевых шпатов, среди которых появляются средние плагиоклазы (андезины № 30-35) (табл. 2.3.3 в, рис.2.3.20., Алиев, Акаева, 1957; Безбородов, 1961; Фролов, 1965; Мазанов, 1969; Чихрадзе, 1979; Халифа-заде, 1982; Беридзе, 1970; 1983; Тучкова, 1996). Распределение минералогических данных формирует два перекрывающих друг друга поля. Состав обломков пород представлен силицитами, реже встречаются глинистые породы и эффузивы кислого состава, а также кварциты, граниты, иногда в единичных разрезах – обломки осадочных и карбонатных пород. Содержание слюдистых минералов закономерно изменяется в различных разрезах западной части от 1 до 10-15% (Безбородов, 1961), преобладает мусковит, но встречается и биотит (табл. 2.3.3 в).

При общей бедности минеральными видами среди минералов тяжелой фракции преобладают устойчивые прозрачные минералы циркон, гранат, апатит, турмалин, отмечается повышенное содержание андалузита. Также отмечаются титансодержащие минералы, а в разрезах рр.Лаба-Уруп изредка встречаются ставролит и роговая обманка. Восточнее, в единичных образцах разрезов рек Андийское Койсу и Каракойсу отмечаются амфиболы и пироксены, а также титансодержащие минералы и





пикотит (Гроссгейм, 1961; Халифа-заде, Магомедов, 1982). Хотя в целом для этих отложений характерно повышенное содержание устойчивых минералов, обилие лейкоксена и разнообразная ассоциация минералов тяжелой фракции (Гроссгейм, 1961; Алиев, Акаева, 1957; Фролов, 1965). Кроме того, выделяются терригенно-минералогические провинции, обогащенные лейкоксеном, слюдами, амфиболами и эпидотом (окрестности сс.Угах, Гюлех, хр.Лес, рр.Гильгинчай, Чагаджукчай, Бабачай, Джимичай).

В отдельных участках Западного Кавказа в отложениях верхнего байоса наблюдается переслаивание терригенных, пирокластических и эффузивных пород (Чаицкий, 1971). В междуречье рр.Белая-Кубань-Зеленчук они представлены порфирокластическими туфами и витрокристаллокластическими туффитами с высоким содержанием зонального плагиоклаза (андезина № 35-40) и полностью хлоритизированного темноцветного минерала, бурого опацитизированного биотита, вулканического стекла, обломками фельзита, дацита, кварца.




Данных о минеральном составе песчаников **разреза южного склона** Большого Кавказа из отложений **байос-батского возраста** в верховьях рр.Риони, Ингури, на Мамисонском перевале, а также восточнее, в верховьях рр.Белоканчай, Курмухчай, немного. Количество песчаных прослоев в толщах байос-батского возраста незначительно и они обладают повышенной известковистостью. Данные минералогических подсчетов песчаников этой части бассейна формируют единую петрографическую провинцию – поле аркозов в правой стороне классификационного треугольника. Среди полевых шпатов, помимо несдвойникованных и кислых плагиоклазов, в батских отложениях установлены обломки средних плагиоклазов. Содержание обломков пород не превышает 45 %, они представлены обломками гранитоидов, силицитов, сланцев, кислых эффузивов и глинистых пород. Также присутствуют амфиболы и пироксены (Мазанов, 1969), биотит и мусковит. Для минералов тяжелой фракции характерны устойчивая ассоциация минералов – циркон-турмалин-рутил, анатаз, иногда с примесью роговой обманки и эпидота (Алиев, Акаева, 1957; Мазанов, 1969). Содержание тяжелой фракции невелико и количество цирконов в ней незначительное.



СЕВЕРО-КАВКАЗСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА

-  Вероятное расположение полей состава песчаников байосских отложений рр. М. Лаба, Ходзь, Баракаевская площадь, рр. Черек Хуламский, Чегем, Баксан, Урух, Тызыл (по данным Безбородова, 1961, границы полей соответствуют литературным данным)
-  Поле состава песчаников рр. байосских отложений (по данным Тучковой, 1996), границы полей проведены по крайним значениям, положение разрезов подписано
-  Поле состава песчаников байосских отложений р. Аварское Койсу, хр. Салатау, р. Чирахчай, (по данным Фролова, 1965), границы полей проведены по крайним значениям
-  Поле состава песчаников из байос-батских отложений рр. Гильгинчай, Истисудере, Кызылчай, Джимичай, Бабачай, Чагаджукчай (по данным Мазанова, 1969)

РАЗРЕЗ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА

-  Поле состава песчаников из байос-батских отложений рр. Дамирапаранчай, Курмухчай, Чухадурмазчай, Мазылчай, Мухахчай, Гамзальчай, (по данным Мазанова, 1969)
-  Поле состава песчаников рр. Мухахчай, Курмухчай (по данным Алтева, Акаевой, 1957) (положение точек на графике предположительно)
-  Поле состава песчаников байос-батских отложений р. Зопхитур (по данным Тучковой, 1996)

ЗАКАВКАЗСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА



-  Поле состава вулканокластических песчаников байосских отложений рр. Риони, Джджора, (по данным Тучковой, 1996)
-  Поле состава вулканокластических песчаников байосских отложений юго-западного Кавказа, (по данным Беридзе, 1983, 1985, положение поля предположительно)

Рис.2.3.20. Диаграмма минерального состава песчаников байос-батского возраста.

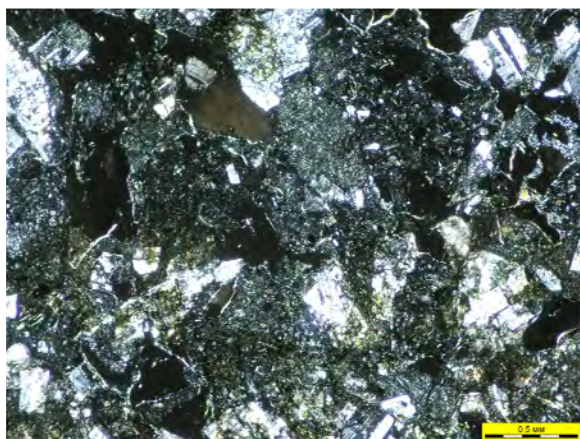


Рис.2.3.21. Микрофотография типowego вулканокластического песчаника, порода сложена обломками вулканического стекла, обломками туфов с перекристаллизованным вулканическим стеклом, и литокластическими обломками основной массы туфов с микролитовой структурой. Обр. 125/2а, с анализатором, р. Риони, среднее течение, (J2 b).

В недавней работе по изучению современных аллювиальных отложений, авторы (Allen et al., 2006) для контраста

проанализировали образец песчаников байосского возраста, отобранного неподалеку от г.Баку. Были выделены и продатированы 57 зерен цирконов методом SHRIMP. Установлено следующее – 9 цирконов имеют возраст 165-185 млн.лет, 17 – 220-260 млн.лет, 19 – 280-360 млн.лет, 7 – 440-460 млн.лет, и 5 цирконов оказались древние от 910 до 2565 млн.лет. Наиболее молодые, вероятнее всего, связаны с юрским вулканизмом в бассейне, а более древние соответствуют возрасту пород Дзирульского массива, снос с которого в юре был весьма интенсивным. Для **Закавказского типа разреза** (рр.Мзымта, Бзыбь, Ингури, Риони, Джоджора), **байосские** вулканокластические песчаники, накапливающиеся синхронно с вулканическими излияниями, представлены собственно граувакками (в терминологии В.Д.Шутова, 1972). Они сложены угловатыми обломками неизмененных или хлоритизированных и карбонатизированных базальтов, андезитов-базальтов, и их туфов (табл.2.3.3 в, рис.2.3.21). Также присутствуют основные и средние зональные плагиоклазы, иногда обломки свежих кристаллов кислых плагиоклазов, авгита, кварца, вулканического стекла (Беридзе, 1970, 1983; Потапенко, Гурбанов, 1970, 1972; Гучкова, 2007).

2.3.4.Химический состав песчаников и ассоциирующихся с ними пород

Публикации, посвященные анализу химического состава нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа, немногочисленны. В таблице 2.3.4 (а и б) приведены химические анализы песчаников, аргиллитов и вулканитов.

На диаграммах $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pettijohn, 1981; рис.2.3.22) отложения нижней-средней юры не проявляют закономерных различий в разных ландшафтных зонах. На диаграммах хорошо различимы два поля – литоидных аренитов и граувакк – для синемюр-ааленских песчаников и резкое различие в составе песчаников разных типов разрезов. На диаграммах $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, (Herron, 1988, рис.2.3.23), данные песчаников синемюр-нижнеплинсбахского возраста занимают поле аркозов и вакк, и преимущественно аркозов – песчаников

верхнеплинсбахско-ааленских, данные байос-батских песчаников располагаются в трех разных полях.

Для выяснения степени рециклирования тонкозернистого терригенного материала, был использован литохимический индикатор K_2O/Al_2O_3 , (Сох et al., 1995; Маслов и др., 2006). Проанализированные аргиллиты и глинистые сланцы ниже-среднеюрских отложений Кавказа (таблица 2.3.4 б) характеризуются значениями в пределах 0,15-0,21 ($<0,35$), что указывает на доминирование в их составе рециклированного материала.

Таблица 2.3.4 а. Химический состав (главные элементы в весовых %) юрских песчаных пород Большого Кавказа

	№№	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сум	CO ₂	H ₂ O-	H ₂ O+	порода	Местоположение
1	1245	J _{1 s-p 1}	77,67	0,5	9,8	1,31	3,86	0,14	1,42	0,61	Сл.	1,9	0,06	2,25	100,1				песчаник	р.Белая
2	121/27	J _{1 s-p 1}	89,59	0,07	4,31	1,57	0,12	0,13	0	0	0,19	0,33		4,18	100,49				песчаник	р.Чегем
3	120/2	J _{1 s-p 1}	64,21	0,68	18,64	0,78	2,51	0,07	0,88	1,3	5,25	2,51	0,11	3,85	100,85				туфопесчаник	р.Ардон
4	120/106	J _{1 s-p 1}	78,11	0,63	9,11	3,32		0,07	0,74	1,98	1,98	1,31	0,01	3,61	100,7				песчаник	р.Ардон
5	1	J _{1 s-p 1}	60,62	0,64	21,68	0,22	6,0	0,03	0,92	0,77	0,82	2,87	0,12		100,33		2,34	3,03	аргиллит	р.Мзымта
6	2	J _{1 s-p 1}	60,11	0,66	19,73	1,86	4,88	0,03	1,63	0,18	1,92	3,4	0,1		100,18		2,15	3,27	аргиллит	р. Мзымта
7	102/4	J _{1 s-p 1}	76,42	0,8	10,5	2,73	2,26	0,06	0,65	0,83	0,97	2,87	0,05		100,5	0,3			песчаная часть гравелита	Верховье р.Домбарула
8	102/1	J _{1 s-p 1}	61,38	0,95	18,04	2,1	5,56	0,07	2,26	1,54	1,35	3,29	0,23		100,5		0,3	3,43	алевролит	р.Домбарула
9	102А	J _{1 s-p 1}	44,2	1,44	14,32	6,96	16,28	0,28	6,26	1,19	1,25	1,2	0,16		100,73		0,3	6,62	туф	р.Домбарула
10	Ср.из 4	J _{1 s-p 1}	69,4	0,53	15,07	1,08	2,27	0,07	0,69	2,85	4,29	1,67		1,23	99,72				вулканит	р.Домбарула
11	127/5	J _{1 s-p 1}	75,63	0,46	12,17	1,64	0,63	0,08	1,13	0,8	3,21	2,59	0,03	1,65	100,02				песчаная часть гравелита	Р.Зопхитура, балка Часахтоми
12	2526	J _{1 s-p 1}	84,86	0,24	8,54	0,45	0,07	Сл.	0,29	0,6	1,93	1,76	0,31	0,76	100,32				песчаник	балка Часахтоми
13	2520	J _{1 s-p 1}	46,8	0,8	34,94	0,44	0,63	0,01	0,39	0,24	0,45	9,6	0,07	4,88	99,25				филл.сланец	балка Часахтоми
14	2528	J _{1 s-p 1}	73,07	0,48	12,24	18	3,42	0,03	2,0	1,57	4,4	Сл.	0,18	0,98	100,1				вулканит	р.Зопхитура
15	129/4	J _{1 s-p 1}																	песчаная часть гравелита	р.Риони
16	129/2а	J _{1 s-p 1}	75,94	0,59	8,68	1,76	2,95	0,1	2,34	1,06	1,42	0,9	0,13	3,49	99,36	1,33			филл.сланец	р.Риони
17	2430	J _{1 s-p 1}	67,72	0,73	12,68	1,04	3,88	0,07	2,18	1,98	1,05	1,93	0,13	6,16	99,55	3,05			вулканит	Ледник Эдена
18	Ср.из 8	J _{1 s-p 1}	68,53	0,77	11,9	2,06	6,36	0,13	1,94	1,2	1,52	1,16	0,17	3,92	99,66	0,29			песчаник	р.Алазани, Стори, Лопота
19	1133	J _{1 s-p 1}	70,85	0,55	9,29	4,12	3,97	0,13	1,69	1,25	1,52	0,77	0,15	5,13	99,42	1,76			песчаник	р.Самкурисцкали
20	976	J _{1 s-p 1}	59,96	1,19	18,66	1,47	6,12	0,06	2,23	0,37	0,7	3,64	0,2	5,03	99,63	0,25			кварцевый песчаник	р.Самкурисцкали
21	121/14	J _{1 p2- J2a-}	76,23	0,33	10,37	1,99		0,19	0,7	1,62	2,92	2,63	0,05	3,03	100,05				м/з песчаник	р.Чегем
22	121/12	J _{1 p2- J2a}	80,1	0,29	10,48	1,68		0,23	0,42	0	2,68	2,58	0,06	0,5	99,42				песчаник	р.Чегем
23	124/34	J _{1 p2- J2a-}	76,03	0,47	8,06	5,68		0,07	1,35	1,49	0,83	1,17	0,01	4,89	99,98				песчаник	р.Урух
24	120/21	J _{1 p2- J2a}	68,82	0,85	15,77	5,21		0,17	1,42	0,36	1,23	3,05	0,12	4,18	100,86				песчаник	р.Ардон
25	203	J _{1 p- J2a}	83,5	0,6	8,76	0,67	1,22	0,006	0,79	0,42	1,45	1		1,71	100,13		0,24		песчаник	р.Белоканчай

	№№	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сум	CO ₂	H ₂ O-	H ₂ O+	порода	Местоположение
26	Ср.из2	J _{1 p2- J_{2a}}	57,41	0,56	17,71	5,93	2,11	0,07	2,02	1,99	2,78	3,55		5,41	99,52		1,99		песчаник	с.Галаджик
27	100/8	J _{1 p2- J_{2a}}	69,16	0,64	8,83	4,51	6,97	0,12	2,26	1,2	2,1	0,43	0,13		99,54		0,25	2,94	м/з песчаник	Мамисонский пер.
28	100/11	J _{1 p2- J_{2a}}	60,40	0,64	10,51	6,06	2,62	0,4	1,5	6,55	2,7	1,11	0,15		101	4,4	0,6	2,97	м/з песчаник	Мамисонский пер.
29	Ср.из 3	J _{1 p2- J_{2a}}	73,52	0,5	10,53	1,59	2,79	0,05	1,25	1,86	2,1	1,65		1,82	99,66		1,16	0,51	песчаник	р.Кодори
30	Ср.из 4	J _{1 p2- J_{2a}}	74,58	0,55	11,82	1,81	2,25	0,02	1,02	1,14	2,18	1,98		0,97	100,02		0,84	1,19	песчаник	р.Зап.Гумиста, Архипо, Чедым
31	Ср.из 7	J _{1 p2- J_{2a}}	71,83	0,74	11,13	2,72	2,48	0,1	1,32	1,53	2,42	1,7	0,11		100,04	0,85			песчаник	Р.Риони
32	Ср.из 5	J _{1 p2- J_{2a}}	75,19	0,79	12,23		2,76	0,012	0,97	1,06	2,72	1,43	0,03		100,4				песчаник	Р.Лухунисцкали
33	1903	J _{1 p2- J_{2a}}	74,18	0,5	7,38	6,15	1,13	0,04	1,36	1,5	1,98	2,06	0,34	3,12	100,28				песчаник	Р.Лухунисцкали
34	Ср.из 2	J _{1 p2- J_{2a}}	82,01	0,24	9,15	1,75	0,12	Сл.	0	1,09	2,21	1,68	0		99,53	0			песчаник	Р.Ингури
35	12	J _{1 p2- J_{2a}}	71,07	0,44	12,94	1,21	4,38	0,07	2,08	0,78	1,7	1,62	0,37	2,38	100,15				песчаник	Р.Ингури
36	б/н	J _{1 p2- J_{2a}}	68,64	0,93	14,28	0,77	4,06	0,05	1,35	1,77	2,62	2,03	0		100,09	1,32			песчаник	Р.Белоканчай
37	125/39-1	J _{2 b-bt}	62,67	0,5	8,98	2,46		0,22	0,83	11,25	1,91	1,47	0,14	10	100,78				алевролит	Р.Риони
38	125/39-3	J _{2 b-bt}	51,21	1,03	16,78	8,83		0,17	3,7	4,75	2,58	1,4	0,22	8,08	98,63				туфопесчаник	Р.Риони
39	б/н	J _{2 b-bt}	75,8	0,42	12,14	1,36	2,86	Сл.	1,21	1,28	1,89	1,24			100,11	0,24	0,11	1,46	песчаник	Р.Лагодехи

Примечания: Силикатные анализы пересчитывались 100% безводный состав. Потери при прокаливании приведены для справки. Анализы М.И.Тучковой выполнены в ГИН РАН, лаборатория химико-аналитических исследований, остальные – указано в публикациях.

J_{1 s-p 1} – породы синемюр-нижнеплинсбахские; J_{1 p2- J_{2a}} – породы верхнеплинсбахско-ааленские; J_{2 b-bt} – породы байос-батского возраста;

Образцы из области Северного обрамления бассейна, по данным: (№п/п) 1 (обр. 1245) – Беридзе, 1983; 2 (121/27), 3 (120/2), 4 (120/106) – Тучковой, 2007; Осевой трог бассейна: 5 (1) и 6 (2) – Джумайло, 1958; 7 (102/4), 8 (102/1), 9 (102/А), - Тучковой, 2007; 10 (Ср.из 4) – Беридзе, 1983; 11 (127/5) – Тучковой, 2007; 12 (2526), 13 (2520), 14 (2528) – Беридзе, 1983; 15 (129/4), 16 (129/2) – Тучковой, 2007; 17 (2430) – Беридзе, 1983; Южного обрамления бассейна, для отложений байоса-бата: 18 (Ср.из 8) – Пруидзе, 1972; 19 (1133), 20 (976) – Чихрадзе, 1979; 21 (121/14), 22 (121/12), 23 (124/34), 24 (120/21) – Тучковой, 2007; 25 (203) - Мазанов, 1965; 26 (Ср.из 2) – Мазанов, 1965; Осевого трога бассейна: 27 (100/8), 28 (100/11) - Тучковой, 2007; Южного борта бассейна: 29 (Ср.из 3) – Беридзе, 1983; 30 (Ср.из 4) – Беридзе, 1983; 31 (Ср.из 7) – Тучковой, 2007; 32 (Ср.из 5) – Тучковой, 2007; 33 (1203) – Беридзе, 1983; 34 (Ср.из 2) – Тучковой, 2007; 35 (12) - Чихрадзе, 1979; 36 (б/н) – Паффенгольц, 1931; Разрез южного борта бассейна: 37 (125/39-1), 38 (125/39-3) – Тучковой, 2007; 39 (б/н) Азизбекова, Алиева, 1956.

Синемюр-ааленские породы

На диаграмме петрохимической классификации (Коссовская, Тучкова 1987, рис. 2.3.24) данные синемюр-ааленских песчаников формируют компактное поле в границах полей олигомиктовых и полимиктовых пород. Химический состав песчаников позднеплинсбахско-ааленского возраста на юго-восточном Кавказе (данные Мазанова, 1965 и Чихрадзе, 1979), характеризуется повышенным содержанием железистого компонента и пониженным содержанием силикатной составляющей. Наоборот, составы песчаников северо-западного Кавказа (данные Беридзе, 1983) тяготеют к полю олигомиктовых песчаников и отличаются повышенным содержанием силикатного компонента и пониженной железистостью.

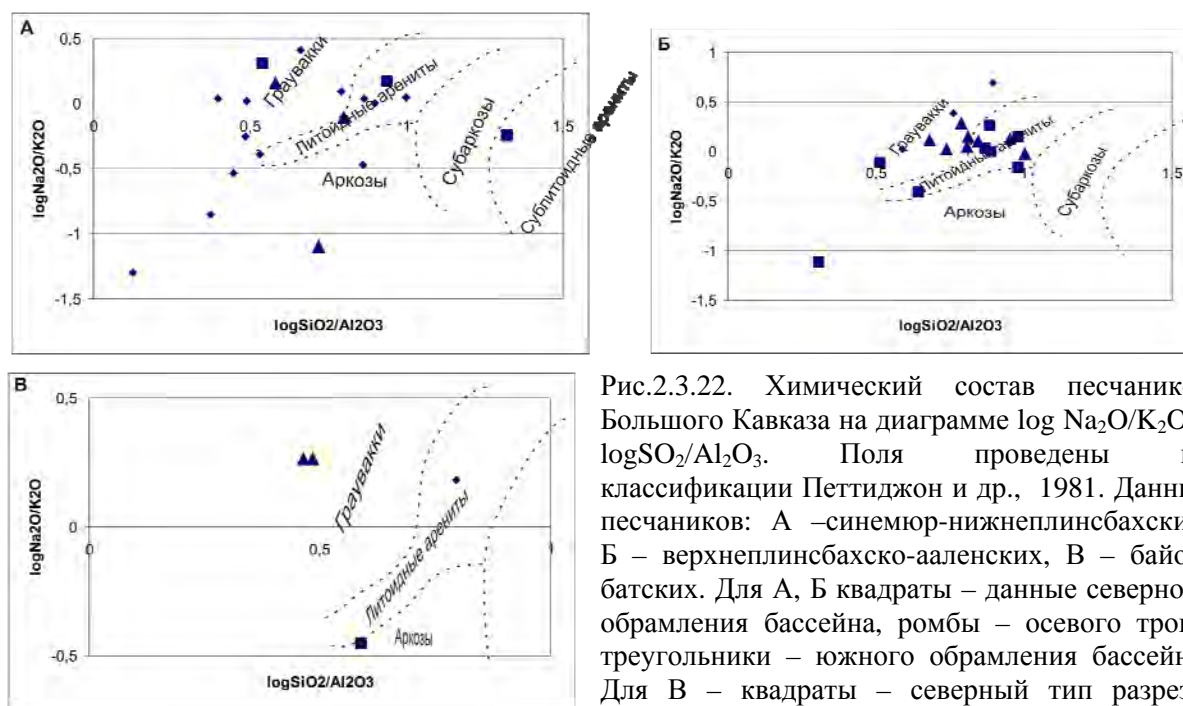


Рис.2.3.22. Химический состав песчаников Большого Кавказа на диаграмме $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Поля проведены по классификации Петтиджон и др., 1981. Данные песчаников: А – синемюр-нижнеплинсбахских, Б – верхнеплинсбахско-ааленских, В – байсбатских. Для А, Б квадраты – данные северного обрамления бассейна, ромбы – осевого трога, треугольники – южного обрамления бассейна. Для В – квадраты – северный тип разреза, ромбы – разрез южного склона, треугольники –

закавказский тип разреза.

Титановый модуль ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) характеризует уровень зрелости осадочных пород (Мигдисов, 1960; Интерпретация геохимических данных, 2001; Маслов, 2005). Максимальные значения модуля характерны для зрелых осадочных пород, таких, как хорошо отсортированные кварцевые песчаники, а минимальные – для глубоководных аргиллитов. Наибольшее значение (0,061) титановый модуль имеет в отложениях северного борта кавказского бассейна. В осевом троге его значение ниже (0,046), а минимальное (0,019) – наблюдается в отложениях аркозовых песчаников

южного борта бассейна. Таким образом, наименее вызревшие породы наблюдаются в отложениях южного борта Кавказского бассейна, а наиболее зрелый материал накапливался на его северном борту.

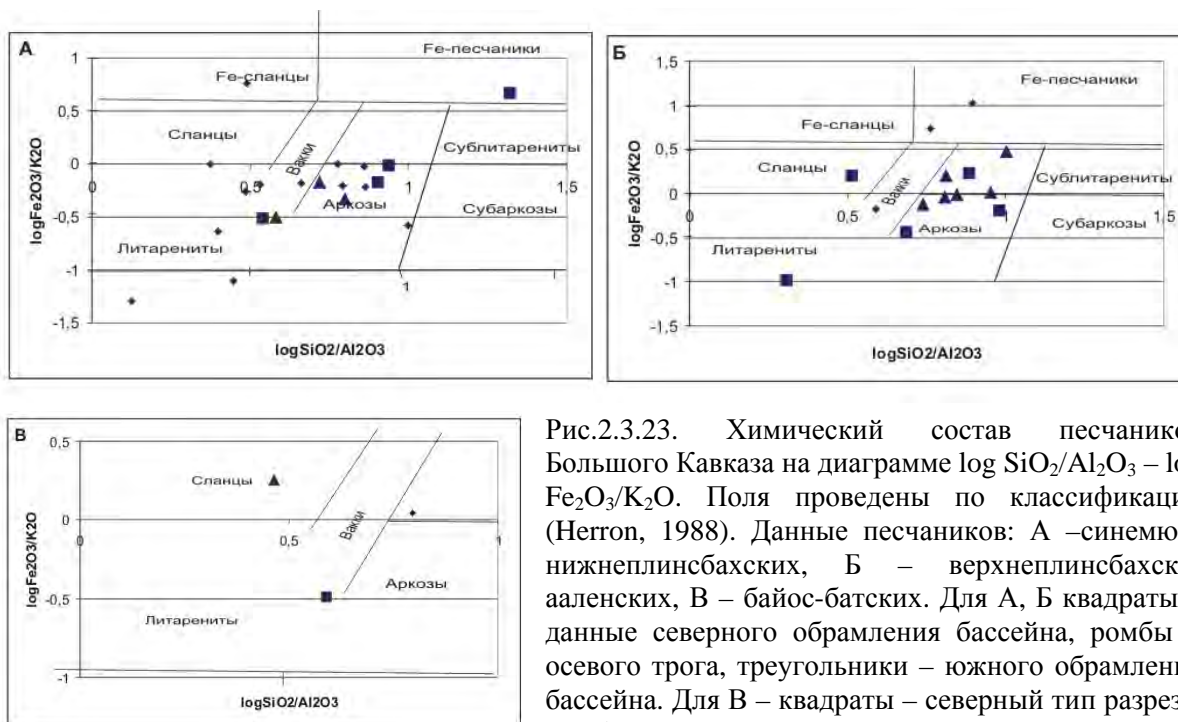


Рис.2.3.23. Химический состав песчаников Большого Кавказа на диаграмме $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$. Поля проведены по классификации (Негрон, 1988). Данные песчаников: А – синемюр-нижнеплинсбахских, Б – верхнеплинсбахско-ааленских, В – байос-батских. Для А, Б квадраты – данные северного обрамления бассейна, ромбы – осевого трога, треугольники – южного обрамления бассейна. Для В – квадраты – северный тип разреза, ромбы – разрез южного склона, треугольники –

закавказский тип разреза.

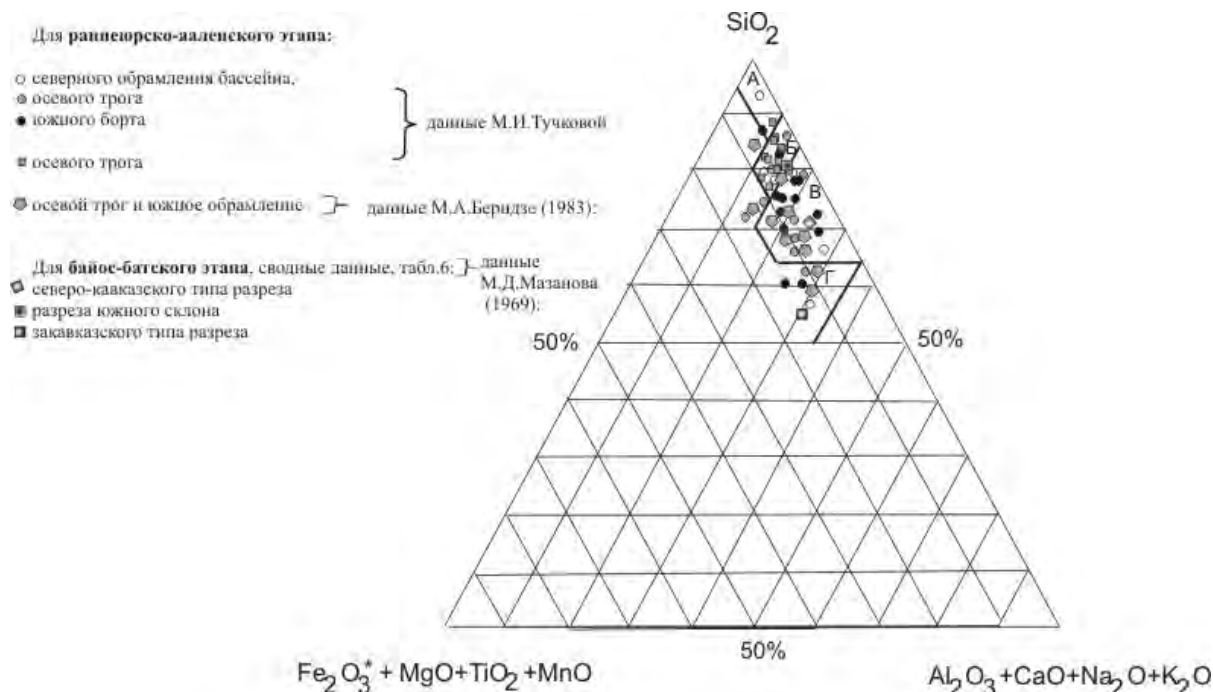
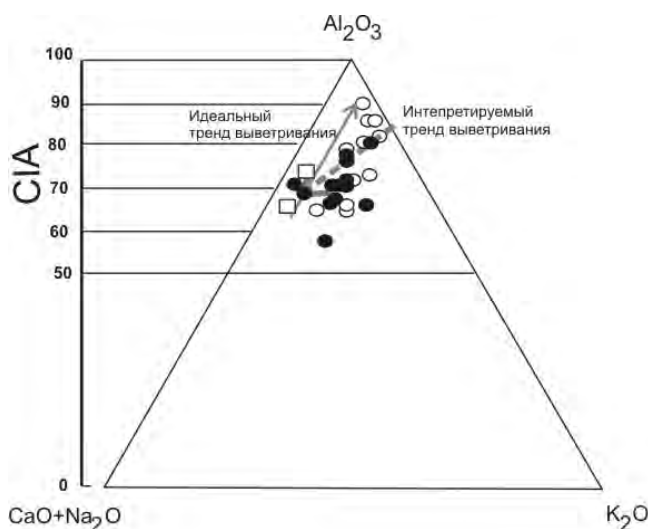


Рис.2.3.24. Диаграмма петрохимической классификации песчаных пород. Диаграмма из работы А.Г.Коссовской, М.И.Тучковой (1989). Поля песчаников А-кварцевых, Б – олигомиктовых, В – полимиктовых, Г – вулканокластивых

Оценка индекса химического выветривания ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$) позволяет проследить изменения интенсивности химического выветривания в источнике сноса, и эволюцию выветривания в рассматриваемый период (Nesbitt, Young, 1982). В идеале в сильно выветрелых осадочных породах индекс CIA оценивается около 100, в невыветрелых – около 50, границей теплого и холодно климата в источнике считается значение около 70. Среднее значение CIA для **северного борта** кавказского бассейна составляет 73,64 – для синемюр-нижнеплинсбахских и 68,49 - для верхнеплинсбахско-ааленских отложений. Отложения **осевого трога** характеризуются соответственно 69.7 и 63.27 (запад) и 69.79 (восток). Для отложений **южного борта** индекс CIA измеряется 75.64 и 67.38. Исходя из этих данных, можно считать, что для синемюр-ааленского времени климат в источнике сноса как для северного борта кавказского бассейна, так и для южного борта был достаточно теплым. Большого различия в индексе CIA для песчаников разных тектонических зон не наблюдается, что, вероятно, свидетельствует о нахождении кавказского бассейна в единой климатической зоне. Однако на диаграмме рис.2.3.25 тренд выветривания имеет обратное от идеального, направление. Это указывает на уменьшение зрелости пород в источнике сноса в течение нижней-средней юры. В конце триаса на северной суше, окружавшей Кавказский бассейн, имело место развитие кор выветривания, позднее коры выветривания были размывыты и переотложены, а источниками сноса стали породные комплексы, не



подверженные интенсивному выветриванию.

Рис.2.3.25. Треугольная диаграмма, отражающая тренд выветривания пород-источников сноса для терригенных отложений нижней-средней юры, диаграмма из работы (Nesbitt, Young, 1989).

Пустые кружки – синемюр-нижнеплинсбахские песчаники, заштрихованные кружки – верхнеплинсбахско-ааленские песчаники, квадраты – байос-батские песчаники. Данные химических анализов из работы (Тучкова, 2007).

Байос-батские породы

На диаграмме петрохимической классификации (Коссовская, Тучкова 1987, рис. 2.3.24) средние данные байос-батских песчаников различаются для всех трех типов разреза – песчаники северо-кавказского типа разреза относятся к полю полимиктовых песчаников, южного склона – к границе полимиктовых и олигомиктовых пород, а песчаники закавказского типа разреза относятся к полю вулканомиктовых. Химический состав песчаников Закавказского типа разреза характеризуется низким содержанием SiO_2 и высоким содержанием щелочей, для разреза южного склона наоборот, характерно высокое содержание SiO_2 и низкое – щелочей, для Северо-Кавказского типа разреза присуще среднее положение между этими данными.

Уровень зрелости накапливающихся осадков в Кавказском бассейне по данным титанового модуля существенно изменился. Наименее зрелый материал накапливался в отложениях разреза южного склона ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=0,035$), более зрелый (0,045) – в отложениях Северо-Кавказского типа разреза. И наиболее зрелые отложения формировались в зоне Закавказского типа разреза. В байос-батское время, судя по индексу CIA, для Закавказского типа разреза в осадконакоплении участвовали невыветрелые породы ($\text{CIA}=50$, рис.2.3.25), тогда как для разрезов южного склона (73,35) и северо-кавказского (70,34), значительных изменений по сравнению с более древними отложениями не наблюдается.

Степень химической дифференциации пород на палеоводосборах можно оценить по величине отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ в составе тонкой фракции (фр.<0,001, Акульшина, 1990; Маслов, 2005). Все проанализированные данные свидетельствуют о слабой степени химической дифференциации, поскольку значения отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ в основном составляют от 4 до 20 и только в единичных образцах р. Аварское Койсу превышают значение 30. Следовательно, уровень химического выветривания на палеоводосборах был незначителен.

Таким образом, анализ минерального и химического состава песчаников из терригенных комплексов, выполняющих нижне-среднеюрский бассейн Большого Кавказа, позволяет сделать ряд выводов:

Таблица 2.3.4 б. Химический состав аргиллитов юры Большого Кавказа

№ п/п	№обр	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
1	1	J	56.96	0.5	23.12	4.84	He опр.	0.08	2.02	1.03	0.92	4.57	100,16
2	2	J	56.65	0.89	18.86	2.22	5,76	0.22	1.57	1.04	1.18	3.6	100,97
3	105/300	J t-a	55.53	1.28	17.61	2.48	6,75	0.17	2.22	1.31	1.16	3.51	100,37
4	100/35	J _{1 p2} - J _{2a}	63.22	1.2	16.2	1.64	5,07	0.07	1.84	1.55	2.56	2.44	99,51
5	129/2a	J _{1 s} -p1	54.62	0.92	23.03	4.44	4,22	0.17	2.28	0.21	0.71	4.93	100,78
6	11	J ₁	57.58	0.58	20.21	2.74	4,82	0.12	2.03	0.84	1.49	3.38	99,79
7	Ср.из 11	J ₁₋₂	58.49	0.77	19.95	1.31	4,7	0.08	2.08	0.53	1.54	3.86	98,5
8	34	J _{1t} -J _{2a}	53.58	0.01	24.85	9.84	-	0.043	1.45	2.4	2.05		99.50
9	9	J _{1t} -J _{2a}	57,36	0,62	20,74	1,41	5,44	0,064	2,27	0,70	1,82	3,55	99,49
10	54	J _{1t} -J _{2a}	60,25	1,20	17,43	1,88	5,36	0,030	2,02	0,70	2,57	3,50	99,56
11	124	J _{1t} -J _{2a}	58,01	1,11	19,84	0,96	5,98	0,080	2,81	0,70	1,48	3,90	100,01
12	129	J _{1t} -J _{2a}	58,41	0,60	21,00	2,18	4,64	0,060	2,47	0,49	1,86	4,05	100,34
13	186	J _{1 p2} - J _{2a}	71,92	0,91	9,51	1,5	5,36	0,099	2,81	1,82	1,55	0,84	100,32

№ п/п	№обр	возраст	P ₂ O ₅	ппп	CO ₂	H ₂ O-	H ₂ O+	порода	местоположение	автор
1	1	J	0.46	3,98		0..54		аргиллит	сел.Джорквали	Чихрадзе, 1979
2	2	J	0.007	5,91		0.69		аргиллит	сел.Хаиши	Чихрадзе, 1979
3	105/300	J t-a	0.23				4.49	аргиллит	г.Они-сел.Сори	Тучкова, 1996
4	100/35	J _{1 p2} - J _{2a}	0.16			0.27	3.29	аргиллит	Мамисонский пер.	Тучкова, 1996
5	129/2a	J _{1 s} -p1	0.15	5,02				аргиллит	Ледник Эдена	Тучкова, 1996
6	11	J ₁	0.19	5,81				аргиллит	Абхазия	Беридзе, 1983
7	Ср.из 11	J ₁₋₂	0.17	4,94				аргиллит	Верхняя Рача	Беридзе, 1983
8	34	J _{1t} -J _{2a}	0.39	5.18			0.52	асп.сланец	р.Белокачай	Мазанов, 1965
9	9	J _{1t} -J _{2a}		5,52			5,52	асп.сланец	р.Дамирапаранчай	Мазанов, 1965
10	54	J _{1t} -J _{2a}		4,63			0,52	асп.сланец	р.Дамирапаранчай	Мазанов, 1965
11	124	J _{1t} -J _{2a}		5,14			0,22	асп.сланец	р.Белокачай	Мазанов, 1965
12	129	J _{1t} -J _{2a}		4,58			0,70	асп.сланец	р.Белокачай	Мазанов, 1965
13	186			4		0,5		аргиллит	р.Белокачай	Мазанов, 1965

Примечание: Силикатные анализы пересчитывались 100% безводный состав. Потери при прокаливании приведены для справки. Силикатные анализы М.И.Тучковой выполнены в ГИН РАН, остальные – указано в публикациях. В таблице образцы из осадочных комплексов: 1-3 – южного борта бассейна, 4-5 – осевого трога, 6 – северного обрамления бассейна, 7-13 – южного борта бассейна

Песчаники раннеюрско-ааленского возраста, слагающие *шельфовую зону* бассейна, представлены ассоциацией устойчивых минералов. Здесь выделяется две терригенно-минералогические провинции – западная и восточная, однако по химическому составу большого разнообразия между разными провинциями не наблюдается. Для песчаников северного *континентального склона* и глубоководной зоны *осевого трога*, накопившихся в западной и центральной частях Кавказа, характерен граувакковый состав, схожий с шельфовыми песчаниками. По химическому составу они также подобны песчаникам шельфовой зоны. Песчаники разрезов *южного борта* западной части бассейна, датируемые тоар-ааленским возрастом, представляют собой другую граувакковую

провинцию с полимиктовыми ассоциациями компонентов. Песчаники восточной части *осевого трога* и *южного борта* бассейна раннеюрско-ааленского возраста относятся к аркозовой, провинции с ассоциациями малоустойчивых компонентов. Однако химические данные достаточно однородны.

В **байос-батское** время мелководные шельфовые и более глубоководные отложения *Северо-Кавказского* типа разреза характеризуются граувакковым составом пород, схожим с раннеюрскими песчаниками, но в составе минералов тяжелой фракции повышается содержание высокометаморфических минералов, таких, как ставролит и андалузит, иногда шпинели, титансодержащих минералов и эпидота. Продолжается существование двух терригенно-минералогических провинций – западной и восточной.

Песчаники разрезов *южного склона* представлены аркозами в центральной и восточной части бассейна.

Для *Закавказского типа разреза* характерны вулканокластические турбидиты и тефротурбидиты. Они имеют высокое содержание обломков эффузивных пород андезибазальтового состава, в редких случаях содержат обломки эффузивного кварца (Беридзе, 1972, 1983; Чихрадзе, 1979; Потапенко, Гурбанов, 1972; Тучкова, 2007).

2.3.5. Обзор палеогеографических реконструкций

Характеристика палеогеографических условий Кавказа в ранне-среднеюрское время освещена в публикациях, посвященных литологическим исследованиям региона. В данной работе предпринята попытка объединить сведения, характеризующие территорию Большого Кавказа для восстановления ландшафтов областей накопления и прилегающих областей сноса. Используются как локальные палеогеографические реконструкции (Фролов, 1965; Мокринский и др, 1964; Гаврилов, 1994₁, 1994₂; Тучкова, 1994), так и затрагивающие более обширную территорию Кавказа (Ренгартен, Старостина, 1956; Безбородов, 1961; Чихрадзе, 1979; Панов, Стафеев, Юцис, 1999). Кроме того, привлечены данные по биоразнообразию в морском бассейне и на окружающей его суше, данные палеотемператур и ландшафтно-климатической зональности в кавказском регионе (Цагарели, 1960;

Резников, Кизильштейн, 1961; Егоров, Кизильштейн, 1961; Герасимов и др., 1962; Вахрамеев, 1964; Макридин, Камышан, 1964; Ярошенко, 1965; Нуцубидзе, 1966; Сазонова, Сазонов, 1967; Вахрамеев, Долуденко, 1976; Петросьянц, Ясаманов, 1983; Ясаманов, 1978, 1985; Баланчивадзе, 1983; Юра Кавказа, 1992 и др.).

Ранняя юра – аален

К началу юрского периода, значительная часть юга Восточно-Европейской платформы представляла собой сушу со сформированной корой выветривания (Ренгартен, Старостина, 1956; Чихрадзе, 1979; Панов, Ломизе, 2007). На ней была распространена холмистая равнина с довольно крупными депрессиями, где преобладали процессы континентальной аккумуляции. Эти депрессии послужили началом формированию основных бассейнов юрской седиментации (Кавказского, Карпатского, Добруджи и т.д.). Появление морского бассейна на территории Кавказа произошло в синемюрское время, когда море из Крымского региона проникло восточнее, охватив к плинсбахскому веку современную западную часть Кавказа до р.Терек. На территории Восточно-Европейского континента и Предкавказья в течение ранней юры сохранялся континентальный режим с многочисленными пресноводными озерами и болотами (Сазонов, Сазонова, 1967), с расширением площадей аккумулятивных равнин и областей седиментации юрских бассейнов, общим снижением и выравниванием рельефа суши. Климат в областях размыва, согласно анализу индекса химического выветривания (CIA), практически не меняется в течение ранней и средней юры.

В синемюр-раннеплинсбахское время, морская трансгрессия ранней юры произошла очень быстро (Ренгартен, Старостина, 1956; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004). На территорию Большой и Малой Лабы море наступило внезапно, что обусловило появление многочисленных, разнообразных по составу, невысоких островов–баров, вокруг которых накапливались мелководные грубообломочные отложения, возникшие в результате дезинтеграции и размыва останцов доюрского фундамента. Пестрота и непостоянство состава базальных конгломератов в разных разрезах обусловлены разными составами источников, длиной

транспортировки кластики и условиями накопления осадков (дельтовых или обвально-оползневых). Важной деталью палеогеографии синемюр-раннеплисбахского времени является существование обширной в плинсбахское время дельтовой системы, расположенной в междуречье рр. Уруп – Малка (Неручев, 1960, Панов, 2003) (рис.2.3.26). Дельтовая система этой части кавказского бассейна, согласно классификации Рединга (1991), относится к дельтам эстуарного типа, когда устье дельты, впадающей в морской бассейн, не выступает над поверхностью моря, а разветвляется на множество рукавов в зоне впадения реки в море. В дистальных участках дельты наблюдаются острова-бары, сложенные или материалом, принесенным рекой, или останцами сохранившегося фундамента.

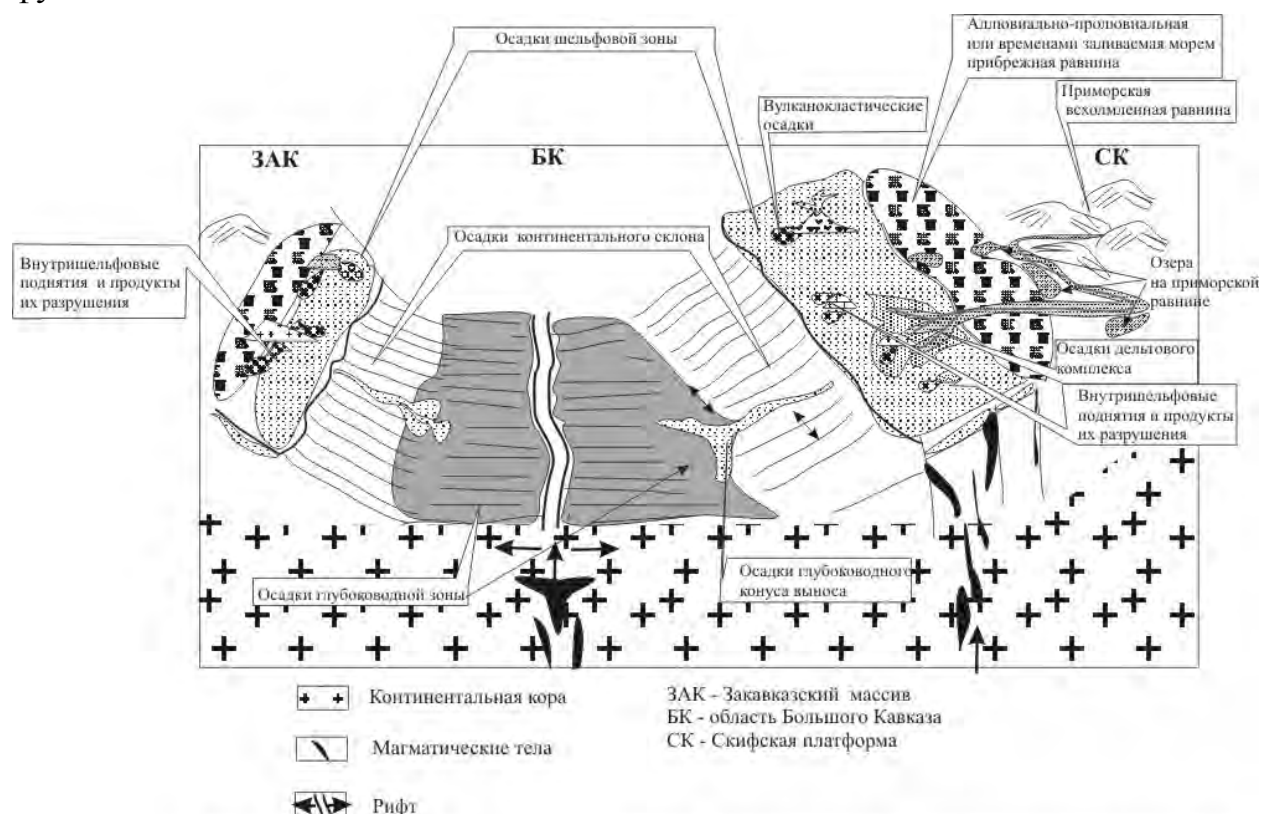


Рис.2.3.26. Схема палеогеографической реконструкции Кавказского бассейна в синемюр-раннеплисбахское время (Тучкова, 2007).

Определение положения речной системы и направление поступления кластического материала основаны на анализе ориентировок косой слоистости и борозд размыва (Неручев, 1960; Мокринский и др., 1964; Панов, 1996, 2003). Анализ коэффициента уплощенности ($K_{упл.}$) показывает, что в разрезах северного борта бассейна присутствуют гальки

речного и прибрежно-морского генезиса, причем в основании разрезов преобладают гальки с коэффициентом уплощенности, соответствующим аллювию (Тучкова, 2007). Грубозернистые осадки дельтового комплекса сложены устойчивыми породами, способными перенести длительную транспортировку, о чем свидетельствует состав конгломератов, их распространение, и ассоциации устойчивых минералов. Об этом же свидетельствует достаточно высокий титановый коэффициент, отражающий зрелость осадочных пород ($TiO_2/Al_2O_3 = 0.061$). Для песчаников русловой фации аллювиальных отложений характерен еще более зрелый кварцево-олигомиктовый состав (Гаврилов, 1985). Помимо устойчивых, в песчаниках некоторых разрезов (р.Малая Лаба), появляются малоустойчивые компоненты такие, как обломки серпентинитов и шпинель, с ними же ильменит и магнетит (Ренгартен, Старостина, 1956; Иванов, 1964). Накопление осадков, содержащих эти минералы, объясняется размывом и обрушением отдельных островов-возвышенностей, сложенных породами фундамента и сохранившихся в неглубоком морском бассейне при быстрой трансгрессии, при этом часть осадков была перемыта и не сохранилась.

В более глубоководных участках морского бассейна, в зоне континентального склона, базальные конгломераты имеют совсем другой состав и размерность. Литологические особенности свидетельствуют о том, что основным источником сноса для этих отложений служила не кластика, приносимая с суши, а породы континентального склона или верхней части шельфа, обрушение и размыв которых формировали отложения базальных конгломератов. В конгломератах осевого трога отмечается практически полное отсутствие галек с K упл., соответствующие речным галькам, что свидетельствует о том, что речные осадки не поступали в более глубокие участки бассейна.

Песчаные породы, ассоциирующие с конгломератами, также имеют другой состав породообразующих компонентов (табл.2.3.4), и пониженный по сравнению с шельфовыми осадками, титановый модуль ($TiO_2/Al_2O_3 = 0,043$). Строение разреза базальных конгломератов и состав песчаников свидетельствуют также и об изменении крутизны континентального склона на протяжении синемюр-раннеплинсбахского

времени. Максимальная крутизна склона, вероятнее всего, отмечается в период накопления наиболее грубозернистых отложений разрезов верховьев р. Твибери и р. Домбарулы. В это же время фиксируется наименее зрелый песчаный материал с высоким содержанием полевых шпатов и наиболее высокое содержание слюдистых минералов. И то, и другое является признаком близости источника сноса, о чем также свидетельствует хаотичность и несортированность обломков в отложениях разной гранулометрии. Последующее выполаживание континентального склона приводит к тому, что отложения континентального склона стали формироваться не столько за счет внутренних подводных источников, сколько за счет источника с континента, о чем свидетельствует появление песчаников с более высоким содержанием кварца и низким – полевых шпатов.

На южном борту Кавказского бассейна накопление осадков в мелководных условиях, также как и на северном, происходило за счет размыва и обрушения останцов фундамента в депрессиях морского дна. Средний титановый модуль в песчаниках этой части бассейна существенно ниже ($TiO_2/Al_2O_3=0,019$), что свидетельствует о низкой зрелости осадков, и о близости источника сноса.

Согласно данным ряда исследователей (Вахрамеев, 1964; Ясаманов, 1978, 1985; Петросьянц, Ясаманов, 1988) климат в Кавказском регионе в ранней юре был тропическим гумидным. Об этом свидетельствуют комплексы теплолюбивых моллюсков, высокое содержание пыльцы *Classopolis*, общий состав палинофлор и индекс CIA. Раннеюрский кавказский морской бассейн был нормальной солености, в котором обитали формы смешанной средиземноморской и среднеевропейской фауны (Цагарели, Эристави, 1960; Нуцубидзе, 1964). На прилегающей к кавказскому морю суше – Восточно-Европейской платформе, Туранской плите, Прикаспии, отмечается слабовсхолмленная невысокая равнина с осадками обводненных ландшафтов – с широко развитыми озерами и болотами, в которых накапливались континентальные отложения, часто угленосные (Ясаманов, 1978, 1985). На возвышенностях и их склонах произрастали хвойно-гингковые леса, также присутствовали древовидные папоротники и чекановские, а в низменных участках преобладали

разнообразные папоротники, цикадофитовые, гингковые, а из хвойных подозамиты (Вахрамеев, 1964; Ясаманов, 1978; Юра Кавказа, 1992).

Широкое развитие низменных приморских равнин, сложенных аллювиальными, аллювиально-дельтовыми или аллювиально-пролювиальными фациями на заболачивающейся прилегающей суше, а также ландшафтов заболачиваемых заливов и лагун и прибрежно-континентальных равнин (Баланчивадзе, 2004) говорит об удаленности от источников сноса и пологом рельефе в прибрежной зоне морского бассейна. Однако расчлененность рельефа в зоне угленакопления все же имела место, поскольку угольные прослой в разных близкорасположенных углепроявлениях плохо коррелируются между собой и не сопоставимы регионально. Высокая степень угленосности отложений с обилием растительных остатков предполагает широкое развитие разнообразной флоры вблизи области дельтового осадконакопления. Вдоль морского побережья росли теплолюбивые беннеттиты, цикадофиты, диптериевые, мараттиевые и другие папоротники. По-видимому, папоротники были доминирующей флорой для окружающих море берегов, так как споры¹ папоротников доминируют практически во всех разрезах хумаринской свиты (Ярошенко, 1965). А состав пыльцевых комплексов, наоборот, меняется в разных фациях, и, например, состав пыльцы цикадофитовых, также как араукариевых и кипарисовых, увеличивается в континентальных отложениях (Ярошенко, 1965; Вахрамеев, Долуденко, 1976). Изучение спорово-пыльцевых комплексов угленосных отложений месторождения Былым (р.Баксан), позволяет утверждать, что пыльца хвойных, прежде чем попасть в зону угленакопления, была немного подсушена, что свидетельствует о транспортировке пыльцы от места произрастания до места накопления (Егоров, Кизильштейн, 1964; Резников, 1964). А высокое содержание спор папоротников и особенно циатейных в углях, наоборот – о близости произрастания этой растительности (Егоров, Егорова, 1961; Ярошенко, 1965).

¹ Спорные комплексы, как правило, накапливаются в осадках поблизости от места произрастания продуцировавших их материнских растений. Их перенос осуществляется водными путями – реками, ручьями, или временными водотоками, в морские осадки они поступают с водой или с растений, растущих по берегам морского бассейна. Пыльца хвойных может переноситься и воздушным путем (Ярошенко, 1965; Вахрамеев, Долуденко, 1976).

Как показывает анализ ландшафтов, существовавших в синемюр-раннеплинсбахское время на Кавказе и прилегающих территориях, в регионе были широко развиты мелководные условия на шельфе, вероятно, не превышающем 100-150 км. Речная система протекала по низменной прибрежной равнине, ширина которой не превышала 50 км (Полянский, 1987). Скорость течения реки была такова, что в руслах отлагались осадки галечной и преимущественно, песчаной размерности, а в многочисленных рукавах, разветвлявшихся в приморской части аллювиальной равнины, накапливались тонкие глинистые осадки. Речная система была достаточно крупной, судя по формируемой ею дельте и мощности осадков. При этом режим речной системы менялся (Кизильштейн, 1962). В начальную стадию, в синемюрское время, речная система характеризуется интенсивной аллювиальной деятельностью, мало подверженной заболачиванию. Продолжающаяся трансгрессия форсировала выполаживание профиля речной системы, деградацию речной сети и заболачивание дельты и поймы. В результате падение активности речного потока способствовало зарастанию отмелей мелководных заливов и лагун и медленному захоронению торфяника (Кизильштейн, 1962; Баланчивадзе, 2004).

Основной объем обломочного материала, приносимого рекой в морской бассейн, поступал с Восточно-Европейской платформы за счет разрушения пород на площади большого водосбора крупной реки. Поскольку рельеф суши на прилегающем континенте был слабо расчлененным (слабовсхолмленная равнина), а также отсутствовала ярко выраженная климатическая зональность, то основным фактором, влияющим на осадконакопление, предположительно являлась зональность растительности. Область распространения влаголюбивых флор ограничивалась прибрежными районами – как речными, так и морскими. В прибрежной мелководной зоне бассейна существовали многочисленные и разнообразные комплексы макро- и микрофауны (Юра Кавказа, 1992; Антонова, 1973; Гофман и др., 1967). В более глубоководных зонах отсутствие фауны связано с накоплением большого количества кластики и высокой скорости осадконакопления.

На фоне прогибания кавказского бассейна в разных участках погружающегося осевого трога отмечаются проявления вулканической деятельности, связанные с переплавлением доюрского фундамента (Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004). Вокруг выходов вулканогенных пород формировались вулканогенно-осадочные отложения, связанные с вулканитами пространственно и минералогически (Беридзе, 1983, 1985; Панов, 1999; Ломизе, Панов, 2001). Вулканокластические породы распространены локально, часто чередуясь и переслаиваясь с отложениями терригенной седиментации. Проявление вулканической деятельности средне-кислого состава (от андезитов до риолитов), и накопление грубообломочных пород фиксирует процесс ступенчатого блокового растяжения, дробления и погружения коры на начальной стадии формирования осевого трога (Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004). В предкавказской части Скифской платформы существовала система рифтогенных грабенообразных прогибов, со многими из которых в плинсбахское время связаны локальные проявления наземной вулканической деятельности андезит-дацит-липаритового состава (Панов, Стафеев, 2000; Панов, 2004).

В период существования следующего, **позднеплинсбахско-ааленского** этапа осадконакопления, морская трансгрессия продолжалась, и своего максимума достигла в тоарский век, распространившись и на восточные районы Кавказа (рис.2.2.29). Территория морского бассейна увеличилась, и характер осадконакопления несколько изменился. Наступление моря на прилегающие участки, ранее бывшие сушей, приводило к тому, что в отдельных разрезах северного обрамления бассейна (Тырнауз-Пшекишская и Восточно-Балкарская зона) повторилась ситуация, отмеченная для синемюр-раннеплинсбахского времени – на затопленных участках в мелководных прибрежно-морских условиях происходил размыв подстилающих пород, их перемыв и накопление осадков в локальных депрессиях. Вся территория северного борта Кавказского бассейна представляла собой зону шельфового осадконакопления с более мелководными (междуречье рр.Теберда-Баксан) или глубоководными отложениями шельфа (междуречье рр.Уруп-Кубань и Восточный Кавказ). Состав песчаников однороден, и аналогичен составу

песчаников синемюр-раннего плинсбаха. Титановый модуль, или коэффициент зрелости, однако, снижается по сравнению с нижележащими и измеряется ($TiO_2/Al_2O_3=0,043$). На западных участках, занятых ранее угленосными толщами и торфяниками, формировавшимися в дельтовой речной системе, образовались выровненные заболоченные пространства с устойчивой обводненностью, на которых затухают процессы угленакопления. При этом речная система с развитой дельтой практически прекратила свое существование на прежнем месте (Егоров, Егорова, 1961; Кизильштейн, 1962; Панов, Стафеев, Юцис, 1999). Но гидросеть в регионе продолжала существовать, о чем свидетельствует присутствие грубого обломочного материала в разрезах рр. Баксана и Чегема и существование речной системы, обеспечивающей транзит терригенного материала для Кубано-Малкинской дельты (Панов, Стафеев, Юцис, 1999). Разнофациальные шельфовые толщи верхнеплинсбахско-ааленских отложений междуречья рек Белой – Аргун содержат большое количество фаунистических остатков и конкреций. Обилие сидеритовых конкреций или конкреционных прослоев в тонкозернистых осадках глубоководной части шельфа, а также высокое содержание рассеянного в породе пирита указывают на восстановительные условия в застойных участках шельфа. Кроме того, преобладающее значение именно сидеритовых конкреций указывает на периодическое опреснение моря в шельфовой зоне, поскольку формирование конкреций сидерита происходит диффузионным путем за счет общего снижения Ph в бассейне и обеднением кальция при понижении солености бассейна в результате его опреснения (Атлас конкреций, 1988). Приток пресных вод был значительным, как можно судить о широте распространения сидеритовых конкреций в тонких осадках шельфа. Хотя, как отмечено в работе (Панов, Стафеев, Юцис, 1999), в Кубано-Малкинском районе, на севере Ахметовского прогиба в раннем-начале позднего аалена обособляются отложения продельтового комплекса *небольшой* (М.Т.) речной системы.

На северном склоне Восточного Кавказа, с позднего плинсбаха и до позднего аалена, формировалась другая крупная дельтовая система, в которой были широко развиты зоны заболачиваемых прибрежно-континентальных равнин и полуизолированных заливов и лагун (Фролов,

1965; Панов, Гушин, 1993; Гаврилов, 1994а; Баланчивадзе, 2004). Транспортировка осадочного материала осуществлялась за счет широтно вытянутой речной системы, приуроченной к Среднекаспийскому грабенообразному прогибу (Панов, Стафеев, Юцис, 1996; 1999). Грубозернистые породы, встречающиеся в основании песчаных пластов, состоят из обломков устойчивых пород – кварцитов,

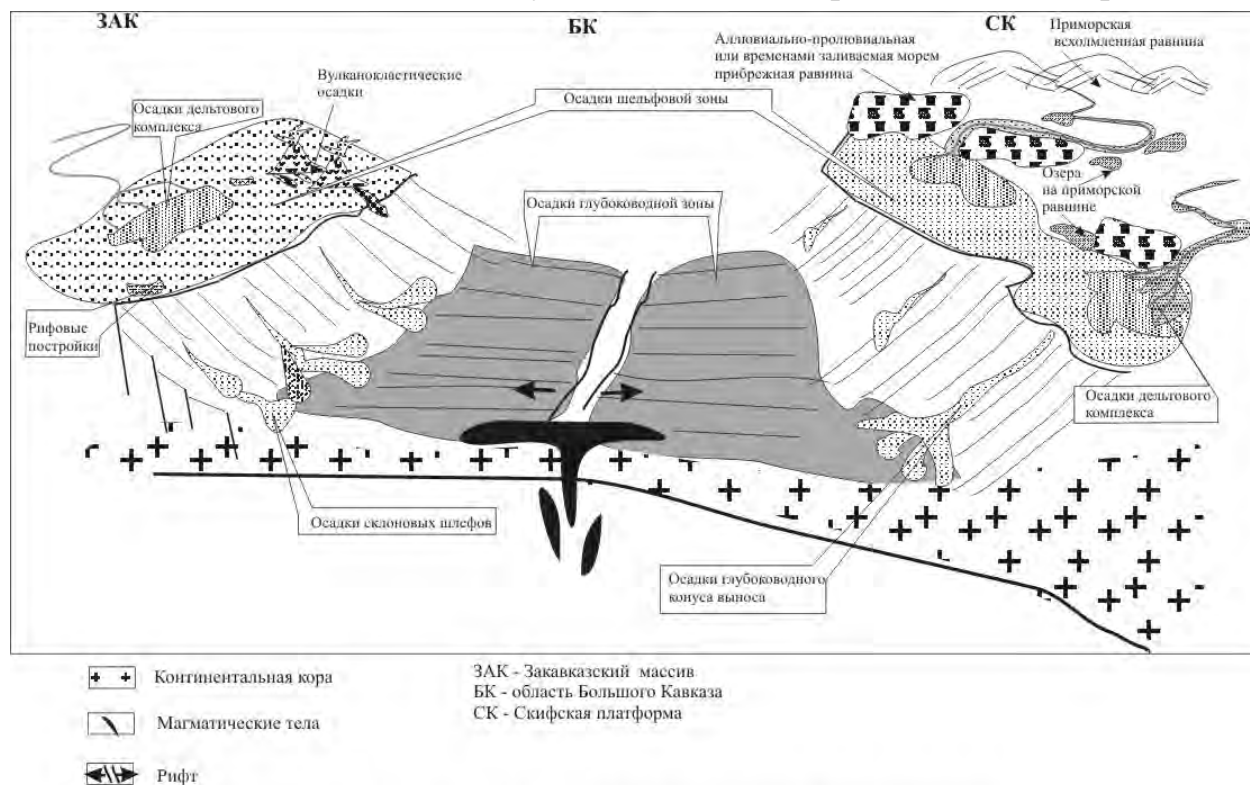


Рис.2.3.27. Схема палеогеографической реконструкции Кавказского бассейна в позднеплинстах-ааленское время.

кремнистых, метаморфических, иногда глинистых, и их состав аналогичен составу песчаников. Песчаники достаточно однородны и содержат устойчивые компоненты, данные подсчетов разных авторов формируют единое поле, занимающее среднюю часть классификационного треугольника. Состав тяжелой фракции представлен также устойчивой ассоциацией, в которой иногда присутствуют единичные зерна дистена или пикотита. В аллювиальных песчаниках содержание кварца не выше, чем в песчаниках других фаций, также схож состав обломков пород. Среди минералов тяжелой фракции в аллювиальных песчаниках разнообразнее минеральные виды (таблица 2.3.3 б). Все эти факты, вероятнее всего, свидетельствуют о медленном течении реки, поставлявшей кластику в

морской бассейн, а также о низменных, заросших берегах, которые не приносили дополнительных обломков в осадок.

В осевой зоне бассейна продолжающаяся трансгрессия выразилась в накоплении однообразных тонких глинистых толщ, содержащих осадки донных течений или отложения дистальных турбидитов в центральном Кавказе. Последние, вероятно, есть результат выноса кластики по выположенному подводному каналу, установленному в сванетское время для верхней части континентального склона. Малые мощности этих отложений и их низкое содержание в разрезе в целом, указывает на небольшой привнос терригенной составляющей. Песчаники полимиктового состава, среди породообразующих встречаются единичные зерна микроклина и обломки глинистых пород, часто плохо консолидированные в период отложения осадка. Исходя из состава песчаников, можно предположить, что размыв континентального склона продолжался, и в более глубоководные участки поступали не только осадки с шельфа, но и с размываемого склона. Это частично подтверждается чрезвычайно низким титановым модулем ($TiO_2/Al_2O_3=0,05$), свидетельствующим о низкой зрелости отложений.

Принципиально другой состав петрографической провинции установлен для песчаников юго-восточного Кавказа (Заалазанская Кахетия и междуречье рр.Алазани-Геокчай). Состав песчаников аркозовый, с низким содержанием обломков пород, присутствует микроклин, и в тяжелой фракции турмалин. Титановый модуль указывает на низкую зрелость осадочных пород ($TiO_2/Al_2O_3=0,06$). Все факты свидетельствуют об абсолютно другом, гранитоидном источнике сноса, поставившем осадки в эту часть бассейна.

Литературные источники (Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1983, 1985, 1989 и др.) утверждают, что снос в эту часть бассейна происходил со стороны Закавказского массива, что не противоречит литологическим данным. Остается объяснить отсутствие в бассейне зон, где происходит смешивание северного и южного источников сноса. А также отсутствие конуса выноса на продолжении дельты на континентальном склоне, поскольку при наличии столь крупной дельты необходима ее проградация на континентальный склон, чтобы переработать обилие поступавшей

кластики. В краевых частях дельты подобные наблюдения есть (Гаврилов, 1994_{1,2}), а конус выноса на континентальном склоне не зафиксирован. Правда, выявлено, что отложения Аварской дельты «обрезаются» Главным надвигом с юга (Панов, Стафеев, Юцис, 1999), и им же перекрываются фации осевой части бассейна. Следовательно, наиболее глубоководные части южного склона Кавказского бассейна в современной геологической структуре отсутствуют.

На южном борту Кавказского бассейна в позднеплинсабахское время накапливались однородные глинистые толщи. Начиная с тоарского времени в этой части бассейна характер осадконакопления меняется, широкое развитие получают песчаные отложения склоновых шлейфов, разные источники сноса которых находились близко от бассейна. Отмеченные в ряде работ среди песчаников пачки разных по составу мелкогалечных конгломератов (Славин, 1958; Букия, 1955) позволяют выявить положение шлейфов. Другим параметром, по которому можно проследить положение и строение шлейфа, является содержание Сорг. в песчаниках (Тучкова, 1996). На карту современного положения юрских отложений по данным химических анализов ряда авторов, были нанесены содержания Сорг. в составе песчаников. В результате по минимальному и максимальному содержанию Сорг. были реконструированы сами шлейфы, и положение лопастей в них, что позволило восстановить палеогеографическое положение континентального склона на южном борту кавказского бассейна (Тучкова, 2007).

Минеральный состав песчаников в разных шлейфах однородный полимиктовый, дополнительно на незрелость осадочных пород указывает низкое значение титанового модуля ($TiO_2/Al_2O_3=0,05$). Еще одним важным для палеогеографии показателем является наличие в составе песчаников окатанных зерен глауконита. Их небольшое количество (1-3 зерна на шлиф), и окатанная форма свидетельствует о переотложении этого минерала из мелководной зоны, где он образовался, в более глубоководную. Скорее всего, песчаный материал шлейфов первоначально накапливался в неких седиментационных ловушках в верхней части континентального склона, где мог формироваться глауконит, откуда он впоследствии перемещался вместе с накопившейся в ловушке кластикой.

Подобный механизм был описан в современных осадках для склонов Центрально-Американского желоба (Вознесенский, 1994). Более-менее равномерное распределение глауконита в разных частях бассейна свидетельствует о повсеместном развитии подобных ловушек, и, вероятно, является одним из палеогеографических признаков южного борта кавказского бассейна в тоар-ааленское время.

Теплый влажный климат, продолжавшийся с раннеплинсбахского времени, характеризовался равномерным распределением большого количества атмосферных осадков в течение года. Об этом свидетельствуют флористические и спорово-пыльцевые комплексы, состав морских беспозвоночных, среди которых отмечается фауна средиземноморского типа (Цагарели, Эристави, 1960; Вахрамеев, 1964; Нуцубидзе, 1964; Ярошенко, 1965). Среднегодовые температуры, определенные по рострам белемнитов, составляли 21,4-23,5° для Северного Кавказа и Закавказья в плинсбахском веке, в аалене 20-22°, хотя в тоаре отмечается понижение температур до 15-17°, которая опять возросла к концу средней юры (Ясаманов, 1978, 1985). По другим данным (Петросьянц, Ясаманов, 1983), температурный режим в плинсбахское время различается для Северного Кавказа (15-18°) и Закавказья (23-24°). Однако, судя по индексу химического выветривания, (табл. 4-7), большого различия в температурном режиме северной и южной частей Кавказа не было. Примерно такие же температуры (21-23°) установлены в поверхностных водах крымского бассейна, и более низкие (14,2-18,2°) для более глубоких (около 100 м) зон. Пониженные температуры определены по раковинам брахиопод *Zeilleria*, *Prionorhynchia*, *Agra*, *Spiriferina*, которые обитали в относительно глубоких зонах моря (Ясаманов, 1978, 1985).

На рубеже ранней и средней юры многими исследователями установлено понижение температур во многих регионах, что повлекло за собой изменение морской фауны. Теплолюбивые организмы средиземноморского типа, существовавшие в лейасе, сменяются эвритермной фауной среднеевропейского типа (Цагарели, Зесашвили, Нуцубидзе, 1959; Цагарели, Эристави, 1960; Нуцубидзе, 1964; Петросьянц, Ясаманов, 1983; Ясаманов, 1985). В ааленском веке отмечается пышный расцвет двустворок, в Закавказье брахиоподы наиболее разнообразны в

тоаре, а на Северном Кавказе в раннем аалене и позднем тоаре они представлены эндемичными видами или единичными экземплярами. Что касается фораминифер, то в аалене они представлены бедными комплексами (кархунская свита) (Юра Кавказа, 1992). Вода в бассейне была нормальной солености или солоноватая (Отчет по изучению, 1977), в отдельных участках бассейна – при близости к речной системе – опресненная (Фролов, 1965; Панов, Стафеев, Юцис, 1999). Последнее обстоятельство объясняет эндемичность фауны на Северном Кавказе.

Обширные области суши, окружавшие кавказский бассейн до ааленского времени, представляли собой низменные, равнинные области, часто аллювиальные, которые временами заливались морем и заболачивались (Ренгартен, Старостина, 1956; Мокринский и др., 1964). На прилегающей к морю суше сохранились ландшафты синемюрского века – слабовсхолмленная невысокая равнина, на отдельных участках которой происходила аккумуляция преимущественно тонкозернистых, часто обогащенных углистым веществом континентальных осадков. Снос обломочного материала с этих равнин был незначительным (Юрские и меловые, 1962; Панов, Стафеев, Юцис, 1999). В западной половине северного борта Большекавказского бассейна и Скифской плиты в позднеплинсбахско-раннетоарское время установлено поднятие территории и перерыв в осадконакоплении, с проявлением наземной вулканической деятельности средне-кислого состава (Панов, 2004; Панов, Ломизе, 2007). Позднее, в тоар-ааленское время морской бассейн был окружен прибрежно-континентальными равнинами, иногда аллювиальными, на которых происходило накопление углей и торфяников в зоне заболачиваемых прибрежно-континентальных равнин и полуизолированных заливов и лагун (Баланчивадзе, 2004). Произраставшая на низменных берегах флора представлена, как и ранее, папоротниками, споры которых доминируют в спорово-пыльцевых комплексах (Ярошенко, 1965), также присутствуют и другие влаголюбивые растения. В более возвышенных участках, окружавших Кавказский морской бассейн, распространены хвойно-цикадофитовые леса, количество пыльцы которых в кавказском бассейне относительно плинсбаха в тоаре возрастает, а в аалене опять снижается (Ярошенко,

1965). В тоарском веке хвойно-цикадофитовые леса были с папоротниковым подлеском, а позже, с аалена, доминировали цикадофитовые леса, которые продолжали существовать вплоть до конца средней юры (Ясаманов, 1978; Юра Кавказа, 1992).

Нормальное терригенное осадконакопление периодически нарушалось подводными вулканическими излияниями толеитовых базальтов, которые происходили в результате растяжения земной коры и резкого углубления осевого трога (Беридзе, 1983; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004). Состав излившихся базальтов, а также петрохимические и минералогические характеристики риолитовых вулканитов, свидетельствуют о рифтогенной природе раннеюрско-ааленского большекавказского бассейна, развивавшегося в условиях растяжения и опускания пассивной континентальной окраины океана Тетис (Ломизе, Панов, 2001; Короновский, Ломизе, Лимонов, 2003; Панов, 2004; Панов, Ломизе, 2007).

Байос - бат

В конце аалена и начале байоса в Кавказском бассейне отмечается почти повсеместный перерыв в осадконакоплении (Панов, Стафеев, Юцис, 1999; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2000, 2004), который охватывает стратиграфические зоны *Graphoceras concavum* верхнего аалена и *Sonninia sowerbyi* нижнего байоса. Позднее в некоторых участках осадконакопление возобновилось, но развитие единого Кавказского бассейна прекратилось, что отражено в составе осадков. Литологическое различие отложений вынудило Д.И.Панова выделить три принципиальных типа разреза, каждый из которых прослеживается в различных участках бассейна (Панов, 2004). Северо-Кавказский тип разреза, установленный для эпиконтинентальных бассейнов северного склона и прилегающих районов Скифской плиты, отличается чрезвычайной фациальной изменчивостью. Отложения разреза накапливались в разных участках шельфа, относительно приподнятая, мелководная часть которого устанавливается в междуречье рек Лаба и Баксан. Состав песчаников различается для западной и восточной частей шельфа. Для восточных районов характерно повышенное содержание полевых шпатов, обломков глинистых и эффузивных пород и неустойчивая ассоциация минералов

тяжелой фракции (Алиев, Акаева, 1957; Фролов, 1965; Мазанов, 1969). Это позволяет предполагать размыв и привнос обломков триасовых эффузивов со Скифской плиты, несмотря на то, что в основном обломочный материал приносился рекой издалека.

Наиболее глубоководные участки бассейна приурочены к современному южному склону Большого Кавказа, где Д.И.Пановым выделен второй тип разреза. Отложения по сравнению с более древними отличаются повышенной карбонатностью, сложены тонкими малокарбонатными аргиллитами, чередующимися с мергелями и известняковыми гравелитами маломощных турбидитовых потоков, образованных в результате размыва континентального склона (Беридзе, 1985) или другого источника. Существенно аркозовый состав этих отложений указывает на общий источник сноса для них и отложений юго-восточного Кавказа, состав песчаников которых имеет аркозовый состав от раннего тоара до бата.

И, наконец, третий тип разреза, выделенный на территории Абхазско-Рачинской зоны и Закавказского массива. Он сложен известково-щелочными вулканогенными породами андезибазальтового и андезитового состава и их вулканогенно-осадочными отложениями байоса. Эти породы представляют собой образования мощного Понтийско-Закавказского вулканоплутонического пояса, протянувшегося вдоль границы с океаном Тетис (Ломизе, Панов, 2001; Ломизе, Панов, 2007). Его появление свидетельствует об изменении геодинамического режима пассивной Крымско-Кавказской континентальной окраины в активную (Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004; Панов, Ломизе, 2007). Накопление вулканогенно-осадочных отложений происходило в подножии подводных вулканических сооружений, по склонам которых транспортировался свежесброшенный пирокластический материал (Беридзе, 1983, 1985). В дистальных частях вулканокластических шлейфов наблюдаются постепенные переходы между вулканическими к терригенным отложениям.

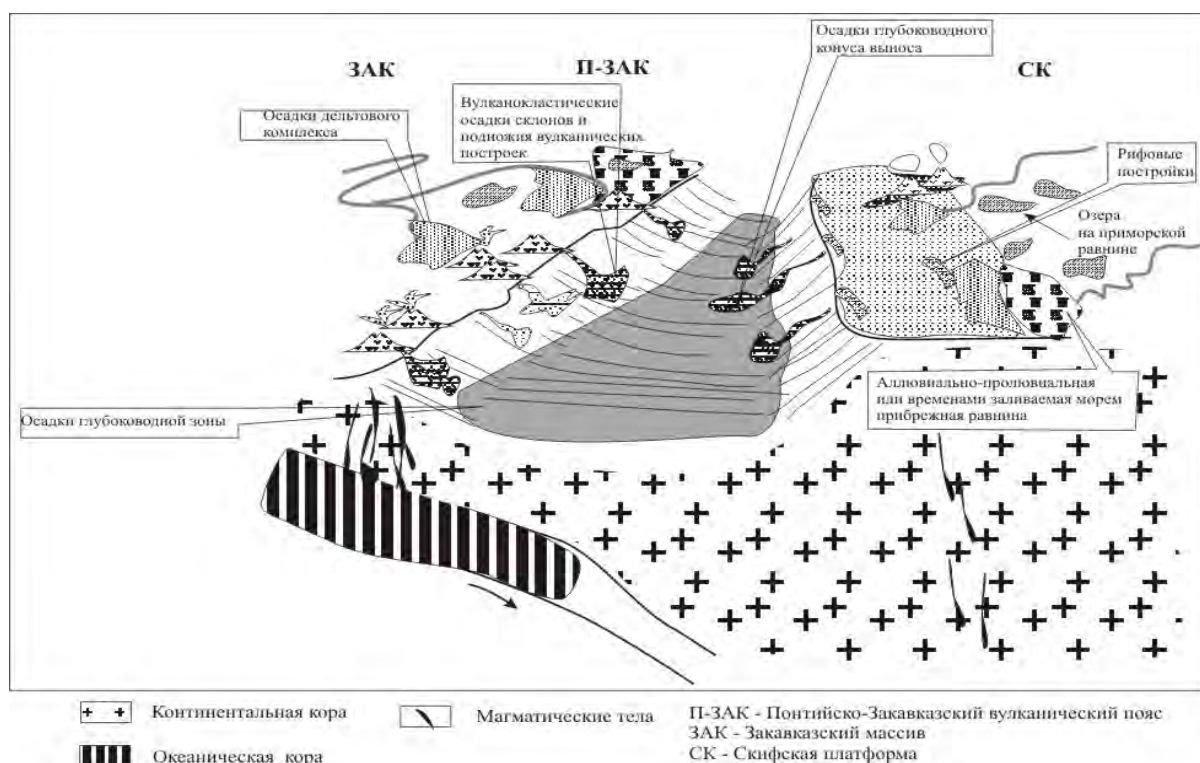


Рис.2.3.28. Схема палеогеографической реконструкции Кавказского бассейна в байос-батское время (Тучкова, 2007).

Верхнебайосские отложения сформировались в результате размыва вулканических построек и представлены вулканокластическими отложениями грауваккового состава (Беридзе, 1983, 1985). Вышележащие батские отложения сложены песчано-глинистыми мелководно-морскими отложениями, а на Закавказском массиве – континентальными угленосными, с широко развитыми озерно-болотными и аллювиально-дельтовыми ландшафтами и низменными прибрежными равнинами (Баланчивадзе, 1983). В некоторых участках происходило заболачивание лесов, которые давали обильный растительный материал, его захоронение служило началом образования угленосных отложений. О таких лесах, обугленные стволы которых стоят среди отложений фаций изолированных от моря лагун и эстуариев рек, упомянуто в работе В.В.Мокринского с соавторами (1964).

Среднегодовые температуры, определенные по рострам белемнитов, составляли в байосе 22-26,8° и в бате – 20,2-20,5° (Ясаманов, 1978). Фаунистические комплексы в байосское время относятся к средиземноморской палеогеографической области, с некоторым количеством средневропейской, а для южного обрамления Кавказского

бассейна отмечается и южноевропейская фауна (Цагарели, 1960; Нуцубидзе, 1966; Ростовцев, Никанорова, 1970; Петросьянц, Ясаманов, 1983; Ясаманов, 1978, 1985). Широкое развитие получили аммонитовые фауны (Ясаманов, 1978). Двустворки, чрезвычайно разнообразные в аалене, в байос-батское время представлены бедными комплексами. Фораминиферы существовали в Закавказье от аалена до титона включительно, но в бате они немногочисленны. Растительность оставалась примерно такой же, как и ааленское время. На суше произрастали цикадофитовые леса в Закавказье и хвойно-цикадофитовые леса на Скифской плите и Русской платформе. Также как и в раннеюрское время, отмечается различие растительности на возвышенностях и в низменностях. Спорово-пыльцевые комплексы имеют довольно однородный состав, аналогичный доааленским. Характерным для комплекса является преобладание спор плаунов и папоротников над пылью голосеменных (Ярошенко, 1965). Главной особенностью спорово-пыльцевого комплекса байоса является снижение количественного содержания споро-пыльцы, среди пыльцы хвойных – исчезновение видов примитивного строения и крупных размеров (Ярошенко, 1965).

На окружающей кавказское море суше (юго-восточная часть Прикаспия и Закаспия) развиваются озерно-болотные отложения со слабоугленосными глинистыми осадками (Ясаманов, 1978, 1985). Восточно-Европейская платформа в раннебайосское время представляла собой область размыва, позднее, во второй половине байоса и в бате суша отступила в западные районы. А большая часть платформы представляла собой мелководное море, окруженное низменными аккумулятивными и прибрежными равнинами, временами заливаемые морем нормальной солености (Герасимов и др., 1962; Сазонова, Сазонов, 1967).

Таким образом, как в ранне-, так и в среднеюрское время Кавказский бассейн с севера был окружен низменной сушей с широко развитой гидрографической сетью. Речные системы меняли свое направление в результате структурных перестроек, но оставались полноводными и характеризовались небольшой скоростью водотока. В ранней юре приносимый речными системами обломочный материал формировался за счет обширного водосбора на территории Восточно-Европейской

платформы. В отдельных участках прибрежных равнин, преимущественно в дельтовых комплексах, происходило накопление углей. Обилие однообразной, достаточно вызревшей кластики, приносимой речными водами, формировало однообразный минеральный состав песчаных пород, слагающих раннеюрско-ааленские осадочные комплексы на шельфе. Большие массы песчаных осадков приурочены к дельтовым или авандельтовым комплексам, состав песчаников которых, как правило, достаточно однороден. В более глубоководных зонах в осадконакопление включался еще и континентальный склон, размыв которого поставлял в бассейн менее устойчивые ассоциации минералов.

В байос-батское время низменный характер окружающей суши сохранился, но структурная перестройка бассейна, произошедшая в конце аалена-начале байоса, изменила источники сноса. В результате в бассейне накапливались песчаники с минеральным составом менее устойчивых ассоциаций. Для каждого типа разрезов – Северо-кавказского, Южного склона и Закавказского можно проследить пути транспортировки кластики и выявить источник сноса, поставлявший кластику на ограниченный участок бассейна. Областей смешивания кластики из разных источников не наблюдается.

В Кавказском бассейне в синемюр-ааленское время на северном борту установлено два крупных конуса выноса с лопастями в глубоководной зоне. В байос-батское время с переходом к режиму активной окраины сформировалось несколько некрупных конусов незначительной протяженности, с высоким содержанием грубообломочных осадков. На южном борту Кавказского бассейна в тоар-ааленских отложениях уверенно фиксируются многочисленные песчаные конуса выноса склоновых шлейфов.

Важной деталью палеогеографических реконструкций раннеюрско-ааленского времени является наличие склоновых шлейфов на южном борту Кавказского бассейна в тоаре-аалене, граувакковый состав которых принципиально отличается от аркозового состава пород южного источника – Закавказского массива. Влияние Закавказского массива устанавливается на протяжении ранне-среднеюрского времени на юго-восточном Кавказе, от верховьев р.Алазани до р.Геокчай. Но ни в литературных источниках,

ни в личных наблюдениях не найдено свидетельств чередования осадков, сформированных то одним, то другим источником в достаточно узком морском бассейне, как это было убедительно доказано для карбоновых отложений Урала Г.А. Мизенсом (Мизенс, 2002). Следовательно, в современной геологической структуре или не сохранились, или тектонически совмещены зоны двух принципиально разных источников сноса – северного и южного. Последнее утверждение требует дополнительных доказательств, и не связано с палеогеографическими построениями. Важно же то, что ширина бассейна изначально была существенно больше, поскольку распространение граувакковой и аркозовой петрографических провинций имеют достаточно четкие, хорошо прослеживаемые границы.

2.3.6. Постседиментационные преобразования песчаников и ассоциирующих с ними пород

Анализ характера постседиментационных преобразований песчаников в осадочных толщах нижней-средней юры Большого Кавказа позволяет выделить четыре зоны. Каждая из установленных зон характеризуется определенной минеральной ассоциацией, составом глинистых минералов, вторичными структурами и индексом Кюблера. Значения индекса Кюблера вынесены на карту Центрального Кавказа, и отражают положение постседиментационной зональности в современной структуре (рис.2.3.29). Названия зон даны на основании ассоциаций глинистых минералов, содержащихся в цементе песчаников, в которых был подсчитан минеральный состав.

1. В песчаниках зоны *развития каолинита и/или смектита, смешанослойных образований и хлорита*, широко развит карбонатный цемент. Развитие зоны установлено в песчано-алевритовых породах аален-байосского возраста в междуречье рр.Белая-Черек (Безбородов, 1961), в плинсбах-домерских песчаниках рек Большая и Малая Лаба (Ренгартен, Старостина, 1956), в нижнелейасских песчаниках Заалазанской Кахети (верховьях рек Самкурисцкали, Стори, Алазани (Чихрадзе, 1979), в байосских песчаниках (рр.Баксан, Чегем, Мамисонский перевал), в позднеплинсбах-байосских песчаниках разреза р. Черек Безенгийский, в тоарских и тоар-байосских песчаниках рр.Урух, Ардон, Фиагдон (Тучкова,

1998, 2007). В цементе песчаников зоны установлены аутигенные карбонат, каолинит, смектит (монтмориллонит), смешанослойные образования (хлорит-вермикулит), слюдистый минерал, хлорит и кварц. Помимо карбонатного цемента базального типа, участками отмечен поровый каолинит/смектитовый, хлорит-слюдистый, иногда хлоритовый. В песчаниках наблюдаются конформные контакты, редко структуры вдавливания. Преобразования обломочных компонентов выражаются в их сильной коррозии и частичном или полном замещении карбонатом. В составе глинистой фракции установлен (рис.2.3.29) каолинит, смектит (монтмориллонит), смешанослойные образования, слюда 1Md (индекс Кюблера составляет К.І. $\Delta 2\theta = 0,35-0,6$, рис. 2.3.31), Fe-Mg хлорит, часто дефектный или незначительное количество агрегата хлорит-вермикулита.

2. Зона развития гидрослюды, каолинита и/или смектита (монтмориллонита) и хлорита характерна для песчаников, распространенных в нижнеплинсбахских отложениях р.Черек Безенгийский, плинсбахских песчаниках рек Урух, Ардон, Фиэгдон, в тоар-нижнебайосских песчаниках разреза р.Баксан, Чегем (Тучкова, 1998, 2004), в тоар-байосских песчано-алевритовых породах междуречья рек Белая – Черек Безенгийский (Безбородов, 1961), в лейас-нижнебайосских песчаниках междуречья рек Теберда-Кубань (Ренгартен, Старостина, 1958), в тоар-ааленских песчаниках: рек Джоджора, Риони, Лухунисцкали (Тучкова, 1998, 2004), междуречья рек Аргун-Самур (Фролов, 1965), рек Чвежипсе, Медведевка на северо-западном Кавказе (Славин, 1958), в тоар-ааленских песчано-алевритовых отложениях рек Гильгинчай, Атачай, Истисудере, сс.Угах, Гюлех - на восточном Кавказе (Мазанов, 1969), а также в песчаниках байосского возраста юго-восточного Кавказа (Теодорович, Конышева, 1967). В составе песчаников зоны встречаются следующие аутигенные минералы: слюдистый и смешанослойный минерал (слюда-смектит, смектит-гидрослюда), каолинит и/или смектит (монтмориллонит), и незначительное количество хлорита (рис.2.3.29). Цемент коррозионный, контактный хлорит-слюдистый, иногда базальный карбонатный (кальцитовый). Поровый тип цемента имеет гидрослюдисто-каолинитовый, гидрослюдисто-монтмориллонитовый, гидрослюдисто-хлоритовый, реже хлоритовый и хлорит-кварцевый состав (рис.2.3.30 а, б).

Также отмечаются фосфаты, гидроокислы железа и сидерит, иногда окисленный, выполняющие роль цемента в песчаниках и алевролитах (Ренгартен, Старостина, 1956). В песчаниках широко развиты микростилолитовые, конформные и инкорпорационные, участками конформно-регенерационные контакты между зернами. Преобразования кластических компонентов песчаников выражаются в каолинизации и гидрослюдизации обломков, а также в замещении карбонатным минералом некоторых обломков, особенно полевых шпатов. Обломочные слюды каолинизированы, кальцитизированы или замещаются аморфным веществом, сохраняя свои кристаллические очертания (рис.2.3.30 б).

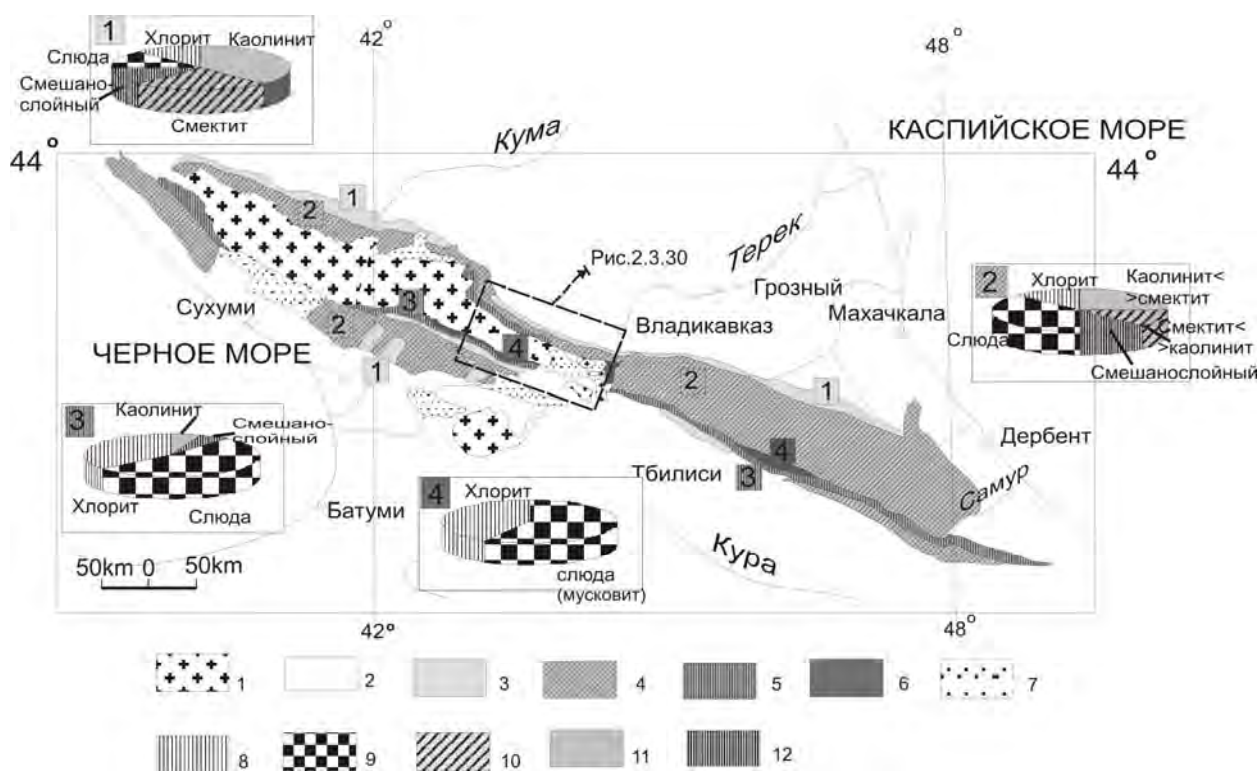


Рис.2.3.29. Постседиментационная зональность в нижне-среднеюрских отложениях Большого Кавказа. На карте: 1. доюрские образования, dz – дизская свита, 2. постсреднеюрские образования, 3–6 – Зоны постседиментационной зональности: 3. зона 1 (развития каолинита и/или смектита-монтмориллонита, смешанослойного минерала и хлорита); 4. зона 2 (развития гидрослюда, каолинита, и/или смектита типа монтмориллонита); 5. зона 3 (развития новообразованных хлорита и серицита); 6. зона 4 (развития новообразованных хлорита и мусковита). 7. данные отсутствуют.

В круговых диаграммах: представлены ассоциации аутигенных минералов наиболее характерные для представленных зон постседиментационного преобразования. Характерные минералы фр.<0.001 мм: 8. хлорит, 9. слюда, 10. смектит, 11. каолинит, 12. смешанослойный минерал.

В глинистой фракции песчаников зоны ($\text{фр.} < 0,001 \text{ мм}$) развиты гидрослюда типа 1M, 1Md, каолинит и/или смектит, смешанослойный минерал (слюда-смектит или смектит-гидрослюда), немного ферро-магнезиального хлорита (рис.2.3.34). Индекс Кюблера (KI, рис.2.3.31) в тонкодисперсной фракции песчаников $\Delta 2\theta = 0,35-0,6$. Слюдистый минерал представлен тонкочешуйчатыми агрегатами, образующими каемки вокруг кластических компонентов, размером 0,01-0,02 мм, по геокристаллохимическим характеристикам относится к А1 гидрослюдам (рис.2.2.35). Смешанослойные образования представлены бурыми, буровато-желтыми низкопреломляющими агрегатными образованиями размером около 0,02 мм и менее. Каолинит также образует агрегатные скопления, сочетаясь с другими компонентами цемента. Агрегаты каолинита состоят из бесцветных пластинчатых кристаллов (размером 0,02 мм и менее), обладают низким двупреломлением, иногда с отчетливой совершенной спайностью, встречаются сильно сегментированные агрегаты, веерообразные или червеобразно изогнутые, которые в некоторых случаях развиваются по слюдам (Керимов, Эфендиев, 1976; Ренгартен, Старостина, 1956; Тучкова, 1998, 2004, 2007 и др.). Смектит обычно сильно изменен, гидрослюдизирован, часто развивается по пепловым частицам или выполняет поровые пространства в песчанике в ассоциации с гидрослюдой (Безбородов, 1961). Хлорит в некрупных поровых пространствах представлен тонкочешуйчатой агрегатной массой (размер 0,01 мм и менее), с серыми интерференционными окрасками, а также образует каемки вокруг терригенных зерен, преимущественно вместе со слюдистыми минералами (рис.2.3.30 в) Этот ферро-магнезиальный хлорит в некоторых случаях имеет пониженное содержание А1 ф.е. (Тучкова, 2004, 2007).

В аргиллитах, ассоциирующих с песчаниками этой зоны вторичных преобразований, установлены гидрослюда, ферро-магнезиальный хлорит, смешанослойный минерал слюда-смектит (среднеюрские аргиллиты р.Терек, Гаврилов и др., 1992, 1999) или смектит-гидрослюда (в глинистой фракции тоар-батских аргиллитов восточного Кавказа (Халифа-заде, Магомедов, 1982) и в тоар-байосских глинистых породах междуречья рек Белая – Черек Безенгийский (Безбородов, 1956), а также незначительное

количество каолинита и бейделлита (аргиллиты тоара междуречья рек Белая-Черек) и тонкодисперсная алюминиево-магниево-слюда $2M_1$. Представленная зона изменения прослеживается в аргиллитах средней юры р.Терек (Гаврилов и др., 1992, 1999), в тоар-ааленских аргиллитах р.Аварское Койсу (Гаврилов, Ципурский, 1987), в нижнеплинсбах-байосских аргиллитах р.Тызыл, в плинсбах-тоарских аргиллитах Кыртыкской впадины (Гаврилов и др., 1988, 1992) и в аргиллитах восточного Кавказа - верхнетоарско-верхнеааленских и байос-нижнебатских разрезов р.Чирахчай, Белоканчай, Курмухчай (Халифа-заде, Магомедов, 1982).



Рис.2.3.30. Микрофотографии типовых постседиментационных изменений зоны 2: а – Постседиментационные изменения, зона 2. Песчаник с различной исходной обломочной структурой, но сочленения обломочных зерен в породе преимущественно конформные. Количество цемента незначительно, цемент пленочный, хлорит-слюдистого состава. Кроме того, по массе породы развиваются многочисленные мелкие чешуйки новообразованной слюды, расположенные более-менее параллельно друг другу, что обуславливает параллельную текстуру и начальную сланцеватость. Обломочные слюды каолинитизированы и хлоритизированы. Обр. 125/40, с анализатором, среднее течение р. Риони, (J1-2 t-a); б – Постседиментационные изменения, зона 2. В центре микрофотографии крупное зерно обломочной слюды, нацело замещенной хлоритом, за счет чего минерал имеет синюю аномальную окраску. Порода плохо сортирована, сложена зернами разной размерности. По периферии кварцевых зерен развивается тонкая полоска регенерационного цемента. Обр. 105/9, с анализатором, среднее течение р. Риони, (J1-2 t-a); в – постседиментационные изменения, зона 2. Вокруг обломочных зерен наблюдаются каемки пленочного цемента, представленные тонкочешуйчатой агрегатной массой (размер 0,01 мм и менее), с серыми интерференционными окрасками, часто в ассоциации со слюдистым минералом. Обр. 105/20, с анализатором, р. Фиадон, (J1 p).

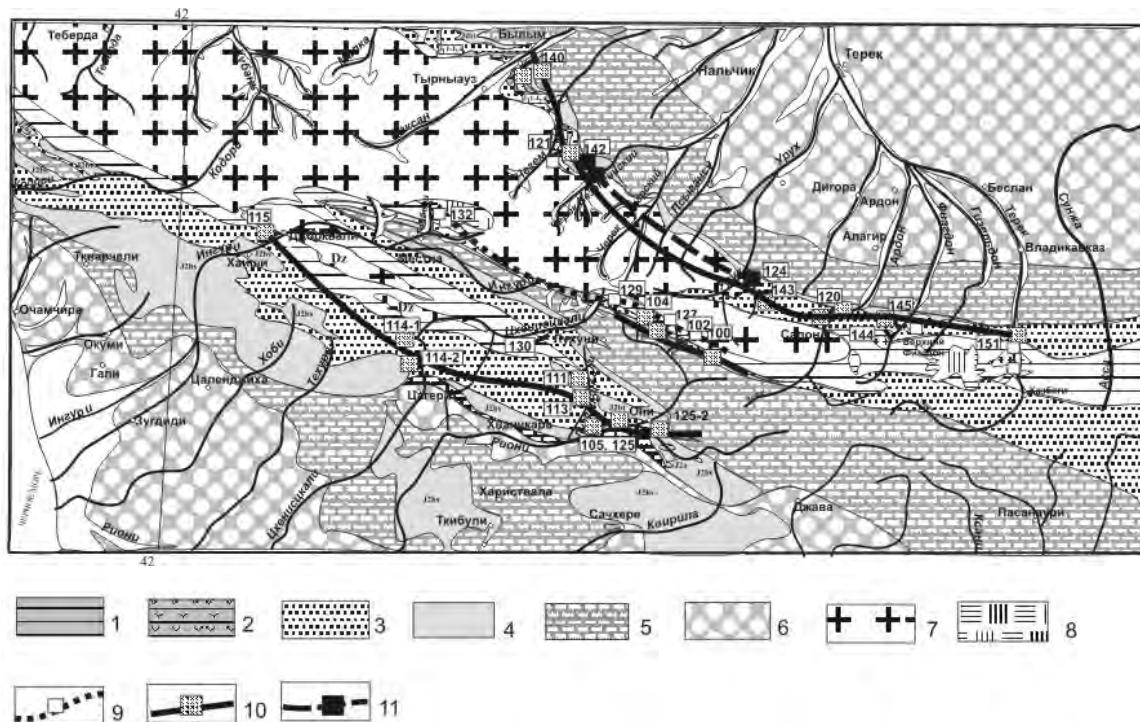


Рис.2.3.31. Распространение индекса Кюблера (К.И.) слюды из песчаников (фр.<0,001 мм), осадочных комплексов нижней-средней юры Центрального Кавказа (Тучкова, 2007). Данные (К.И.) нанесены на фрагмент геологической карты 1:500 000. 1. нижнеюрские отложения (синемюр-ранний плинсбах), 2. нижнеюрские вулканогенные отложения (синемюр-ранний плинсбах), 3. нижне-среднеюрские отложения (поздний плинсбах-аален J_{1t}, J_{2a}, J_{1t}-J_{2a}), 4. среднеюрские отложения байосские (J_{2bs}) и батские (J_{2bt}), 5. верхнеюрские и меловые отложения, 6. неогеновые и палеогеновые отложения, 7. доюрские образования, dz – дизская свита Сванетии, 8. ледники, 9. Индекс Кюблера (К.И.=0,20-0,23) и изолинии, 10. Индекс Кюблера (К.И.=0,20-0,35) и изолинии, 11. Индекс Кюблера (К.И.=0,35-0,6) и изолинии

3. Зона развития *новообразованных хлорита и слюды* охватывает среднелейасские песчаные отложения в разрезах рек Урух, Фиагдон, Гизельдон, Терек (Арустамов, 1948), а также в тоар-ааленских песчаниках верховьев р.Зопхито, Мамисонского перевала (Тучкова, 1998), в ааленских песчаниках юго-восточного Кавказа, в тоар-ааленских песчано-алевритовых породах юго-восточного Кавказа - разрезах рек Мазымчай, Белоканчай, Курмухчай (Теодорович, Конышева, 1967), в синемюр-тоарских песчаниках междуречья рек Мзымта - Сочинка и их притоков (Славин, 1958). Породы в разрезах р. Терек кливажированы. В поровых промежутках и в составе цемента песчаников среди аутигенных минералов установлены: хлорит, тонкодисперсный минерал типа серицита (в понимании Омеляненко, Воловикова, (Омеляненко и др., 1982) и кварц. В псаммитах осадочно-вулканогенных комплексов, кроме перечисленных минералов, встречаются землистые массы эпидота. Последний в ассоциации с хлоритом и в редких случаях с карбонатом выполняют

прожилки в песчаниках. Цемент как коррозионный каемочный, так и поровый слюдистого, слюдисто-хлоритового, хлорит-кварцевого состава. В некоторых случаях роль цемента выполняет слюдизированная смесь мелкозернистых кластических обломков. Структура песчаников участками бластопсаммитовая, в некоторых случаях растворения и шиповидная, часто наблюдаются конформно-регенерационные контакты между обломочными зернами (рис.2.3.32). Обломочные кварц и полевые шпаты, как правило, слюдизированы, в некоторых случаях полевые шпаты замещены карбонатом, вулканическое стекло в обломках пород хлоритизировано.

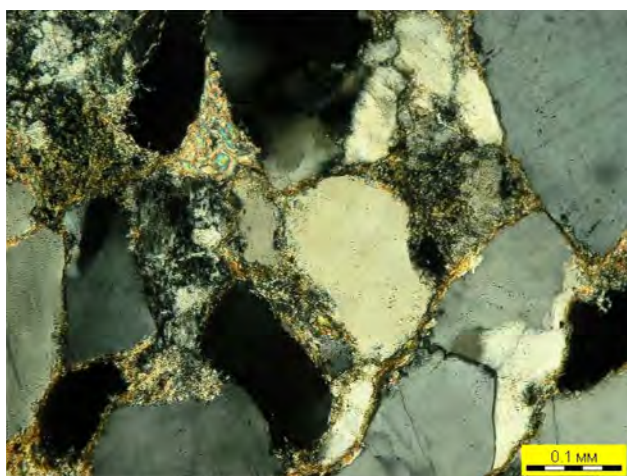


Рис.2.3.32. Микрофотография типовых постседиментационных изменений зоны 3. В породе наблюдаются конформные контакты между окатанными зернами кварца. На обломочные зерна нарастает слюдисто-хлоритовая кайма цемента. Отдельные участки породы, свободные от породообразующих компонентов, содержат перекристаллизованный глинистый матрикс. Обр. 145/1, с анализатором, р. Фиагдон, (J₁).

В составе глинистой фракции определена слюда серицитового типа, железисто-магнезиальный хлорит, и незначительное количество каолинита. Индекс Кюблеры в слюде оценивается (К.И.) $\Delta 2\theta=0,20-0,35$ (рис.2.3.31). Слюдистый минерал представлен тонкочешуйчатыми агрегатами или каемками, оконтуривающими терригенные зерна. Хлорит развивается по трещинам и в порах в виде розетковидных выделений или тонкоагрегатной массы с размером частиц 0,01-0,02 мм. Этот тип хлорита обладает серыми интерференционными окрасками, но часто встречается в ассоциации с аномальным хлоритом, отмеченным в первой зоне. Хлорит железисто-магнезиальный характеризуется пониженным содержанием Mg (около 0,5 ф.е., рис. 2.3.34).

В составе аргиллитов, ассоциирующих с песчаниками этой зоны преобразования, присутствует диоктаэдрическая слюда $2M_1$ с высокой степенью структурного совершенства, железисто-магнезиальный и более железистая разновидность хлорита. Перечисленный набор минералов

установлен в верхнетоарско-байосских аргиллитах складчатой зоны карахской свиты р.Аварское Койсу (Гаврилов, Ципурский, 1987), среднелейасско-тоарских аргиллитах Тырнауз-Пшекишской зоны р.Баксан (Гаврилов, Ципурский, 1988), ааленских аргиллитах северо-восточного Кавказа и в аргиллитах верхнетоарско-ааленского возраста южного склона восточного Кавказа (Чихрадзе, Вяхирев, 1982).

Таблица 2.3.6 а Состав обломочных биотитов из песчаников сорской свиты

№обр.	возраст Т	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	Сум
105/14	J ₁₋₂ t-a	49.46	0.22	24.42	3.91	1.79	0.01	0.55	89.88
105/102	J ₁₋₂ t-a	60.52	0	27.28	2.30	1.86	0.01		101.92
105/230	J ₁₋₂ t-a	42.34	0	32.06	0	0	0.16	0.46	83.31

Примечание: Данные микронзондового анализа, выполнены в ГИН РАН, г.Москва.аналитик Г.В.Карпова, лаборатория физических методов. FeO* – все железо пересчитано на двухвалентное

4. Зона развития *новообразованных хлорита и слюды (мусковита)* охватывает синемюр-нижнеплинсбахские песчаные отложения бассейна р. Терек, в верховьях рек Домбарула, Зопхитура, Риони, на Мамисонском перевале, а также в тоарских песчано-алевритовых породах юго-восточного Кавказа: реки Карачай и Курмухчай (Тучкова, 1998, 2004; Чихрадзе, 1979; Теодорович, Конышева, 1967). Песчаники этой зоны характеризуются развитием хлорита, мусковита и кристаллов или землистых масс эпидот-цоизита, отмечаются аутигенный кварц, пирит и альбит. Цемент коррозионный каемочный серицитового или серицит-хлоритового состава, реже кремнисто-хлоритового. В промежутках между зернами иногда отмечаются мелкие угловатые обломки, образованные в результате катаклаза крупных обломочных зерен. Широко развиты структуры растворения, представленные конформными и конформно-регенерационными контактами, также наблюдаются бластические, шиповидные и кварцитовидные структуры (рис.2.3.33 а). Часто встречаются уплощенные зерна кварца в форме чечевичного зерна, которые формируются в результате их растворения под стрессовым воздействием. Как правило, зерна обломочного кварца обладают регенерационной каймой, наиболее широкой между зернами кварца, в обломочных плагиоклазах регенерационная кайма повторяет систему двойникования.

Таблица 2.3.6 б. Состав аутигенных слюд в ниже-среднеюрских песчаниках Большого Кавказа

	№обр.	возраст	Зона	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	Б-1	J _{1s}	Зона (1)	46,8	0,8	39,94	0,44	0,63		0,39	0,24
2	102/6	J _{1s}	Зона (1)	65,21	4,56	20,88	1,78		0,05	0,7	0,52
3	102/4	J _{1s}	Зона (1)	45,20	0,40	31,96	5,00	Не опр.	0,06	1,34	1,26
4	287	J _{2a2}	Зона (3)	57,56	0,9	20,57	1,71	0,50		0,72	1,54
5	250	J ₁₋₂	Зона (3)	54,00	1,04	25,18	1,57	Нет		0,19	1,24
6	243	J _{2t2}	Зона (3)	54,95	0,99	25,00	1,23	0,16		0,53	1,11
7	249	J _{1p}	Зона (4)	52,08	0,6	26,31	1,98	1,29		1,62	0,32
8	253	J _{1p}	Зона (4)	51,7	0,6	26,29	1,38	1,49		1,52	0,32

	№обр.	возраст	Зона	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O- /H ₂ O+	сумма
1	Б-1	J _{1s}	Зона (1)	0,45	9,6		99,95
2	102/6	J _{1s}	Зона (1)	0,86	5,04		104,25
3	102/4	J _{1s}	Зона (1)	0,58	7,63	6,69	100,35
4	287	J _{2a2}	Зона (3)	0,62	5,13	3.03/5.38	99,93
5	250	J ₁₋₂	Зона (3)	1,69	5,13	0.16/8.06	100,11
6	243	J _{2t2}	Зона (3)	0,84	4,9	2.32/6.32	99,52
7	249	J _{1p}	Зона (4)	0,63	4,23	3.36/5.97	100,17
8	253	J _{1p}	Зона (4)	0,72	4,01	3.44/6.03	101,48

Примечание: Данные силикатного анализа пересчитывались 100% безводный состав. Потери при прокаливании приведены для справки. Силикатные анализы М.И.Тучковой выполнены в ГИН РАН, лаборатория химико-аналитических исследований, остальные – приведены в оригинальных публикациях. 1.Химический состав слюды из цемента кварцитовидного песчаника базальных конгломератов, синемюр, южный склон Большого Кавказа, верховье р.Домбарула, данные М.А.Беридзе (1983), взяты из работы (Дриц, Коссовская, 1991, табл.5, стр.73). 2,3 – Химический состав фр.< 0.001мм, состоящей из слюдистого минерала с небольшой примесью хлорита, цемент гравийного песчаника, синемюр, верховье р.Домбарула, южный склон Большого Кавказа (Тучкова, 2004); 4,5,6 – Химический состав серицитовой и гидрослюдистой фазы ниже-среднеюрских отложений Западного Дагестана (р.Аварское Койсу), фр.<0.001 мм, из (Гаврилов, Ципурский, 1987, табл.№2); 3 - обр.287, верхний аален, игатлинская свита; 4 - обр. 250 средний лейас; 5 - обр.243 верхний тоар, бежитинская свита к югу от Бокового хребта; 7, 8 – химический состав фр.< 0.001 мм, цемент песчаника, гидрослюда, плинсбах, бассейн р.Малая и Большая Лаба (Ренгартен, Старостина, 1956: №3 - табл.1, стр.100, № 4 - табл.2, стр.104)

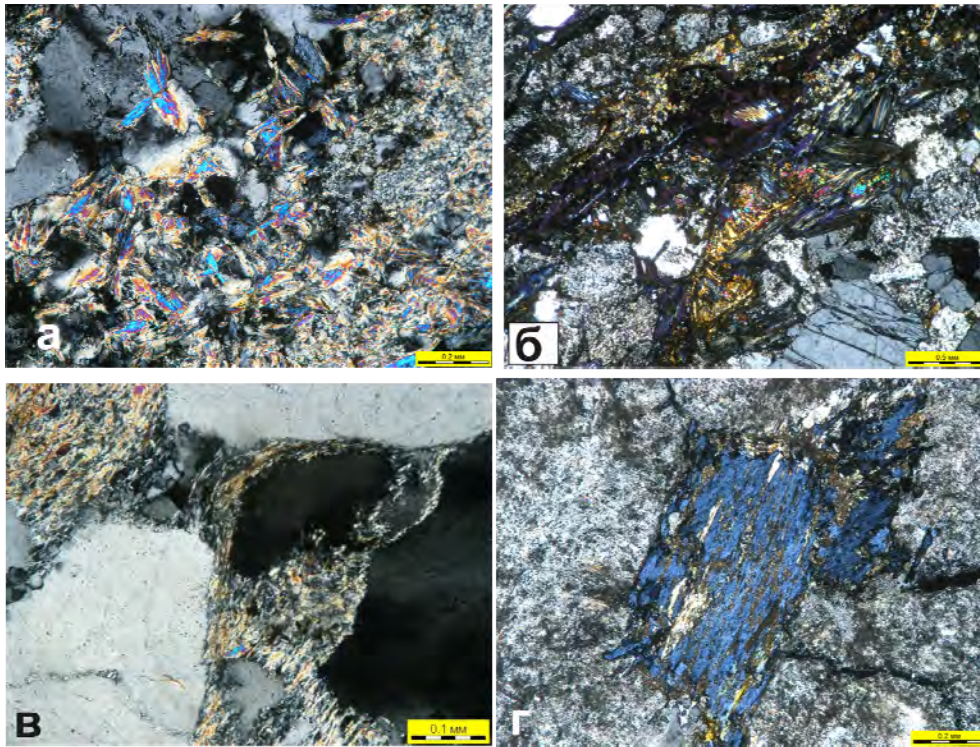


Рис.2.3.33. Микрофотографии типовых постседиментационных изменений зоны 4: а – конформно-регенерационные контакты между обломочными зернами, в массе породы развивается аутигенная слюда в виде розетковидных выделений. В ассоциации со слюдой наблюдаются агрегаты хлорита с аномальными интерференционными окрасками. Обр. 102-2, с анализатором, верховье р. Риони (J_1s); б – начальнобластические структуры, цемент коррозионный поровый, состоит из ассоциации аутигенной слюды, хлорита и эпидота. Эпидотовые землистые массы формируют агрегаты разного размера, которые интенсивно корродируют обломочные зерна породы. Обр. 127/11, верховье р.Зопхитур, (J_1s); в – цемент коррозионный каемочный, участками поровый слюдистого состава. Структура песчаников участками бластопсаммитовая, в некоторых случаях растворения и шиповидная, наблюдаются конформно-регенерационные контакты между обломочными зернами. На границах зерен обломочного кварца развиваются мельчайшие агрегаты гранулированного кварца. Обр. 147/8, с анализатором, р. Терек (J_1s); г – замещение обломочного зерна полевого шпата хлоритом с аномальной сине-фиолетовой интерференционной окраской. Хлоритизация минерала произошла после его замещения каолинитом, о чем свидетельствуют отдельные участки с реликтовым каолинитом. Обр. 102-2, с анализатором, верховье р. Риони (J_1s).

Обломочные слюды катаклазированы, участками замещены аутигенными хлоритом и мусковитом, которые чередуются в зерне слюды. Аутигенные минералы присутствуют в порах и в массе цемента, иногда выполняют жилки в породе. В составе глинистой фракции (фр.< 1мкм) установлены слюда мусковитового типа $2M_1$, иногда предполагается в небольших количествах слюда $2M_2$ (гюмбелит) (Коньшева, Теодорович, 1969) и железисто-магнезиальный (Fe-Mg) хлорит (рис.2.3.34). Индекс Кюблера составляет (KI) $\Delta 2\theta=0,20-0,23$ (рис.2.3.31). Слюдистый минерал представлен тонкочешуйчатыми агрегатами с высокими интерференционными окрасками, размер его частичек не более 0,1 мм

(рис.2.3.33 в, г). Состав аутигенных и обломочных слюд различается по ряду компонентов (таблица 2.3.6 а, б). Аутигенные слюды по геохимическим характеристикам характеризуются низким коэффициентом железистости и высоким содержанием катионов Al в тетраэдрах (рис.2.3.35). Хлорит представлен крупными (0,3-0,5 мм), часто розетковидными выделениями, развитыми по трещинам и в порах, иногда замещает обломочные минералы (рис.2.3.33 в, г). Он имеет аномальную синюю интерференционную окраску, и относится к железисто-магнезиальным (Fe-Mg) хлоритам, с содержанием Mg около 1 формульных единиц (ф.е.) и более (рис.2.3.34).

Таблица 2.3.3 .в Состав аутигенных хлоритов в ниже-среднеюрских песчаниках Большого Кавказа

№ п/п	№обр.	возраст	Зона	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
1	127/1	гранит	Зона (1)	27,074	21,433	26,406	14,287	0,035			89,235
2	127/5	J _{1s}	Зона (1)	29,258	17,625	23,636	17,805	0,57			88,894
3	102/76	J _{1s}	Зона (1)	27,784	21,283	27,548	13,243	0,67			90,528
4	104/25	J _{1s}	Зона (2)	24,488	23,882	31,799	8,643	0,075			88,887
5	100/2	J _{1s}	Зона (2)	25,320	21,896	28,427	9,305	0		0,095	85,043
6	124/66	J _{1p}	Зона (2)	25,730	21,705	34,219	6,186	0,58			88,42
7	140/26	J _{1b}	Зона (2)	29,943	19,821	20,466	6,139			0,66	77,025
8	105/102	J _{1-2t-a}	Зона (3)	43,64	18,09	25,36	5,33	0,26		1,05	93,73
9	115/17	J _{1-2t-a}	Зона (3)	23,66	6,640	17,728	2,05	0,63			50,708
10	143/2а	J _{1s-p}	Зона 3	41,878	22,096	24,290	1,365		0,06	5,91	95,598
11	105/102	J _{1-2t-a}	Зона 3	59,76	27,75	1,16	1,15	0,15	0,07	7,03	97,07

Примечание: Данные микрозондового анализа, аналитик Г.В.Карпова, лаборатория физических методов, ГИН РАН, г.Москва. Fe₂O₃* все железо пересчитано на двухвалентное,

1– обр.127/1 хлорит в поровом пространстве гранитов, подстилающих юрские отложения, верховья р.Зопхитура; 2 – обр.127/5 хлорит в поровом пространстве гравийного песчаника, свита базальных конгломератов, синемюр, верховье р.Зопхитура; 3 – обр.102/76 хлорит в поровом пространстве песчаника из верхней части базальных конгломератов, синемюр, верховье р.Домбарула; 4 – обр.104/25 хлорит в прожилке песчаника, синемюр, верховье р.Зопхитура; 5 – обр.100/2 хлорит в поровом пространстве песчаника, синемюр, Мамисонский перевал; 6 – обр.124/66, хлорит в поровом пространстве гравийного песчаника, плинсбах, безенгийская свита, р.Урух, с.Фараскатт; 7 – обр.140/26 хлорит в поровом пространстве песчаника, байос, джорская свита, низовья р.Кестанты; 8 – обр.105/102 хлоритовая кайма вокруг зерна кварца в песчанике, тоар-аален, сорская свита, р.Риони, с.Сори-Они; 9 – обр. 115/17, хлорит-слюдистая кайма вокруг зерна кварца в песчанике, тоар-аален, сорская свита, р.Ингури, с.Джорквали; 10 – обр.143/2а, хлорит по биотиту в гравийном песчанике свиты базальных конгломератов, кистинская свита, р.Урух, с.Фаснал; 11 – обр. 105/102, хлорит по слюде (биотиту) в песчанике, тоар-аален, сорская свита, р.Риони, с.Сори-г.Они;

В глинистых сланцах, сопутствующих песчаникам зоны новообразованных хлорита и мусковита (в разрезе кистинской свиты р. Терек), отмечены парагонит, немного смешанослойного минерала типа

парагонит-мусковита, андалузит и незначительное количество бездефектного хлорита (Гаврилов и др. 1992, 1999; Чихрадзе, 1979).

Al, формульные единицы (ф.е.)

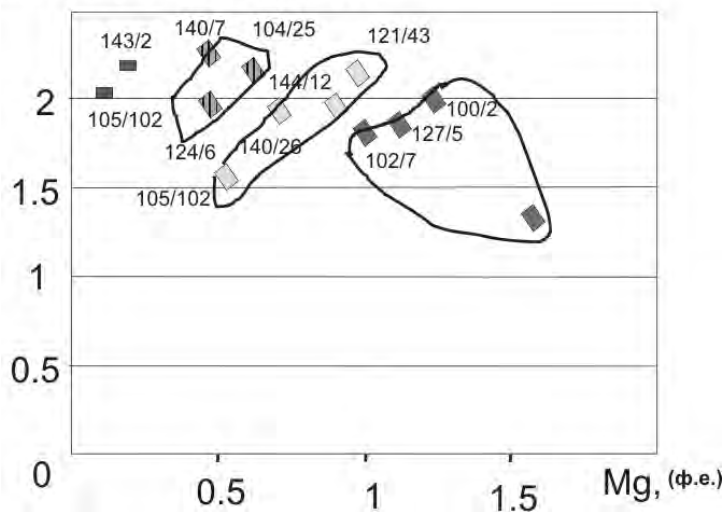


Рис.2.3.34. Кристаллохимическая характеристика хлоритов из нижне-среднеюрских песчаников центрального Кавказа. Классификационная диаграмма Al - Mg (ф.е. - формульные единицы) из работы (Дриц, Коссовская, 1991). Условные обозначения: 1. хлориты зоны 4 (развития новообразованных хлорита и мусковита); 2. хлориты зоны 3 (развития новообразованных хлорита и серицита), 3. хлориты зоны 2 (развития гидрослюды, каолинита и/или смектита (монтмориллонита)); 4. хлориты по биотиту, 5. границы полей разных типов хлоритов, из (Тучкова и др., 2004).

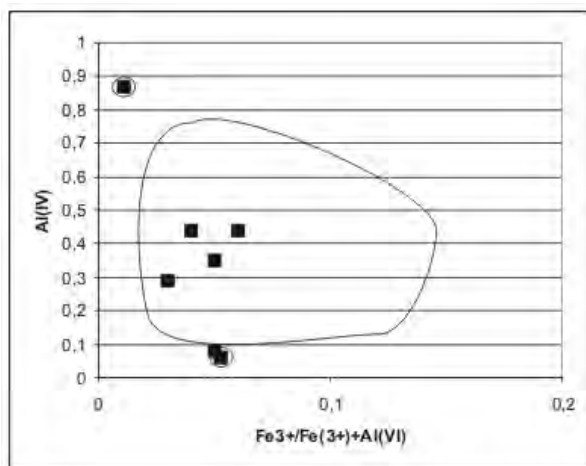


Рис.2.3.35. Кристаллохимическая характеристика аутигенных слюд: квадрат в кружке слюды из зоны 4, квадраты – из зон 2 и 3, данные из работы Тучкова и др., 2004. На графике обведено поле неизменных Al-гидрослюд и иллитов по данным (Дриц, Коссовская, 1991).

Таким образом, на основании анализа постседиментационных изменений нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа,

можно сделать следующие выводы. Наличие структурных, минеральных парагенезов и индекс Кюблера позволяют отнести породы зоны 4 к зоне интенсивных преобразований. Параметр $\Delta^\circ 2\theta$ в зоне 4 составляет 0,20-0,23, что соответствует весьма интенсивным преобразованиям и позволяет предположить наличие зоны зеленосланцевого метаморфизма, однако состав ассоциации аутигенных минералов противоречит этому. В связи с этим в основании юрских отложений на южном склоне Кавказа предполагается наличие зоны метагенеза или анхизоны. Южнее анхизоны наблюдается понижение уровня постседиментационных преобразований, вплоть до зоны диагенеза. Граница между ними проводится по исчезновению кливажа как в сланцевых, так и в песчаных разностях, и по

параметру $\Delta^{\circ} 2 \theta$. На северном склоне Большого Кавказа минимальное значение индекса Кюблера составляет $\Delta^{\circ} 2 \theta = 0,2-0,35$ и увеличивается в северном направлении до значения 0,6 (рис. 2.3.31.).

Уровень постседиментационных преобразований ниже-среднеюрских отложений на Большом Кавказе достаточно высок, и достигает уровня анхизоны на южном склоне Большого Кавказа. На северном склоне уровень преобразования терригенных пород менее интенсивен. Распространение постседиментационной зональности асимметрично, и не коррелируется с мощностью осадков, накопившихся в бассейне.

Парагенез аутигенных минералов в зоне максимального преобразования указывает, что при формировании этой зоны породы испытали давления около 2-2,5 кб и температуры более 300°C (Тучкова и др., 2004). На северном склоне, в породах Центрального Кавказа (в разрезах рек Терек, Фиагдон, Гизельдон) формирование аутигенных ассоциаций происходило при температуре не выше 300°C и при давлениях около 3,5 кбар. Для зон меньшего преобразования температурный режим не превышает 70-90 °C, а давление составляет не более 1 кбара. Таким образом, формирование максимальных преобразований прослеживается в отложениях континентального склона, в зоне сочленения различных структур.

На разных участках Кавказа (профиль вдоль р. Терек и в Южном Дагестане) в ниже-среднеюрских породах был измерен возраст К-Ar и Rb-Sr систем (Гаврилов и др., 2000, Буякайте и др., 2003, Симанович и др., 2004). В результате этих исследований установлено, что зоны наибольших постседиментационных изменений совпадают с областью интенсивного кливажа и связаны со стрессом, которому были подвержены осадочные толщи. Следовательно, накопившиеся осадочные толщи до начала деформаций преобразовывались в результате увеличения мощности осадков, за счет их уплотнения и обезвоживания. С проявлением деформаций произошло усиление уровня постседиментационных преобразований и перестройка К-Ar и Rb-Sr изотопных систем осадочных пород.

2.3.7. История развития

От начала ранней юры до конца ааленского века осадочные комплексы северного обрамления Кавказского бассейна накапливались на широком шельфе с двумя крупными дельтовыми системами, и в подножии континентального склона. Основной объем кластики поставлялся крупными речными системами, которые поочередно – в синемюр-раннеплинсбахское время на западе, а в позднеплинсбахско-ааленское время на востоке приносили терригенный материал в бассейн. Этот фактор, а также теплый гумидный климат и пенеппенизированная суша, окружавшая бассейн в ранней юре, были определяющими в его осадконакоплении. Достаточно однородное и быстрое погружение бассейна компенсировалось поступлением большого количества кластики, благодаря чему выдвижение шельфовой зоны в сторону глубоководья не происходило, и расположение ландшафтных зон в бассейне практически не менялось.

Широкий шельф, две крупные дельты и континентальное подножие с мощными песчано-алевритовыми осадочными комплексами являются основными индикаторами осадконакопления в режиме зрелой пассивной континентальной окраины до конца ааленского века (рис.2.3.36(1)). На рубеже аалена и байоса на территории Кавказа произошла смена геодинамического режима, и регион стал развиваться как активная континентальная окраина (рис.2.3.36 (2), Панов, Стафеев, Юцис, 1999, Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2004 и др.).

Преобразование пассивной континентальной окраины в активную произошло достаточно быстро – в течение 3 млн лет (Панов, 2000; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2003, 2004). Время преобразования сопровождалось поднятием ближайшей к океану части континентальной окраины (Ломизе, Панов, 2001), при этом на шельфе Кавказского бассейна наблюдался почти повсеместный перерыв в осадконакоплении, не зафиксированный в более глубоководных участках. Почти полное замыкание бассейна Большого Кавказа произошло в начале байоса с существенным поперечным сокращением, складчатостью и надвигами южной вергентности, а также паузой магматической активности, и сменой источников сноса (Ломизе, Панов, 2001, 2002; Панов, 2004, Панов, Ломизе, 2007).

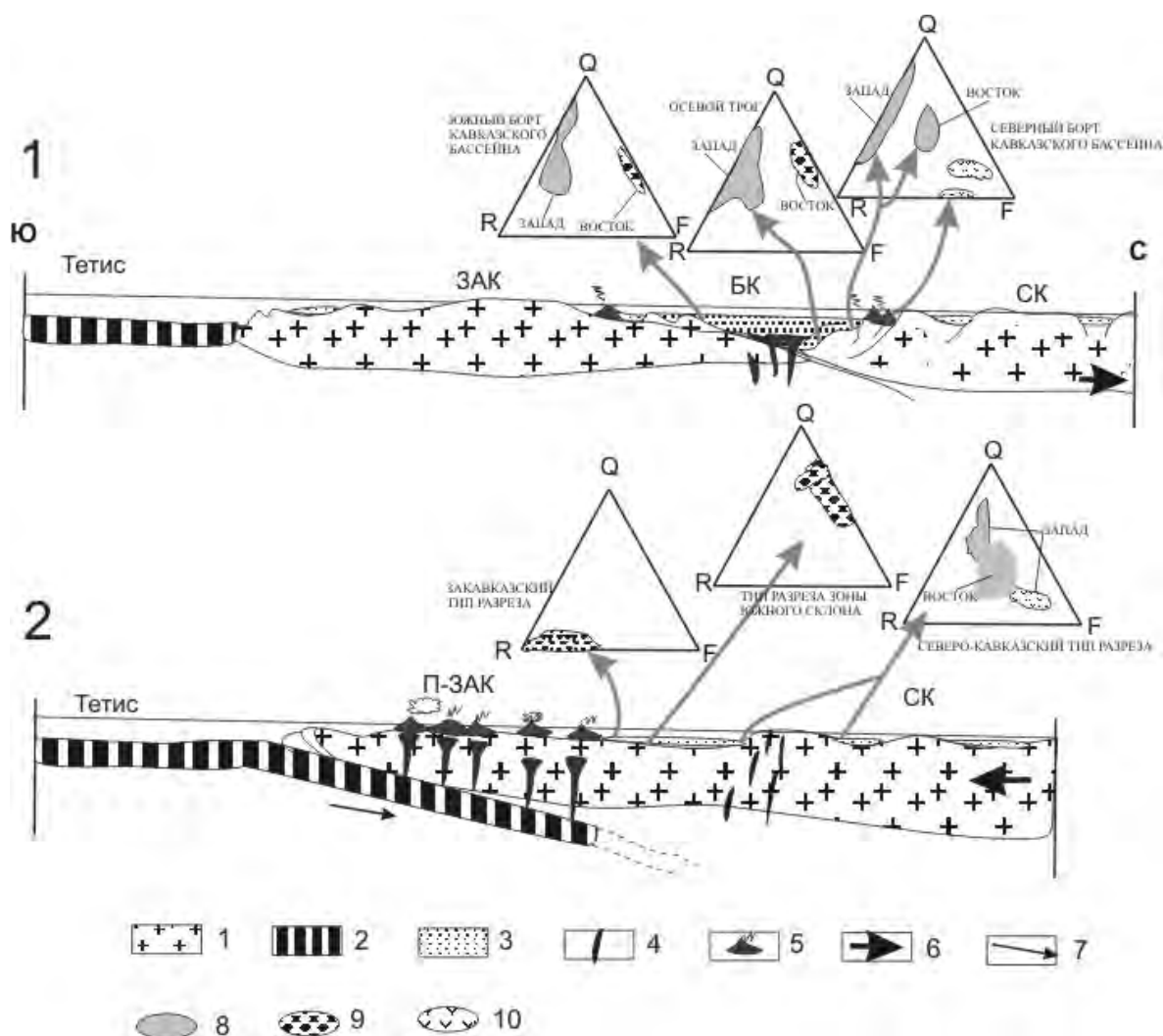


Рис.2.3.36. Схема распространения типов песчаников в разных участках Кавказского бассейна (Тучкова, 2007) для: 1. – пассивной континентальной окраины перед началом субдукции (ранняя юра-аален), 2. – активной континентальной окраины после установления режима субдукции (байос-бат). Использована схема эволюции Крымско-Кавказской окраины Тетиса, по данным Ломизе, Панов, 2001. ЗАК – Закавказский массив, БК – область бассейна Большого Кавказа, СК – Скифская платформа, П-ЗАК – Понтийско-Закавказский вулканический пояс.

1. континентальная кора Лавразии, 2. океаническая кора Тетиса, 3. осадочные бассейны континентальной окраины, 4. базальтовый магматизм, 5. сложные вулканические серии, 6. направление континентального пострифта, 7. направление субдукции. В треугольных диаграммах: 8. граувакки, 9. аркозы, 10. вулканокластические песчаники.

Надвигание северного борта на комплексы осевой части бассейна и формирование сложных складчато-чешуйчатых структур происходили в обстановке сильного сжатия с прогревом утолщенной коры (Ломизе, Панов, 2001, 2002; Буякайте и др., 2003; Панов, 2004). Вовлеченные в надвигание осадочные толщи были подвергнуты складчатым деформациям и интенсивным постседиментационным преобразованиям. В результате произошло резкое усиление преобразований, накопившихся и частично преобразованных осадочных толщ в бассейне к этому времени.

Постседиментационное преобразование мощных терригенных толщ, накопившихся до конца ааленского века, происходило по классической *схеме литогенеза погружения* (в терминологии О.В.Япаскурта, И.М.Симановича, 2002), и уровень преобразований был незначительным. При складчатых деформациях слабо и нелитифицированные отложения были преобразованы по *схеме орогенного литогенеза*. При этом максимальным преобразованиям были подвержены ныне сохранившиеся фрагментарно наиболее древние нижнеюрские осадочные комплексы современного южного склона, которые при сучивании оказались в основании тектонически счешуенных пластин.

При коллизионном процессе и сближении континентов поглощаются крупные сегменты континентальной окраины, а из отложений бывших континентальных склонов формируются горно-складчатые сооружения, перед фронтом которых закладываются системы передовых прогибов. Подобный процесс происходил на заключительной стадии развития пассивной окраины Кавказского бассейна при формировании складчатой зоны. При этом, наиболее приближенные к движущемуся континенту участки бывшего морского бассейна подвергались метагенетическим преобразованиям, наложенные на литогенетические. Наоборот, постседиментационные преобразования окраины континента, под который происходит подвиг, характеризуются незначительными литогенетическими преобразованиями литогенеза погружения.

Таким образом, коллизионный процесс сопровождался повышенными давлениями в зоне сочленения пододвигающейся плиты с пассивной окраиной. Соотношения мощностей осадочных комплексов в разных частях Большого Кавказа и постседиментационных преобразований соотнесены с минеральными ассоциациями аутигенных минералов и предполагаемыми РТ условиями их формирования (Тучкова, 2007). Постседиментационная зональность нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа в современной структуре определяется условиями их формирования в процессе становления складчатой зоны и влияния тех тектонических событий, которые происходили в регионе в постсреднеюрское время. Анализ состава аутигенных минералов зоны новообразованных хлорита и мусковита (зона 4), которая прослеживается

вдоль южного склона в отдельных окнах, указывает на параметры, соответствующие области развития пониженных давлений и повышенных температур (Тучкова, 2004, 2007). Зона новообразованных хлорита и серицита (зона 3), узкой полосой прослеживается южнее полосы распространения зоны 4 на территории современного южного склона Большого Кавказа практически повсеместно. На современном северном склоне зона 3 не установлена, только в отдельных разрезах, приближенных к Главному Кавказскому хребту, можно проследить некоторые ее элементы (Тучкова, 1998, 2007). Вероятно, асимметричный характер постседиментационной зональности обусловлен деформациями сжатия асимметричного рифтогенного бассейна, которые проявились при коллизии пассивной окраины и Закавказского массива.

Известно, что постседиментационные преобразования сопровождаются изменением в соотношении материнских и дочерних изотопов. В таких случаях можно зафиксировать возраст этапа преобразований, правда, необходимо, чтобы интенсивность подобных преобразований была высока. Ранее для южного склона Большого Кавказа, в пределах Абхазии и Сванетии, было установлено, что изотопный возраст интрузий, контактирующих с лейасовыми интенсивно кливажированными породами, сформировавшимися в условиях субмеридионального сжатия, измеряется от 128 до 168 Ма, и был сделан вывод, что возраст кливажа и метаморфизма имеет предраннекелловейский возраст (Кавелашвили, 1988).

В последние годы на разных участках Кавказа (профиль вдоль р. Терек и в Южном Дагестане) в ниже-среднеюрских породах измерен возраст К-Ar и Rb-Sr систем (Гаврилов и др, 2000; Буякайте и др., 2003; Симанович и др, 2004). В перечисленных случаях установлено, что зоны наибольших постседиментационных преобразований совпадают с областью интенсивного кливажа, развитого в породах всех гранулометрических разностей терригенных отложений и связаны со стрессовыми деформациями осадочных толщ. Однако в одном случае возраст К-Ar и Rb-Sr систем указывает время максимального проявления постседиментационного литогенеза (180-190 Ма, Южный Дагестан (Симанович, 2004). В другом случае возраст К-Ar и Rb-Sr систем

полностью утратил первичные изотопные метки и фиксирует, вероятно, одно из последних тектонических событий (18-35 и 45-55 Ma), – южная часть профиля р.Терек, южнее Гвилетского массива (Гаврилов и др., 2000; Буякайте и др., 2003).

Таким образом, формирование юрских пород происходило как минимум в два этапа. В течение первого происходили медленное уплотнение и литификация осадков в условиях литогенеза погружения, и степень литификации была незначительной. В течение второго литификация отложений увеличилась в результате деформаций, прежде всего деформации сжатия, которые к тому же перестроили изотопные системы не только осадочных пород, но и произошло омоложение возраста катаклазированных гранитов. Последующие деформационные изменения пород могут включать в себя и третий этап.

На основании литологического изучения ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа, можно сделать некоторые выводы:

1. Климат в течение ранней-средней юры был умеренно теплым, с незначительными колебаниями температуры.

2. В бассейне существовало три типа седиментации, отвечающие возрастным и ландшафтным структурно-вещественным комплексам: терригенный, вулканогенно-осадочный и терригенно-карбонатный. Первый тип седиментации доминирует в Кавказском бассейне на протяжении ранней-средней юры. Второй тип является преобладающим в байосское время в приостроводужной области и локально отмечается в участках проявления вулканизма. Последний тип седиментации развит в ограниченных участках шельфа Закавказского массива в ранней юре и на северном обрамлении бассейна в батское время.

3. Для песчаников северного обрамления бассейна характерны устойчивые минеральные ассоциации и низкое содержание тяжелой фракции в ранне-среднеюрское время. Их состав обусловлен большим водосбором речной системы и пенепленизированным рельефом суши. Для песчаников южного обрамления в синемюр-ааленское время характерны малоустойчивые аркозовые ассоциации, состав которых определяли гранитные породы прилегающей Закавказской суши. В современной структуре отсутствует зона смешения аркозового и кварцево-

грауваккового материала, что может свидетельствовать о тектоническом совмещении двух петрографически различных провинций. С началом действия островной дуги в бассейне появились вулканокластические песчаники, возникшие в результате размыва вулканогенных серий.

4. При становлении складчатой зоны Кавказа осадочные породы, накопившиеся в бассейне пассивной континентальной окраины к началу коллизии, подверглись постседиментационным преобразованиям при воздействии повышенных температур и давлений. При этом осадки в зоне сочленения разных структур оказались максимально преобразованы до анхизоны, в условиях температур до $T^{\circ} 300^{\circ}\text{C}$ и давлений до 2-2,5 кбар.

2.4. Выводы

Анализ обстановок седиментации и постседиментационного преобразования осадков в изученных объектах пассивных континентальных окраин позволяет сделать следующие выводы. Установлены общие закономерности и определенные отличия накопления и транспортировки огромного количества обломочного материала в морских бассейнах Чукотки и Большого Кавказа. В Чукотском бассейне шельфовая зона увеличивалась и проградировала в глубоководные участки, в Кавказском бассейне положение шельфовой зоны практически не менялось до структурной перестройки в регионе.

Песчаники Западной Чукотки по составу породообразующих компонентов относятся к грауваккам, но различаются по содержанию матрикса. Наиболее высокое его содержание отмечается в отложениях нижнего-среднего триаса.

Песчаники северного обрамления бассейна Большого Кавказа также относятся к грауваккам. Аркозный состав отмечается в песчаниках южного обрамления, а вулканокластические песчаники характерны байосбатских отложений закавказского типа разреза. Смена геодинамического режима пассивной окраины на активную отчетливо фиксируется в появлении нового островодужного вулканогенного источника сноса в Закавказском типе разреза в байосское время, и установлена по появлению вулканокластических граувакк. В Северокавказском типе разреза следы вулканизма фиксируются по увеличению мафической составляющей в аргиллитах. Кроме того, в обоих изученных бассейнах снизу вверх по разрезу в минеральном составе песчаников появляются продукты размыва все более метаморфизованного материала (обломки гранито-гнейсов в триасовых отложениях Чукотки, минералы высокометаморфических пород в ааленских отложениях северного обрамления Большого Кавказа).

Постседиментационная зональность в изученных объектах была сформирована в два этапа. На первом этапе процесс протекал как литогенез погружения, а на втором произошло увеличение степени преобразования в связи с вовлечением осадочных толщ в деформации, сопровождавшие тектоническую перестройку в регионе.

Глава 3.

Примеры отложений активной континентальной окраины

3.1. Типы и осадочные комплексы активных окраин

Активные окраины имеют более сложное строение и испытывают более сложное развитие, чем пассивные. Под активными континентальными окраинами понимаются те области континентальных сегментов литосферных плит, в которых проявляются эффекты взаимного сближения плит (коллизии, аккреции, скольжения). Главной отличительной чертой строения активных континентальных окраин является наличие зоны субдукции, с которой связана не только сейсмичность, но и магматическая деятельность, а также складчато-надвиговые деформации и метаморфизм (Парфенов, 1984; Буалло, 1985; Ионин и др., 1987; Обстановки осадконакопления, 1990; Хаин, Ломизе, 1995, 2005; Геодинамика, магматизм, и..., 2006; Соколов, 1992, 2003; Осадочные бассейны, 2005; Голозубов, 2007).

Типы активных окраин. Среди активных континентальных окраин выделяется два типа – андийский, когда происходит взаимодействие между континентом и океаном, и островодужный или западно-тихоокеанский, когда происходит взаимодействие океанических литосфер. Для андийского типа характерны пологий наклон зоны субдукции и удаленность магматического фронта от желоба. Для западно-тихоокеанского (островодужного) типа – крутой угол субдукции 45-65°, изменчивость угла наклона и распределения сейсмичности.

Андийский тип активных окраин включает: 1) глубоководный желоб, вдоль оси которого на поверхность дна выходит зона субдукции. 2) переход от глубоководного желоба к континенту выражен крутым внутренним склоном желоба, являющимся одновременно континентальным склоном и узким шельфом. Ширина всей этой зоны составляет около 200 км. Край континента оказывается приподнятым и надстроенным вулканоплутоническим поясом.

Островодужный (западно-тихоокеанский) тип активных окраин включает следующие элементы: 1) собственно континентальную окраину,

мало отличающаяся от пассивных окраин, но более узкую; 2) глубоководную котловину окраинного моря; 3) вулканическую островную дугу; 4) глубоководный желоб; 5) краевой вал океана.

Элементы активных окраин. Главными элементами активных континентальных окраин являются шельфы, глубоководные желоба, внешние (невулканические) дуги, междуговые прогибы, вулканические дуги и тыловодужные впадины.

Шельфы отличаются небольшой шириной и покрыты маломощными отложениями (рис.3.1.1).

Активные континентальные окраины имеют континентальный склон с минимальными глубинами от 200 м, который погружается до 5000-10 000 м. Окраины андийского типа не имеют континентального подножия, и их склон обычно переходит в глубоководный океанический желоб.



Рис.3.1.1. Основные элементы активных континентальных окраин, на рисунке представлен западно-тихоокеанский тип активной континентальной окраины

Вулканическая (или островная) дуга – система островов с интенсивным вулканизмом, которые образованы сложно построенным осадочно-вулканогенным комплексом пород мощностью до нескольких километров, сформированных в надсубдукционной обстановке. Островная дуга имеет несколько элементов: островной склон с абразионной или аккумулятивной террасой, преддуговой бассейн расположенный между желобом и островной дугой, собственно дуга и задуговой шельф.

Вулканические дуги могут быть частью материка, или образовывать островную цепь, отделенную от материка мелководными морями. Вулканическая деятельность в пределах дуги сопровождается выбросом и накоплением больших масс пирокластического материала, который непосредственно участвует в формировании прибрежной зоны и шельфа вулканических островов. В прибрежной зоне и на шельфах вулканических

островов часто наблюдается расчлененный тектонический рельеф, отражающий проявления дифференцированных разнонаправленных вертикальных тектонических движений (Ионин и др., 1987; Тихоокеанская окраина Азии, 1989).

Среди вулканических дуг выделяется два класса – энсиматический (внутриокеанические) и энсиалический (зрелые островные дуги). Энсиматические дуги имеют океаническую или субокеаническую кору и выдвинуты далеко в океан. Они обычно глубоко опущены, так что над поверхностью воды поднимаются лишь отдельные острова. Энсиалические дуги имеют континентальную или переходного типа кору. Для них характерен высокогорный рельеф (рис.3.1.2).

Энсиматические дуги рассматриваются как начальная стадия эволюции островных дуг, которая завершается образованием энсиалических дуг. В основании вулканических дуг образуются плутоны гранитоидов, при последующем размыве они выходят на поверхность. Среди гранитоидов в энсиматических дугах установлены диориты, тоналиты, гранодиориты и в энсиалических – граниты. Формирование гранитоидов указывает на становление гранитно-метаморфического слоя

(Северная Евразия, 1980).

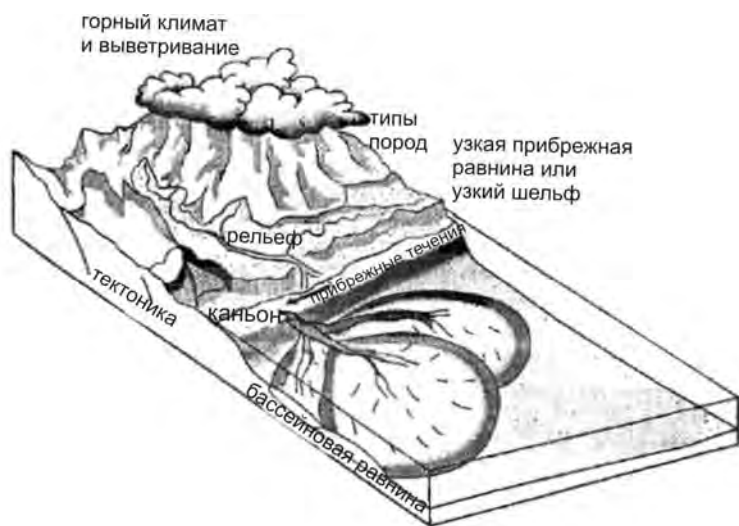


Рис.3.1.2. Блок-диаграмма, иллюстрирующая строение конуса выноса активной континентальной окраины (Вонга, 2000).

Глубоководный

желоб – элемент строения активной окраины, сопряженный с вулканической дугой.

В плане он имеет дугообразную форму, протягиваясь на сотни километров, иногда более (до 1000 км). Глубина современного желоба достигает 11000 м и зависит от того, насколько желоб заполнен осадками. Важным элементом глубоководного желоба является внутренний склон, так как он может быть

местом формирования аккреционной призмы или проявления процессов субдукционной эрозии.

Такой элемент активных окраин, как аккреционные призмы (или клин), сложены, как правило, счешуенными пластинами, наклоненными в сторону континента или островной дуги и омолаживающимися в сторону океана. Современные аккреционные призмы имеют четкую структурную приуроченность и являются маркирующими комплексами конвергентных окраин литосферных плит. Их формирование связано с поддвижением океанической плиты под континент или островную дугу. В строении призмы принимают участие образования различного происхождения. Снизу призма ограничена поверхностями главного срыва (decollement), полого наклоненными под континент или островную дугу. Поверхности срыва отчетливо прослеживаются на сейсмограммах на десятки километров от желоба, и располагаются внутри осадочного разреза. К основным элементам аккреционной призмы относятся (Соколов, 2003; Kimura, Mukai, 1991): 1) когерентные (ненарушенные турбидиты); 2) терригенные меланжи двух типов: один состоит из линзовидных блоков песчаников, погруженных в чешуйчатый глинистый матрикс, другой – из блоков океанического происхождения (базальтов, кремней, красных глин и известняков); 3) фрагменты океанической коры; 4) олистостромы; 5) серпентинитовые меланжи.

Краевые валы представляют собой пограничные поднятия между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана, вытянутые параллельно желобу. Происхождение валов связывается с изгибом океанской литосферы при ее погружении в зону субдукции.

Преддуговые бассейны – бассейны, расположенные во фронте дуги. Осадки происходят из трех источников: внешней дуги, магматической дуги и в некоторых случаях с ближайшего континента, откуда транспортируются в продольном направлении. Состав осадков представлен в основном граувакками или вулканокластическими песчаниками.

Задуговые бассейны – окраинные моря, лежащие между краями континентов и системами островных дуг.

Междуговые бассейны – бассейны, расположенные между внешней и вулканической дугами.

Осадочные комплексы. Закономерности осадконакопления на активных континентальных окраинах определяются обилием и составом вулканического материала, поступающего с островной дуги. Кроме того, островным дугам свойственны интенсивные тектонические движения, вызванные деформациями в земной коре, поэтому в прибрежной зоне и на шельфе вулканических островов, входящих в систему островных дуг, создается расчлененный рельеф, отражающий проявления разнонаправленных тектонических движений.

Турбидиты в пределах активных континентальных окраин накапливались в задуговых и преддуговых бассейнах, а также в глубоководных желобах. Горизонты вулканитов и вулканокластических отложений характерны для шельфовых и склоновых отложений преддуговых и задуговых бассейнов, а также встречаются среди отложений глубоководных желобов (Хворова, 1987; Голозубов, 2007).

Минеральный состав отложений вулканических дуг указывает на характер вулканизма и тип дуги, эта зависимость была установлена на примере современных активных окраин (Сахно, Мартынов, Ханчук, 1989). Поскольку в энсиматических дугах преобладают подводные излияния, то лавы преобладают над туфами. Главное значение имеют базальты толеитовой серии, а значение кислых дифференциатов (андезитов, дацитов) невелико или они появляются лишь в верхах разрезов. Характерно присутствие бонинитов.

В энсиматических дугах преобладают продукты субаэрального вулканизма. Широко распространены туфы и туфогенные отложения. В составе лавового и пирокластического материала доминируют андезиты, больше кислых пород – дацитов и липаритов, а количество базальтов уменьшается. Эти зависимости могут быть использованы при распознавании древних островодужных формаций и служить первичным признаком выделения типа островных дуг на основании анализа состава осадков.

Минеральный состав осадков, накапливающихся на дне окраинных морей, имеют различное происхождение (Буалло, 1985; Хаин, Ломизе,

2005, Хворова, 1987). На склоне, обращенном к вулканической дуге, накапливаются преимущественно продукты ее размыва, то есть вулканогенно-обломочные образования и пирокластика. На противоположном склоне, обращенном к континенту, формируются турбидиты подводного конуса выноса, и в их составе вулканокластики практически не содержится.

В отложениях задуговых окраинных морей влияние надсубдукционного вулканизма по мере удаления от дуги ослабевает, но сказывается благодаря постоянному присутствию примеси пирокластики, и некоторые интервалы разрезов ею обогащены (Хворова, 1987; Голозубов, 2007).

Осадки, связанные со склонами глубоководных желобов, можно подразделить на фации подводных каньонов, склонов и склоновых впадин (Обстановки осадконакопления, 1990). Последние состоят из фаций конусов выноса, отсыпок у подножий склонов и равнин. Состав осадков может быть двух типов – «зрелым» - когда доминируют грубозернистые терригенные осадки, или «незрелым» - источником сноса для них служат местные, локальные источники (Обстановки осадконакопления, Т.2, 1990).

Строение конусов выноса. На активных континентальных окраинах, как и на пассивных, выделяется три типа конусов выноса (Обстановки осадконакопления, Т.2, 1990; Bouma, 2000; Mattern, 2005):

- ***Дельтовые конусы выноса*** на активных континентальных окраинах, в отличие от пассивных, характеризуются меньшими размерами, распространены локально и связаны с некрупными реками или временными водными потоками, стекающими с близлежащих горных систем. Минеральный состав представлен в основном вулканокластическими песчаниками, сформированными за счет размыва близлежащих горных склонов, сложенных туфовыми и лавовыми потоками. В некоторых случаях в составе песчаников встречаются продукты размыва более древних образований или подстилающих вулканогенные.

- ***Конусы выноса склоновых шлейфов*** представлены чаще всего нормальным (обломочным) типом (см. рис.2.1.4 а). Поперечный разрез склоновых шлейфов активных окраин характеризуется

косопроградационным строением – склон может прорезаться оврагами и рассекается оползнями, с формированием на подошве склона лопастевидных осадочных выступов, скоплений материала обломочных потоков и оползневых блоков. Характерны оползневые и обломочные фации. Минеральный состав соответствует составу островодужных серий.

- **Подводные конусы выноса** – наиболее распространенными являются песчаные конуса выноса (sand-rich) (рис.3.1.3) (Воума, 2000; Mattern, 2005). Конусы выноса могут иметь изолированные или соприкасающиеся друг с другом лопасти (рис.3.1.4). Форма лопастей может быть двух типов – радиальная или изогнутая.

Исследованиями, посвященными созданию моделей современных песчаных конусов выноса, установлено строение, аналогичное строению конусов выноса пассивных континентальных окраин: выделяется верхний конус, средний конус, нижний конус выноса (рис. 3.1.5). Строение разных частей песчаного конуса выноса представлено на рис.3.1.6. Существенных отличий в строении конуса выноса между пассивным и активным режимом не наблюдается, основное различие заключается в составе обломочной части, слагающей элементы конуса и мощность осадков.

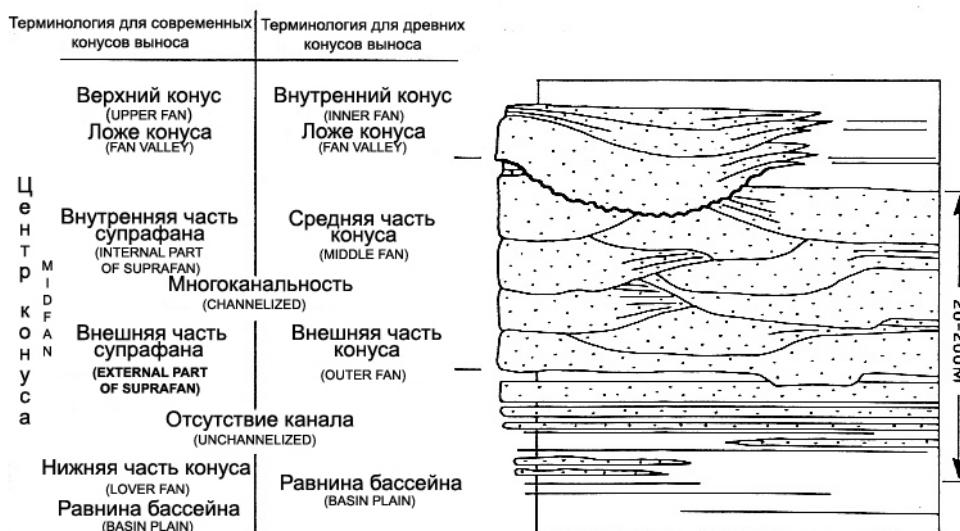
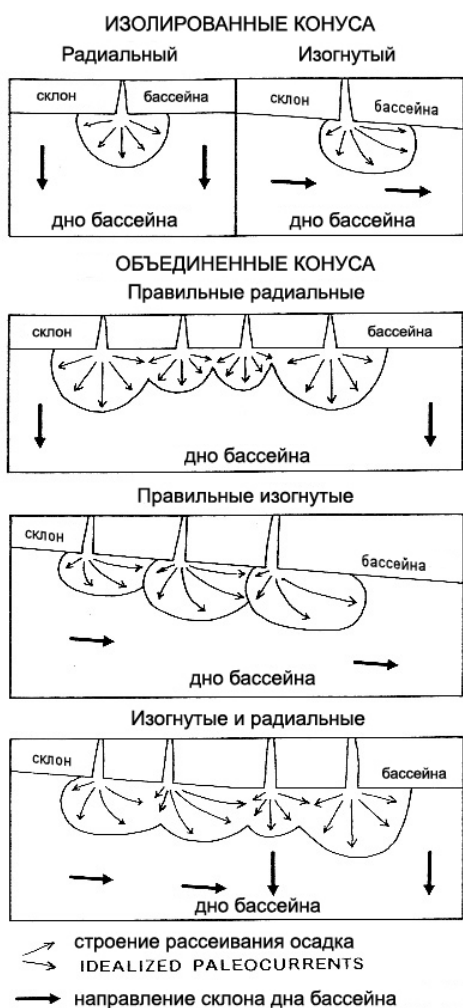


Рис.3.1.3. Модель древнего песчаного подводного конуса выноса (sand-rich) (Mutti, 1979; Mattern, 2005). Терминология современных и древних конусов (Mattern, 2005).

Размеры песчаных конусов выноса существенно меньше, чем глинистых конусов – радиальный конус составляет около 100 км, при этом латеральные размеры отдельных лопастей составляют 5-10 км, но могут достигать и больших размеров 11-15 или даже 30-36 км (Normark, 1974;

Mattern, 2005). Мощность отдельных радиальных конусов, как правило, не превышает 1 км, но чаще бывает значительно меньшей (Mattern, 2005).



превышает 1 км, но чаще бывает значительно меньшей (Mattern, 2005).



Рис.3.1.4 (слева). Различные типы песчаных конусов выноса (Mattern, 2005).

Рис.3.1.5 (справа). Модель современного песчаного подводного конуса выноса, с современной терминологией (Normark, 1970; Mattern, 2005).

В отличие от конусов выноса пассивных континентальных окраин, песчаные конуса выноса активных окраин в основном формируются в обстановках с узким, нешироким шельфом. Водные системы, ассоциирующие с конусами активных окраин, имеют высокий градиент, и протекают по неширокой прибрежной равнине, расположенной вблизи горной страны (Voima, 2000; Mattern, 2005). Некрупные песчаные конусы выноса получают осадочный материал из локальных мелких источников и заполняются за счет поступления материала из локальных и коротких речных систем (рис.3.1.6). Длительность транспортировки обломочного материала незначительна, что обусловлена в первую очередь размерностью зерен, слагающих конус выноса. Как правило, низкое содержание глинистой составляющей препятствует созданию протяженного и удаленного от континента конуса. Как и на пассивных

окраинах, часто отмечается проградация конуса выноса за счет интенсивного привноса кластики (Mutti, 1992, Mattern, 2005).

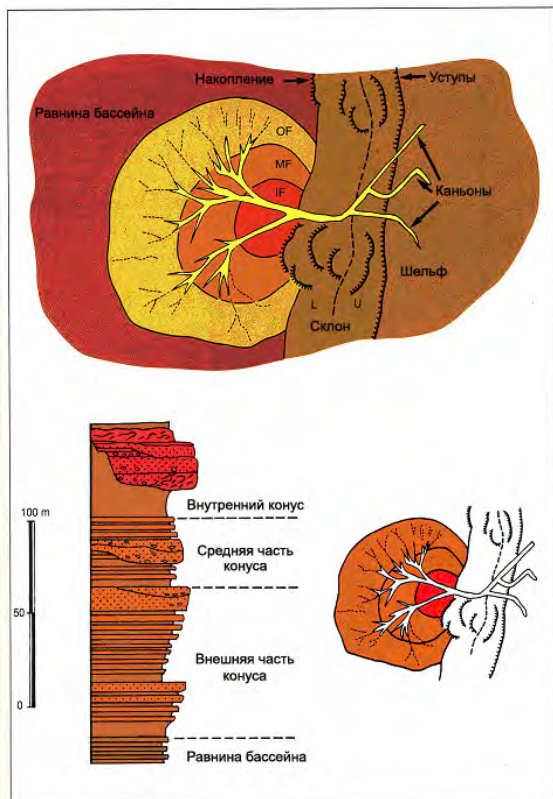


Рис.3.1.6. Модель конуса выноса по данным (Mutti, Ricci Lucchi, 1972).

Работы, в которых рассматриваются литологические и минералогические аспекты строения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ активных окраин, появились начиная с середины восьмидесятых годов (Шапиро, Хотин, 1973; Малиновский, 1985, 1987, 1990; Геосинклиальный литогенез, 1987; Нечаев, Деркачев, 1989; Чамов, 1996; Шапиро, 1992; Nechaev V.P., 1993; Harbert et al., 1998; Малиновский и др, 1989, 2006 и многие другие).

Минеральный состав осадков, слагающих подводные конусы выноса активных континентальных окраин, представлен в основном незрелым обломочным материалом. Песчаники часто аркозовые или субаркозовые, с высоким содержанием полевошпатовой составляющей (более 20%), а также лититовыми граувакками и аркозовыми вакками (Nilsen, 1981; Хворова, 1987; Pickering and Hilton, 1997; Mattern, 1999, 2005). Содержание тяжелой фракции высокое и представлена она в основном малоустойчивыми к переносу минералами.

Факторы, влияющие на осадконакопление на активных континентальных окраинах. Тектоническая активность является основным фактором, влияющим на осадконакопление активных континентальных окраин. Седиментация в этих бассейнах происходила на фоне интенсивного островодужного вулканизма, поставляющего в близлежащие осадочные бассейны огромное количество размываемой вулканической кластики и пирокластического материала. На формирование песчаных конусов выноса большое влияние оказывает тектоника. При этом тектоническая позиция и типы бассейнов, в которых

происходит формирование песчаных конусов, весьма разнообразны и включают окраинноморские и островодужные бассейны и преддуговые с аккреционными призмами, присдвиговые и др. (Обстановки осадконакопления, Т.2, 1990; Vouma, 2000; Mattern, 2005). Mattern, 2005).

Влияние изменения уровня океана имеет небольшое значение, поскольку шельф узкий и осадки здесь практически не накапливаются или имеют небольшую мощность.

Климатический фактор имеет большее значение, когда за счет многочисленных дождей возрастает количество размываемых рыхлых осадков, в изобилии приносимых на побережье (Vouma, 2000). Установлено строгое взаимоотношение влияния климата на состав современных вулканокластических песков – соотношение обломков вулканогенных пород к сумме содержания акцессорных минералов и обломков вулканогенных пород (RFA index), а также отношение обломков вулканогенных пород к содержанию суммы плагиоклазов и обломков вулканогенных пород (RFP index) ниже в регионах с гумидным климатом (Mack, Erzykievicz, 1989). В условиях аридного и полуаридного климата влияние выветривания не столь значительно (Morton, Smale, 1990; Pasquini et al., 2005).

В своем развитии активные континентальные окраины претерпевают более сложную и многоступенчатую эволюцию, чем пассивные окраины. Построение единой эволюционной модели активных окраин и превращения их в складчатую область, является достаточно сложной и многоплановой проблемой, связанной с существованием разнообразных тектонических структур и действием различных геодинамических режимов.

Бассейны активных окраин подвергаются воздействию коллизионных и аккреционных процессов, которые определяют их специфику. Контрастность геодинамических обстановок на континентальных окраинах, происходящих при субдукции плит, обуславливает различия в их строении. Взаимодействие динамических и статистических нагрузок при субдукционном процессе, приводит как к формированию латеральных рядов осадочных бассейнов и разделяющих их поднятий, так и к проявлению деформаций в осадочных комплексах,

участвующих в процессе. Как правило, надвигающаяся плита находится либо в состоянии растяжения с формированием задугового бассейна, либо в состоянии сжатия, с образованием преддугового поднятия. Напряженное состояние в надвигающейся плите тесно связано с взаимодействием плит в зоне субдукции и зависит от состояния прочности взаимодействующих плит (Константиновская, 2003). При коллизии дуга-континент первые деформации происходят в надвигающейся плите в области дуги, если плита континентальной окраины мощная и прочная. Если плита континентальной окраины утоненная и с пониженными прочностными свойствами коры, то первые деформации происходят в структуре окраины. В аккреционных призмах в основании осадочного слоя развиваются деформации двух вергентностей – в сторону поддвигающейся плиты и в сторону дуги (Seely, 1974; Константиновская, 2003). В аккреционной призме формируются надвиги в осадочном слое фронтальной части призмы.

Постседиментационные преобразования осадочных комплексов активных окраин в геологической литературе рассмотрены не столь подробно, как пассивных. Исключением являются аккреционные призм, на примере которых вопросы литогенеза осадков рассмотрены весьма детально (Lague, 1985; Чамов, Курносов, 2001; Чамов, 2002). Важное значение для этого имели данные глубоководного бурения. К этому необходимо добавить, что для аккреционных призм подробно охарактеризовано их строение и седиментация (Григорьев, Крылов, Соколов, 1987; Кемкин, Ханчук, 1993; Григорьев и др., 1995; Кириллова, 2002; Зябрев, 2005; Филиппов, Нечаев, Екимова, 2006; Кемкин, 2003, 2006; Голозубов, 2007 и многие другие).

К сожалению, вопросы постседиментационного преобразования терригенных отложений других типов осадочных бассейнов активных континентальных окраин не получили должного внимания. В следующих разделах рассматриваются процессы седиментации и постседиментационного преобразования терригенных толщ, накопившихся при режиме активной континентальной окраины на примере: меловых отложений обрамления Пенжинской Губы – в разделе 3.2, палеогеновых отложений Ильпинского полуострова – в разделе 3.3.

3.2. Вулканоогенно-осадочные меловые отложения Пенжинской Губы

Меловые отложения широко распространены на территории Северо-Востока России. Формирование структур региона происходило в результате последовательного причленения к Азиатскому континенту разнообразных структурно-вещественных комплексов, в том числе офиолитов и фрагментов океанической коры, сопровождавшиеся разноуровневыми деформациями (Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993). В позднем альбе – раннем сеномане на Северо-Востоке произошли значительные тектонические события, обусловившие структурную



перестройку континентальной окраины и, как следствие, изменение морских бассейнов и условий осадконакопления. Влияние и особенности проявления австрийской фазы складчатости рассмотрены в работах (Книппер, 1972; Соколов, 1992, 1994; Филатова, 1998).

Рис.3.2.1. Фрагмент геологической карты, на котором показан район работ

Процессы осадконакопления и тектонической эволюции меловых отложений обрамления Пенжинской Губы (рис.3.2.1.) освещены во многих публикациях (Авдейко, 1968; Копорулин, Вознесенский, 1969; Книппер, 1972; Верещагин, 1977; Некрасов, 1979; Очерки..., 1982; Парфенов и др., 1993; Кириллова, 1996, 2000; Маркевич, Коновалов, 1997; Филатова, 1998; Маркевич и др., 2000; Соколов, 1992, 1994, 1999, 2003). Большой вклад в изучение стратиграфии меловых отложений внесли несколько поколений стратиграфов (Пергамент, 1960; Похиалайнен, 1985, 1994; Найдин и др., 1996; Герман, 1999 и многие другие). Постседиментационные преобразования и состав глинистых минералов были изучены в работах (Геосинклинальный литогенез, 1987; Копорулин, 1992; Тучкова, и др., 2003).

также белемниты и аммониты, которые позволяют уверенно датировать разные части разреза (Пергамент, 1960; Похиалайнен, 1970, 1994; Иванов, Похиалайнен, 1973; Захаров и др., 1996 и др., рис.3.2.6).

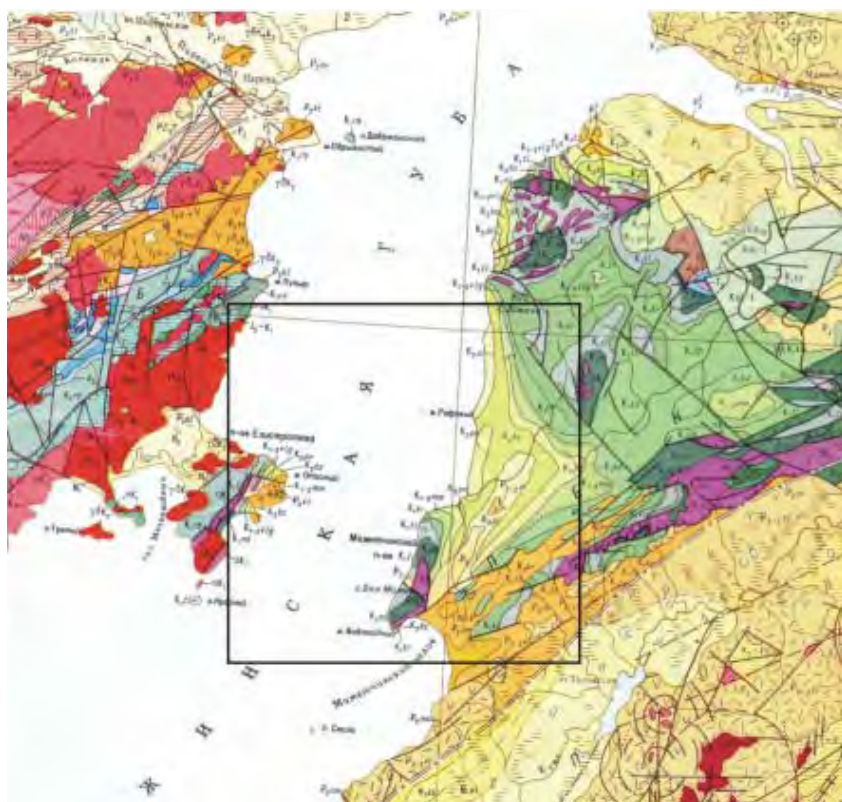
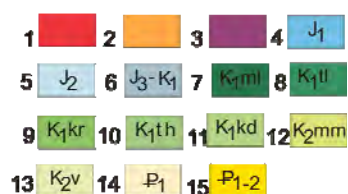


Рис.3.2.3. Геологическая карта Пенжинской Губы и ее обрамления масштаба 1:200000, квадратом обозначен район работ.

Условные обозначения:
 1 – граниты, 2 – гранодиориты; 3 – офиолиты; Отложения: 4 – нижнеюрские, 5 – среднеюрские; 6 – нерасчлененные верхнеюрско-нижнемеловые; 7 – мялекасынской свиты; 8 – тылакрьельской свиты; 9 – кармаливаямской свиты; 10 – свиты; 11 – кедровской свиты; 12 – маметчинской свиты; 13 – валижгенской и быстринской свит; 14 – нижнепалеогеновые; 15 – нерасчлененные нижне- и среднепалеогеновые



3.2.2. Состав и строение осадочных комплексов

При анализе обстановок осадконакопления использованы фациальная интерпретация разрезов и обобщенное описание осадочных комплексов, отражающих ландшафтные обстановки их накопления, наиболее характерные для каждого временного интервала. Айнынский террейн (рис.3.2.5) занимает большую часть Пенжинского хребта и представлен главным образом нижнемеловыми терригенными и в значительно меньшей степени – вулканогенными породами общей мощностью почти до 10 000 м. Вулканогенные отложения представлены тонкими прослоями вулканомиктовых и туфогенных песчаников, а также кислых и средних туфов (Очерки тектоники..., 1982; Соколов, 1992, 2003; Голозубов, 2006).



Рис.3.2.4 Фрагмент географической карты (с сайта www.map-yandex.ru) с точками, показывающими примерное положение изученных разрезов Пенжинской Губы. Контуры террейнов и их названия даны на рис. 3.2.5.

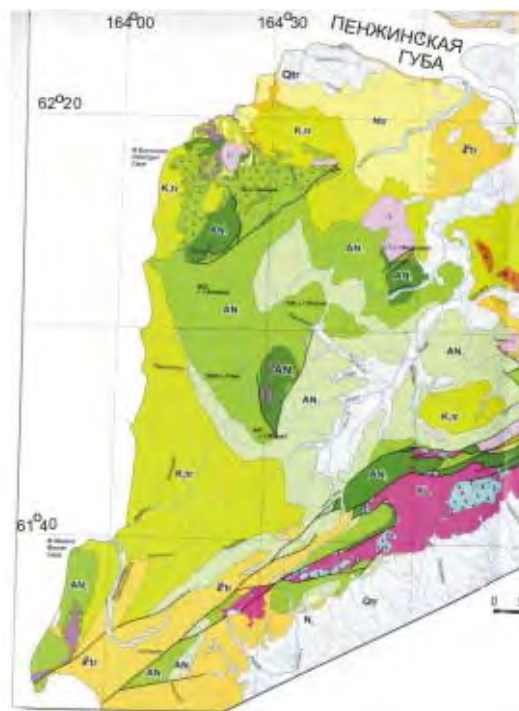


Рис.3.2.5. Карта террейнов и перекрывающих комплексов Пенжинских гор (Корякское нагорье), из работы (Голозубов, 2006).

Условные обозначения к рис. 3.2.5.: КН – Харитонинский терреин – фрагмент раннекаменноугольной активной окраины, граувакковые турбидиты, вулканиты кислого и среднего состава.

Эльгеминайский субтерреин (EL) средне-верхнеордовикские диабазы и пиллоу-базальты (а-EL1), известняки и кремнистые породы, перекрытые верхнеордовикскими граувакковыми турбидитами (б EL2).

(КНI) Хинантынупский субтерреин – раннепалеозойский офиолитовый комплекс. Гипербазиты, серпентинитовый меланж, полосчатые габбро.

(IL) Ильпенейский субтерреин раннепалеозойские голубые и зеленые метаморфические сланцы, кварциты, мраморизованные известняки, базальты и их туфы.

(AN) Айнынский терреин – фрагмент внешнего склона позднеюрской-раннемеловой активной окраины. AN3 – апт-альбские проксимальные и дистальные граувакковые турбидиты (тихореченская и кедровская свиты). AN2 – готерив-барремские проксимальные, реже дистальные граувакковые турбидиты, редко туфы основного состава (кармаливаямская и тылакрьльская свиты). AN1 – титон-валанжинские дистальные, реже проксимальные граувакковые турбидиты.

(KL) Куюльский офиолитовый терреин – базальтоиды комплекса параллельных даек, пиллоу-базальты, перекрытые триасово-юрскими кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами (кингивеевский комплекс), полосчатые габбро, гипербазиты, серпентинитовый меланж.

Перекрывающие комплексы: Qtr – четвертичные аллювиальные и прибрежно-морские терригенные отложения, торфы.

Nv неогеновые вулканические образования, Ntr – неогеновые эпиконтинентальные и прибрежно-морские терригенные отложения, бурые угли, P-Nv – Палеогеновые и неогеновые эпиконтинентальные вулканические, реже терригенные образования. Андезиты, андезитодациты, дациты и их туфы, песчаники и алевролиты, Ptr – палеогеновые эпиконтинентальные и прибрежно-морские терригенные, реже вулканические образования, бурые угли (тигельская серия, унельская и оммайская свиты), K2tr – верхнемеловые прибрежно-морские, реже эпиконтинентальные терригенные отложения, каменные угли (мамечтинская, валижгенская, пенжинская, быстринская, и пиллалваямская свиты).

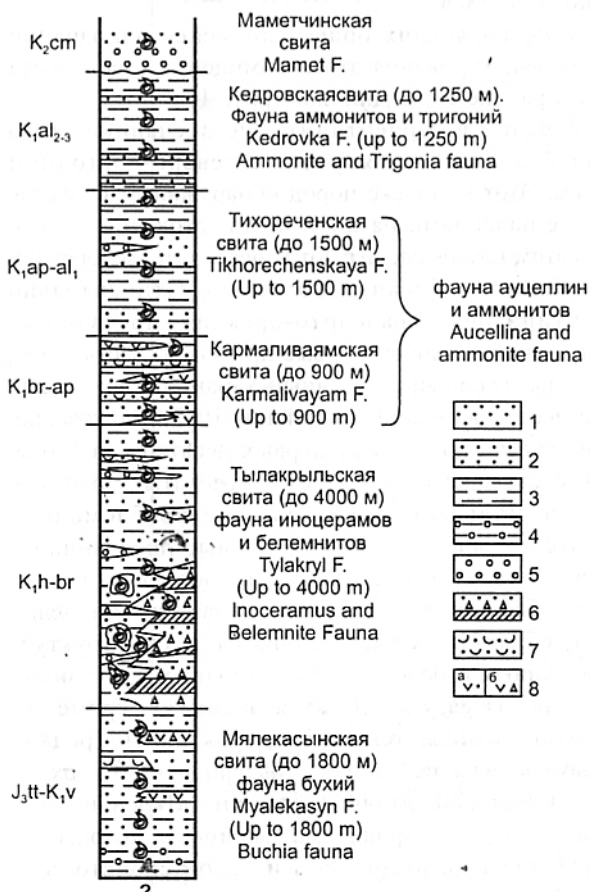


Рис.3.2.6. Стратиграфическая колонка верхнеюрских и нижнемеловых отложений Айнынского террейна с фаунистическим обоснованием возрастных датировок из работы (Голозубов, 2006, рис. 43).

Сложно построенные осадочные и вулканогенные комплексы Пенжинской губы на полуостровах Елистратова и Маметчинском образуют как разрозненные выходы, так и непрерывные полосы, последние обнажены в береговых обрывах Пенжинской губы, часто имеют тектонические контакты. В верховьях рек Ганычалан и

Большой Упупкин вдоль границы Айнынского и Ганычаланского террейнов трассируется зона крутопадающих разломов северо-восточного простирания, по которому метаморфиты ильпенейской свиты перекрывают нижнемеловые (вплоть до альбских) толщи Айнынского террейна (Голозубов, 2006).

Нижнемеловые отложения представлены осадочными и туфогенно-осадочными породами следующих свит: мялекасынской (берриас-валанжин), тылакрыльской (готерив), и айнынской серией (баррем-альб). Айнынская серия объединяет в себе свиты: кармаливаямскую (баррем-апт), тихореченскую (апт-нижний альб) и кедровскую (нижний и средний альб) (Соколов, 2001). Вышележащий комплекс альбско-сенонского возраста включает свиты: маметчинскую (поздний альб-турон), валижгенскую (средний турон-коньяк), быстринскую (сантон), веселовскую (верхний сенон) (Соколов, 2001, Голозубов, 2006).

В позднеюрско-раннемеловое время вдоль края Азиатского континента существовала протяженная Удско-Мургалская островодужная система (Некрасов, 1976; Соколов и др., 1999; 2000). Используя данные,

приведенные в работах (Копорулин, 1992; Соколов и др., 1999, 2000), можно реконструировать предостроводужную часть Удско-Мургальской дуги и во фронтальной части дуги аккреционную призму, в структурах которых накапливались нижнемеловые глубоководные флишоидные отложения Айнынского террейна. Альб-сеноманские морские терригенные и угленосные турон-нижнесенонские отложения накапливались в преддуговом Пенжинском прогибе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП).

Полный разрез нижнемеловых отложений (мялекасынская, тылакрыльская и кармаливаямская свиты) установлен на Маметчинском полуострове, от м.Водопадный до середины полуострова, на м.Мамет, а также в бассейнах рек Большой Упупкин и Таловка (Геосинклинальный литогенез, 1987; Соколов, 1992). На полуострове Елистратова разрез нижнемеловых отложений представлен отдельными фрагментами в бухте Горных Кузнецов, где установлены мялекасынская и тылакрыльская свиты. Верхнемеловые отложения протягиваются непрерывной полосой на восточном побережье Пенжинской Губы от Маметчинского полуострова на юге до мыса Валижген на севере, а также в северо-восточной части полуострова Елистратова.

Нижнемеловые отложения

Нижний мел представлен осадочными отложениями, которые характеризуются непрерывными переходами между собой. Нижняя часть берриас-валанжинских (мялекасынская свита) отложений на п-ове Елистратова со стратиграфическим контактом залегает на породах дайкового комплекса офиолитовой ассоциации или же с тектоническим контактом на породах серпентинитового меланжа (Соколов и др., 1999). В основании разреза расположены плохо стратифицированные, грубообломочные полимиктовые образования, часто с подводно-оползневыми горизонтами, в которых чередуются песчаники и алевро-аргиллиты, конгломераты и гравелиты (рис.3.2.7а). Выше грубообломочных – отложения дебризных, зерновых потоков и турбидиты, иногда отмечаются отложения контурных течений. В обломках конгломератов преобладают породы кислого состава, а также встречаются базальты, породы дайкового комплекса и амфиболиты.

Тылакрыльской свите готерива свойственно ритмичное чередование вулканомиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов (рис.3.1.8), с горизонтами туфов и пестроцветных туфопесчаников, с редкими линзовидными прослоями известковых пород. В некоторых случаях чередуются пачки, содержащие отложения проксимальных турбидитов, дебризных и зерновых потоков и пачек, содержащих отложения дистальных турбидитов и контурных течений, часто с эрозионным контактом в основании. Конгломераты готеривского возраста содержат обломки андезито-базальтов, базальтов, туфов разнообразного состава, гранодиоритов и плагиогранитов, офиокальцитов, метаосадочных, а в верхних частях готерива также трахитоидных пород.

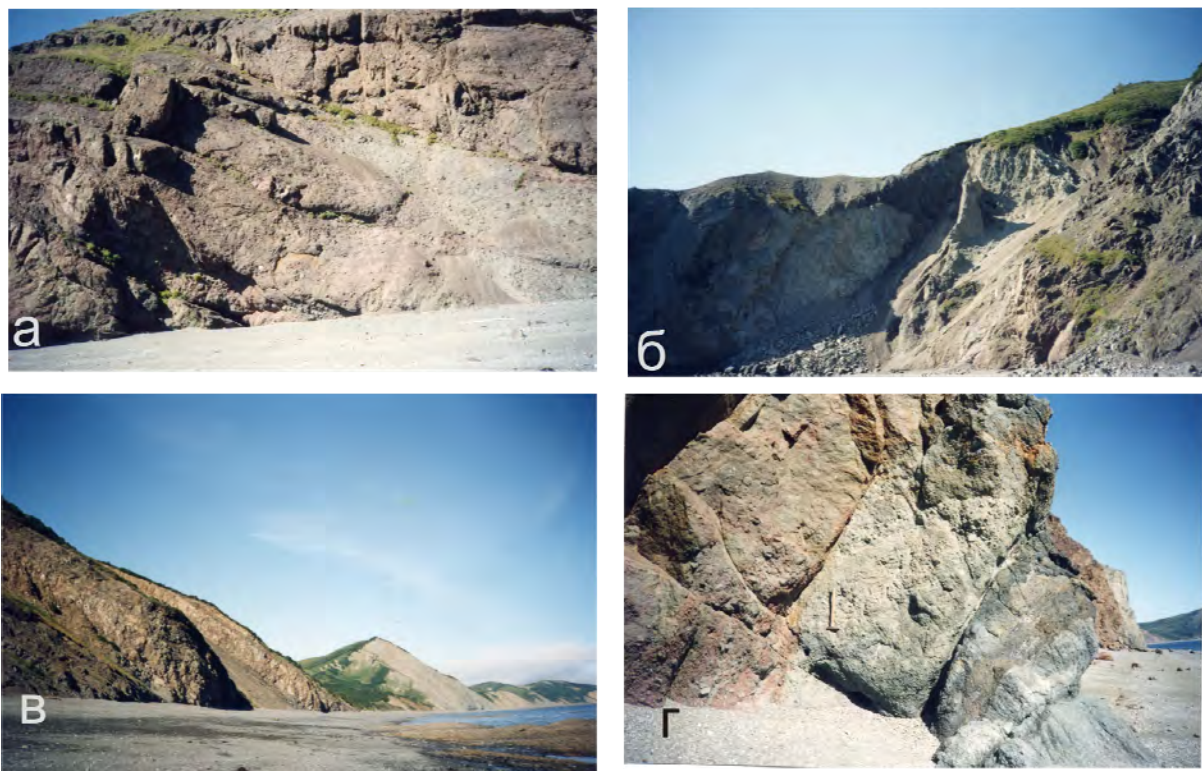


Рис.3.2.7. Типовые разрезы нижнемеловых отложений п-ва Елистратова (фотографии С.Д.Соколова). 1 – базальные конгломераты; 2 – отложения канала конуса выноса; 3 – отложения туфов готеривского возраста; 4 – прослой туфопесчаников.

Кармаливаямская свита представлена чередованием дистальных турбидитов, контуритов с "фоновыми" отложениями алевро-аргиллитов. Отложения тихореченской и кедровской свит не изучались. Общая мощность нижнемеловых отложений на п-ве Маметчинский более 4 тыс. м., а на полуострове Елистратова они нарушены разломами и разрез не полный.

Накопление терригенных и вулкано-терригенных толщ на изученной территории в раннем мелу происходило в преддуговом бассейне. Осадки нижнего мела накапливались в глубоководных условиях, в пределах континентального склона или его подножия (Соколов и др., 1999; Тучкова и др., 1999, 2001). На продолжении вулканических построек в раннем мелу отмечаются многочисленные некрупные конуса выноса на продолжении вулканических построек, с вулканокластическим составом осадков в них.

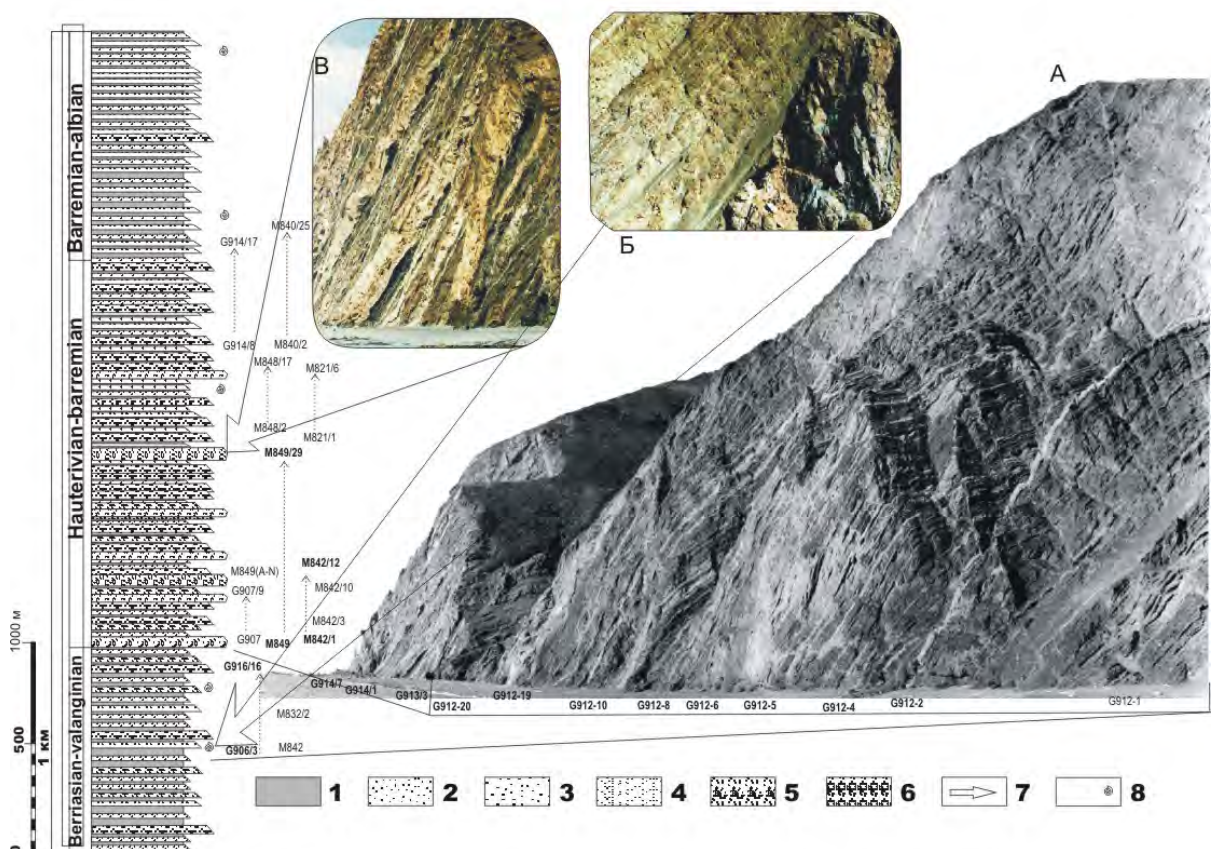


Рис.3.2.8. Типовой разрез тылакрьльской свиты, слева на колонке нанесены номера образцов, фотография и образцы К.А.Крылова. Условные обозначения: 1 – аргиллиты, 2 – мелкозернистые песчаники, 3 – крупнозернистые песчаники, 4 – переслаивание песчаников и алевролитов, 5 – вулканомиктовые песчаники, 6 – гравелиты и конгломераты, 7 – стрелки, указывающие положение образцов в разрезе и на колонке, 8 – фаунистические остатки.

А – береговые обрывы с обнажением ритмичных готерив-аптских отложений, разрезы 914, 912, 912 – слева направо, полуостров Маметчинский; Б – тектонический контакт флишевых толщ готерива (слева) и офиолитового блока в меланже (темное справа); В – ритмичная толща готеривских отложений на м.Мамет.

Вернемеловые отложения

На полуострове Елистратова изучены следующие свиты: маметчинская, нижняя часть валижгенской и быстринская свиты, суммарная мощность которых составляет 1000-1100м, а на восточном

побережье Пенжинской губы (п-ов Маметчинский) – маметчинская, валижгенская, быстринская и веселовская свиты мощностью 1.5-2 тыс. м.

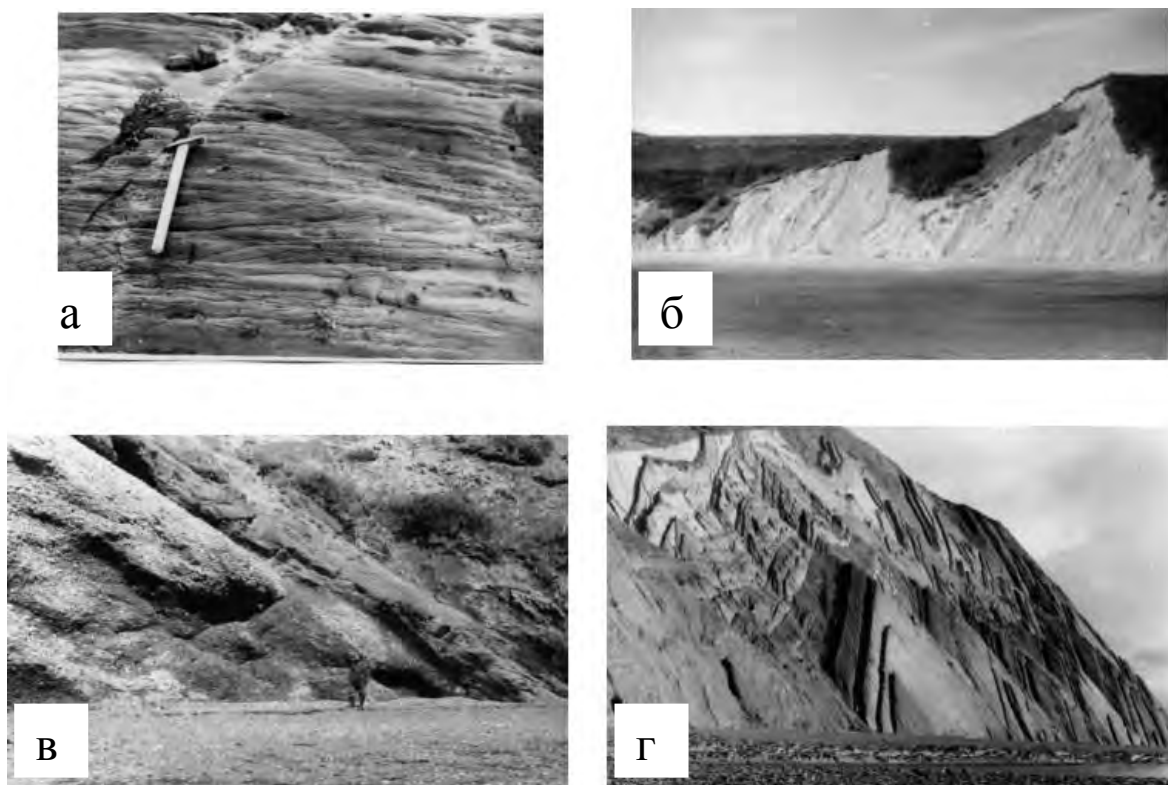


Рис.3.2.9. Типовые разрезы верхнего мела (фотографии В.И.Копорулина). а – континентальные отложения маметчинской свиты п-ва Елистратова; б – континентальные отложения пенжинского горизонта п-ва Елистратова; в – морские отложения м. Рифовый, п-ов Маметчинский; г – морские отложения маметчинской свиты, п-ов Маметчинский.

Породы верхнего мела залегают на нижележащих породах с резким размывом и угловым несогласием. Возраст основания разреза базальных слоев по данным М.А.Пергамента (1974), датируется сантоном, по данным В.П.Похиалайнена – поздним альбом-сеноманом (Похиалайнен, 1970). Преобладают песчаники и алевролиты при подчиненном развитии конгломератов и гравелитов, также встречаются горизонты туфов и пласты каменного угля или углистых алевролитов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 3-5 м (Геосинклинальный литогенез, 1987; Копорулин, 1992 и др.). Наиболее грубообломочные породы – конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники слагают основание верхнемелового разреза (рис.3.2.7в). В их составе установлены гальки диоритов и кварцевых диоритов, андезитов, базальтов и их туфов, дацитов, гранитов, гранодиоритов, кислых лав и их туфов, осадочных и метаморфических пород (глинистых, кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых разностей, кристаллических сланцев, гнейсовидных пород)

(Копорулин, Вознесенский, 1969; Копорулин, 1992). Содержание каждого из названных типов пород изменяется от нескольких процентов до 20-25%. На восточном побережье (п-ов Маметчинский) в конгломератах содержание кислых пород достигает 25-40%, на западном побережье (п-ов Елистратова) – не превышает 15-30%.

В конце раннего мела (в альбе) осадки стали накапливаться в более мелководных морских условиях, что было связано с обмелением бассейна в результате роста аккреционной призмы и причленения Куюльского террейна. Осадконакопление развивалось в пределах шельфовой зоны и аллювиальной равнины. Временами, во время регрессий, относительно мелководное море превращалось в систему опресненных заливов и лагун или аллювиально-озерную низменность, на прибрежных равнинах возле гор отмечены угленосные осадки (Копорулин, 1992).

Конуса выноса в позднем мелу двух типов. Первые аналогичны таковым для раннемелового времени, они отмечаются на продолжении вулканических построек и имеют вулканокластический состав. Другой тип представлен более крупными конусами, которые являются продолжением дельтовых систем, и состав осадков в них отличается повышенным содержанием сиалического материала.

3.2.3. Минеральный состав песчаников

В песчаниках мелового возраста, слагающих обрамление Пенжинской Губы, установлено несколько минеральных ассоциаций, накопление которых обусловлено влиянием различных источников сноса. Песчаные породы **мялекасынской** свиты (берриас-валанжинское время) представлены граувакками (Тучкова и др., 2003₁; Тучкова и др., 2003₂), в которых отмечается довольно высокое содержание кварца (18-27%, рис.3.2.10). Среди генетических типов кварца преобладает кварц метаморфогенных пород и древних гранитоидов. В составе полевых шпатов (3-9%) установлен несдвойникованный полевой шпат (ортоклаз, кислый плагиоклаз-олигоклаз). Содержание обломков пород составляет 55-70%, рис.3.2.11 б, среди них отмечаются обломки метаморфических пород (возможно, хлорит-слюдистых сланцев), обломки пород кислого и среднего состава (диоритов, гранитов, гранодиоритов, эффузивов кислого состава), присутствуют обломки пород основного состава

(малоизмененных базальтов) (рис.3.2.12 а), а в верхней части мялекасынской свиты также серпентинизированных пород разнообразного состава. Среди тяжелых минералов из песчаников мялекасынской свиты преобладают гранитно-метаморфические – циркон, турмалин, апатит, реже минералы группы эпидота, гранаты и амфиболы (преимущественно роговая обманка).

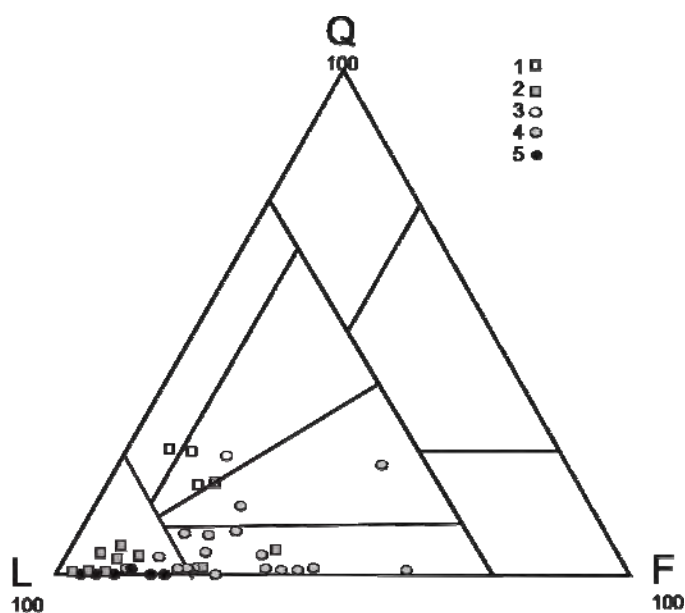


Рис.3.2.10. Классификационная диаграмма минерального состава песчаников из нижнемеловых отложений Пенжинской Губы по классификации В.Д.Шутова, (1972), Q - кварц, F – полевые шпаты, L – обломки пород.

1, 2 – песчаники с п-ва Елистратова: 1 – мялекасынская свита, 2 – тылакрыльская свита, 3-5 – с п-ва Маметчинского. 3 – мялекасынская свита, 4 – тылакрыльская свита, 5 кармаливаямская свита,

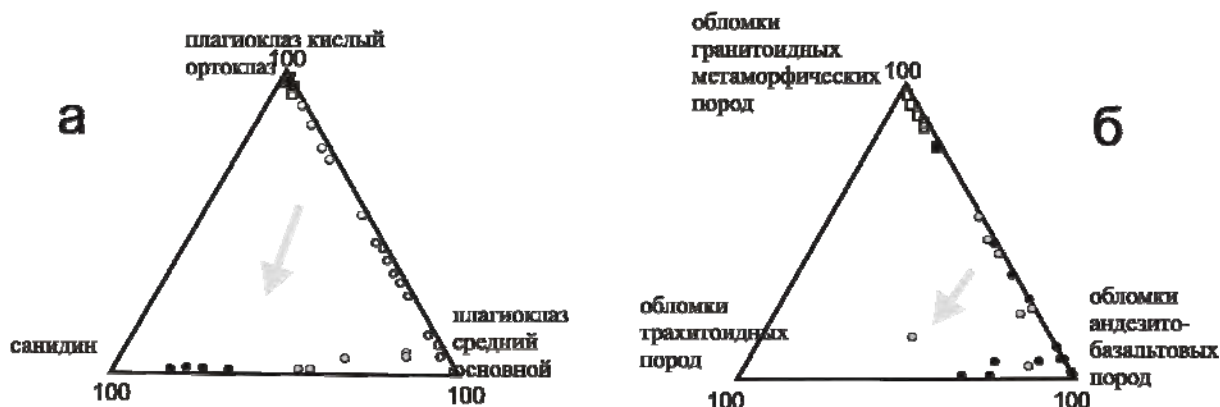


Рис.3.2.11. Состав породообразующих компонентов (а – полевых шпатов, б – обломков пород) в песчаниках из нижнемеловых отложений Пенжинской Губы. Условные обозначения те же, что и на рис.3.2.10

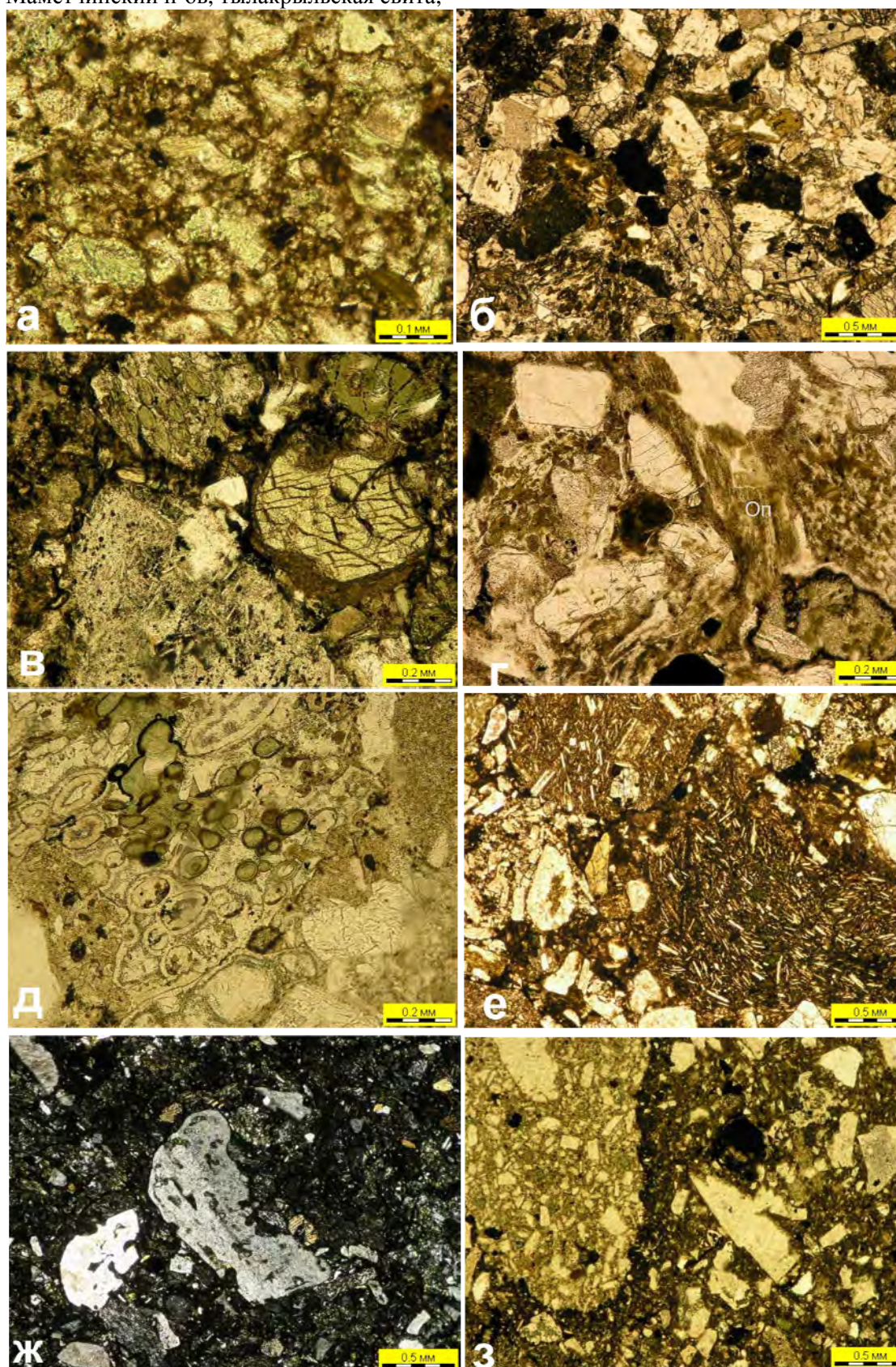
Песчаники **тылакрыльской** свиты (готерив) вулканокластические, также представлены граувакками, но состав их меняется – содержание кварца не превышает 5-6%, при этом преобладает вулканогенная разновидность минерала (рис.3.2.12 б, в, г). Также часто отмечаются туфы

(рис.3.2.12 д–з). Содержание полевых шпатов от 3 до 30%, среди них, помимо несдвойникового полевого шпата, присутствует также и олигоклаз-андезин, а в средней части свиты появляется санидин. Состав обломков пород в песчаниках тылакрьельской свиты изменяется в следующей последовательности: в основании разреза среди них определены серпентинизированные базальты, андезито-базальты, габброиды, метаосадочные и редкие гранитоиды; в средней части преобладают лито-и вулканокластические туфы андезитов, андезито-базальтов и туффиты того же состава, но содержащие обломки гранитов и гранодиоритов, реже габбро; в верхней части свиты присутствуют обломки андезитовых и андезито-базальтовых туфов, а также обломки трахитовых пород, количество последних возрастает в верхней части разреза. В отличие от главных породообразующих компонентов, состав тяжелой фракции тылакрьельской свиты однообразен и представлен в разных соотношениях магнетитом, пироксеном, в отдельных разрезах хромитом и ильменитом (рис.3.2.13б).

Разрез вышележащей **айнынской серии** баррем-среднеальбского возраста (кармаливаямская, тихореченская, кедровская свиты) на территории Маметчинского полуострова представлен редкими разрозненными выходами, представительность которых недостаточна для их корректного сопоставления с другими частями мелового разреза. Однако полученные результаты исследований позволяют предположить, что эти отложения несущественно отличаются от песчаников тылакрьельской свиты (табл.3.1.1), и характеризуются преобладанием санидина и обломков трахитовых пород в составе кластической части песчаников (рис. 3.2.3 ж). Минералы тяжелой фракции представлены пироксеном, магнетитом и ильменитом в разных соотношениях.

Рис.3.2.12. Микрофотографии шлифов меловых пород обрамления Пенжинской Губы: а – типовая порода берриас-валанжина, песчаник мелкозернистый, вулканомиктовый, плохой и средней сортированности, с некоторым количеством обломков среднезернистой размерности. Обломки преимущественно полуокатанные, присутствует нераскристаллизованное вулканическое стекло бурого цвета. Обр. 2506/2, без анализатора, п-ов Елистратова, мялекасынская свита; б – песчаник мелко-крупнозернистый, вулканомиктовый, с разнообразными обломками эффузивов, пироксенами и полевыми шпатами. Обломки полуокатанные и угловатые, полевые шпаты идиоморфной формы. Обр. Г 912/1, без анализатора, м. Мамет, тылакрьельская свита; в – песчаник крупнозернистый – гравелит мелкозернистый, порода плохо сортирована, сложена обломками пород основного и трахитоидного состава, присутствуют обломки пироксенов, полевых шпатов. Все

кристаллокласты сохраняют идиоморфную форму. Обр. Г-976/15, без анализатора, Маметчинский п-ов, тылакрыльская свита;



г – туфопесчаник средне–мелкозернистый, есть обломки крупнозернистые. Порода не сортирована, сложена угловатыми, неокатанными обломками. Некоторые обломки выполняют роль цемента. На микрофотографии виден удлиненный пластичный обломок основной массы

туфа с витрокластической структурой, который с конформными и инкорпорационными контактами сочленяется с кристаллокластами и обломками меньшей пластичности. Обр. 912/4, без анализатора, Маметчинский п-ов, тылакрьльская свита; д – литокластический туф, гравийной размерности. Обломки чистые целые, почти не окатанные, цемент каемочный хлоритовый и карбонатный, который также иногда заполняет поры. В составе породы преобладают обломки эффузивов основного состава, виден обломок пузыристого базальта с хлоритизированным мезостазиом, с агрегатами хлорита в миндалинах и плагиоклазы с идиоморфной формой кристаллов. Обр. 2514/4, без анализатора, п-ов Елистратова, тылакрьльская свита; е – туф лито- витрокластический псаммит-псефитовый с преобладающим количеством обломков трахитов, а также андези-базальтов, пироксенов, плагиоклазов и их гломеропорфировых сростков. Обломки трахитов имеют сглаженные края и содержат слегка разложенное вулканическое стекло. Обр. 914/6, без анализатора, Маметчинский п-ов; ж – туф лито- кристаллокластический псефо-псаммитовый. В обломках, помимо обломков пород присутствуют разноразмерные кристаллокласты плагиоклазов, пироксенов и оливина. Для кристаллов плагиоклазов характерно призматическое строение, отмечается оплавленность и проплавленность кристаллов. Обр. 914/6, с анализатором, Маметчинский п-ов; з – лито- кристаллокластический туф гравийной размерности. Помимо кристаллокластов, встречаются литокласты туфопесчаников неравномернозернистых, с чуть сглаженными краями обломков. Обр. 2514/4, без анализатора, п-ов Елистратова, тылакрьльская свита, готерив.

Таблица 3.2.3 а. Количественный состав песчаников мелового возраста Пенжинской Губы (определялся по методу Шутова)

	№ обр.	кварц	Полевые шпаты					Обломки пород							сумма
			плаг.кисл.	плаг.осн.	К.п.ш. микроклин	к.п.ш. сандин	несдв. пол.шп.	Осад. и метамор	Гранитоидные гнейсы	Андезиты -базальты.	Трахиты	Ультраосн	Неопред. сред.сост.	Неопред. осн.сост.	
Мялекасынская свита, п-ов Елистратова	2506/2	34	10				5	33	6	13			29	3	133
	2506/4	20	3				16	28	17	6			28		118
	2506/5	17	6				11	24	9	6			25		98
	2509/1*	32	4				5	8	45	4			25		123
Тылакрьльская свита, п-ов Елистратова	2517/3*	2		7		6		1	11	73		16		7	123
	2510*	5	2				4	7	14	35		3			70
	2510/5	2	1				6	2	14	8		8	8		49
	2516/2*	3					6	7	25	35		11	2	8	97
	2516/10						6		52	56		10			124
	2514/8	2		28		3	3		11	90					137
	2514/13	2		10			7			68	10				97
2514/9	7		17		12				5	43	2		8		94
Мялекасынская свита, п-ов Маметчинский	911/4	18	2	1			12	7	24	11			6		81
Тылакрьльская свита, п-ов Маметчинский	912/1			38	4					6	60				108
	912/4			14	6					4	61				85
	912/7			20		10				6	80				116
	912/15	4		11	8					14	43	9			89
	913/2														0
	913/8														0
	840/2	8		15	5		1	7	14	59					109
	840/4			17			3			26					46
	840/7	5		13			7			6	83				114
	840/12	1	6	10	2		1			3	84				107
	840/14	22		40			5	7	4	19					97
	848/5	8		33			2	1	23	39					106
	848/9	9		10			7			19	22				67
	849/14*			16						14	26				56
849/22*	8		6	21					18	63				116	
906/7			24	46						57				127	
907/7	1		4	38					14	35	21			113	
Кармаливаямская свита, п-ов Маметчинский	914/2			11		2			1	56	59				129
	914/5			2		4			2	68	20				96

Примечания: в образцах со знаком* в составе присутствуют обломки серпентинизированных пород.

П-ов Елистратова: разрезы, описанные в бухте Горных Кузнецов:2506-2509 – мялекасынская свита, 2517, 2510, 2516, – нижняя часть тылакрьльской свиты, 2511,2512,2514 – верхняя часть тылакрьльской свиты,

П-ов Маметчинский: разрезы мялекасынской свиты - 911 – южнее м.Мамет, тылакрьльской свиты: 840- м. Водопадный, 906, 907 – южный склон г.Мамет, нижняя часть тылакрьльской свиты, 848,848 – побережье п-ва Мамет, к югу от м. Мамет, 911-913 побережье п-ва Мамет, к югу от м. Мамет, 914 – разрезы кармаливаямской свиты, побережье п-ва Мамет, к югу от м.Мамет.

Таблица 3.2.3 б. Состав минералов тяжелой фракции меловых отложений Пенжинской губы

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ обр.	2057	840/2	840/4	840/7	840/11	840/18	840/23	848/6	848/9	849/1	849/8	849/14	849/22	906/6	906/10	907/1	907/8	912/4	912/8	912/19
гранат	6,9			зн.	зн.	зн.		0,67	зн.		0,8	зн.	0,17				0,53			0,43
эпидот-цоизит	40				зн.	зн.		2,2	1,04	1,15	3,2	0,32	5,5	1,38			зн.	зн.		2,56
корунд																				
амфиболы	3,2										0,4	1,9	1,4	82,56	20	6,07	1,6	1,15	0,27	зн.
пирокс. мон	0,9							77,1	56,47	72,02	53,38	63,63	74	зн.	50,6	85	70,36	55,22	23,94	32
пирокс. ромб.	0,5				зн.			0,5	1,04	2,31	1,6	4,14	0,88	зн.		1,01	3,2	1,73		0,43
оливин					зн.		зн.			1,92										
циркон	0,9			зн.	зн.			0,16	0,35		1,2				0,5		зн.			0,43
турмалин																	зн.			
сфен	0,9																зн.			
апатит	1,4				зн.			0,5	0,35		0,4			0,69	4,3					0,86
магнетит	6,9								1	18,75	19,5	28,1	12,3	8,5	2	2,86	20,58	39,6	74,45	14,65
ильменит	9,3							14,9	10,48	зн.	11,27	0,64	1	4,13	6,2	3,54	зн.	2	1,34	46,52
хромит	2,3						зн.	3,1	0,68		0,8	0,32	1,2	2,06	1,8		0,53	зн.	зн.	0,43
пирит-марказит	20,5							3,7	28,24	3,85	4,43	0,96	2,6		8,7			0,29		1,7
лейкоксен								0,8	0,35											
слюда	0,5													0,69	5,6					
количество зерен	215	282	285	264	228	261	271	287	284	211	200	226	188	133	157	192	149	210	190	200

№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
№ обр.	914/1	914/3	914/8	2506/3	2509/1	2511	2514/13	2514/9	2517/4	2516/10
гранат				19,7	9,6	5,7	7,94	11,1	0	0,44
эпидот-цоизит										
корунд										
амфиболы	1,84	0,5	0,43	0	3,8			11,1	18,52	
пирокс. мон	90,14	17	83,38		5,8	68,6	47,32	24,4	64,8	65,8
пирокс. ромб.	зн.	0,73								
оливин						зн.			зн.	
циркон		0,25		22,7	13,5	5,7	1,59	4,44	3,7	5,7
турмалин				18,2	3,8					1,85
сфен										
апатит	зн.	0,5		16,7	19,2	5,7				
магнетит	7,1	56,66	13,14				7,94	6,7		4,8
ильменит	зн.	19,7	зн.				0,18	0,2		
хромит	зн.	0,98	зн.				11,1	11,1	7,41	4,39
пирит-марказит			3,04	22,7	42,3	14,28	20,69	28,9		18,9
лейкоксен					1,92					
слюда									2,2	1,85
количество зерен	360	406	200	189	155	180	250	185	126	171

Примечания: в таблице представлены образцы с побережья Пенжинской губы: 1-24 п-ов Маметчинский: мялекасынская свита: 1. разрез к югу от г. Мамет, тылакрьльская свита: 2-7. Разрез у м. Водопадный ; 8,9 . разрез побережья п-ва Мамет, к югу от м. Мамет, нижняя пачка тылакрьльской свиты; 10-13 . разрез побережья п-ва Мамет, к югу от м. Мамет, вторая пачка; 14-17. низы тылакрьльской свиты разреза южного склона г. Мамет; 18-20. разрез побережья п-ва Мамет: кармаливаямская свита: 21-23. разрез побережья п-ва Мамет, продолжение тылакрьльской свиты; 24-30 – полуостров Елистратова, бухта Горных Кузнецов, 24, 25 – мялекасынская свита; 26-30 – тылакрьльская свита

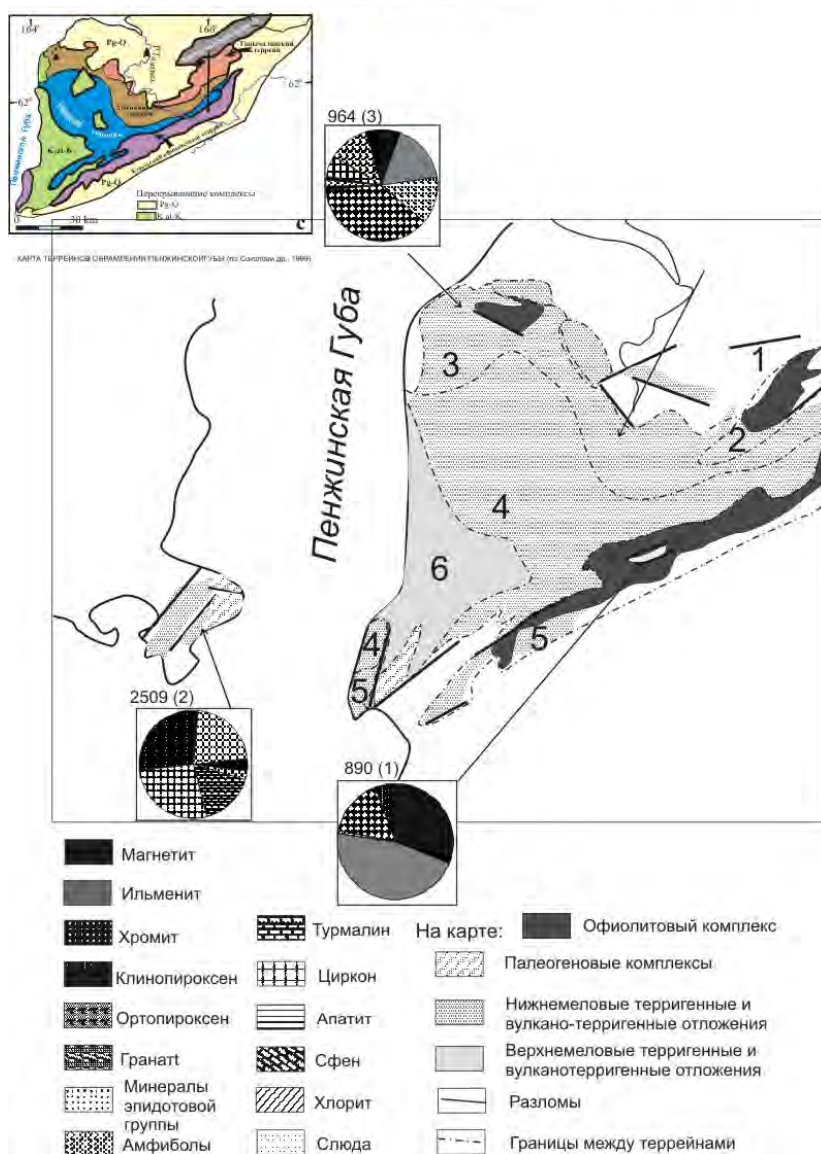


Рис.3.2.13 а. Состав минералов тяжелой фракции из песчаников берриас-валажинских отложений для соответствующих террейнов с круговыми диаграммами содержания минералов. На карте стрелками показаны участки, где было проведено опробование (из работы Tuchkova et al., 2007). На врезке - карта террейнов из работы (Соколов, 1999).

Верхнеальбско-сантонские песчаники

(свиты маметчинская, валижгенская, быстринская, веселовская) также относятся к грауваккам (Копорулин, 1992). Среди породообразующих компонентов содержание кварца изменяется от 2-3 до 33%, полевых шпатов от 3 до 48%, обломков пород от 38 до 90%.

В верхнемеловых песчаниках установлены два типа граувакк (рис.3.2.14, 3.2.15). Первый тип граувакк характеризуется низким содержанием кварца (5-10%), повышенным содержанием обломков пород основных и средних эффузивов, среди полевых шпатов определен основной олигоклаз-андезин. На полуострове Елистратова эта группа песчаников приурочена к нижним (базальным) горизонтам маметчинской свиты. На восточном побережье Пенжинской Губы, в обнажениях от Маметчинского побережья до м. Конгломератовый песчаники этой группы

слагают отложения сеномана, турона, коньяка и сантона, а на мысах Конгломератовый и Валижген – отложения веселовской свиты и нижнебыстринской подсвиты.

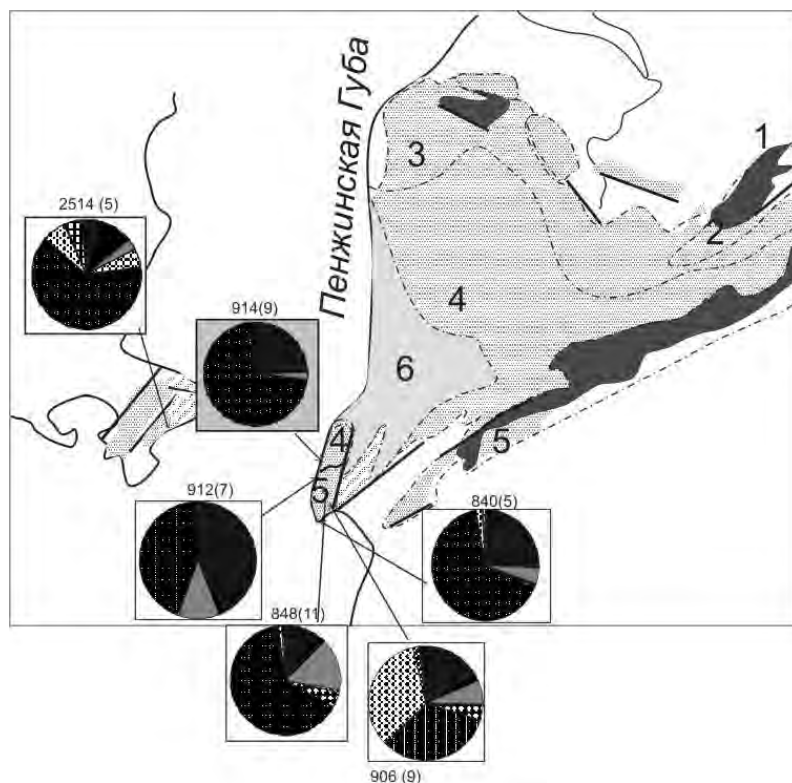


Рис.3.2.13 б. Состав минералов тяжелой фракции из песчаников готеривских отложений для соответствующих террейнов. Условные обозначения см. на рис.3.2.13 а.

Второй тип граувак характеризуется повышенным содержанием кварца (до 28%), а среди полевых шпатов (до 55%) преобладают кислые олигоклазы. В составе обломков пород отмечается высокое содержание гранитоидов, кислых эффузивов и метаморфических пород. Песчаники второй группы на полуострове Елистратова слагают среднюю и верхнюю части маметчинской свиты и пенжинский горизонт, датируемый поздним сеноманом - коньяком (Иванов, Похиалайнен, 1973). На восточном побережье Пенжинской Губы песчаники второй группы слагают пенжинский горизонт и верхнебыстринскую подсвиту. В составе тяжелой фракции установлены апатит, циркон, эпидот, пироксены, гранаты, роговая обманка, магнетит, реже сфен, турмалин, пирит (рис.3.1.13 в, Копорулин, 1992).

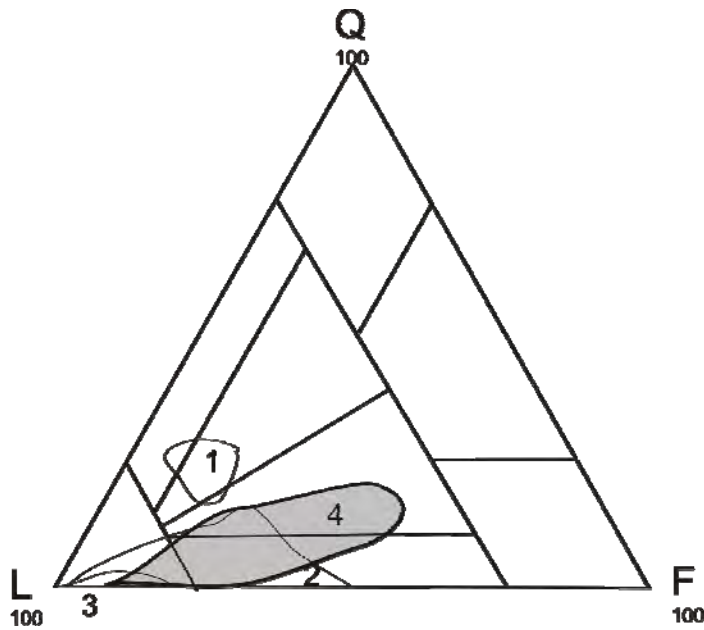


Рис.3.2.14. Классификационная диаграмма минерального состава песчаников из верхнемеловых отложений обрамления Пенжинской Губы по данным В.И.Копорулина (Копорулин, 1992), (классификационная диаграмма В.Д.Шутова, 1972) для сравнения приведены, обозначенные цифрами, поля составов нижнемеловых пород.: 1 – берриас-валанжинских, 2 – готеривских, 3 – баррем-альбских, 4 – верхнемеловых (закрашено серым). На диаграмме Q - кварц, F – полевые шпаты, L – обломки пород.

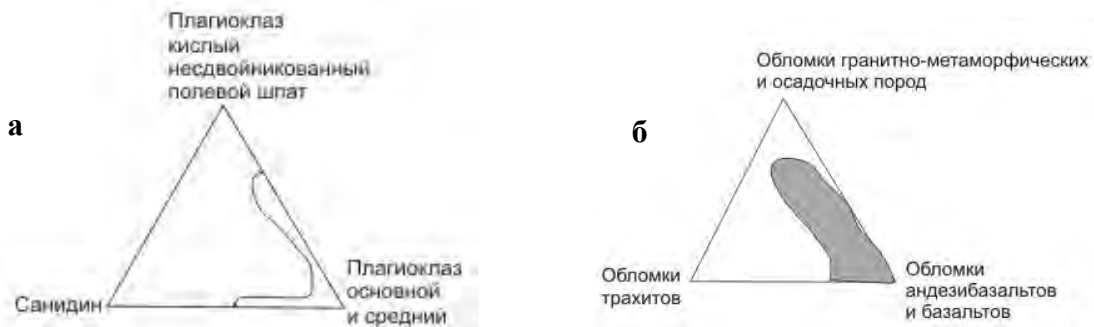


Рис.3.2.15. Состав порообразующих компонентов (а – полевых шпатов, б – обломков пород) в песчаниках из верхнемеловых отложений обрамления Пенжинской Губы. Условные обозначения те же, что и на рис.3.2.10.

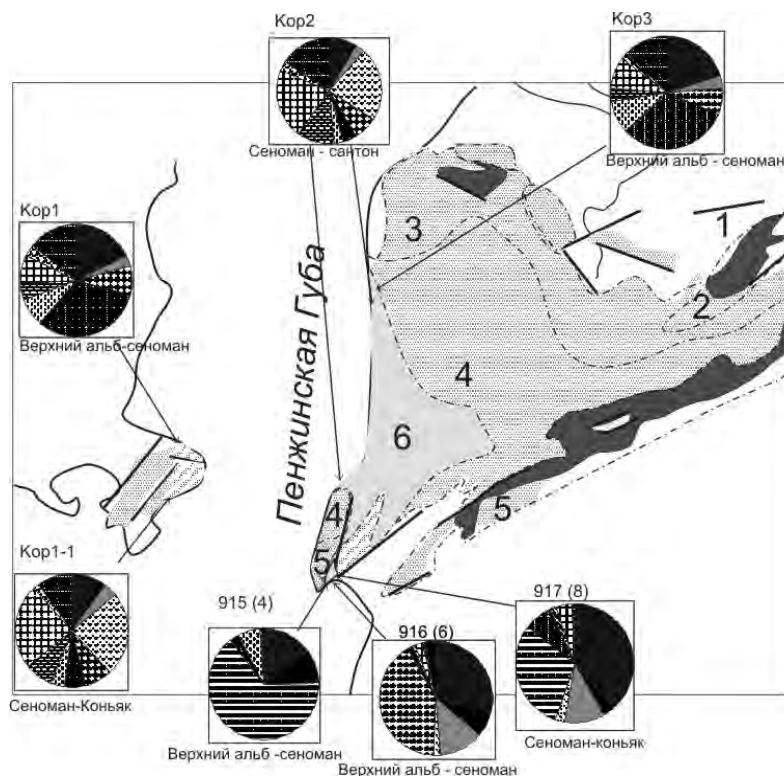


Рис.3.2.13 в. Состав минералов тяжелой фракции из песчаников верхнемеловых отложений для соответствующих террейнов (условные обозначения см. рис.3.2.13 а).

3.2.4. Химический состав песчаников и ассоциирующих с ними пород

Изначально относительно высокое содержание SiO_2 (табл.3.3.2 - 61,3% - в породах мялекасынской свиты) к концу нижнего мела существенно снижается (до 55,9% в тылакрыльской, 51,7% в кармаливаямской, 52,8 в тихореченской и 56,48 – в маметчинской и быстринской свитах, Геосинклиальный литогенез, 1987, табл.9). На диаграмме, построенной по соотношениям логарифмов отложения и нижнего и верхнего мела относятся к грауваккам (рис.3.2.16 а,б). На диаграмме петрохимической классификации (Коссовская, Тучкова, 1988), построенной по суммам главных окислов, данные формируют поле в группах полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, причем отмечается снижение содержания SiO_2 от берриаса до сантона с соответственным увеличением фемического компонента (рис.3.2.17).

Титановый модуль ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) характеризуется достаточно высоким значением в отложениях берриаса-валанжина ($=0,057$), затем в тылакрыльской свите готерива его значение понижается до 0,04, а в баррем-аптских и верхнемеловых породах вновь увеличивается. Следовательно, зрелость доготеривских и верхнемеловых пород существенно не различается между собой, что позволяет утверждать о приблизительно одинаковых условиях осадконакопления в эти временные интервалы.

Индекс химического выветривания ($\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \times 100$, Nesbitt, Young, 1982), для меловых отложений показывает, что породы в источниках сноса были совсем не выветрелыми (53,28 – для мялекасынской свиты, 56,14 – для тылакрыльской, 52,4 – для кармаливаямской), в отложениях верхнего мела уровень выветривания источников немного повышается до 62,28. К тому же на рисунке (рис.3.2.18) хорошо видно, что тренд выветривания имеет обратное направление. Весьма схожие значения индекса указывают на единые климатические условия в источниках сноса. Литохимический индикатор $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, который используется для выяснения степени рециклирования тонкозернистого терригенного материала – фоновых аргиллитов (Cox et al., 1995; Маслов и др., 2006), характеризуется

чрезвычайно низкими значениями 0,03-0,11, что свидетельствует об отсутствии процессов выветривания на палеоводосборах, то есть в осадках присутствуют породы первого цикла седиментации.

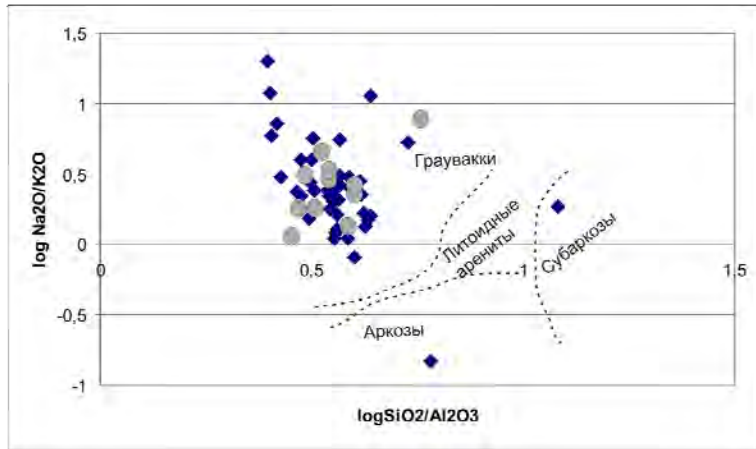


Рис.3.2.16. Классификационная петрохимическая диаграмма Петтиджона (Pettijohn, 1981) для песчаных пород нижнего мела обрамления Пенжинской Губы. Условные обозначения: Ромб – нижнемеловые песчаники, круг – верхнемеловые песчаники, по данным из работы (Геосинклиальный литогенез, 1987).

Рис.3.2.17. Классификационная петрохимическая диаграмма песчаных пород, поля диаграммы из работы (Косовская, Тучкова, 1988). Поля песчаников подписаны справа от диаграммы. Треугольники светлые – мялекасынская свита п-ва Мамет, треугольники темные – мялекасынская свита п-ва Елистратова, кружки пустые – тылакрьльская свита, кружки темные – кармаливаямская свита, (по данным Тучкова и др., 2003, Геосинклиальный литогенез, 1987).

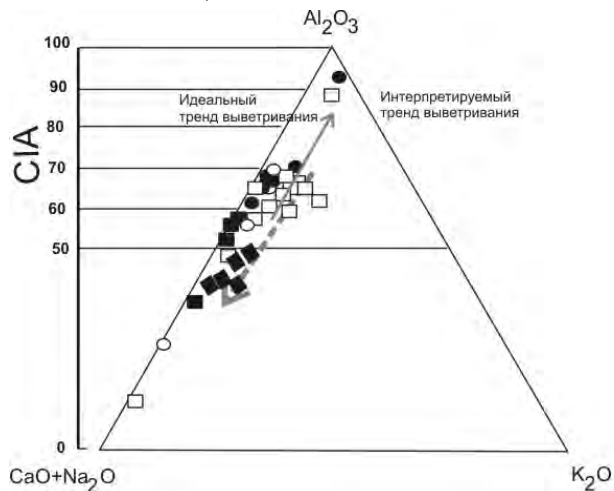
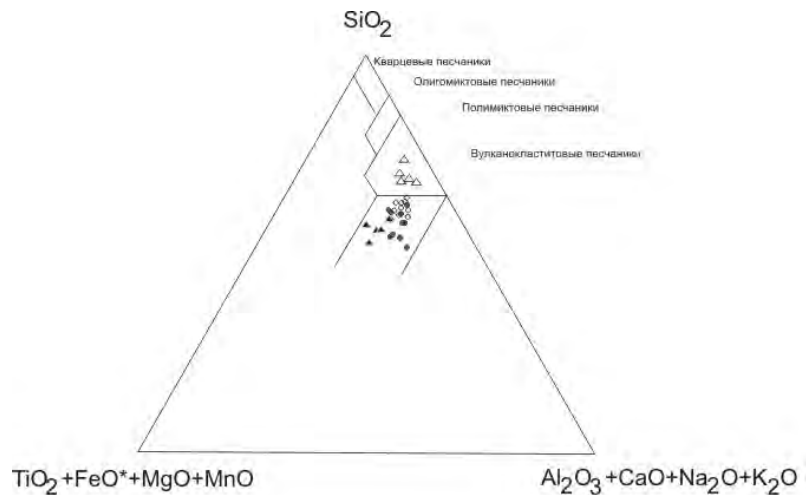


Рис.3.2.18. Треугольная диаграмма, отражающая тренд выветривания пород-источников сноса для пород нижнего-верхнего мела (диаграмма из работы Nesbitt, Young, 1989). На диаграмме изображены песчаники: пустые кружки – берриас-валанжина п-ва Елистратова, залитые кружки – берриас-валанжина п-ва Маметчинского, пустые квадраты – готерива п-ва Маметчинского, залитые квадраты – баррем-альба п-ва Маметчинского, залитые ромбы – альба-сантона п-ва Маметчинского. Данные химических анализов из работ (Тучкова и др., 2003, Геосинклиальный литогенез, 1987).

Таблица 3.2.4 а. Химический состав меловых песчаных и сопутствующих им пород обрамления Пенжинской Губы

№ п/п	№ обр	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	CO ₂	порода	местоположение
1	2509/2	K ₁ b-v	50	0,72	13,95	8,06	2,91	0,25	8,09	3,78	1,97	0,89	0,11	8,45	99,18	0,38	песчаник	П-ов Елистратова
2	2514/12	K ₁ b-v	25,2	0,64	9,44	4,69	4,5	0,24	3,35	24,21	1,64	0,55	0,29	24,7	99,45	18,85	песчаник	П-ов Елистратова
3	2516/2	K ₁ b-v	49,94	0,69	13,52	3,63	4,09	0,06	7,95	6,45	3,46	0,62	0,07	8,77	99,25	1,55	песчаник	П-ов Елистратова
4	2517/4	K ₁ b-v	52,1	0,69	13,57	6,09	3,78	0,25	7,87	3,91	1,71	1,54	0,08	8,12	99,71	0,54	песчаник	П-ов Елистратова
5	35-В	K ₁ b-v	65,6	0,72	15,3	4,44	1,47	0,06	1,2	3,17	2,3	1,55		4,12	99,9		песчаник	П-ов Маметчинский
6	38-Б	K ₁ b-v	66,9	0,74	15,9	2,7	2,2	0,06	1,3	2,43	2,8	1,67		3,37	100,1		песчаник	П-ов Маметчинский
7	38-Е	K ₁ b-v	56	1,07	18,7	4,22	4,21	0,11	1,6	6,19	2,6	1,18		4,09	100		песчаник	П-ов Маметчинский
8	38-И	K ₁ b-v	54,9	2,37	18,4	5,95	3,57	0,21	3,1	5,86	3,1	0,78		2,78	100		песчаник	П-ов Маметчинский
9	38-Л	K ₁ b-v	57,1	1,12	17,9	4,62	1,92	0,17	2,4	6,43	3,8	0,67		3,82	100		песчаник	П-ов Маметчинский
10	39-А	K ₁ b-v	67,3	1,03	15,4	3,8	2,06	0,23	1,1	3,68	3,3	0,29		1,84	100		песчаник	П-ов Маметчинский
11	44-Б	K ₁ h	43,6	0,15	3,6	2,16	1,15	0,25	1,3	28,1	0,6	0,32		18,6	99,8	0,83	песчаник	П-ов Маметчинский
12	49-А	K ₁ h	47,5	1,56	18,6	5,66	6,73	0,18	4,1	7,5	2,5	0,42		5,23	100	2,17	песчаник	П-ов Маметчинский
13	50-Г	K ₁ h	61,4	0,9	17,2	3,54	3,39	0,14	2,1	3,97	2,8	1,38		3,18	100	0,29	песчаник	П-ов Маметчинский
14	44-К	K ₁ h	51	0,95	13,8	3,5	3,98	0,14	3,3	11,2	2,8	0,91		8,37	100	<0,2	песчаник	П-ов Маметчинский
15	45-В	K ₁ h	57,9	1,16	18,5	3,62	3,34	0,11	2,7	4,31	2,6	1,69		4	99,9	0,46	песчаник	П-ов Маметчинский
16	45-Г	K ₁ h	53,9	1,78	18,4	5,26	5,13	0,16	3	5,23	2,7	1,15		3,29	100	1,33	песчаник	П-ов Маметчинский
17	45-И	K ₁ h	58,6	1,08	18,3	2,82	3,98	0,15	2,8	4,84	3	1,23		3,23	100	3,05	песчаник	П-ов Маметчинский
18	840/2	K ₁ h	55,8	0,76	15,14	3,6	3,56	0,16	2,74	4,28	3,37	2,64	0,28	6,89	99,58		г/з песчаник	М.Водопадный
19	840/2	K ₁ h	57,44	0,78	15,78	4,33	3,52	0,18	3,26	4,76	2,69	1,64	0,18	5,33	99,53		песчаник	М.Водопадный
20	840/5	K ₁ h	59	0,58	13,93	2,89	3,48	0,2	2,48	3,99	2,93	1,16	0,18	8,89	99,75		песчаник	М.Водопадный
21	840/7п	K ₁ h	54,82	0,72	15,04	4,18	3,66	0,21	3,23	5,99	2,63	1,97	0,21	7,09	99,53		вулк.песчаник	М.Водопадный
22	840/10	K ₁ h	58,42	0,74	14,66	4,85	2,33	0,18	2,77	3,45	2,01	2,48	0,17	6,65	100,03		песчаник	М.Водопадный
23	840/25	K ₁ h	57,56	0,84	15,7	4,7	5,24	0,15	2,35	5,45	2,81	1,36	0,12	6,33	99,6		песчаник	М.Водопадный
24	842/1	K ₁ h	57,84	1,02	16,09	4,09	1,23	0,18	3	3,81	2,75	2,27	0,16	3,3	99,75		Фоновый песчаник	М.Мамет
25	842/3	K ₁ h	71,02	0,38	11,75	1,99	3,68	0,1	0,91	3,63	0,48	3,23	0,062	4,72	99,5		Туф литокласт	М.Мамет
26	842/1	K ₁ h	58,28	0,8	16,27	4,2	3,45	0,15	2,87	3,63	2,57	2,34	0,14	5,13	100,06		Фоновый песчаник	М.Мамет
27	848/5	K ₁ h	58,06	0,84	14,05	3,09	2,91	0,094	2,48	7,54	2,32	1,03	0,21	5,94	99,55		песчаник	М.Мамет
28	848/10	K ₁ h	60	0,73	13,8	3,7	3,85	0,12	2,28	5,44	2,1	1,32	0,13	7,04	99,59		с/з песчаник	М.Мамет
29	848/16	K ₁ h	56,9	0,91	16,22	2,79	1,56	0,09	2,61	4,45	3,34	1,87	0,15	6,35	99,53		песчаник	М.Мамет
30	849/1	K ₁ h	65,08	0,34	12,21	1,24	2,56	0,074	1,57	4,66	1,84	0,35	0,073	10,55	99,56		песчаник	М.Мамет
31	849/11	K ₁ h	58,6	0,72	14,3	4,09	4,68	0,17	2,09	5,36	2,38	0,84	0,17	8,28	99,56		песчаник	М.Мамет
32	849/24	K ₁ h	57,9	0,66	16,2	3,46	4,25	0,16	3,26	5,08	3,75	1,42	0,16	2,9	99,63		песчаник	М.Мамет

№п/п	№	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сум	СО ₂	местоположение	
33	913/5	K ₁ h	58.39	0.8	15.03	3.23	3.38	0.13	3.07	5.99	2.79	0.93	0.13	4.79	99.53		Тефр.песчаник	Южнее М.Мамет
34	914/2	K ₁ h	51.16	0.74	16.35	6.35	3.38	0.13	4.04	7.35	3.53	1.28	0.16	5.04	99.51		Вулк.песчаник	Южнее М.Мамет
35	914/7	K ₁ h	53.8	0.8	16.98	4.53	4.89	0.09	2.94	4.54	5.31	1.32	0.24	4.06	99.5		песчаник	Южнее М.Мамет
36	914/14	K ₁ h	55.22	0.81	15.58	3.99	5.25	0.24	4.89	4.81	2.84	0.97	0.19	4.72	99.51		песчаник	Южнее М.Мамет
37	40-Ж	K ₁ br-a	44,9	0,76	18,1	5,66	2,75	0,18	4,5	13,6	3	0,15		6,41	100		песчаник	П-ов Маметчинский
38	40-З	K ₁ br-a	47,5	0,86	18,2	5,97	3,11	0,17	5,2	10,3	3,1	0,43		5,13	100		песчаник	П-ов Маметчинский
39	40-	K ₁ br-a	48,4	0,83	19,2	5,76	2,75	0,25	4,1	13,3	2	0,17		3,3	100		песчаник	П-ов Маметчинский
40	41-А	K ₁ br-a	56,9	1,22	16,1	6,09	3,37	0,11	4,6	4,28	2,5	1,06		3,86	100		песчаник	П-ов Маметчинский
41	41-Д	K ₁ br-a	42,9	1,14	12,3	4,88	2,61	0,47	3	19,2	1,8	0,81		11	100		песчаник	П-ов Маметчинский
42	41-Е	K ₁ br-a	57,5	1,14	15,6	6,45	2,75	0,11	4,2	4,66	2,7	1,03		3,87	100		песчаник	П-ов Маметчинский
43	41-	K ₁ br-a	61,6	1,04	15,8	5,45	2,29	0,1	2,6	4,4	2,7	1,06		3	100		песчаник	П-ов Маметчинский
44	56-Д	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	54,5	0,87	18,3	4,93	2,93	0,09	3,3	5,98	2,2	1,11		5,8	100		песчаник	П-ов Маметчинский
45	56-Е	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	72,8	0,34	6,5	2,77	1,92	0,13	1,9	6,85	1,2	0,71		4,83	100		песчаник	П-ов Маметчинский
46	56-	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	55,8	1,17	19,3	5,05	3,07	0,12	2,7	5,71	2,7	1,14		3,2	100		песчаник	П-ов Маметчинский
47	56-Л	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	69,5	0,51	14	2	2,29	0,06	1,8	3,14	2,9	0,32		3,43	100		песчаник	П-ов Маметчинский
48	56-Н	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	54,4	0,92	18,9	4,14	3,94	0,1	3	5,99	2,5	1,04		5,04	100		песчаник	П-ов Маметчинский
49	56-П	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	57,5	1,1	15,3	5,14	3,66	0,11	4,1	5,26	2,6	0,89		4,27	99,9		песчаник	П-ов Маметчинский
50	58-Б	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	49,7	0,93	18,6	4,12	3,66	0,2	3,7	8,68	2,4	0,88		7,15	100		песчаник	П-ов Маметчинский
51	60-А	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	58,8	0,97	16,9	4,68	2,2	0,10	3,7	4,8	2,6	0,79		4,46	99,9		песчаник	П-ов Маметчинский
52	60-Б	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	48,5	0,85	17,5	3,37	3,8	0,21	3,3	10,9	2	0,92		8,65	100		песчаник	П-ов Маметчинский
53	60-В	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	52,5	1,05	18	5,36	3,21	0,13	3,7	6,06	3,2	0,59		6,23	100		песчаник	П-ов Маметчинский
54	61-В	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	51,9	0,95	19,3	5,6	3,07	0,08	3,9	6,32	2	1,45		5,43	100		песчаник	П-ов Маметчинский
55	61-Д	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	54	0,99	17,6	4,61	4,12	0,14	4,5	5,8	2,8	0,83		4,62	100		песчаник	П-ов Маметчинский
56	61-Е	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	56,1	0,81	18	2,96	4,58	0,13	4,2	4,78	2,5	0,88		5,17	100,1		песчаник	П-ов Маметчинский
57	62-А	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	52,6	0,98	18,9	4,59	3,48	0,1	4,1	6,54	2,2	1		5,48	100		песчаник	П-ов Маметчинский
58	62-Г	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	59	0,85	17,6	3,45	3,76	0,1	3	4,01	2,9	1,19		4,16	100		песчаник	П-ов Маметчинский
59	64-Б	K ₁₋₂ a ₂ -t - K ₂ s	56,1	0,96	18,2	4,12	3,66	0,11	2,8	4,76	2,7	1,12		5,49	100		песчаник	П-ов Маметчинский

Примечание: Силикатные анализы пересчитывались 100% безводный состав. Потери при прокаливании приведены для справки. Привязка образцов см. на рис. 3.2.4. Сокращения: K₁ b-v – берриас-валанжинские породы (мялекасынская свита), K₁ h – породы готеривского яруса (тылакрьльская свита), K₁ br-a - породы (кармаливаямская свита), K₁ a-al₁ породы апта-раннего альба (тихореченская свита); K₁₋₂ a₂-t – породы раннего альба-раннего турона (мамеччинская свита); K₂ s – породы сантонского яруса (быстринская свита)

Силикатный анализ выполнен в ГИН РАН (образцы 1-4), остальные – в ДВГИ РАН, г.Владивосток, H₂O-и H₂O- не определялись, пустые ячейки – данные отсутствуют. Исползованные анализы: 1-4 – данные Тучковой и др., 2003; 5-17 – данные Маркевича и др., 1987; 18-36 – неопубликованные данные В.Н.Григорьева и К.А.Крылова; 40—59 – данные Маркевича и др., 1987.

Таблица 3.3.4 б Химический состав аргиллитов мела обрамления Пенжинской Губы

№ п/п	№ обр	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	сумма	CO ₂	H ₂ O-	порода	местоположение
1	21 (3)	K ₁ b-v	61,29	0,85	17,50	3,05	2,89	0,10	2,09	2,4	1,61	1,66		5,97	99,40			алевроаргиллит	Мялкасынская свита, среднее
2	849/1	K ₁ h	65,08	0,34	12,21	1,24	1,56	0,074	1,57	4,66	1,84	0,35	0,073	10,55	99,56	0,035	3,98	Фоновый алевропелит	Южнее м.Мамет,
3	842/1	K ₁ h	57,84	1,02	16,09	4,09	5,24	0,18	3,0	3,81	2,75	2,27	0,16	3,3	99,75	0,035	0,85	Фоновый алевропелит	м.Водопадный
4	913/7	K ₁ h	57,28	0,86	15,80	4,53	3,21	0,08	2,48	4,81	2,24	1,78	0,14	6,58	99,79	0,39	3,42	алевроаргиллит	Южнее м.Мамет
5	22 (2)	K ₁ h	56,24	1,18	18,28	3,54	4,13	0,11	2,81	3,31	1,52	1,48		6,91	99,51			алевроаргиллит	Тылакрьльская свита, среднее
6	23 (1)	K ₁ br-a	62,20	0,93	17,35	2,92	3,05	0,05	1,88	1,70	1,51	1,88		5,90	99,37			алевроаргиллит	Кармаливаямская свита, среднее
7	24 (6)	K ₁ a-al ₁	58,05	0,92	16,86	4,76	2,51	0,12	2,89	3,69	1,68	1,09		7,01	99,58			алевроаргиллит	Тихореченская свита
8	25 (1)	K ₁ a ₂ -t	55,53	0,94	19,03	3,67	4,11	0,09	3,77	3,94	1,85	0,84		5,85	99,62			алевроаргиллит	Маметчинская свита

Примечание: смотри в таблице 3.3.4 а. Использованные анализы: 1, 5–8 – данные Маркевича и др., 1987; 2–4 – неопубликованные данные В.Н.Григорьева и К.А.Крылова, в скобках – количество проб.

3.2.5. Обзор палеогеографических реконструкций

В последние годы опубликовано много данных по палеогеографии Северо-Востока России в меловое время (Авдейко, 1968; Копорулин, 1992; Филатова, 1998; Герман, 1999; Кириллова, 2000; Маркевич и др., 2000). Накапливающиеся в условиях прибрежных низменностей континентальные отложения верхнего мела содержат многочисленные остатки растений, что позволяет исследователям относить регион к ключевым при разработке флоростратиграфических схем (Пергамент, 1961; Копорулин, Вознесенский, 1969; Лебедев, 1991; Герман, 2000; и мн.др.). По существующим реконструкциям, раннемеловой морской бассейн являлся продолжением позднеюрско-валанжинской трансгрессии, в котором накапливались преимущественно терригенные осадки, с остатками бентосной и свободноплавающей фауны, относимой как к бореальному комплексу, так и к умеренному климатическому поясу (Ясаманов, 1985; Кириллова, 2000). Климат был достаточно влажным, с потеплением в берриасе и незначительным похолоданием в валанжине (Маркевич, 1995). На континенте, окружавшем морской бассейн, располагались возвышенности и равнины, где в изолированных впадинах накапливались угленосные осадки. Основу растительности составляли хвойно-листопадные и хвойно-цикадофитовые леса. Для этой области установлены наиболее низкие палеотемпературы – растения обладали годовыми кольцами и сбрасывали побеги (Ясаманов, 1985). Хорошо развитая на суше речная сеть тем не менее почти не влияла на уровень солености в морском бассейне, так как морская макрофауна существовала у края континента (Кириллова, 1996, 1997, 2000). Остатки макрофауны (бухии, иноцерамы, аммониты и другие), в составе потоковых отложений иногда сносились в глубоководную зону (Кириллова, 2000).

Накопление песчаников глубоководной зоны в берриас-валанжине происходило за счет размыва гранитно-метаморфических комплексов, расположенных к западу или северо-западу от изученной территории в современных географических координатах (Тучкова и др., 2003¹, Маркевич и др., 2007). В готеривское время в области сноса произошло усиление островодужного вулканизма, что привело к интенсивному размыву пород вулканической дуги и накоплению больших мощностей

вулканокластических, туфогенных песчаников и туфов (Соколов, 2003; Тучкова и др., 2003^{1,2}).

В баррем-альбское время влияние вулканического источника сноса сохраняется. С конца альба источником вулканогенного материала является уже не Удско-Мургальская островная дуга, а ОЧВП, размываемые островодужные комплексы которого в позднеальбско – сеноманское время поставляли в бассейн вулканический материал. В результате размыва внутренних поднятий или уступов континентального склона в бассейне периодически появлялись осадки с повышенным содержанием магнетита, ильменита, или серпентинизированных обломков пород, в глубоководной зоне эти осадки перемывались и разубоживались подводными течениями (Тучкова и др., 2003).

В позднем мелу суша имела расчлененный рельеф, горы располагались непосредственно у линии берега моря или образовывали неширокую полосу прибрежной равнины (Копорулин, Вознесенский, 1969; Копорулин, 1992). Континент дренировался системой крупных и мелких горных рек, которые, спускаясь к морскому побережью, приобретали характер равнинных. Неглубокий морской бассейн был подвержен влиянию эвстатических колебаний уровня моря. В периоды регрессии моря происходило омоложение рельефа, усиливались процессы размыва, и в область седиментации поступал более грубообломочный материал. Прибрежно-морские низменности были густо заселены покрытосеменными растениями, а в более удаленных от моря участках произрастали хвойные и папоротниковые растения (Лебедев, Вахрамеев, 1962; Герман, 2000).

Относительно стабильные тектонические условия в туроне - сантоне способствовали тому, что, помимо размыва вулканических построек ОЧВП, в бассейн вновь стали поступать в значительном количестве продукты размыва более древних пород континентальной окраины. Кластический материал в бассейн преддугового Пенжинского прогиба ОЧВП поступал через многочисленные и разветвленные дельтовые конуса выноса. Однако источник сноса был, вероятно, расположен ближе, чем в берриас-валанжинское время, о чем свидетельствует более высокое содержание полевых шпатов в составе песчаников (таблица 3.2.3 а).

Начиная с позднего альба, накопление отложений осуществлялось за счет размыва двух источников сноса: гранитно-метаморфических комплексов пород континентальной окраины и Охотско-Чукотского вулканического пояса.

К концу раннего мела, в середине альба, в регионе произошли деформации, связанные с очередным этапом аккреции и причленения Айнынского и Куюльского террейнов к Азиатскому континенту (Соколов, 2003; Голозубов, 2006). Глубоководные отложения вулканомиктовых турбидитов континентального склона были практически выведены на поверхность, и оказались на периферии морского бассейна, где были перекрыты мелководными отложениями шельфа.

Для меловых отложений обрамления Пенжинской Губы характерны два типа дельтовых конусов. В раннем и позднем мелу отмечаются многочисленные некрупные конуса выноса на продолжении вулканических построек, по-видимому, не столь значительной протяженности, как в рассмотренных примерах пассивных окраин. Состав осадков в них преимущественно вулканокластический. Другой тип встречается в позднем мелу. Он представлен более крупными конусами, которые являются продолжением дельтовых систем, состав осадков в них отличается повышенным содержанием сиалического материала.

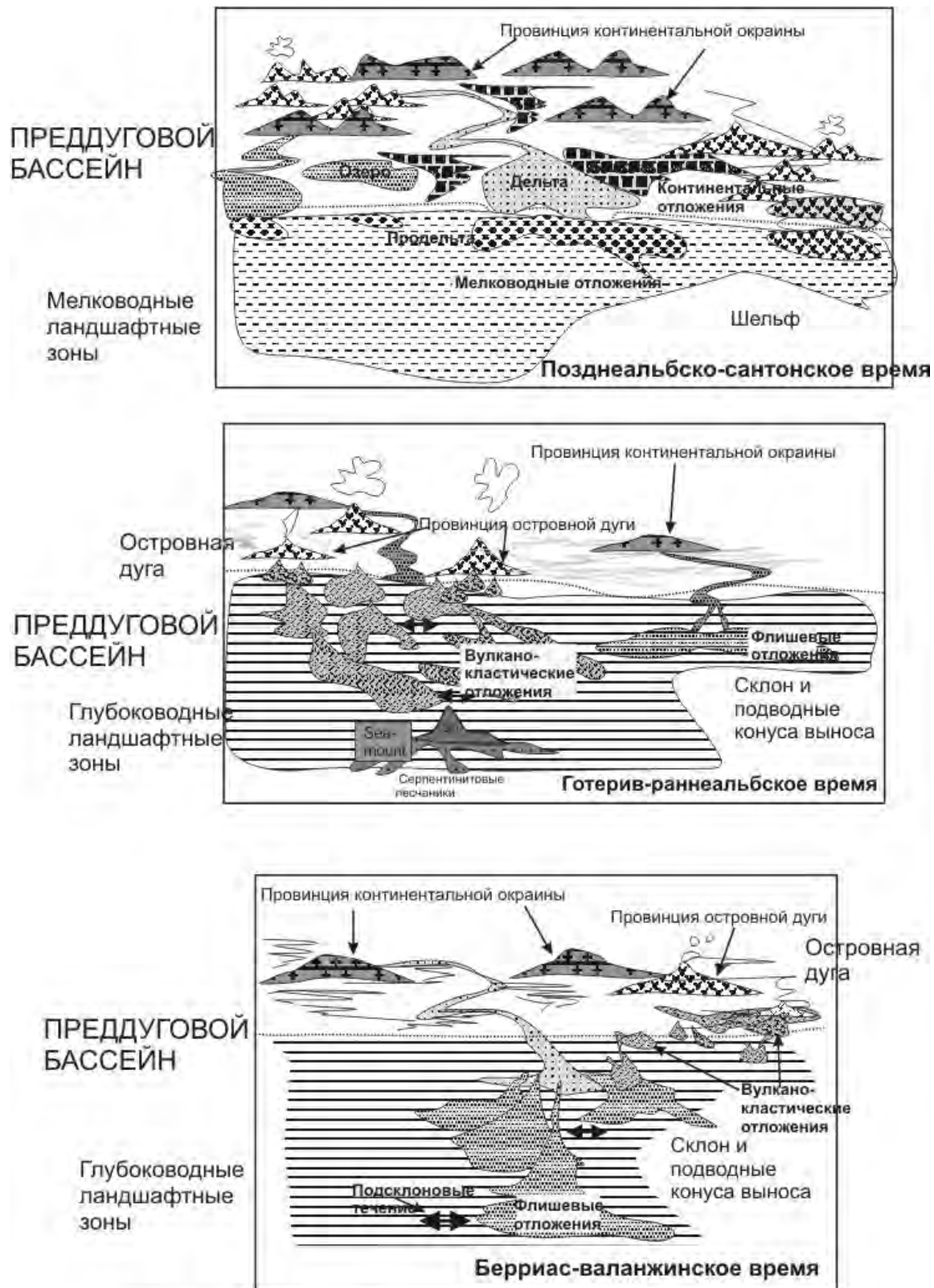


Рис.3.2.19. Схема палеогеографических реконструкций обрамления Пенжинской Губы для мелового времени, составлена по данным (Тучкова и др., 2003^{1,2}, Копорулин, 1992), из работы (Tuchkova et al., 2007).

3.2.6. Постседиментационные преобразования пород

Для определения характера постседиментационных преобразований вулканомиктовых песчаников обрамления Пенжинской Губы были использованы те же приемы выделения литогенетической зональности по ассоциациям глинистых минералов из цемента песчаников и других новообразованных минералов. В изученных отложениях можно выделить две зоны, соответствующие уровню изменения начального эпигенеза (в понимании А.Г.Коссовской и В.Д. Шутова, 1976), начального катагенеза (в понимании В.Т.Лукьяновой, 1995) или зодиагенеза (в понимании современной западной терминологии, Morad et al., 2003). Каждая из установленных зон характеризуется определенной минеральной ассоциацией, составом глинистых минералов, вторичными структурами, и отражают положение постседиментационной зональности в современной структуре. В основании нижнемеловых отложений полуострова Елистратова песчаные породы изменены немного сильнее, чем одновозрастные отложения полуострова Маметчинского – вплоть до верхней зоны глубинного эпигенеза (Тучкова и др., 2003 2).

1. Зона развития *сметтита, хлорита и ломонтита*, развитые в отложениях верхнего мела. По данным В.И.Копорулина (1992), в маметчинской свите (поздний альб-турон) установлен хлорит-слюдистый цемент каемочного и порового типа, а иногда наблюдаются начальные стадии развития шиповидных структур и слабо развитые регенерационные каемки кварца. В цементе песчаников валижгенской свиты (средний турон - коньяк) присутствует хлорит, наиболее крупные агрегаты которого развиваются по обломкам пород основного состава. В отдельных участках породы этот минерал является цементом базального типа, а каемочный цемент представлен минералом слюдистого типа. В быстринской свите (сантонского возраста) вокруг обломочных зерен отмечаются каемки железистого карбоната, представленного мелкими землистыми агрегатами. Иногда этот же минерал замещает поровое пространство и некоторые терригенные зерна.

Среди глинистых минералов цемента верхнемеловых песчаников определены смектит и хлорит, реже каолинит, а также смешанослойные минералы типа слюда-сметтит или хлорит-сметтит. Каолинит встречается

только в континентальных обстановках и является преобладающим (турон-коньяк, полуостров Елистратова) или подчиненным в ассоциации с хлоритом и смектитом (турон-коньяк, сантон-кампан - полуостров Маметчинский). Во всех этих отложениях отмечается высокое содержание аутигенных цеолитов (анальцима и ломонтита), а в некоторых участках разреза в ассоциации с цеолитом присутствует корренсит.

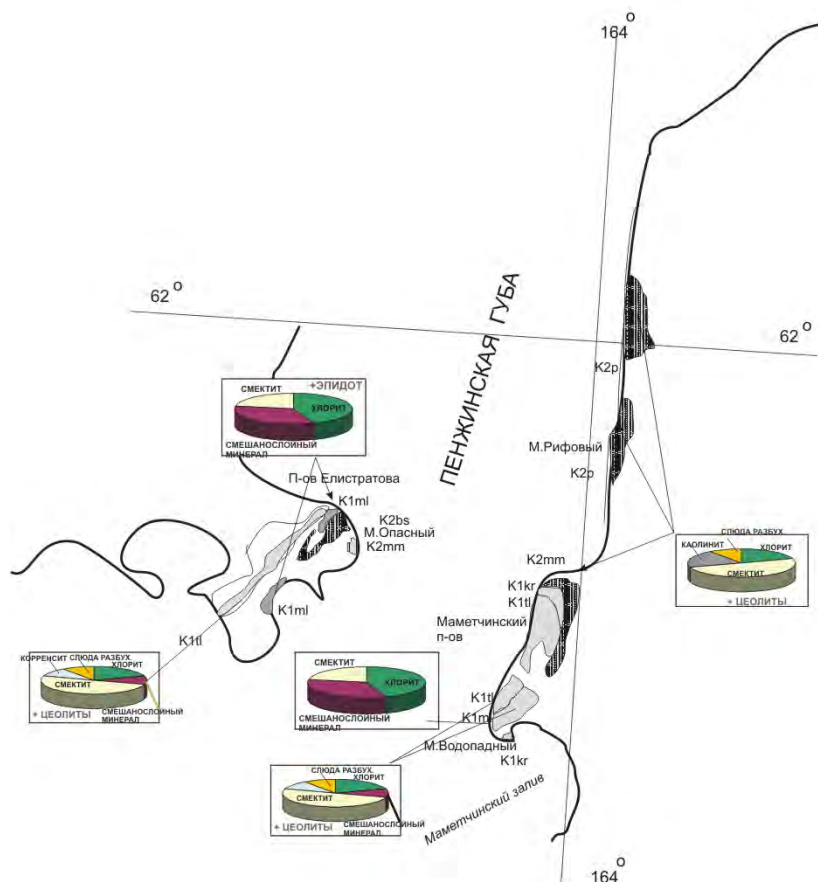


Рис.3.2.20. Схема постседиментационных изменений меловых отложений обрамления Пенжинской Губы.

Области темно-серого цвета – нижняя часть зоны развития хлорита, смектита и клиноптилолита-гейландита, зона глубинного эпигенеза; области серого цвета - зоны развития хлорита, смектита и клиноптилолита-гейландита, области со штриховкой – зона развития смектита, хлорита и ломонтита. Для построения схемы были использованы данные (Копорулин, 1992, Тучкова и др., 2003). Рядом показаны глинистых минералы песчаников, характерные для каждой из зон, стрелками показана их расположение на карте.

2. Зона развития хлорита, смектита и клиноптилолита-гейландита охватывает породы нижнемелового возраста на м. Елистратова, м. Мамет и м. Водопадном. Вулканомиктовые песчаники этой зоны характеризуются широким развитием в поровых пространствах аутигенного хлорита, в виде мелкозернистых агрегатов часто с аномальной синей интерференционной окраской, но встречаются и агрегаты с нормальными оптическими характеристиками. Здесь же встречается аутигенный слюдястый минерал, представленный тонкодисперсными новообразованиями. В некоторых песчаниках в поровых пространствах отмечаются не крупные землистые массы эпидота (цоизита) и небольшое количество цеолитов, которые также замещают цемент, полевые шпаты и

обломки пород основного состава. Полевые шпаты также могут быть замещены агрегатом соссюрита (рис. 3.2.21 а). Цемент в берриас-валанжинских породах преимущественно поровый, иногда каемочный и соприкосновения хлорит-слюдистого состава, участками регенерационный кварцевый и полевошпатовый (рис. 3.2.21 б, в). В песчаниках готерива (тылакрьельской свите) цемент каемочный и соприкосновения хлорит-сметитовый, участками базальный карбонатный, слабо корродирующий обломочные компоненты.

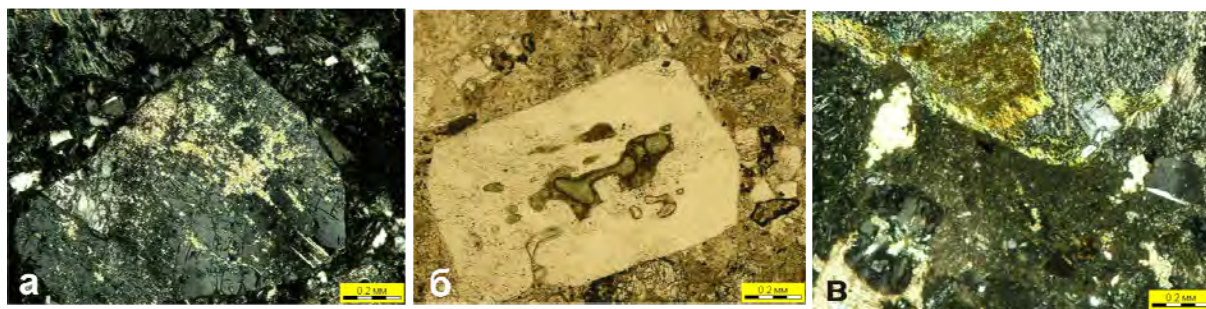


Рис.3.2.21. а – замещение кристалла плагиоклаза агрегатом соссюрита. Обр. Г - 976/15, с анализатором, Маметчинский п-ов, тылакрьельская свита; б – проплавленный кристалл плагиоклаза с пустотами, пустоты выполнены агрегатом хлорита и смектита. Обр. 2514/4, без анализатора, п-ов Елистратова, тылакрьельская свита, K₁h; в – формирование агрегата хлорита и смектита вокруг обломочных зерен. В остальной части порода поровые пространства выполнены карбонатом, заместившим глинистый матрикс. Обр. 2514/4, без анализатора, п-ов Елистратова, тылакрьельская свита.

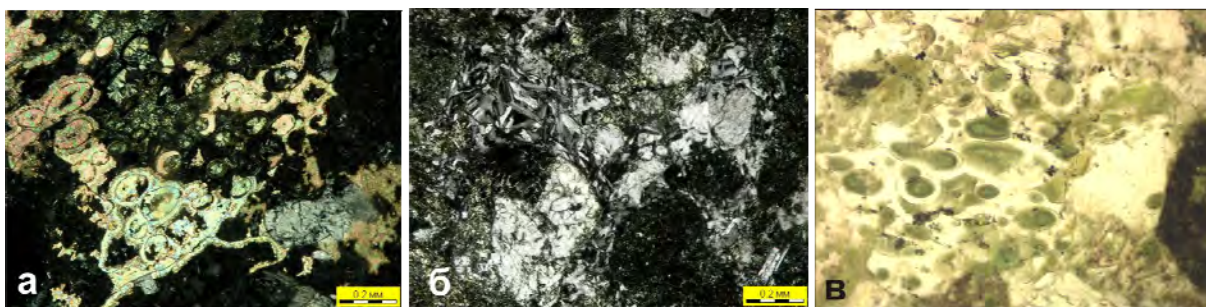
В составе глинистой фракции из песчаников берриас-валанжина на п-ве Елистратова определен хлорит (иногда разбухающий), смешанослойный минерал типа слюда-смектит, содержащий от 10 до 20% разбухающих межслоев. На полуострове Маметчинском в одновозрастных отложениях установлены хлорит, смектит, смешанослойный хлорит-смектит и следы слюдистого минерала (Тучкова и др., 2003₂).

В разрезе отложений готерива выделяются три ассоциации глинистых минералов (табл.3.2.6 а): 1) смектит, хлорит, смешанослойный минерал (слюда-смектит или хлорит-смектит, содержащий 5-20% разбухающих межслоев) в разных соотношениях; 2) смектит или слюдистый минерал, содержание которых преобладает над содержанием хлорита – в породах полуострова Елистратова; хлорит, содержание которого преобладает над содержанием смешанослойного минерала (хлорит-смектитового типа) – в породах полуострова Маметчинский; 3) хлорит, смешанослойный минерал, смектит, корренсит. Из других

аутигенных минералов установлены цеолиты – анальцим, клиноптилолит, гейландит, иногда ломонтит.

Наиболее характерные изменения породообразующих компонентов следующие: терригенные зерна кварца слабо корродированы цементом, по краям зерен в некоторых случаях наблюдается узкая регенерационная каемка; полевые шпаты иногда также имеют регенерационную кайму (размером 0.01 мм и менее), минералы гидрослюдизированы и в некоторых случаях корродируются карбонатом (рис. 3.2.22 а). Для биотита отмечено понижение интерференционной окраски, замещение отдельных слюдистых пакетов аутигенным хлоритом, в некоторых случаях – аутигенным цеолитом (рис. 3.2.22 б). В обломках пород наблюдается развитие смектитового минерала, а также хлорита с аномальной интерференционной окраской, особенно по обломкам пород основного состава (рис. 3.2.22 в). Изменения породообразующих компонентов – обломков эффузивных пород основного состава (базальтов или андезитобазальтов) выражаются в появлении крупных розетковидных выделений хлорита (размером 0.1 мм и менее), развитых по вулканическому стеклу, основной массе обломков или пузырькам. По серпентинизированным обломкам пород развивается смектитовый минерал, в некоторых случаях в свою очередь замещающийся хлоритом. В последнем случае агрегаты смектита осветлены по краям.

Барремские отложения (кармаливаямская свита) изучались только на полуострове Маметчинском. Цементирующей массой в песчаниках служат осколки вулканического стекла, часто замещенные тонкочешуйчатым агрегатом хлорита или хлорита-смектита. В единичных случаях вокруг обломков наблюдается каемочка тонкочешуйчатого хлорита. Главные породообразующие минералы почти не корродированы. В вулканограувакках и туфах кармаливаямской свиты в составе глинистой фракции преобладает смектит, отмечается незначительное содержание хлорита и следы слюдистого минерала. Помимо глинистых, из других аутигенных минералов отмечены цеолиты – клиноптилолит и гейландит.



а - крупные агрегаты хлорита в пузырьках обломков пород основного состава замещаются карбонатом с сохранением структуры обломка. Обр. 2511А, с анализатором, п-ов Елистратова; б - формирование цеолитового минерала по поровому пространству породы и породообразующим компонентам. На обломках наблюдается тонкая каемка слюдяного минерала, состоящего из тончайших агрегатов. Обр. Г - 914/5, с анализатором, Маметчинский п-ов, кармаливаямская свита; в - в обломках эффузивных пород основного состава (базальтов или андезито-базальтов) отмечаются крупные розетковидные выделения хлорита (размером 0.1 мм и менее), развитых по вулканическому стеклу, основной массе обломков или пузырькам. Обр. 2514/4, без анализатора, п-ов Елистратова, тылакрьльская свита.

Степень углефикации органического вещества в меловых отложениях обрамления Пенжинской губы, согласно опубликованным данным (Иванов, Похиалайнен, 1973; Копорулин, 1992), отвечает в большинстве своем низким стадиям метаморфизма. По углистым включениям в песчаниках разных свит показатель отражательной способности витринита представлен следующими значениями (в марках углей Н.Б.Вассоевича): тылакрьльская – Ж; тихореченская – Д; кедровская – Д2-Г1; маметчинская – Г; валижгенская – Д2-Г1; быстринская – Д1. По данным В.И.Копорулина для верхнемеловых отложений полуострова Елистратова характерна наиболее низкая степень углефикации, отвечающая стадиям Б и Д (Копорулин, 1992). На восточном побережье степень углефикации соответствует стадиям Г в нижней части разреза и Д – в верхней.

Анализ парагенезов глинистых минералов и структурных особенностей песчаных пород, а также степень углефикации органического вещества из меловых осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, развитых на полуостровах Елистратова и Маметчинском, свидетельствуют о том, что породы подверглись незначительным литогенетическим преобразованиям, и состав глинистых минералов полностью зависит от исходного минерального состава песчаников. Например, в отложениях готерива трем типам песчаников соответствуют три ассоциации аутигенных глинистых минералов (Тучкова и др., 2003), то

есть ассоциации глинистых минералов зависят от петрофонда, и незначительная смена минерального состава влечет за собой смену парагенезов глинистых минералов. Помимо ассоциаций глинистых минералов цемента песчаников, важными минералами–индикаторами условий преобразования пород служат аутигенные цеолиты (Эпигенез..., 1971; Коссовская, Шутов, 1975; Петрова, 2005). Самое высокое содержание цеолитовых минералов отмечается в готерив - барремских отложениях нижнего мела: в готеривских установлен анальцим, клиноптилолит, гейландит, иногда ломонтит; в барремских встречается клиноптилолит и гейландит. В берриас-валанжинских отложениях установлены следы анальцима или его весьма незначительное количество. В верхнемеловых морских отложениях мелководных фаций придельтовых зон наблюдается высокое содержание анальцима и ломонтита, причем последний преобладает (Копорулин, 1992).

Анализируя уровень преобразования органического вещества в породах готерива-сантона (по данным Иванова, Похиалайнена, 1973, рис.3.2.23), можно отметить усиление углефикации от отложений тихореченской свиты к тылакрьельской (от зоны МК₁ до зоны МК₃). Для верхнемеловых отложений – также усиление степени углефикации от быстринской к маметчинской (от зоны МК₁ к МК₂, или даже ПК₃-МК₁, по данным В.И.Копорулина (1992).

Анализ постседиментационной зональности, основанной на минеральных ассоциациях глинистых и новообразованных минералов, позволяет выделить две зоны цеолитовой фации. Для нижнемеловых отложений выделяется зона гейландита-клиноптилолита с анальцимом, смектитом и смешанослойным хлорит-смектитом. Для верхнемеловых отложений – зона ломонтита с корренситом, хлоритом и высоким содержанием смектита. Близость составов индикаторных минералов затрудняет выделение зональности. К тому же в верхнемеловых отложениях помимо цеолитов (ломонтит и анальцим), отмечается высокое содержание смектита, который не является типичным минералом ломонтитовой зоны. Тем не менее, можно утверждать, что обе зоны занимают среднее положение в схеме зональности, разработанной А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым (Коссовская, Шутов, 1975; Петрова, 2005,

рис.3.2.24), и отвечают главным образом начальному эпигенезу, но имеют зональность, противоположную зональности цеолитовой фации.

Таблица 3.2.6 а. Состав новообразованных минеральных ассоциаций в песчаных породах мелового возраста по данным (Копрулин, 1992; Тучкова и др., 2003).

Возраст	Основные компоненты пород	
	полуостров Елистратова	полуостров Маметчинский
верхний мел	Хлорит развивается по обломкам основных и средних эффузивов, полевых шпатов, роговой обманки, эпидота, пироксенов, биотита. Цемент представлен смектитом, хлоритом, гидрослюдой, а также анальцимом и ломонтиком, присутствует карбонат. Ломонтит также замещает плагиоклазы. В континентальных фациях биотит, полевые шпаты и глинистый цемент преобразуются в каолинит. фр.>0.001: смектит, хлорит, гидрослюда, каолинит в различных соотношениях (в континентальных отложениях преобладает каолинит)	Хлорит, смектит, анальцим и ломонтит, карбонат. Каолинит-только в континентальных фациях. Наблюдается зональность в порых: в центре – каолинит, смектит, или смешанослойный слюда-смектит, по периферии – хлорит крустификационный (континентальные фации); В центре – корренсит и/или цеолит, по периферии- крустификационный хлорит (в морских фациях). фр.>0.001: смектит, и/или смешанослойный хлорит-смектит (в морских отложениях) каолинит, хлорит, гидрослюда.
Баррем-альб		Клиноптилолит, гейландит Два смектита, очень мало хлорита, следы слюдистого минерала
готерив-баррем	Хлорит или хлорит-слюдистый агрегат в каймах вокруг обломочных зерен. Слюда в виде мелкочешуйчатых агрегатов, по обломочным компонентам анальцим, гейландит, иногда ломонтит и/или карбонат, фр.>0.001мм: хлорит, смектит, дефектный хлорит, корренсит, редко гидрослюда	Хлорит в каймах и в поровом пространстве, анальцим по обломочным компонентам. фр.>0.001: хлорит, смешанослойный хлорит-смектит, следы тонкодисперсного смектита, слюдистый минерал (следы)
	Смектит и хлорит-слюда в поровом пространстве, присутствуют тонкочешуйчатые агрегаты слюдистого минерала. По обломкам пород развивается смектит или хлорит-слюдистая тонкозернистая масса. Фр.> 0.001мм мм смектит, хлорит, следы слюдистого минерала, следы гейландита, в единичных образцах анальцим.	В поровом пространстве смектит и хлорит, он же развивается по обломкам пород, иногда аномальный. В каемках – смешанослойный хлорит-смектит. Гейландит, клиноптилолит. Фр.>0.001 мм: хлорит, смешанослойный хлорит-смектит, гейландит, клиноптилолит, следы гидрослюды.
	Хлорит присутствует в цементе и порах, может иметь аномальные окраски в отдельных пустотах и по обломкам пород. По обломкам серпентинитов и базальтов развивается смектит. Встречается базальный карбонатный цемент Фр.> 0.001 мм: преобладает хлорит, иногда дефектный, в подчиненном количестве присутствует смектит, и смешанослойный слюда-смектит (до 20% разбухающих слоев), Следы ломонтита и анальцима – в нескольких образцах	В поровом пространстве и в каймах хлорит и смектит, смешанослойный минерал (слюда-смектит или хлорит-смектит), клиноптилолит, гейландит – по полевым шпатам и вулканическому стеклу Фр.>0.001 мм: хлорит, смектит, клиноптилолит, гейландит
берриас-валанжин	хлорит, слюда, эпидот, цеолит (мало) Фр.>0.001мм: смешанослойный слюда-смектит (20% разбухающих слоев), хлорит, гидрослюда	хлорит, слюда, эпидот, анальцим (мало) Фр.>0.001мм: хлорит, смектит, смешанослойный хлорит-смектит, слюдистый минерал (следы)

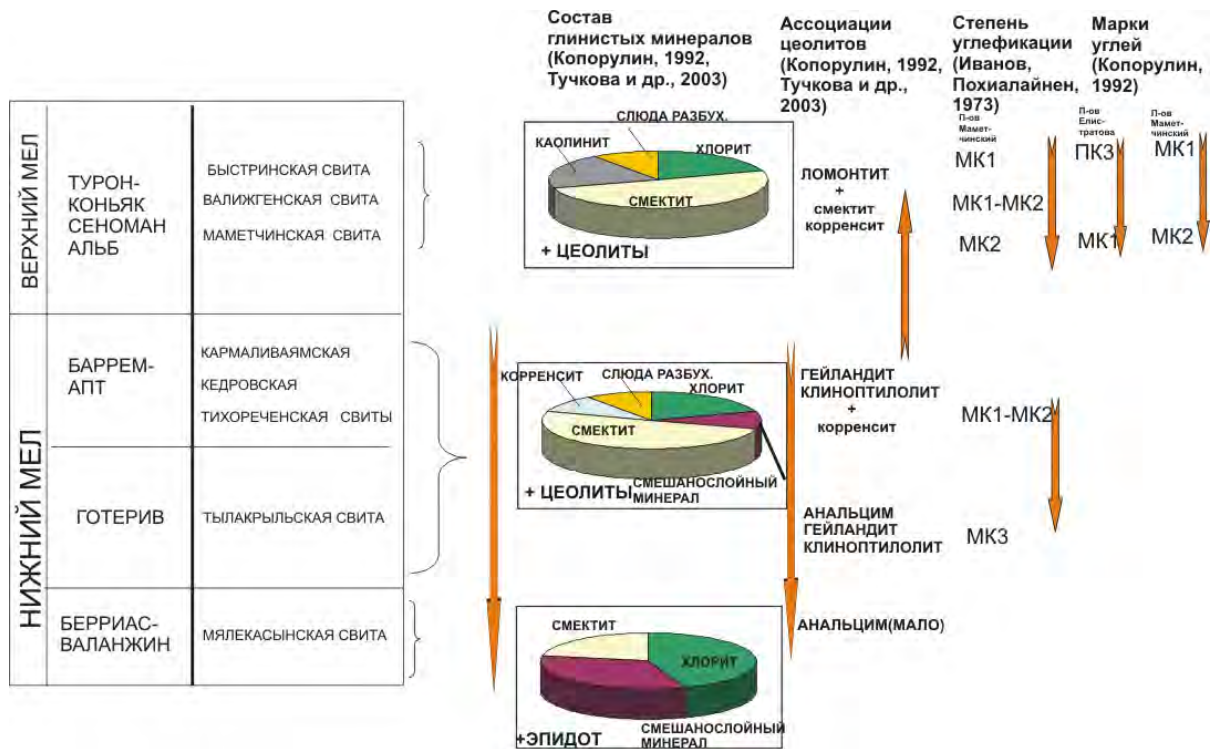


Рис.3.2.23. Соотношение состава глинистых минералов, состава цеолитов и степени углефикации органического вещества в меловых песчаных породах обрамления Пенжинской Губы. Стрелками показано нарастание уровня преобразований по разным индикаторам. Марки углей в тексте приведены в соответствии с грациями катагенеза Н.Б.Вассоевича.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ	КОНТИНЕНТЫ ↔ ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ↔ ОКЕАНЫ					
	Платформы	Многосинклинали	Орогенные пояса, эвгеосинклинали	Островные дуги	Осадочный слой	Базальтовый субстрат
	Кварцевые песчаники, каолиновые глины	Литокластиты, гидрослюдистые глины, Na-аркозы	Средние аркозы, фельзитовые граувякки, спектит-гидрослюдисто-хлоритовые глины	Вулканогенные базитовые граувякки, спектит-хлоритовые и хлоритовые глины	Гиалокласты, спектитовые глины	Пиллоу-лавы потоки (дайки-силлы)
Фаши и субфаши эпигенеза—метагенеза						
ДИАГЕНЕЗ	Диagenез	Кварц-каолинитовая гидрослюдистая	Поликомпонентное глинистое вещество Al-спектиты Гидрослюды 1M _d , смешанослойные иллит-спектиты	Реликты пироксенов и амфиболов Преобразование биотита и Са—Na-плагиоклазов Al—Fe-спектиты Бертерьины Разбухающие хлориты	Спектитовая Fe—Al-спектит, нонтрониты, филлипсит	Fe-спектиты, Mg—Fe-сапониты, филлипсит
	Начальный эпигенез				Fe-спектиты	Mg—Fe-сапониты, селадонит K-полевые шпаты
АНТИ-ЗОНА	Поздний эпигенез	Кварц-каолинит-диккитовая	Гидрослюдисто-хлоритовая Слюды 1M (2M ₁) Хлорит Ib (β=90°)	Ломонтитовая с корренситом и хлоритами Ib (β=90°)	Fe—Al-спектит, клиноптилолит	Корренситовая (анальцим)
ЭПИЗОНА	Метагенез	Кварц-пиррофиллитовая	Мусковит-хлоритовая Слюды 2M ₁ Хлорит Ib (β=97°) Стильномелан	Хлоритовая с пренином (пумпеллитом), хлорит Ib (β=97°)		?
Низкотемпературный метаморфизм		Биотит, ставролит		Эпидот-актинолит		

Рис.3.2.24. Зоны и фаши регионального эпигенеза-метагенеза в различных геологических обстановках континента и океана (по А.Г.Коссовской, 1993, цитируется по работе Петрова, 2005). Стрелкой показано направление преобразований меловых песчаных пород обрамления Пенжинской Губы.

В верхнемеловых отложениях отмечается широкое развитие ломонтита, часто в ассоциации с корренситом (Копорулин, 1992), присутствие которых может указывать на большее преобразование верхнемеловых пород, чем нижнемеловых. Как было отмечено ранее, массовое развитие ломонтита проявляется в самой нижней зоне цеолитовой фации, и происходит в том случае, если толщи испытывают погружение на глубины до 4500 м и температуры от 120°С до 125°С (Коссовская, Шутов, 1975; Дриц, Коссовская, 1990). Ломонтитовая зона приурочена к интервалу между длиннопламенными и паровично-жирными углями, температура углефикации которых составляет 70-200°С. Для верхнемеловых отложений степень углефикации имеет более низкий уровень углефикации органического вещества верхнемеловых отложений и более низкие температуры (не более 92-137°С или 137-162°С), чем свойственно ломонтитовой фации. К тому же в верхнемеловых отложениях отмечается высокое содержание смектита, который не является типичным минералом-индикатором для ломонтитовой зоны.

Известно, что массовое развитие ломонтита проявляется в основании цеолитовой фации, если толщи испытывают погружение на глубины до 4500 м и температуры от 120° до 125°С (Коссовская, Шутов, 1975). Механизм стадийных преобразований глинистых минералов и новообразование цеолитов предполагает последовательную смену минералов от неизмененного вулканического стекла к зоне массового развития ломонтита и корренсита с постепенными переходами между цеолитовыми минералами (Iijima, Utada, 1971; Дриц, Коссовская, 1990; Петрова, 2005).

В постседиментационной зональности меловых отложений Пенжинской Губы массовое развитие ломонтита наблюдается не в наиболее погруженных нижнемеловых породах, а в перекрывающих верхнемеловых отложениях. Объяснить кажущееся противоречие можно следующим образом. Накопление ниже- и верхнемеловых отложений происходило в разных обстановках (глубоко- и мелководной соответственно), и по времени было разделено структурной перестройкой. К началу перестройки нижнемеловые отложения были преобразованы по схеме литогенеза погружения. Деформации на границе раннего и позднего

мела ускорили процесс преобразования нижнемеловых отложений. В результате тектонической перестройки вдоль края Азиатского континента образовался Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, с которым были связаны повышенный тепловой поток, активный вулканизм и эксгалиационная деятельность. Они привели к формированию цеолитов за счет повышенных температур самого осадка. Так как система морская вода–осадок весьма неустойчива, в породах верхнего мела зональность цеолитовой фации отсутствует. В результате сформировались более реакционноспособные цеолиты, а углефикация органического вещества и трансформация смектита в хлорит не произошли.

3.2.7. История развития

Слагающие Пенжинский сегмент комплексы осадочных и осадочно-вулканогенных пород в раннем мелу формировались в глубоководных условиях континентального склона, в зоне преддугового прогиба, ограниченном на западе Удско-Мургальской островной дугой, а на востоке – растущим поднятием аккреционной призмы (Соколов и др., 1999). Среднемеловая структурная перестройка привела к отмиранию Удско-Мургальской островодужной системы, изменению обстановок осадконакопления в Пенжинском бассейне, и заложению новой зоны субдукции, обусловившей развитие ОЧВП. Верхнемеловые отложения накапливались в мелководных и континентальных условиях, и интерпретируются как шельфовые и преддуговые осадки.

Накопление терригенных и вулканогенно-терригенных толщ в бассейне в раннего мела происходило в преддуговой части континентального склона или его подножия (Соколов и др., 1999; Тучкова и др., 1999, 2001) за счет размыва гранитно-метаморфических комплексов пород (рис.3.2.25). С усилением вулканизма Удско-Мургальской дуги в готеривское время в бассейн стал поступать вулканогенный материал. Размыв вулканитов продолжался до позднего альба – сначала пород Удско-Мургальской дуги, а потом Охотско-Чукотского вулканического пояса. С конца раннего мела (в альбе) и в позднем мелу осадки стали накапливаться в мелководных морских и континентальных условиях в пределах шельфовой зоны или аллювиальной равнины, что было связано с обмелением бассейна в результате формирования и роста раннемеловой

аккреционной структуры (Соколов и др., 1999). В течение позднего мела, во время регрессий, относительно мелководное море превращалось в систему опресненных заливов и лагун или аллювиально-озерную низменность, на прибрежных равнинах возле гор отмечены угленосные осадки (Копорулин, 1992). Влияние размыва вулканитов ОЧВП сохранялось, но в ассоциации с породами пояса в бассейн вновь начали поступать размываемые породы континентальной окраины с помощью многочисленных дельтовых конусов.

Формирование аккреционной структуры произошло быстро и завершилось уже в предпозднеальбское время (Соколов, 1992, 2003). Накопившиеся к этому времени глубоководные осадки, слабо преобразованные постседиментационными процессами, были вовлечены в общее поднятие, перемещены ближе к континенту и оказались включенными в состав новой континентальной окраины. Их постседиментационное преобразование завершилось на стадии глубинного катагенеза и обусловлено деформациями при вхождении этих отложений в аккреционную структуру.

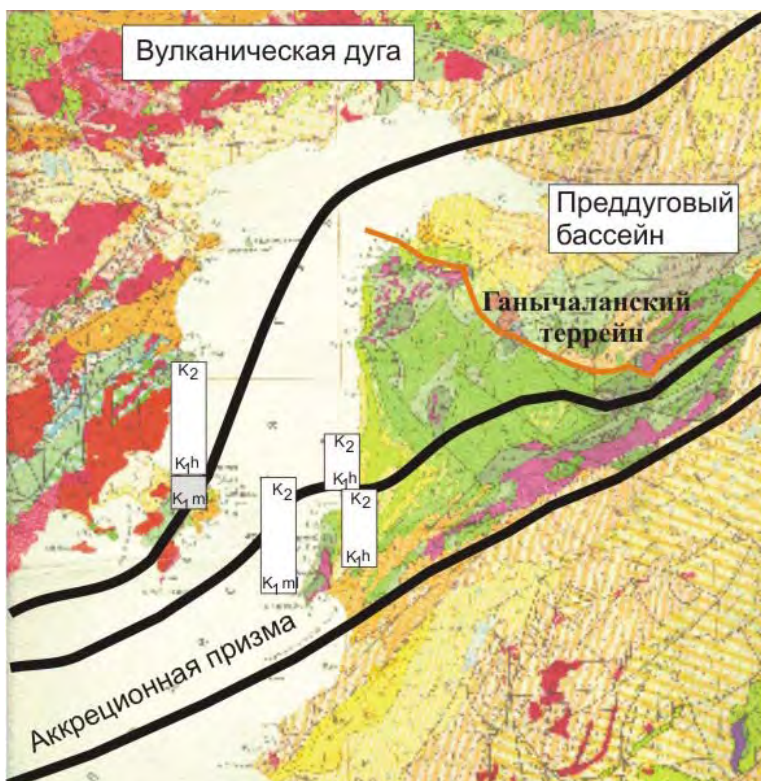


Рис.3.2.25 Схема, иллюстрирующая мощности отложений нижнего-верхнего мела и положение зон преобразования песчаников. На карте обозначена палеореконструкция тектонических зон. В колонках схематически показано соотношение мощностей и зон преобразования песчаников. Серым цветом обозначена зона начального глубинного эпигенеза (см. текст).

Вновь образованная покровно-складчатая структура была

перекрыта верхнемеловыми постаккреционными отложениями, которые накапливались уже в зоне шельфа и преддугового прогиба ОЧВП.

Формирование их постседиментационной зональности обусловлено палеогеографическими условиями мелководного морского бассейна, в которые попали нестойкие минералы. С конца раннего мела (в позднем альбе) осадки стали накапливаться в мелководных морских и континентальных условиях в пределах аллювиальной равнины, шельфовой зоны и преддугового прогиба ОЧВП (рис.3.2.26 (2)). В течение позднего мела, во время регрессий, относительно мелководное море превращалось в систему опресненных заливов и лагун или аллювиально-озерную низменность. На прибрежных равнинах возле гор отмечены угленосные осадки (Копорулин, 1992). Влияние размыва вулканитов ОЧВП сохраняется на протяжении всего позднего мела, но со временем в ассоциации с породами пояса в бассейн вновь начали поступать размываемые породы континентальной окраины с помощью многочисленных дельтовых конусов.

Вулканокластические осадки активной континентальной окраины не претерпели интенсивных постседиментационных преобразований, степень литификации нижнемеловых отложений полностью зависит от исходного минерального состава осадочных пород и различается по составу ассоциаций новообразованных минералов. Их преобразование завершилось на стадии глубинного катагенеза (диагенеза в понимании англоязычных исследователей), и обусловлено деформациями при вовлечении этих отложений в аккреционную призму. Перекрывающие аккреционную призму отложения верхнего мела характеризуются неравновесным составом новообразованных минералов и низкой степенью углефикации органического вещества.

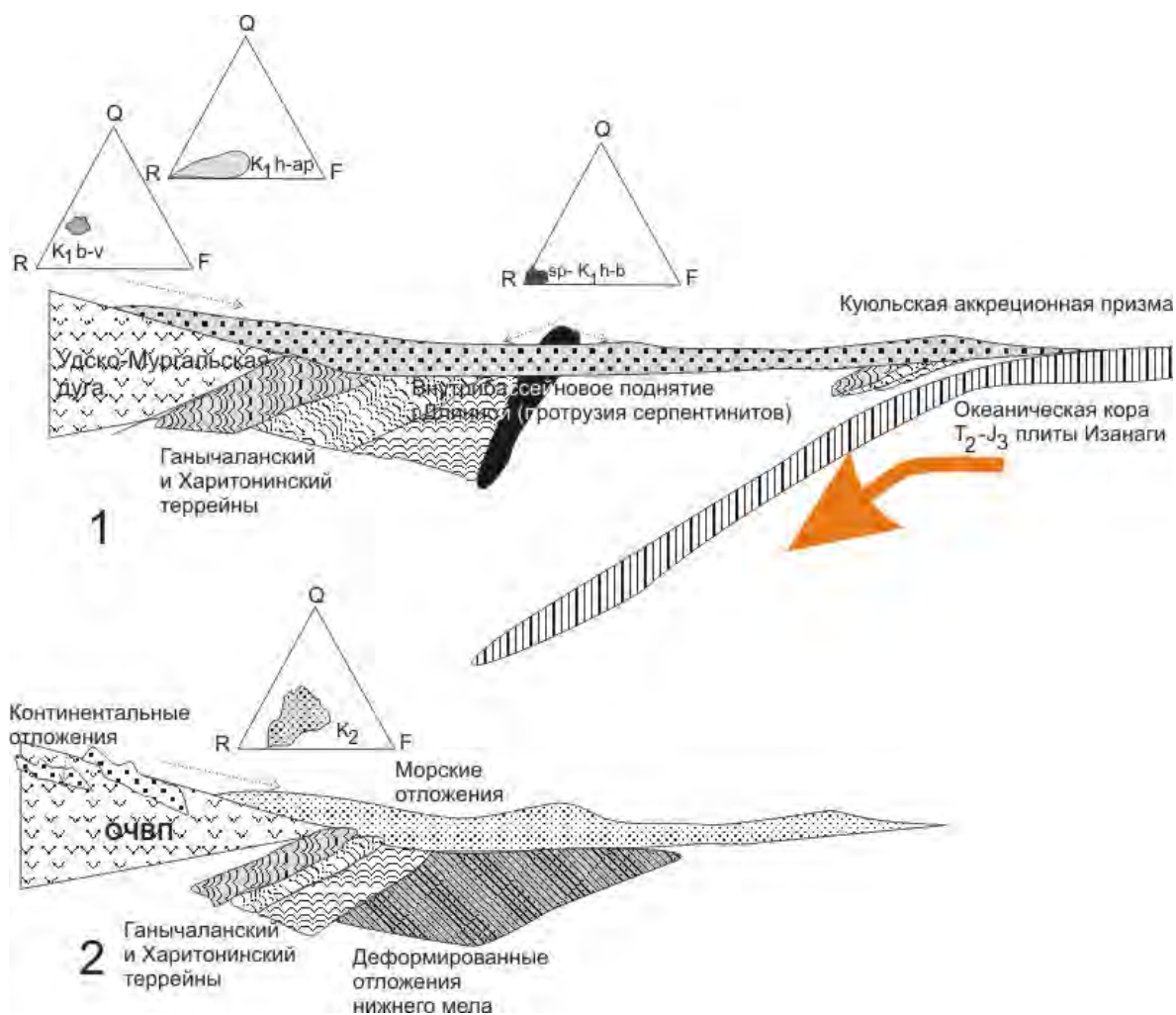


Рис.3.2.26. Минеральный состав вулканокластических песчаников для активной континентальной окраины в преддуговом прогибе Удско-Мургадской островной дуги, для (1) раннемелового времени (берриас-ранний альб). (2) для поздне мелового времени. Использована схема С.Д.Соколова, (1999, 2003), К.А.Крылова (2002), Копорулина (1992).

Возможно, при постседиментационных преобразованиях значение имеют и деформации на ограничениях террейнов. Как было подтверждено недавно В.В.Голозубовым (2006), нижнемеловые комплексы Айнынского террейна наиболее интенсивно дислоцированы вблизи тектонических ограничений этого террейна. Полосы интенсивных дислокаций считаются результатом сжатия в процессе аккрегирования террейнов.

Комплексные литологические исследования меловых отложений обрамления Пенжинской Губы позволили сделать следующие выводы:

1. Климат в течение мелового времени на изученной территории характеризовался влажными условиями, переходными между бореальным и теплым.

2. В бассейне выделено два типа седиментации с терригенным и вулканогенным составом осадков, отвечающих двум разным источникам сноса. Первый тип седиментации доминирует в берриас-валанжинское и сеноман-сантонское время, когда главным источником сноса служили гранитно-метаморфические комплексы континентальной окраины. Второй тип седиментации подавляет терригенное осадконакопление и доминирует в готеривское и баррем-аптское время. Проявление вулканогенно-осадочного типа седиментации обусловлено размывом комплексов соответственно Удско-Мургальской островной дуги и Охотско-Чукотского вулканического пояса.

3. Для меловых песчаных пород обрамления Пенжинской Губы характерны устойчивые и неустойчивые минеральные ассоциации, состав которых зависит от размываемых источников сноса. Во время накопления меловых отложений установлено переменное влияние трех главных источников сноса. Первый источник – это гранитно-метаморфические комплексы пород зрелой континентальной окраины (берриас-валанжин, сеноман-сантон). Второй и третий источники – это островодужные комплексы (готерив и баррем-апт).

4. Степень преобразования ниже- и верхнемеловых отложений зависит от исходного минерального состава осадочных пород и различается по составу ассоциаций аутигенных минералов. Аккреция крупных блоков земной коры, включающих глубоководные отложения, не провоцирует интенсивных преобразований в аккретированных блоках. Мощные терригенные толщи перекрывающих верхнемеловых отложений преобразованы в условиях мелководного бассейна за счет мощности осадков по схеме прогрессивной вертикальной зональности.

3.3. Вулканоогенно-осадочные отложения палеогена Ильпинского полуострова

Для изучения палеогеновых отложений Ильпинского полуострова образцы были любезно предоставлены О.В.Чудаевым. Им же были сделаны химические силикатные анализы и произведены исследования глинистых фракций песчаных пород, которые были опубликованы в обобщенном виде в монографии «Геосинклинальный литогенез» в 1987 году. В настоящей работе использованы химические и рентгенографические данные, литологическое описание разрезов, а также данные петрографических исследований, сделанные О.В.Чудаевым и опубликованные в статьях разных лет, дополненные литературным материалом и микроскопическим изучением образцов из коллекции О.В.Чудаева.

Проблемами изучения процессов осадконакопления и тектоники восточной Камчатки, в том числе и Олюторского террейна, в последние годы занимались многие исследователи (Богданов и др., 1982; Геосинклинальный литогенез..., 1987; Гладенков и др., 1988; Чехович, 1993; Волобуева и др., 1994; Малиновский, 1998; Соловьев, Палечек, 1998; Коваленко, 2003; Константиновская, 2003; Малиновский и др., 2006). Описание осадочно-вулканогенных отложений разными исследователями проводилось главным образом на морском побережье южной оконечности полуострова. Мнение исследователей о деформациях палеогеновых отложений сильно различается. По данным П.В.Маркевича (Геосинклинальный литогенез, 1987; Маркевич, 1989), осадочный комплекс Ильпинского полуострова дислоцирован слабо, углы падения пластов не превышают 30-40°, но обычно значительно положе, разрывные нарушения редки. Более поздними исследованиями показано, что осадочные толщи зоны были деформированы в изоклинальные складки и разбиты надвигами в среднем миоцене (Коваленко, 2003).

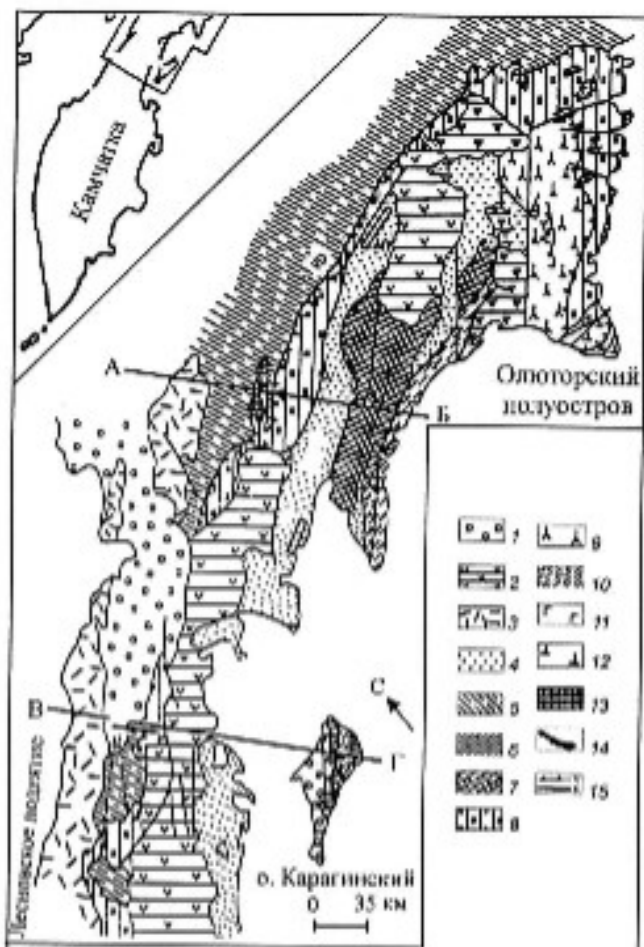
3.3.1. Геологическое строение и тектоническое районирование



Рис. 3.3.1. Фрагмент географической карты, на которой прямоугольником показан район работ.

Исследуемый район располагается на восточном побережье Камчатки (рис.3.3.1). По своему строению и составу палеогеновые отложения Ильпинского полуострова, как часть Олюторского террейна, входят в состав мезозойско-кайнозойского Сахалино-Камчатского орогенного пояса (Богданов и др., 1982; Чехович, 1993; Шапиро, 1995; Чехович, Богданов, 1999; Коваленко, 2003, рис.3.3.2, рис. 3.3.3). Осадочно-вулканогенные комплексы Олюторского террейна протягиваются на восток-северо-восток вдоль побережья Берингова моря на 500 км. Олюторский террейн располагается в южной части Корякского нагорья, с севера он отделен от Корякского орогенного пояса Ватынским надвигом (Геология юга..., 1987, рис. 3.3.4). Территория сложена палеоген-раннемиоценовым вулканогенно-терригенным комплексом, который образует крупную синклиналичную структуру, и выклинивается к восток-северо-востоку. Считается, что вулканогенно-осадочные породы полуострова могут быть объединены в одну Ильпинскую серию (или комплекс), которая занимает центральную часть Олюторского террейна (рис.3.3.3) и была выделена при картировании региона.

На основании анализа строения островодужных серий в регионе выделяется два периода островодужного вулканизма: мел-палеоценовый и среднеэоцен-олигоценый, которые накапливались в пределах материковой окраины (Коваленко, 2003). Тектоническое совмещение Южно-Корякского сегмента с материком по палеомагнитным данным происходило в среднем эоцене и позже, палеошироты палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский соответствуют сороковым градусам северной широты (современная широта – 61° с.ш.) (Коваленко, 2003).



– надвиги, б – недифференцированные.

Рис.3.3.2. Схема геологического строения Олюторского региона и северной Камчатки, по (Богданов и др., 1990), цитируется по работе (Константиновская, 2003). 1- впадины и депрессии, выполненные лигоцено-четвертичными отложениями, 2 – Апушко-Вывенский вулканический пояс (N_2-Q), 3 – Западно-Корякско-Камчатский вулканический пояс (Pg), 4, 5 флишоидные комплексы: 4 – верхнего палеогена – нижнего неогена ($Pg_3-N_1^1$), 5 – мела-палеогена (K-Pg), 6 – осадочный меланж о.Карагинский и Олюторского хребта (Pg), 7-9 островодужные комплексы: 7 – вулканитов Карагинско-Говенской (Pg), 8 – кремнисто-вулканогенный Вывенско-Ватынской и Карагинско-Говенской зон (K), 9 – вулканогенно-обломочный Олюторского хребта (K_2), 10 – комплекс глубоководных отложений Карагинско-Говенской зоны (K_2-Pg_2), 11, 12 – толеитовые базальты: окраинноморского типа (K), 12 – субщелочные океанических поднятий (K), 13 – дунит-пироксенит-габбровый комплекс, 14 – офиолитовый меланж, 15 – разломы: а

Стратиграфия отложений Ильпинского полуострова была многократно отражена в литературе, при этом возраст вулканогенно-осадочных толщ различается в разных публикациях (Несвит, 1967; Серова, 1970; Гладенков и др., 1988^{1,2}; Волобуева и др., 1994). Д.В.Коваленко (2003) предполагает позднемеловой возраст нижней толщи и палеоген-раннемиоценовый возраст верхней толщи. В монографии Е.А.Константиновской (2003) возраст толщ Ильпинского полуострова указан палеоген-неогеновым. В последнее время на основании многочисленных фаунистических данных (моллюсков, фораминифер, радиолярий и палинокомплексов) принимается палеоцен-олигоценый возраст флишоидной вулканогенно-осадочной толщи южной части Ильпинского полуострова (Гладенков и др, 1988^{1,2}; Волобуева В.И. и др. 1994; Соловьев и др.,1998). Обнаруженные ассоциации наннопланктона характеризуют три стратиграфических уровня, которые позволяют

уверенно расчленять палеогеновые отложения полуострова. Кроме того, выделено шесть палинокомплексов, последовательно сменяющих друг друга (Волобуева и др., 1994).

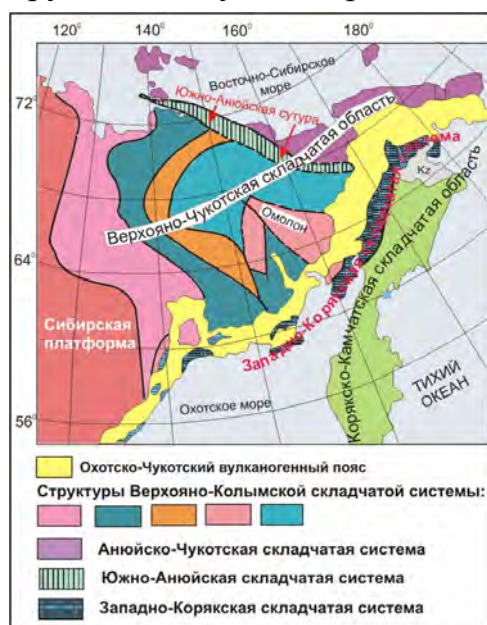


Рис.3.3.3.

Тектоническое районирование и положение Олюторского террейна в структурах Северо-Востока России (по данным Соколов и др., 2001), квадратом обозначен район работ.

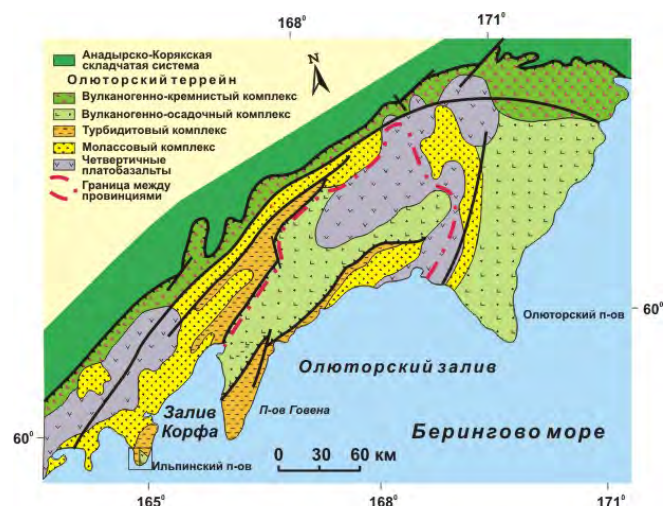


Рис. 3.3.4.

Тектоническое районирование и положение Ильпинских флишоидов в структурах Олюторского террейна, квадратом обозначен район работ (цитируется по работе (Маркевич, Малиновский, 2007)).

3.3.2. Состав и строение осадочных комплексов

Структуры полуострова на современных геологических схемах выделяются в виде протяженных зон. Полоса распространения флишоидных отложений, сложенных вулканомиктовым терригенным комплексом, отделяет вулканогенные островодужные комплексы на севере и северо-западе Олюторского блока от комплексов п-ва Говена и о-ва Карагинский (Чехович, 1993). Вулканогенно-осадочные комплексы Ильпинского полуострова обнажаются в его южной части и являются одним из опорных разрезов на юге Корякского нагорья (Чехович, 1989; Коваленко, 1992; Коваленко, Ремизова, 1997_{1,2}; Геосинклинальный литогенез, 1987; Коваленко, 2003). Разрез полуострова Ильпинский захватывает практически весь палеоген, в настоящей работе рассмотрены отложения флишоидного комплекса, охватывающие верхнепалеоцен-эоценовый возрастной интервал (рис.3.3.2, 3.3.3, 3.3.4).

Мощная толща вулканогенно-осадочных морских отложений, объединенных в ильпинскую серию или комплекс, развита в южной части Олюторского террейна со стратотипами на полуострове Ильпинском и Говена, а также отмечается вдоль северного обрамления Олюторского террейна. Ассоциации пород **нижней части** вулканогенно-терригенных отложений являются аналогами толщ вулканогенно-обломочного комплекса зоны Олюторского хребта и представлены вулканогенно-кремнистым и вулканогенно-осадочным комплексами кампан-датского возраста (Коваленко, 2003; Маркевич и др., 2006). Вулканогенно-кремнистый комплекс состоит из базальтов, гиалокластитов, лавобрекчий, яшм и кремней. Более редки глинистые породы, песчаники и известняки. Вулканогенно-осадочный комплекс Олюторского террейна сложен базальтами, лавобрекчиями, туфами, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнями, глинистыми и кремнисто-глинистыми породами. Вулканиты наибольшее распространение (в виде лавовых потоков) имеют в нижней толще, в отложениях верхней толщи (в ильпинской серии) лав значительно меньше, их горизонты редки и также как и пирокластические породы, они составляют не более 5 % объема отложений.

Верхняя палеоген-раннемиоценовая часть сложена вулканомиктовыми терригенными породами. Она представлена также двумя комплексами: 1. Флишоидным с мощными пачками ритмичного переслаивания песчаников и алевро-аргиллитов, с горизонтами алевролитов, гравелитов, туфов и микститов. 2. Молассовым, который состоит из песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов, глинистых пород, туфов и углей. Во флишоидном комплексе на основании фаунистических остатков выделено несколько свит (Гладенков и др., 1988^{1,2}; Волобуева и др., 1994).

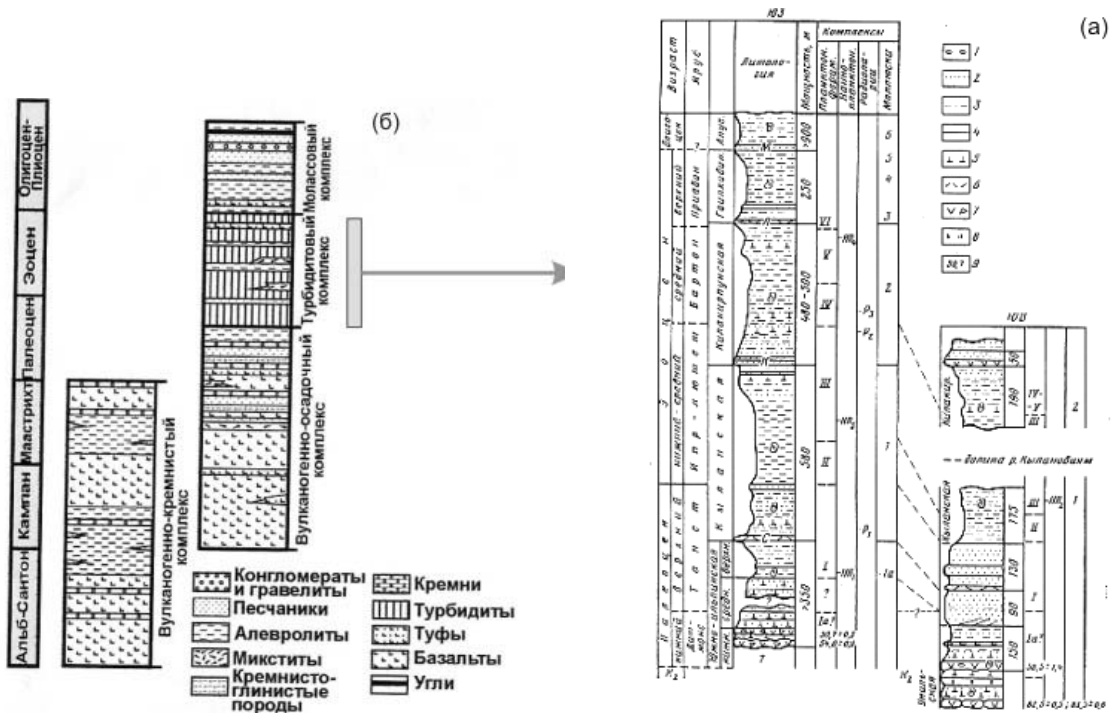


Рис.3.3.5. (а) Типовой разрез палеогена Ильпинского полуострова и (б) его положение в структуре Олюторского террейна. Использованы данные Гладенков и др., 1988_{1, 2}, Маркевич, Малиновский, 2007.

На (б) расчленение и корреляция палеогеновых толщ п-ва Ильпинский. Разрезы: ЮЗ – юго-западное побережье, ЮВ – юго-восточное побережье. Комплексы органических остатков: I-VI – планктонные фораминиферы, НП₁₋₄ – наннопланктон, Р₁₋₃ – радиолярий, 1-6 – моллюсков. Литологический состав пород: 1 – конгломераты и гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – туфы основного-среднего состава, 6 – туфы кислого состава, 7 – лавы и лавобрекчии основного состава, 8 – кремнистые породы, 9 – радиометрический возраст пород, маркирующие горизонты: С – сиреневых туфов, Л – килакирнунский, Л- лапераламский, М – мулатханский.

Отложения флишоидного комплекса с размывом и несогласием залегают на вулканогенных образованиях верхнего мела, в низах разреза отмечается пачка конгломератов (Богданов и др., 1982). Нижняя часть комплекса представлена преимущественно ритмичным переслаиванием песчаников, аргиллитов, алевролитов, туфопесчаников. Количество прослоев песчаников постепенно убывает вверх по разрезу. В верхней части разреза отмечается пачка преобладающих аргиллитов с мергельными и известняковыми конкрециями. Общая мощность свиты на юге Ильпинского полуострова составляет около 1500 м (Богданов и др., 1982; Гладенков и др., 1988).

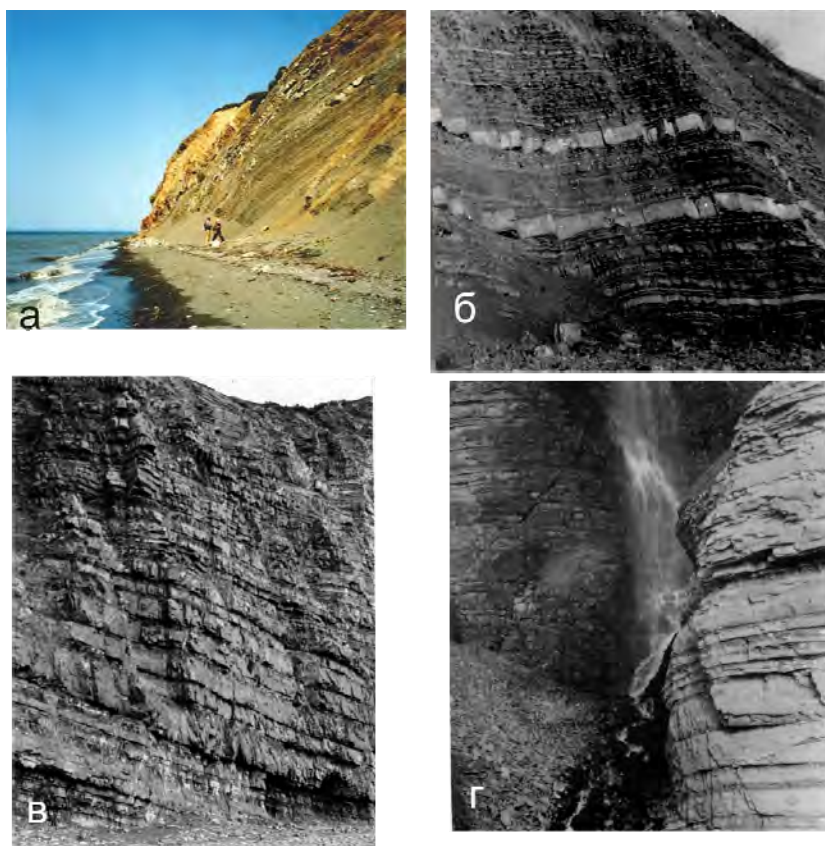


Рис.3.3.6. Типовые разрезы Ильпинского полуострова, береговые обрывы: а – общий вид флишоидной толщи, фото А.Ю.Гладенкова, сайт www.new.ginras.ru; б – нижние горизонты флишоидной толщи, фото П.В.Маркевича; в – песчано-глинистые пачки, фото П.В.Маркевича; г – песчаные пачки, фото П.В.Маркевича.

3.3.3. Минеральный состав песчаников

Изучению минерального состава песчаных пород палеоген-неогеновой флишоидной толщи Ильпинского полуострова посвящен ряд работ, в которых приведены подробные данные (Маркевич, 1978; Маркевич, Чудаев, 1979_{1,2}, 1981; Геосинклинальный литогенез, 1987; Маркевич, Малиновский, 2006). По вещественному составу песчано-алевритовых породы Ильпинского п-ва относятся к фемической провинции, но обломочная часть содержит примесь сиалического материала.

В разрезе Ильпинской серии присутствуют туфы или вулканокластические песчаники, песчаники составляют 50-80% мощности разреза, и относятся к полевошпатовым и кварц-полевошпатовым грауваккам (на классификационном треугольнике В.Д.Шутова, 1972). Песчаники сложены продуктами разрушения островодужных вулканов и содержат синседиментационную вулканокластику (рис.3.3.8). Характерно невысокое содержание кварца и преимущественно эффузивный состав обломков пород (рис.3.3.7, 3.3.8). Вместе с тем, вверх по разрезу в них

увеличивается содержание кварца и продуктов разрушения комплексов, подстилающих флишоидный.

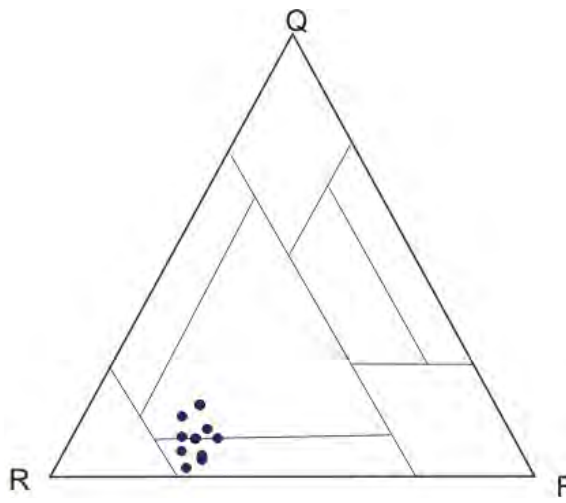


Рис.3.3.7. Диаграмма минерального состава песчаников палеогеновых отложений Ильпинского полуострова, классификационная диаграмма В.Д.Шутова (1967). Используются подсчеты О.В.Чудаева из работ (Маркевич, Чудаев, 1979; Чудаев, 1982).

В составе песчаников среди обломков пород установлены главным образом обломки эффузивных пород и вулканического стекла (60-70%), кремнистых пород (5-10%), плагиоклазы (25-30%), кварц (меньше 10%), моноклинный пироксен и цеолиты (гейландит (клиноптилолит) и ломонтит). В низах разреза наблюдается чередование прослоев или микрослойков, насыщенных вулканическим стеклом и слойков с его незначительным количеством (рис.3.3.9). Среди типов кварца самый распространенный – эффузивный, интрузивный, метаморфический и жильный находятся в подчиненном количестве. Обычно это неправильные, округлые полуокатанные и окатанные чистые зерна, почти всегда с волнистым погасанием. Из полевых шпатов наиболее распространены плагиоклазы, среди которых ведущее значение имеют основные и средние (андезин, иногда лабрадор), кислые имеют подчиненное значение (количество альбита уменьшается от основания разреза к его верхней части). Калиевые полевые шпаты представлены главным образом ортоклазом, обычно сильно пелитизированным, значительно реже микроклином.

В составе обломков пород, слагающих вулканомиктовые песчаники, выделены три генетические группы – эффузивные породы, кремнистые и терригенные. Больше всего обломков эффузивов основного и среднего состава – андезитов и андезито-базальтов, в редких случаях – базальтов (чаще всего в верхней части разреза). Встречаются также обломки туфов и вулканического стекла. Выделяются две морфологические разновидности вулканических стекол: крупные обломки и мелкодробленое измененное стекло, часто выполняющее роль цементирующего материала. Среди

кремнистых пород выделяются обычно изометричные зерна кремней и кремнисто-глинистых пород.

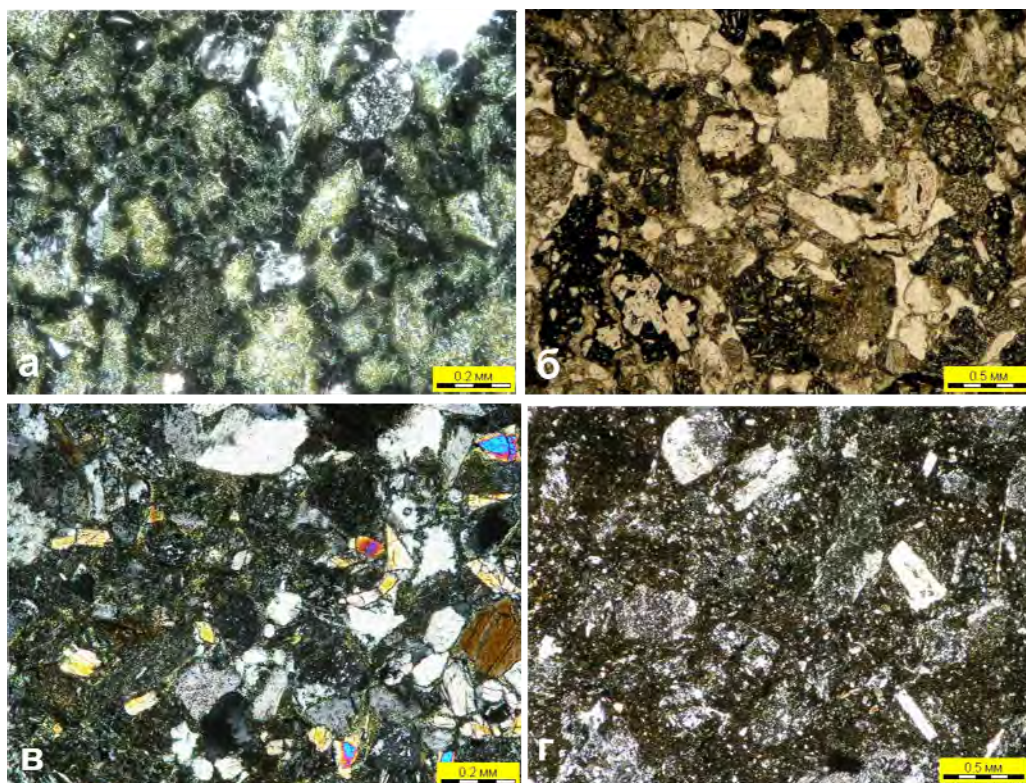


Рис.3.3.8. а – литокластический туф с псаммитовой структурой. Порода состоит из обломков эффузивных пород основного состава, и образует литокластическую структуру. Среди обломков пород доминируют обломки основной массы с микролитовой структурой. В подчиненном количестве присутствуют кристаллокласты плагиоклаза и пироксена. Обр. 1524, с анализатором, Ильпинский п-ов, м. Ара; б – туф витрокластический, обломки представлены разложившимся вулканическим стеклом средней основности. Вулканическое стекло имеет ярко выраженную пузыристую текстуру. В пузырьках наблюдается раскристаллизованная и хлоритизированная масса вулканического стекла. Цементирующая масса состоит из вулканического стекла, содержащего многочисленные зерна и агрегаты рудного минерала, сферической или вытянутой формы, обр. 1514, с анализатором, Ильпинский п-ов; в – литокристаллокластический туф андезибазальтов. Порода состоит из обломков кристаллов пироксена, плагиоклаза, обломков пород и немного кварца, которые погружены в стекловатую, плохо раскристаллизованную массу. Обр. 1452, с анализатором, Ильпинский п-ов; г – литокристаллокластический туф. Порода состоит из литокластов основного состава с высоким содержанием вулканического стекла и сильно разложившегося плагиоклаза. Вулканическое стекло в обломках обладает пузыристой текстурой, пузырьки мелкие, и равномерно распределены по обломкам. В шлифе высокое содержание рудной пыли, рассеянной по породе. Связующая масса состоит из вулканического стекла, участками хлоритизированного. Обр. 1435, с анализатором, Ильпинский п-ов.

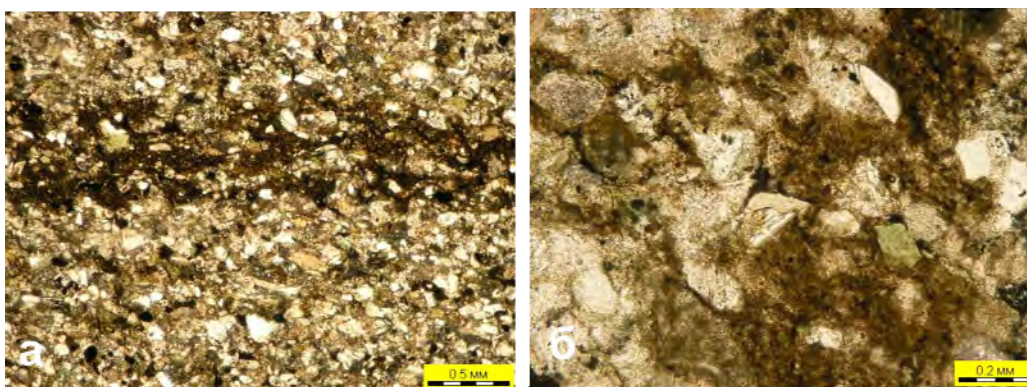


Рис.3.3.9. а – горизонтальнослоистый алевропесчаник с чередованием прослоев, насыщенных разложившимся вулканическим стеклом и прослоев с его низким содержанием. Порода хорошо сортирована, обломки неокатанные. Границы между слойками ровные, четкие, но не эрозионные. Обр. 1419, без анализатора, Ильпинский п-ов; б – деталь обр.1419, иллюстрирующая прослой с высоким содержанием вулканического стекла, который цементирует порообразующие компоненты. Обр. 1419, без анализатора, Ильпинский п-ов.

В составе тяжелой фракции также отмечается ярко выраженный фемический состав с довольно однообразным комплексом фемических малоустойчивых минералов, среди которых преобладает моноклинный, реже ромбический пироксен, количество которого составляет от 50% до 88 % (Геосинклиальный литогенез, 1987; Маркевич, Малиновский, 2006; Маркевич и др., 2006). Доля фемических минералов не опускается в ассоциации ниже 95%, но часто бывает еще больше. Остальные минералы представлены эпидотом (первые проценты, но может достигать 46 %), апатитом (не более 3,6%). Кроме того, присутствуют единичные кристаллы, редко около 1%, роговой обманки, магнетита, хромита, периклаза. Редко присутствуют рутил, анатаз, ильменит, гранат, циркон и сфен.

На диаграмме В.П.Нечаева (Нечаев и др., 1996), построенной по соотношениям ассоциаций минералов тяжелой фракции, средние составы ильпинских песчаников формируют достаточно компактную область в поле активных континентальных окраин, континентальных шельфов и склонов окраинных морей (рис.3.3.10), что свидетельствует об определяющей роли вулканизма островных дуг в питании седиментационного бассейна.

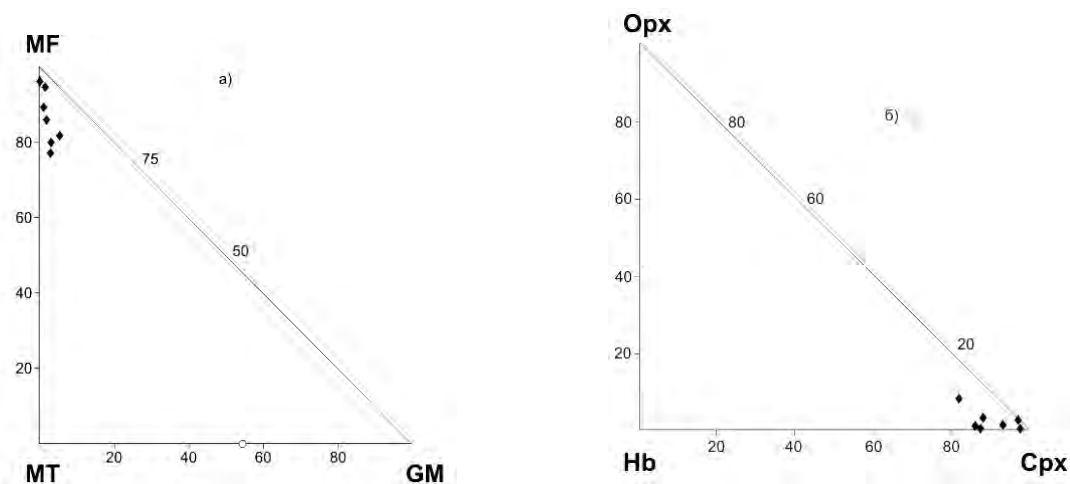


Рис.3.3.10. Диаграмма состава тяжелой фракции палеогена Ильпинского полуострова. Классификационные диаграммы В.П.Нечаева, А.П.Деркачева (1989): (а) диаграмма соотношений MF-MT-GM, где MF – суммы содержаний оливина, орто- и клинопироксенов, роговой обманки, MT – эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов, GM – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силлиманита, андалузита. (б) диаграмма соотношений ортопироксена (Орх), роговой обманки (Нб), клинопироксена (Срх).

3.3.4. Химический состав песчаников и ассоциирующих с ними пород

Химический состав песчано-алевритовых пород Ильпинского полуострова характеризуется неглубокой химической переработкой обломочного материала. Содержание SiO_2 составляет от 54 до 63% (таблица 3.3.4). На диаграмме, построенной по соотношению логарифмов основных элементов (рис.3.3.11, 3.3.12), отложения Ильпинского полуострова относятся к грауваккам на диаграмме Петтиджона (Pettijohn, 1981), на диаграмме Хирона (Herron, 1988) – к ваккам, хотя часть образцов характеризуется чрезвычайно низким соотношением логарифма $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, и они могут быть отнесены к глинистым сланцам. По петрохимической классификации, построенной по суммам главных окислов (диаграмма Коссовской, Тучковой, 1988), данные песчаников образуют также весьма компактное поле в группе вулканокластических песчаников (рис.3.3.13).

Титановый модуль ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) практически одинаков для всех проанализированных образцов и имеет чрезвычайно низкое значение ($\approx 0,01$), что характеризует одинаковые условия осадконакопления всей толщи в целом, и отражает весьма незрелый состав пород. Значение титанового модуля даже существенно ниже, чем в меловых отложениях обрамления Пенжинской Губы.

Таблица 3.3.4. Химический состав песчаных пород палеогена южной части Ильпинского полуострова

№ п/п	№обр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сум
1	1415	56,53	0,76	15,98	3,65	4,72	0,09	2,43	5,10	3,15	1,38		6,26	100,05
2	1432б*	53,54	0,82	15,93	2,92	5,77	0,18	5,75	4,97	3,82	1,28	0,30	3,98	99,26
3	1432д*	57,74	0,62	15,49	2,18	5,48	0,18	4,62	3,37	3,27	1,95	0,42	4,12	99,54
4	1435г*	61,90	0,61	14,01	3,15	3,42	0,12	3,54	2,95	3,41	2,00		4,74	99,85
5	1435 г	59,05	0,76	14,84	4,49	4,59	0,15	3,35	2,83	3,22	1,97		4,60	100,5
6	1435 д*	57,50	0,65	14,25	4,03	3,10	0,11	4,51	4,57	3,34	1,59		6,40	100,2
7	1435 е*	57,70	0,73	14,19	4,23	3,76	0,13	5,42	4,57	3,58	1,37		4,52	99,99
8	1435 е	59,28	0,74	15,13	2,42	4,81	0,15	4,20	3,80	3,07	1,79		4,60	100,21
9	1457а*	56,10	0,83	12,40	2,46	5,35	0,09	5,86	6,74	2,86	1,54		5,98	99,98
10	1457б*	56,80	0,63	12,97	7,24	0,74	0,09	5,7	5,66	3,41	1,91		4,83	100,03
11	1457в*	61,70	0,70	13,96	2,97	3,03	0,08	3,61	3,85	3,64	1,79		4,70	99,85
12	1468а	55,82	0,75	13,86	3,22	4,97	0,16	5,47	7,60	2,14	1,85		4,01	99,95
13	1468в*	59,40	0,75	15,64	1,59	4,54	0,06	4,43	2,80	3,00	2,08		5,66	99,89
14	1468в	59,79	0,83	15,60	3,03	4,59	0,10	3,82	2,99	2,91	1,91		4,32	100,02
15	1475е*	57,80	0,78	13,26	1,89	5,30	0,10	5,23	5,01	3,26	1,69		5,70	100,00
16	1475а	61,96	0,83	15,49	1,47	4,17	0,12	2,82	3,87	2,93	1,70		4,64	100,13
17	1475б*	58,30	0,71	14,55	2,97	4,35	0,18	3,63	3,92	3,60	1,65		6,27	93,86
18	1475в*	58,80	0,74	14,40	2,17	4,63	0,08	3,92	3,94	3,49	1,82		5,99	99,98
19	1475в	62,74	0,73	15,63	1,64	4,00	0,08	2,09	3,24	3,07	2,02		4,70	99,94
20	1547	54,07	0,84	17,14	5,43	1,58	0,05	3,39	6,68	3,90	0,68		6,46	100,22

Индекс химического выветривания ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$, Nesbitt, Young, 1982, рис.3.3.14), для палеогеновых отложений показывает, что породы в источниках сноса были практически невыветрелыми (минимальное значение составляет 52,68, максимальное – 65,23). Весьма близкие значения индекса указывают на достаточно устойчивый теплый климат в области распространения источников питания.

Литохимический индикатор K_2O/Al_2O_3 , который используется для выяснения степени рециклирования тонкозернистого терригенного материала – фоновых аргиллитов (Сох et al., 1995; Маслов и др., 2006), характеризуется значениями 0,14-0,18, что свидетельствует о незрелости глинистых пород и об отсутствии рециклированного материала в составе тонких фракций.

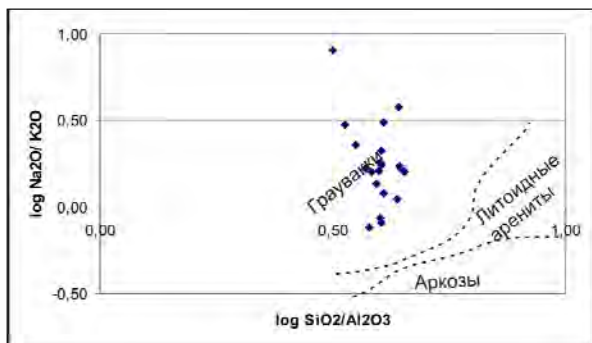


Рис.3.3.11. Химический состав песчаных пород Ильпинского по-ва на классификационной диаграмме $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Классификационная диаграмма (Петтиджон, 1981).

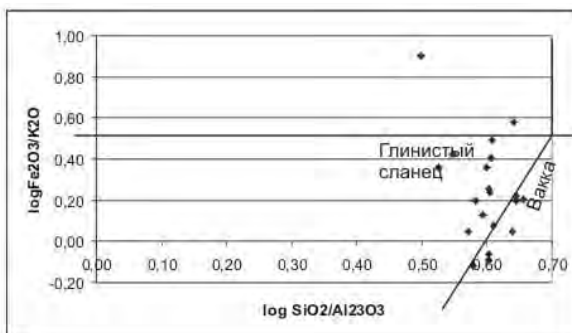
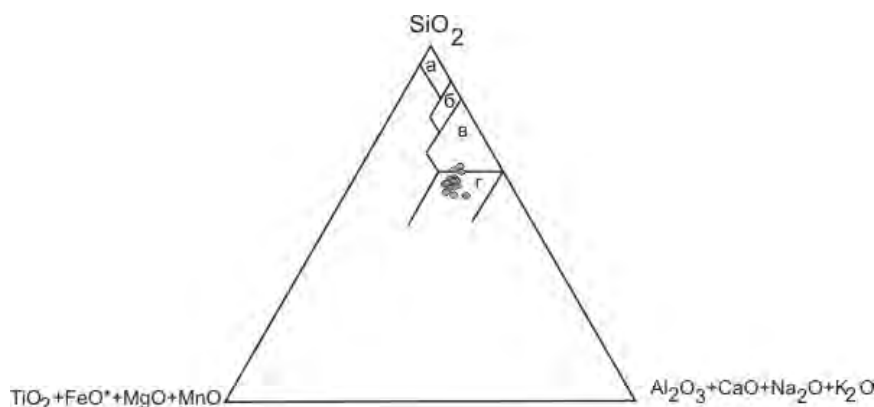


Рис.3.3.12. Химический состав песчаных пород Ильпинского по-ва на классификационной диаграмме $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$. Классификационная диаграмма (Herron, 1988).



а – кварцевых, б – олигомиктовых, в – полимиктовых, г – вулканокластических.

Рис.3.3.13. Диаграмма петрохимической классификации для палеогеновых песчаных пород Ильпинского по-ва (поля диаграммы приведены из работы Косовская, Тучкова, 1988).

На диаграмме обозначены поля песчаников: а – кварцевых, б – олигомиктовых, в – полимиктовых, г – вулканокластических.

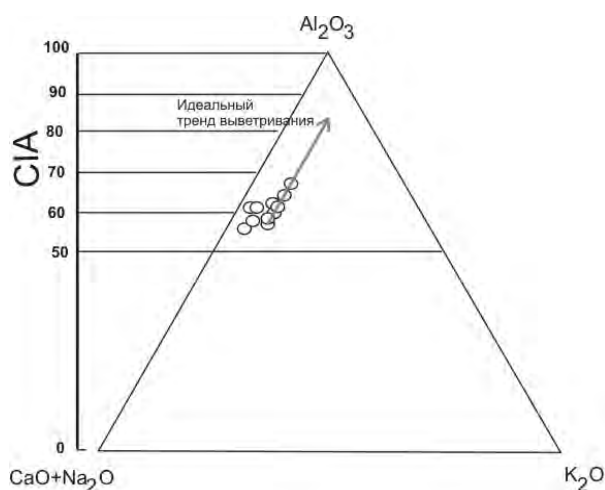


Рис.3.3.14 Треугольная диаграмма CIA для палеогеновых вулканогенно-осадочных пород Ильпинского п-ва (диаграмма из работы Nesbitt, Young, 1989). Данные химических анализов из работ О.В.Чудаева (табл.3.3.4).

3.3.5. Обзор палеогеографических реконструкций

Палеогеновый Ильпинский морской бассейн располагался между отмершей позднемеловой Ачайваем-Валагинской дугой и располагавшейся юго-восточнее действующей Говенской дугой. В бассейне накапливались

преимущественно вулкано-терригенные осадки, с остатками бентосной фауны, относимой к теплолюбивым комплексам (Гладенков и др., 1988; Волобуева и др., 1994; Маркевич, Малиновский, 2006; Маркевич и др., 2006). На основании анализа комплексов микрофауны было установлено, что верхние части разреза Ильпинских флишоидов накапливались в мелководных условиях (Гладенков, Гладенков, 2007). В бассейне доминировали тепловодные моллюски и фораминиферы (Гладенков и др., 1988), наблюдается смена планктонных фораминифер отложений нижнего палеоцена на преобладающие бентосные верхнего палеоцена-эоцена (Гладенков и др., 1988), а фаунистические сообщества, встреченные в верхней части разреза, проживали в условиях субглобального похолодания (Гладенков, Гладенков, 2007). Смена планктонных сообществ на бентосные может указывать на постепенное обмеление бассейна как за счет поступления огромных масс осадочного материала, поступающего с размываемой островной дуги, так и за счет вовлечения в воздымание глубоководных зон в результате начала деформаций, приведших впоследствии к совмещению разнородных геологических структур.

Климат в палеогене был достаточно влажным. На континенте, окружавшем морской бассейн, преобладал сильно расчлененный рельеф, там располагались крупные возвышенности и горные системы. Анализ палинокомплексов, установленных в разрезе палеогена полуострова Ильпинского, показывает, что во время их формирования на прибрежной суше господствовал лесной тип растительности, с преобладающими покрытосеменными растениями, в небольших количествах встречались голосеменные. Леса произрастали в относительно теплом (в палеоцене), жарком (ранний-средний эоцен) и теплоумеренном (конец позднего эоцена) климате (Волобуева и др., 1994). Однако плохая сохранность пыльцы и спор и их не всегда достаточное количество в проанализированных образцах, позволяет утверждать, что лесные массивы располагались в некотором удалении от морских берегов, и пыльца перед захоронением была транспортирована по воздуху или реками.

Песчаники Ильпинской серии накапливались в течение единого седиментационного цикла, начинающегося глинистыми осадками,

сменяющимися флишоидной толщей и мощными мелководными песчаниками (Маркевич, Чудаев, 1979^{1, 2}; Малиновский, 1991). Предполагается, что обстановки накопления вулканомиктовых флишоидов происходили на террасе и на склоне островной дуги (Чехович, 1993).

На определяющее влияние вулканизма при накоплении осадков указывает и состав ассоциаций породообразующих минералов и минералов тяжелой фракции. Доминирующим источником, поставлявшим обломочный материал в бассейн, была разрушавшаяся Говенская островная дуга и продукты её синседиментационного вулканизма (Чехович, 1993). Преобладание синседиментационного вулканического материала в осадках палеогена Ильпинского полуострова указывает на сильно расчлененный рельеф в зоне расположения источника сноса. Поскольку отмечается слабая переработка кластики, то можно говорить и о весьма коротком пути транспортировки осадочного материала (то есть почти без переноса), о чем также свидетельствует чрезвычайно низкий коэффициент «зрелости».

Геологическая история Олюторского бассейна, в который входили отложения Ильпинских флишоидных толщ, складывается из двух этапов (Малиновский, 1991; Цуканов, 1991; Константиновская, 1992, 2003). В начале первого этапа на меловой океанической коре заложилась внутриокеаническая островодужная система (юго-восточнее современного положения, Коваленко, 2003). Действие островной дуги и размыв этих островодужных комплексов приносил в близлежащие бассейны огромное количество фемического островодужного материала. На продолжении вулканических построек предполагается существование не крупных конусов выноса с вулканическим и вулканокластическим составом осадков.

В эоценовое время начались интенсивные тектонические процессы, вызвавшие совмещение геологических структур разного происхождения, и горообразовательные движения, приведшие к смене морских глубоководных обстановок осадконакопления на более мелководные и континентальные.

Восстановление первоначального положения комплексов в осадочном бассейне представляет собой трудную задачу и решалось

палеомагнитными методами (Коваленко, Ремизова, 1997^{1,2}; Коваленко, 2003). Было установлено, что осадочные толщи юга Ильпинского полуострова формировались на сороковых градусах северной широты.

3.3.6. Постседиментационные преобразования пород

При выделении ассоциаций аутигенных минералов для определения уровня постседиментационных преобразований флишоидных толщ палеогена Ильпинского полуострова использованы те же приемы, что и в рассмотренных ранее регионах. Зоны различаются между собой по составу ассоциаций новообразованных минералов.

Предыдущими исследователями установлено, что в отложениях флишоидной толщи среди глинистых минералов ($\text{фр.} < 0.001$) в составе цемента песчаников преобладают хлорит и смектит (в сумме в среднем до 80%) (Чудаев, 1979, 1981; Маркевич, Чудаев, 1979; Малиновский, 1985, 1991; Геосинклинальный литогенез, 1987). Ассоциация глинистых минералов цемента песчаников Ильпинского полуострова характеризуется весьма пестрым составом и представлена в разных зонах разным соотношением смектита (монтмориллонитом), стабильного и дефектного хлорита, смешанослойного минерала разной упорядоченности и гидрослюдой. Как правило, глинистые минералы в цементе песчаников зон хорошо окристаллизованы, и их степень окристаллизованности гораздо выше, чем в аргиллитах, ассоциирующих с проанализированными песчаниками (Маркевич, Чудаев, 1981; Геосинклинальный литогенез, 1987). Также как и в вулканогенно-осадочных отложениях Пенжинской Губы, в породах Ильпинского полуострова повсеместно встречаются гейландит (клиноптилолит) и ломонтит – цеолитовые минералы, формирующиеся за счет разложения вулканического стекла основного – среднего состава. Гейландит характерен для самой верхней части разреза, ломонтит же развит по всему нижележащему разрезу флишоидной толщи.

Во флишоидных отложениях Ильпинского полуострова можно выделить три зоны постседиментационного изменения осадочных пород (Чудаев, 1978; Дриц, Коссовская, 1992).

Зона 1 развития собственно *смектита и смешанослойного сапонит-хлоритового* минерала, развита в верхней части флишоидной

толщи (около 500 м) (рис. 3.3.15 а). Цеолитовый минерал, развитый в этой зоне, представлен гейландитом (клиноптилолитом).

Смешанослойный минерал представлен неупорядоченным сапонит-хлоритом. Хлорит представлен двумя политипами, но стабильного хлорита немного, а содержание дефектного хлорита составляет 20-25% глинистой фракции. Сметтит триоктаэдрический железисто-магнезиальный. Диоктаэдрическая гидрослюда 1М, как и в других зонах, присутствует в качестве второстепенного минерала и составляет около 5-10% глинистой фракции.

В обломочной части песчаников изменения невелики. Широкотаблитчатые кристаллы плагиоклаза основного и среднего составов практически не изменены. Крупные фрагменты вулканического стекла также изменены незначительно, и только периферические его части имеют слабые интерференционные окраски, центральные же участки, как правило, изотропны (рис. 3.3.15 б).

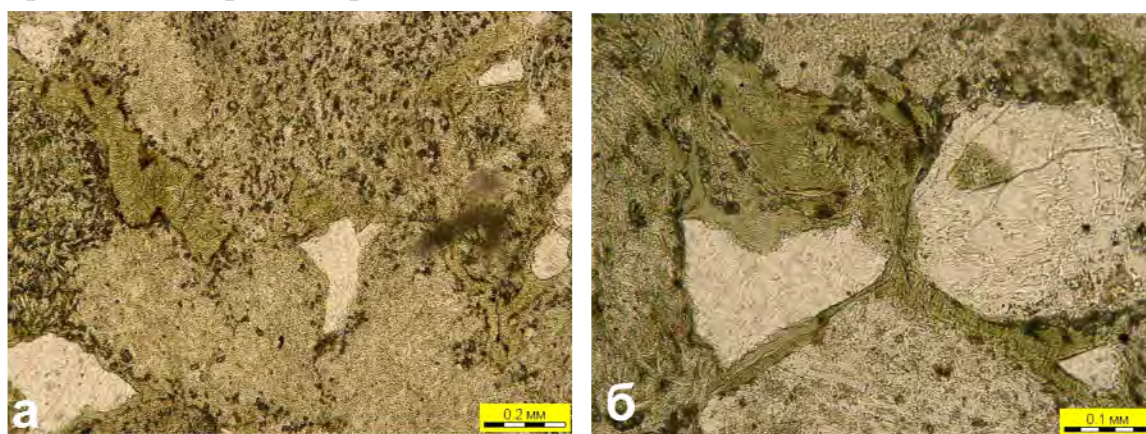


Рис.3.3.15. а – Общий вид малоизмененного полиминерального цемента, состоящего из смеси смектита, смешанослойного минерала сапонит-хлоритового состава. Обр. 1527, без анализатора, Ильпинский п-ов, м. Ара; б – Вулканомиктовый песчаник. Пora и пленочный цемент, выполненные глинистым цементом хлоритового состава. Обр. 1527, без анализатора, Ильпинский п-ов, м. Ара.

Зона 2 развития группы *корренситоподобных минералов*, отмечается в средней части флишеидной толщи. В цементе песчаников наиболее распространенным минералом является корренситоподобный смешанослойный минерал (рис.3.3.16 а). Он представлен упорядоченным политипом, относимым к Fe-Mg группе, судя по валовому составу фракции <0.001, где содержание суммарного железа примерно в два раза превышает содержание MgO. Сметтит триоктаэдрический железисто-магнезиальный.

Хлорит в основном дефектный. Диоктаэдрическая гидрослюда присутствует в незначительном количестве.

Зона 3, развития *хлорита, корренситоподобного минерала и смектита* (монтмориллонита) (рис.3.3.16 б), наблюдается в нижней части флишоидной толщи южного окончания Ильпинского полуострова. В составе глинистой фракции песчаников доминирующим минералом является триоктаэдрический хлорит, который встречается в виде двух политипов – стабильного и дефектного, с бруситовой прослойкой. В глинистой фракции песчаников существенно преобладает содержание стабильного хлорита, дефектный хлорит представлен в количествах не более 5 %.

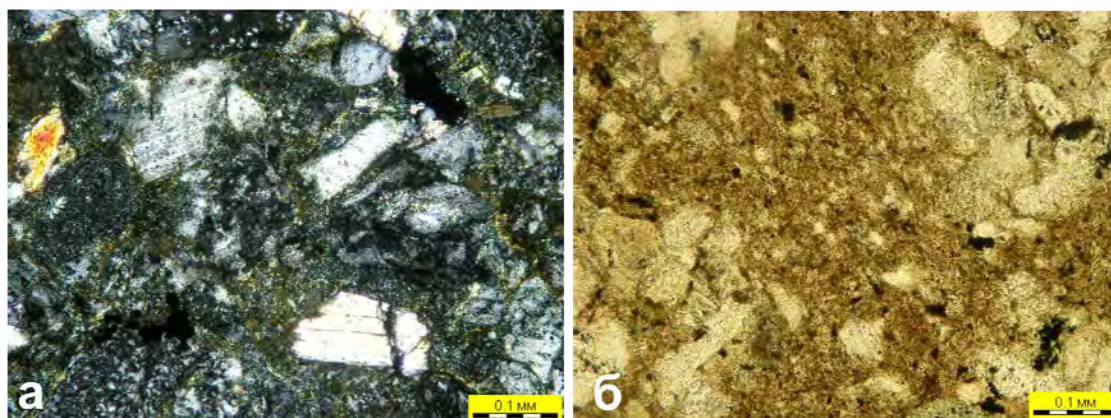


Рис.3.3.16. а – общий вид цемента, состоящего главным образом из корренситоподобных минералов и хлорита. По краям обломочных зерен наблюдаются тонкие каймы слюдистого минерала. Обр. 1476, с анализатором, Ильпинский п-ов; б – Фрагмент участка породы (алевропесчаника) с широким развитием смектита по вулканическому стеклу. Минерал отличается буроватым оттенком. Обр. 1419, без анализатора, Ильпинский п-ов.

Смешанослойный минерал представлен упорядоченным корренситоподобным минералом, относимым к Fe-Mg группе. Сmekтит триоктаэдрический железисто-магнезиальный, минерал формируется за счет разложения вулканического стекла и обломков пород, его содержащих, и развивается по обломкам вулканического стекла.

Диоктаэдрическая гидрослюда 1М присутствует в качестве второстепенного минерала, и ее содержание, как правило, составляет не более 5% глинистой фракции.

Помимо формирования глинистых минералов, при постседиментационном литогенезе происходят изменения обломочной части песчаников. Плагноклазы альбитизированы и цеолитизированы, вулканическое стекло полностью перешло в глинистое вещество.

Степень углефикации органического вещества в палеогеновых отложениях Ильпинского полуострова увеличивается к основанию разреза. Согласно опубликованным данным (Баженова, Кореньков, 1974), в нижней части разреза степень метаморфизма органического вещества отвечает коксовым углям, средняя часть - газожирным и газовым, а верхняя часть соответствует длиннопламенным углям.

Минеральные преобразования, свойственные породам палеогеновой флишоидной толщи Ильпинского полуострова, соответствуют ломонтитовой зоне цеолитовой фации, о чем свидетельствует широкое развитие смектита и корренситоподобного минерала. Как известно, эти два минерала служат минералами-индикаторами для выделения цеолитовой фации в регионах интенсивного проявления вулканической деятельности (Коссовская, Шутов, 1976; Дриц, Коссовская, 1990). В разрезе наблюдается последовательная смена неустойчивых аутигенных минералов на более устойчивые сверху вниз по разрезу, то есть наблюдается литогенетическая зональность погружения, но стадийность их преобразования нарушена. Обилие в составе осадков андезибазальтовой вулканокластики провоцирует формирование цеолитовых минералов, которые также проявляют зональность сверху вниз по разрезу. Анализ парагенезов новообразованных минералов, вторичных структурных особенностей песчаных пород, метаморфизм углей, а также существенное влияние исходного вещества пород на формирование аутигенных минералов, позволяют сделать вывод, что при литогенезе этих отложений температурный режим прогрева флишоидной толщи Ильпинского полуострова составлял в зоне 1–120-125° С, в зоне 2– 85-90 °С, а в зоне 3 – 40-60°С.

3.3.7. История развития

Формирование палеоцен-эоценовых флишоидных отложений тесно связано с развитием Говенской островной дуги, в тектонической истории которой выделяются два этапа (Малиновский, 1991; Цуканов, 1991; Константиновская, 1992, 2003; Чамов, 1996). В рассматриваемом бассейне в относительно глубоководных условиях накапливались вулканотерригенные осадки с остатками бентосной фауны, относимой к теплолюбивым комплексам (Гладенков и др., 1988; Волобуева и др., 1994;

Маркевич, Малиновский, 2006; Маркевич и др., 2006). Источниками сноса служили располагавшаяся к северу Ачайваям-Валагинская дуга и главным образом Говенская островная дуга, поставлявшая в близлежащие бассейны вулканиты и вулканокластические отложения. Размыв островодужных комплексов приносил огромное количество фемического материала с помощью многочисленных конусов выноса, которые имели небольшую протяженность и являлись продолжением вулканических построек. В эоценовое время начались интенсивные горообразовательные движения, приведшие к обмелению Ильпинского бассейна и смене морских глубоководных обстановок осадконакопления на более мелководные и континентальные.

Уровень постседиментационных преобразований изученной флишоидной толщи палеогена отвечает начальным стадиям преобразований или цеолитовой фации эпигенеза (в понимании Коссовской, Шутова, 1976). При коллизии дуга-континент флишоидные толщи преддугового осадочного бассейна, уже частично преобразованные по схеме литогенеза погружения, были вовлечены в аккреционную структуру и слабо деформированы. Наибольшему изменению оказались подвержены нижние части разреза, что типично для стадийного литогенеза погружения (Коссовская, Шутов, 1975). То есть смена ассоциаций аутигенных минералов имеет прогрессивную вертикальную зональность, но с некоторым нарушением последовательной стадийности.

Вероятно, нарушение последовательной постседиментационной зональности *литогенеза погружения* можно связывать со сменой тектонического режима и деформациями. Время проявления деформаций в регионе установлено достаточно точно, подтверждается палеомагнитными и геохронологическими данными, и относится к раннему эоцену (Соловьев и др., 2001; Константиновская, 2003; Коваленко, 2003). Из-за смены тектонического режима и проявления деформаций, в составе флюидных растворов, циркулирующих внутри осадочной толщи, возросли концентрации FeO и MgO, за счет которых был сформирован стабильный хлорит в зоне 3 и упорядоченный корренситоподобный минерал в зоне 2. Преобразования пород незначительны, и температурное воздействие на осадочные толщи не

превышало 100-120°C, поэтому можно считать, что главным в смене режима постседиментационных преобразований было изменение состава флюидов внутри отложений, вызванное деформациями.

В результате проведенных исследований палеогеновых флишоидных отложений Ильпинского п-ва, можно сделать ряд следующих выводов.

1. Климат в палеогене на изученной территории Ильпинского полуострова был теплым и влажным, с широким развитием теплолюбивой фауны и растительности. В конце седиментационного цикла отмечается похолодание.

2. В бассейне наблюдается единый вулканогенно-осадочный тип седиментации с преобладающим островодужным составом источника сноса. Проявление вулканогенно-осадочного типа седиментации обусловлено размывом комплексов Ачайваям-Валагинской и Говенской островных дуг.

3. Для палеогеновых песчаных пород Ильпинского полуострова характерна неустойчивая фемическая минеральная ассоциация, состав которой отражает состав размываемых островодужных серий источника сноса.

4. Степень преобразования флишоидных толщ незначительна, отвечает цеолитовой фации, и соответствует схеме литогенеза погружения. Стадийность процесса нарушается деформациями при коллизии, что приводит к смене неустойчивых и низкотемпературных ассоциаций аутигенных минералов более устойчивыми и относительно более высокотемпературными.

3.4. Выводы

Анализ обстановок седиментации и преобразования осадочных пород изученных объектов активных континентальных окраин, позволяют сделать следующие выводы. Осадки являются отложениями первого цикла седиментации, и формируются главным образом за счет разрушения островодужных комплексов. В составе отложений по разрезу отражаются изменения характера вулканизма в островной дуге. По минеральному составу песчаные породы относятся к вулканокластическим грауваккам, в которых количество вулканокластики меняется по разрезу в зависимости от активности островной дуги. В периоды прекращения извержений усиливается снос с континента, что отмечается в составе минералов тяжелой фракции и породообразующих.

Постседиментационная зональность характеризуется незначительным преобразованием отложений. Ассоциации аутигенных минералов обнаруживают зависимость от первичного состава песчаников, однако последовательная смена неустойчивых всё более устойчивыми минералами, как правило, нарушается в связи с вовлечением осадочных толщ в деформации. Как и на пассивных континентальных окраинах, формирование постседиментационной литогенетической зональности могло происходить в два этапа. Вместе с тем, соотношения этапов, смена и нарушение стадийности имеют здесь более сложную зависимость.

Глава 4.

Закономерности седиментации и преобразований осадочных комплексов при различных геодинамических режимах

В предыдущих главах приведены данные о фациальном строении, минеральном и химическом составе и постседиментационном преобразовании терригенных пород, накопившихся в осадочных бассейнах разных геодинамических обстановок. Изученные объекты континентальных окраин по структурному положению принадлежат разным складчатым поясам, несмотря на это, в развитии бассейнов обнаруживаются черты сходства, которые могут рассматриваться как общие закономерности.

В настоящей главе проведено сравнение некоторых параметров развития изученных бассейнов двух пассивных и двух активных континентальных окраин. Кроме того, на примере юрского Кавказского бассейна охарактеризована седиментация при смене геодинамического режима пассивной окраины на активную.

4.1. Пассивные континентальные окраины.

Во второй главе рассматриваются эволюция осадочных бассейнов, накопление осадков в которых происходило в режиме пассивной континентальной окраины (Западно-Чукотского и Большекавказского), и обобщены характеристики постседиментационных преобразований терригенных отложений, накопившихся в этих бассейнах. По структурному положению триасовые комплексы Западной Чукотки относятся к Тихоокеанскому поясу и арктической окраине, а нижне-среднеюрские комплексы Большого Кавказа к Средиземноморскому поясу и тетической окраине Евразии.

4.1.1. Осадочные комплексы и обстановки осадконакопления.

Терригенные отложения изученных пассивных континентальных окраин представлены чередованием пород всех гранулометрических спектров разной степени ритмичности, доминировало терригенное осадконакопление. В основании разреза юрских отложений Большого

Кавказа отмечается повсеместное присутствие базальных конгломератов разного состава. В основании осадочных комплексов Западной Чукотки конгломераты отмечены в единичном случае, в разрезе главным образом преобладает чередование прослоев песчаников и аргиллитов, мощности и количество которых неодинаковы в разных ландшафтных зонах.

На основании фациального анализа установлено, что в изученных регионах обломочный материал приносился крупными реками, обладающими большим водосбором на близлежащем континенте. Для Чукотского триасового бассейна предполагается существование одной крупной дельтовой системы, для Кавказского – две. Кроме того, в тоар-ааленское время на южном борту Кавказского бассейна уверенно реконструируются многочисленные песчаные конуса выноса склоновых шлейфов. Дельтовые системы в обоих бассейнах различны. В Чукотском отчетливо фиксируется формирование разреза регрессивного типа, что указывает на продвижение фронта дельты. В Кавказском бассейне дельтовая система незначительно меняет свое положение на шельфе, и вокруг заболачивающихся участков дельты формируются угленосные отложения.

На продолжении дельтовых систем в обоих изученных бассейнах установлены подводные конуса выноса. Они крупные и протяженные, могут сопровождаться седиментационными ловушками на континентальном склоне, что подтверждается минеральным составом более глубоководных отложений. Количество лопастей и их разветвленность так же, как и мощность дельтовой системы, зависит от интенсивности поступления обломочного материала.

К сожалению, невозможно сопоставить изменения уровня океана в Западно-Чукотском и Кавказском бассейнах – если для второго существует достаточно много работ, посвященных этой проблеме, то на Западной Чукотке информация по этому вопросу отсутствует. К тому же породы достаточно интенсивно деформированы и подвержены складчатости, что сильно затрудняет проведение подобных исследований.

Несмотря на общие черты осадконакопления, установлены определенные различия в развитии бассейнов. В Кавказском осадочном бассейне на протяжении ранней и средней юры (около 25 млн лет)

положение ландшафтных зон северного континентального обрамления бассейна практически не менялось. В Западно-Чукотском бассейне в триасе (более 30 млн лет) происходила постепенная проградация шельфовой зоны. В результате фации шельфа перекрывали более глубоководные осадки, и шельфовая зона постепенно смещалась в южном направлении (в современных координатах). Осадконакопление обеспечивало аккрецию континентального края.

4.1.2. Минеральный состав песчаников

Для выяснения и сравнения характера обстановок осадконакопления была использована широко известная классификационная диаграмма В.П. Нечаева (Нечаев и др., 1989), построенная по ассоциациям минералов тяжелой фракции (рис.4.1.1). На этой диаграмме для обоих изученных бассейнов обстановки осадконакопления относятся к области пассивных континентальных окраин.

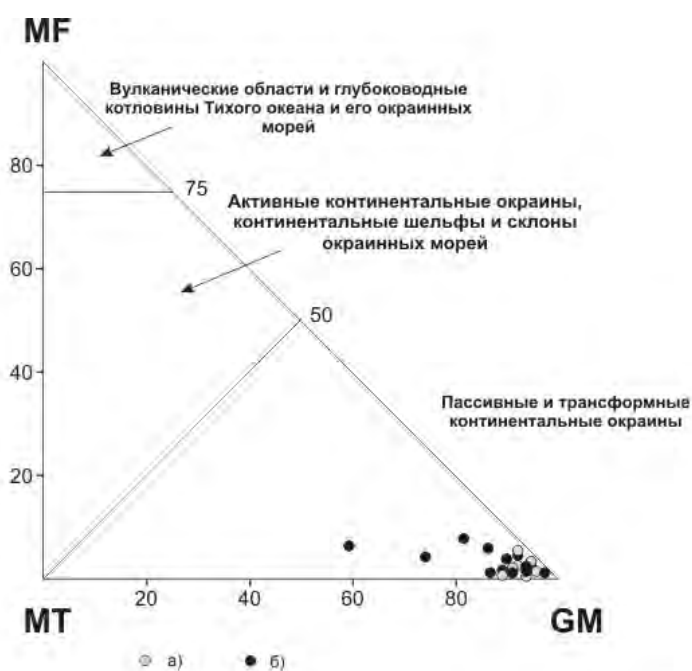


Рис.4.1.1. Соотношение минералов тяжелой фракции из песчаных пород осадочных комплексов пассивных окраин, поля проведены по данным современных осадков различных геодинамических обстановок (Нечаев и др., 1996). Суммы содержаний: MF – оливина, орто- и клинопироксена, зеленой роговой обманки; MT – эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов; GM – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силиманита и андалузита.

а) средние составы минералов тяжелой фракции триасовых песчаников Анойского террейна.
 б) средние составы минералов тяжелой фракции нижне-среднеюрских (синемюр-

ааленских) песчаников Большого Кавказа.

Состав минералов тяжелой фракции главным образом представлен ассоциациями устойчивых минералов (циркон, турмалин, апатит, рутил и др.). На основании изменения минерального состава песчаников Чукотки установлено, что для главным источником сноса служили комплексы метаморфических пород от низко– до высокометаморфизованных в разные

этапы триасовой седиментации (раздел 2.2.3). На основании анализа состава обломочной слюды установлено, что обломочные биотиты, присутствующие в песчаниках триаса, характеризуются отсутствием Ti составляющей (таблица 4.1.2 а) и по своим химическим характеристикам могут принадлежать гнейсам или гранитам (рис.4.1.2).

Рис.4.1.2. Диаграмма состава обломочных биотитов из песчаных пород триаса Западной Чукотки, поля диаграммы из работы Дир, Хауи, Зусман (1965).



Обломочные мусковиты представлены диоктаэдрическими слюдами мусковит-фенгитового типа и по кристаллохимическим параметрам указывают на происхождение из метаморфических пород, сформированных при низких давлениях (таблица 4.1.2 б, рис.4.1.3 а, б, в). В то же время среднее содержание Si-компонента в обломочных слюдах триаса увеличивается от 3,12 формульных единиц (ф.е.) в отложениях карнийских до 3,22 ф.е. в отложениях нория, и указывает на некоторое возрастание давлений и уровня метаморфизма при формировании пород источника сноса. Другим важным параметром, отражающим состав источников сноса, является содержание Na-компонента в обломочных слюдах (рис.4.1.3 в, таблица 4.1.2 в). В целом отмечается более низкое содержание Na в слюдах карнийского яруса (0,02-0,06 ф.е.), чем в слюдах норийского яруса. Считается, что содержание Na компонента в метаморфических мусковит-фенгитах возрастает от низких ступеней метаморфизма к высоким (Кориковский, 1973; Willner et al., 2001). Поэтому можно предположить, что для отложений триаса Западной

Чукотки источником сноса в карнийское время служили породы менее метаморфизованные, чем для отложений норийского времени.

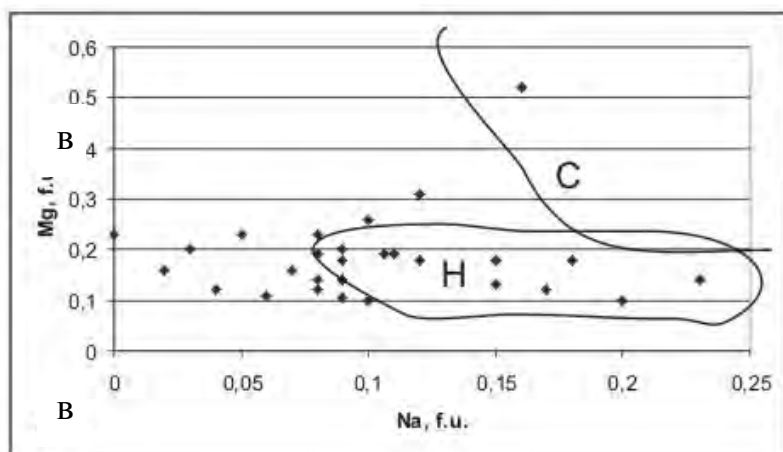
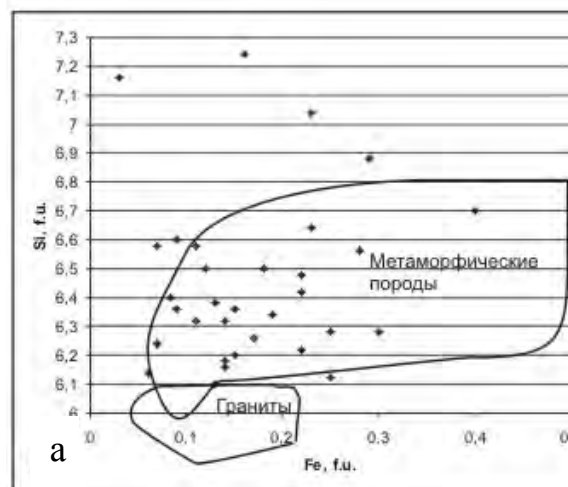


Рис. 4.1.3. а, б - Диаграммы состава обломочных слюд из песчаных пород триаса Западной Чукотки, поля диаграммы из работ (Cirigliani, 1971; Типоморфизм минералов, 1989). в - поля диаграммы состава мусковитов в породах разного генезиса из работ (Cirigliani, 1971; Типоморфизм минералов, 1989). Поле С – поле средних давлений, поле Н – поле низких давлений.

Для синемюр-ааленских песчаников Большого Кавказа источники сноса различаются для разных ландшафтных зон этого крупного бассейна. Для северного обрамления бассейна источником сноса служила крупная питающая провинция, конкретный состав которой определить достаточно трудно из-за большого водосбора и смешивания обломочного материала из разных источников, однако и здесь отмечается повышение уровня высокометаморфизованных минералов и обломков пород в составе источника (раздел 2.3.3). Состав обломочного материала представлен устойчивыми ассоциациями и практически не менялся в течение синемюр-ааленского времени. Аркозовые песчаники характерны для южного

обрамления бассейна, состав обломочного материала которого также не менялся в синемюр-ааленское время, и представлен неустойчивыми ассоциациями минералов тяжелой фракции.



Рис.4.1.4. Диаграмма состава обломочных биотитов из песчаных пород тоара-аалена южного склона Большого Кавказа, поля диаграммы из работы Дир, Хауи, Зусман (1965).

Обломочные биотиты, присутствующие в песчаниках тоара-аалена южного склона Большого Кавказа, характеризуются либо отсутствием Ti составляющей, либо его содержанием до 0,22% (таблица 4.1.2 в) и по своим кристаллохимическим характеристикам могут принадлежать к гнейсам и кристаллическим сланцам или к диоритам(?) (рис.4.1.4).

С указанными данными хорошо согласуется генетическая дискриминантная диаграмма источников сноса У. Диккинсона (рис.4.1.5). На основании этой диаграммы, для песчаников триаса Чукотского бассейна источником сноса главным образом служили комплексы орогенной области, а для ниже-среднетриасовых помимо этого, отмечаются магматические породы.



Рис.4.1.5. Дискриминантная диаграмма, отражающая состав песчаников и типы их источников питания (Dickinson, 1985). а) средние составы песчаников триаса Анойского террейна, цифры отражают этапы седиментации в палеобассейне для 1 – раннего-среднего триаса, 2 – карния, 3 – нория. б) средние составы песчаников юры Большого Кавказа, цифра 1 отражает синемюрско-ааленский этап седиментации в бассейне, в котором ЮББ – южный борт кавказского бассейна, СББ – северный борт кавказского бассейна, ОТ – осевой трог. Аббревиатуры даны в соответствии с данными Д.И.Панова (2004, 2007).

Состав источников питания Кавказского бассейна для песчаников осевого трога, южного и северного бортов также представлен комплексами пород орогенной области, для восточной части северного борта – комплексами пород континентальных блоков.

Таблица 4.1.2 а Состав обломочных биотитов из песчаников триасовых осадочных комплексов Западной Чукотки

№обр.	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сум	местоположение
201/1	ТЗк	32,92	0,0	25,12	32,07	0	6,77	0,53	2,6	100,01	р.Малый Анюй
201/1	ТЗк	43,13	00	30,69	15,45	0	3,15	0,65	6,93	100	
201/1	ТЗк	34,95	00	22,34	33,05	0,62	07,82		1,21	100	
201/1	ТЗк	27,18	0	23,28	40,93	0	8,61			100	
201/1	ТЗк	26,73	0	22,49	41,8	0	8,77		0,21	100,21	

Примечания: Определение качественного состава биотитов произведено с помощью сканирующего электронного микроскопа Philips XL 30 ESEM (Environmental Scanning Electron Microscope) с аналитической приставкой EDS (Energy Dispersive Spectrometer) фирмы EDAX, тип Sapphire, на Факультете Наук о Земле Силезского Университета (г. Сосновец, Польша). Анализы проводились в открытых шлифах, на напыленных препаратах в режиме HV (High Vacuum) с использованием внутренних эталонов, полученные данные пересчитывались на сумму 100% без содержания воды, все железо пересчитано на Fe₂O₃.

Таблица 4.1.2 б Составы обломочных белых слюд из песчаников триасовых осадочных комплексов Западной Чукотки

№обр.	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сум	место положение
201/1	ТЗк	50,7	0	34,95	1,71			1,12	0	0,74	10,78		р.Малый Анюй
201/1	ТЗк	52,87	0	34,44	1,65			1,36		1,26	8,42		
201/1	ТЗк	48,41	0	33,61	3,45			1,17		0,51	12,85		
201/1	ТЗк	50,85	0	31,43	4,74			1,83		0,74	10,42		
201/1	ТЗк	50,35	0,58	34,48	1,9			1,45		0,73	10,5		
201/1	ТЗк	28,78	0,49	20,05	2,79		38,46	4,38		1,03	4,03		
201/1	ТЗк	49,14	1,12	31,68	3,83			1,44		0,62	12,17		
201/5	ТЗк	48,32	1,35	32,79	4,7			1,04		0,84	10,97		
201/5	ТЗк	51,76	0,63	33,13	2,49			1,24		1,34	9,42		
201/5	ТЗк	50,35	0,58	34,48	1,9			1,45		0,73	10,5		
201/5	ТЗк	49,81	0,77	34,04	2,47			1,26		0,6	11,05		
201/5	ТЗк	48,52	0,55	31,05	5,08			1,9		0,59	12,33		
230/7	ТЗк	53,12		24,44		5,33		2,07		0,22	14,81		р.Ургувеем
230/7	ТЗк	55,17		37,98		2,93		1,58		0,55	11,79		
230/7	ТЗк	52,93		28,45		7,53		1,21		0,34	9,54		
230/7	ТЗк	54,38	0,66	24,59		4,34		2,32		0,42	13,29		
230/7	ТЗк	55,13		23,82		4,59		2,3		0	13,57		
230/7	ТЗк	48,99	0	28,23	1,16	5,2		1,12		0,24	15,07		

Примечания: Определение качественного состава слюд проводилось в г. Сосновец, Польша (см. примечание к таблице 4.1.2 а).

Таблица 4.1.2 в Состав обломочных биотитов из песчаников нижне-среднеюрских осадочных комплексов Большого Кавказа

№обр.	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сум	местоположение
105/14	J ₁₋₂ t-a	49,46	0,22	24,42	3,91		1,79	0,01	0,55	89,88	р.Пиони
105/102	J ₁₋₂ t-a	60,52	0	27,28	2,30		1,86	0,01		101,92	
105/230	J ₁₋₂ t-a	42,34	0	32,06	0		0	0,16	0,46	83,31	

Примечания: Данные микрозондового анализа, аналитик Г.В.Карпова, лаборатория физических методов, ГИН РАН, г.Москва. FeO* – все железо пересчитано на двухвалентное,

4.1.3. Химический состав песчаников и ассоциирующих с ними пород

На основании диаграмм, построенных по главным химическим элементам (Bhatia, 1989), с помощью которых можно определить обстановки осадконакопления, триасовые породы Чукотки относятся главным образом к пассивной континентальной окраине, за исключением некоторых образцов нижнего-среднего триаса, которые принадлежат полю активной окраины (рис.4.1.6). В составе песчаников можно выделить два поля – одно характеризуется низкими значениями K_2O/Na_2O (не выше 1) и $Al_2O_3/CaO+Na_2O$ (не выше 5). Для песчаников другого поля эти соотношения существенно выше – от 1 до 3,2 и 5-15 соответственно. Существенным при этом является то, что многие песчаники с высоким содержанием K_2O (1,5-5,43%) содержат большое количество новообразованных слюд. В целом отмечается увеличение силикатной и понижение мафической и титановой составляющих от раннего триаса к норию. Обращает на себя внимание низкое содержание щелочей в составе песчаников (не выше 4,3), что может свидетельствовать об отсутствии примеси синхронного вулканического материала.

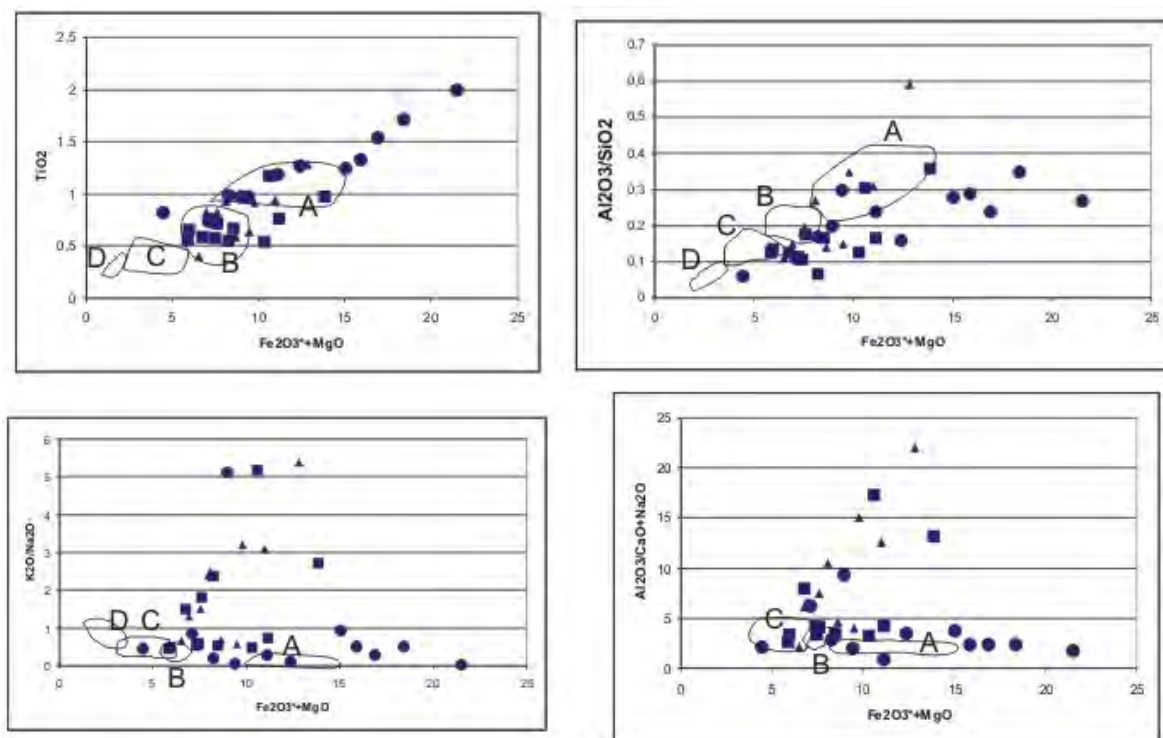


Рис.4.1.6. Разные тектонические обстановки для пород триаса Западной Чукотки, поля проведены по (Bhatia, 1983): А – бассейны, сопряженные с океаническими островными дугами, В – бассейны, сопряженные с континентальными островными дугами, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

Что касается Кавказского бассейна, то практически все нижнеюрские песчаники относятся к пассивной континентальной окраине (рис.4.1.7). На диаграммах Бхатия (Bhatia, 1986), средние химические составы песчаников синемюр-ааленского возраста занимают положение пассивной континентальной окраины.

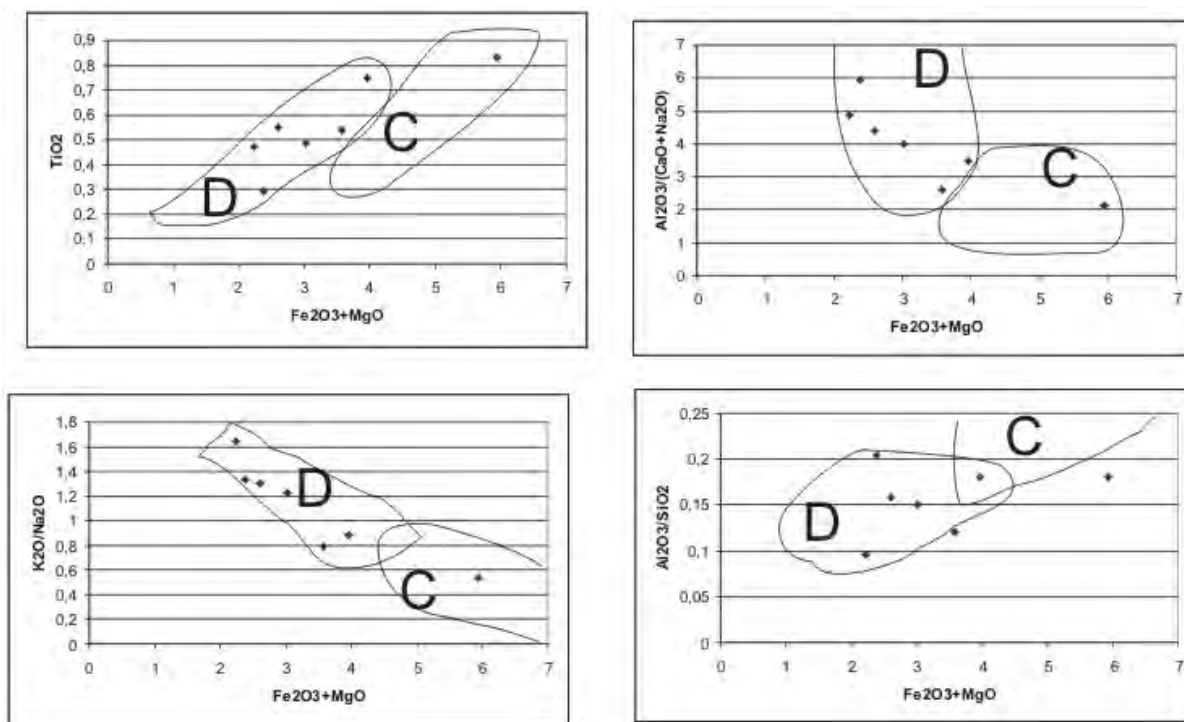


Рис.4.1.7. Разные тектонические обстановки для пород нижней-средней юры Большого Кавказа, использованы средние химические анализы песчаников. Поля проведены по данным (Bhatia, 1983), обозначение полей – см. подписи к рис. 4.1.6.

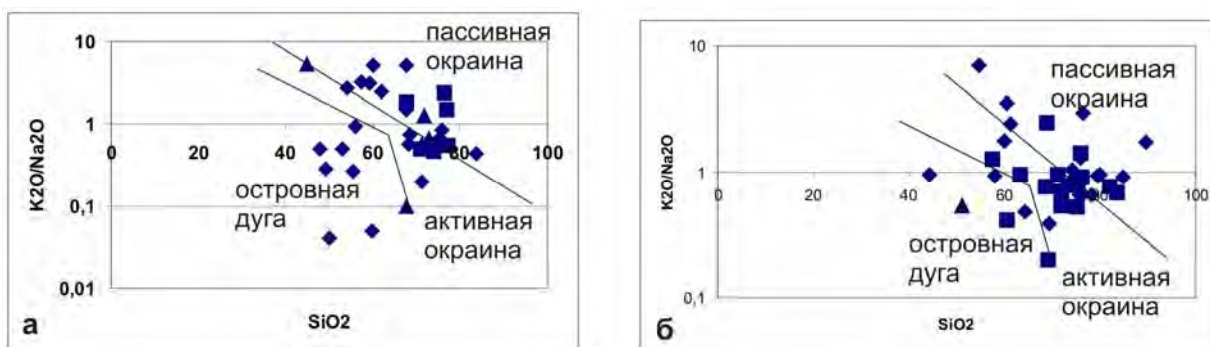


Рис.4.1.8. Поля тектонических провинций осадконакопления, диаграмма по (Roser, Korsch, 1986). а) песчаники Западной Чукотки, ромбы – нижнего среднего триаса, квадраты – карнийского яруса, треугольники – норийского яруса; б) песчаники нижней-средней юры Большого Кавказа, ромбы – синемюр-нижнеплинсбахского возраста, квадраты – позднеплинсбахско-ааленского, треугольники байос-батского яруса.

В отличие от этих данных, на диаграмме (Roser, Korsch, 1986, рис. 4.1.8 а и б.) химические составы песчаников в координатах $K_2O/Na_2O - SiO_2$, песчаники в одинаковой мере принадлежат полям активной и

пассивной континентальной окраины. Для песчаников нижнего – среднего триаса Чукотки интерпретируется островная дуга, активная окраина и частично – пассивная окраина (рис. 4.1.8 а).

Для песчаников верхнего триаса (карнийского яруса) данные относятся к пассивной континентальной окраине, а для песчаников норийского яруса – к активной и пассивной континентальной окраине. Для песчаников Кавказского бассейна интерпретация этой диаграммы также неоднозначна – песчаники синемюр-ааленского времени осадконакопления принадлежат полям активной и пассивной континентальной окраины, вулканокластитовые песчаники байос-батского времени – относятся к полю островной дуги (рис.4.1.8 б).

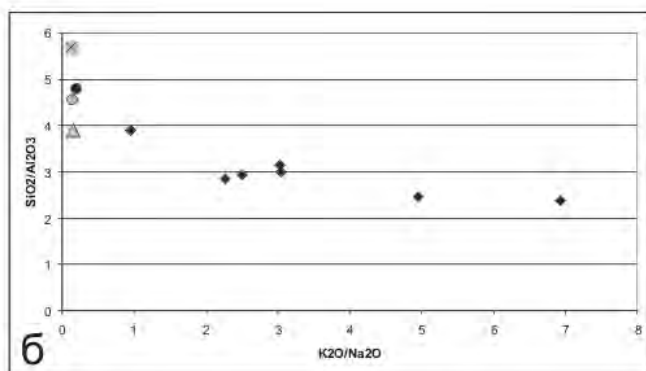
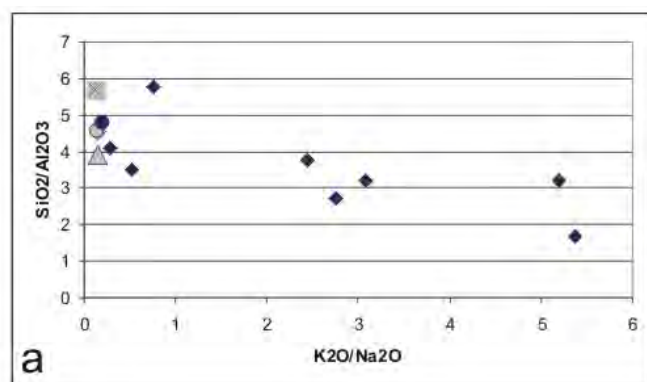


Рис.4.1.9. Диаграмма химического состава аргиллитов (темные ромбы) из различных геодинамических обстановок в координатах $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. (а) – аргиллиты пассивной окраины Чукотского микроконтинента, (б) – аргиллиты пассивной окраины Большого Кавказа. На диаграмме средние химические составы современных глубоководных илов по данным (Maunard et al., 1982): Серый квадрат – из преддуговых бассейнов океанических вулканических дуг (FA); серый ромб – из задуговых бассейнов океанических вулканических дуг (BA); серый треугольник – из бассейнов, сопряженных с окраинно-континентальными дугами (CA); серый круг – из бассейнов активных континентальных окраин, сопряженных со сдвиговыми дислокациями (SS); круг темный – из бассейнов пассивных континентальных окраин. В построении диаграммы использованы данные таблиц 2.3.4.а и 2.3.4 б (главы 2 и 3).

Для проверки интерпретации геодинамических обстановок изученных бассейнов были привлечены данные по фоновым отложениям (Maunard et al., 1982, рис.4.1.9). На диаграмме, построенной по соотношениям $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в современных глубоководных илах, накапливавшихся в разных геодинамических обстановках, химические анализы аргиллитов Чукотки и Большого Кавказа намного превышают средние составы илов пассивных окраин по соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, и не

обнаруживают приуроченности к тому или иному геодинамическому типу. Поэтому реконструкция геодинамического положения бассейнов по фоновому осадконакоплению, к сожалению, невозможна, или может быть сделана с большими погрешностями.

Для оценки степени рециклирования тонкозернистого терригенного материала был использован литохимический индикатор K_2O/Al_2O_3 . Аргиллиты и глинистые сланцы триасовых отложений Западной Чукотки и нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа характеризуются значениями в пределах 0,09-0,21 (≤ 0.2), что указывает на присутствие в их составе высокой доли рециклированного материала.

На основании анализа индекса CIA (химического индекса выветривания) для песчаников Чукотки наблюдается увеличение уровня выветривания на протяжении триаса, хотя тренд не соответствует идеальному (рис.2.2.25). Для песчаников Кавказа в течение синемюр-ааленского времени наблюдается уменьшение уровня выветривания источников сноса, и тренд выветривания имеет противоположное идеальному направление (рис.2.3.25). Эти различия объясняются ландшафтно-климатическими особенностями в питающих провинциях (разделы 2.2.5. и 2.3.5) – для триасового времени на Чукотке предполагается существование крупного континента, воздымание которого продолжалось на протяжении всего триаса (Климат в эпохи..., 2004). На суше произрастала растительность, свидетельствующая о низкой влажности, возможной аридизации климата и преобладающем слабовсхолмленном пенеценизированном ландшафте в регионе (Ясаманов, 1985). Поэтому для триасовых отложений Чукотки породы питающей провинции подвергались постоянному выветриванию и эоловому воздействию.

Для ранней юры Кавказского бассейна в питающей провинции реконструируются низменные, равнинные области, с широко развитой корой выветривания. На отдельных участках равнин часто происходило накопление тонкозернистых аллювиальных осадков, которые вблизи морского бассейна временами заливались морем и заболачивались. Преобладающим ландшафтом прилегающей к кавказскому бассейну суши была слабовсхолмленная невысокая равнина, поросшая влаголюбивой

растительностью, снос с которой был незначителен. Основным поставщиком обломочного материала служили речные системы, которые приносили обломочный материал с больших водосборов. В среднеюрское время в окружении бассейна сформировались поднятия, за счет которых в осадках увеличилось количество терригенного материала, поэтому для морских отложений Большого Кавказа в средней юре произошло обновление источников сноса. В связи с этим уровень выветривания пород снизился, и тренд выветривания на графике CIA имеет противоположное идеальному тренду направление (рис.2.3.25).

Во всех исследованиях, посвященных строению пассивных континентальных окраин, предполагается, что климат является главным фактором, влияющим на литогенез. Изученные бассейны с терригенной седиментацией располагались в разных климатических зонах, уровень выветривания пород питающей провинции был разным, и зависел от тектонических условий в регионе. Однако последующие тектонические движения привели к интенсивным деформациям осадочных комплексов изученных бассейнов, что привело к затушевыванию признаков климатического воздействия на седиментацию.

Таким образом, комплексные литологические исследования терригенных отложений изученных бассейнов пассивных континентальных окраин дают основание сделать следующий вывод: **на пассивных континентальных окраинах осадконакопление может происходить, по крайней мере, по двум сценариям. В случае перекомпенсированного осадконакопления (триасовые отложения Западной Чукотки) происходила проградация шельфовых образований в более глубоководные части осадочного бассейна. При компенсированном осадконакоплении (юрские отложения Большого Кавказа) положение шельфовой зоны оставалось постоянным. В обоих бассейнах состав песчаников представлен ассоциациями устойчивых минералов, в которых снизу вверх по разрезу появляется все более метаморфизованный материал.**

4.1.4. Постседиментационные преобразования пород

Терригенные породы, накопившиеся к началу деформаций в разных ландшафтных зонах континентальных окраин, были литифицированы за

счет накопления больших мощностей осадков, и в них сохранялись признаки первичных структур. При деформациях осадки были вовлечены в складчатость и надвиги, в результате участки, в которых происходили наиболее интенсивные разнонаправленные деформации, оказались максимально преобразованы – до стадии метагенеза (Большой Кавказ) или нижних ступеней метаморфизма (Западная Чукотка). Следовательно, для изученных складчатых областей основным фактором, влияющим на преобразования пород пассивных окраин, являются деформации. Максимальному изменению и в Западно-Чукотском и в Большекавказском бассейне оказались подвержены толщи, накопившиеся на континентальном склоне, которые при коллизии формируют горно-складчатые сооружения. Важно подчеркнуть, что выделенные зоны преобразований терригенных пород секут стратиграфические границы и не зависят от мощности слагающих их толщ.

Изучение составов глинистых минералов цемента песчаников, по ассоциациям которых выделены зоны постседиментационных преобразований, показало, что их состав зависит от исходного состава пород вплоть до начального метаморфизма. Это хорошо видно на диаграмме состава глинистых минералов во фракции <math> < 0.001 </math> цемента песчаников (рис. 4.1.10.). Для песчаников Чукотки преобладающим глинистым минералом остается слюда, для песчаников Кавказа – слюда и хлорит в разных соотношениях, хотя по минеральному составу песчаников породы формируют сходные поля на классификационных диаграммах.

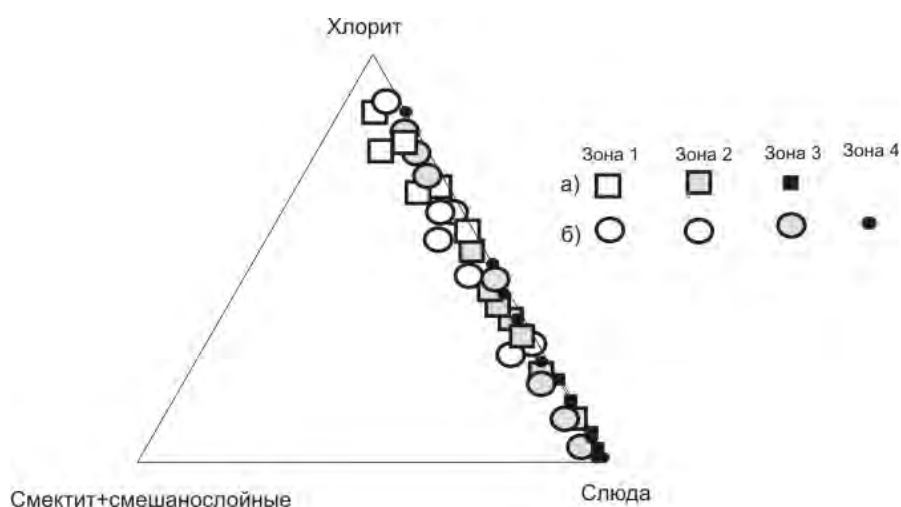


Рис. 4.1.10. Состав глинистой фракции цемента песчаников (фр.<math> < 0,001 </math>мм) в осадочных комплексах: а) триасовых отложений Чукотки, б) нижней и средней юры Кавказа. Зона 1, 2, 3, 4 – зоны преобразований от низкой до высокой.

Представления о слюдах и хлоритах терригенных пород, являющихся гетерогенными смесями обломочной, трансформированной и новообразованной составляющих, обсуждались в недавних публикациях О.В.Япаскурта (Япаскурт, 1999; Япаскурт и др., 1999). В этих работах на примере пород складчатых комплексов Верхоянья и Улутау показана неоднородность преобразований обломочных слюд и хлоритов, которые могут сохранять признаки своего первичного происхождения до метаморфизма. Анализ состава слюд и хлоритов в настоящей работе подтверждает эти выводы на материале других регионов.

В слюдах Западной Чукотки отмечается различие составов между слюдами аутигенными и обломочными даже в зоне зеленосланцевого метаморфизма: от обломочных к новообразованным наблюдается понижение алюминиевого и калиевого компонентов (рис. 4.1.11).

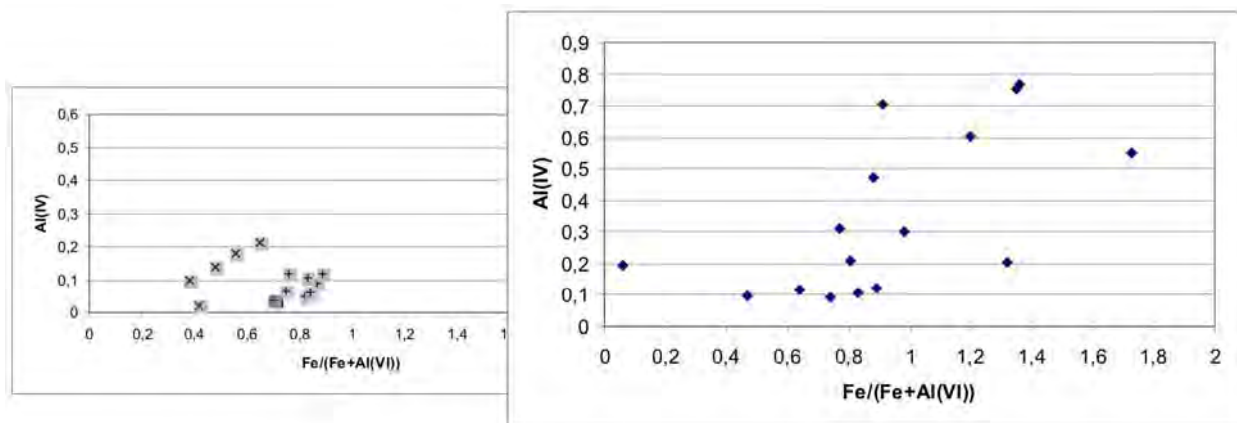


Рис.4.1.11. Кристаллохимическая характеристика слюд различного генезиса из триасовых песчаников Западной Чукотки (диаграмма из работы Дриц, Коссовская, 1991). а) квадратами показаны обломочные слюды (квадраты с плюсом из зоны зеленосланцевого метаморфизма (зоны 3), квадраты с крестом – из анхизоны, (зоны 2). б) ромбы – аутигенные слюды.

В обломочных слюдах сохраняются реликтовые участки с исходным составом минерала, что позволило определить состав источника сноса (таблицы 4.1.2). Различие между составами обломочных и аутигенных слюд в анхизоне значительно больше. Следовательно, несмотря на тенденцию выравнивания составов с повышением степени преобразований, можно считать, что глинистые минералы являются не только минералами-индикаторами постседиментационной зональности, но и остаются минералами-свидетелями источников сноса вплоть до метаморфизма.

На основании полученных данных можно утверждать, что литогенез осадочных комплексов пассивных континентальных окраин происходит в два этапа. В первый этап, во время накопления больших масс осадков их преобразование происходит по классической схеме *литогенеза погружения* и зависит от скорости и характера осадконакопления, мощности осадков, их вещественного и гранулометрического состава, то есть полностью обусловлен обстановкой осадконакопления в бассейне. Начало структурной перестройки в регионе, проявление деформаций прерывает прогрессивную вертикальную зональность и преобразование осадочных толщ, вовлеченных в деформации, происходит по схеме *орогенного литогенеза*.

Анализ литературного материала показывает правомерность такого вывода. Например, в недавних исследованиях вторичных преобразований неогеновых осадочных толщ разломной зоны долины реки Красная на севере Вьетнама (Петрова, 2005), на основании детального изучения ассоциаций и кристаллохимических особенностей новообразованных минералов автор делает вывод, что формирование вторичных минеральных парагенезов в данной зоне происходило на протяжении двух этапов. Первый соответствовал этапу растяжения структуры, и за этот период была сформирована обычная диа-и катагенетическая зональность осадочных пород, когда ассоциации глинистых минералов были изменены по классической схеме литогенеза погружения – от неустойчивых глинистых минералов до хлоритов через переходные смешанослойные фазы. Второй этап соответствовал процессам сжатия, стадийная постседиментационная зональность была нарушена, устойчивые при низких давлениях водные минералы поверхностных или приповерхностных зон были замещены на более устойчивые безводные или маловодные. Органическое вещество также оказалось максимально преобразовано, уплотнено и битуминизировано в наиболее дислоцированных участках.

Уровень деформаций в изученных бассейнах различен, приблизительно одинаков был температурный режим, при котором формировалась складчатость. На основании ряда признаков (индекса Кюблера, состава аутигенных слюд и ассоциаций новообразованных

минералов) установлено, что температуры в обоих случаях не превышали 300°C (разделы 2.2.6, 2.3.6). Поэтому можно считать, что **в изученных объектах наибольшее влияние на преобразования терригенных толщ оказывает стресс, который испытывают при коллизии толщи накопившихся осадков. Максимальные преобразования фиксируются на границе различных структур, как правило, в палеофациях удаленного шельфа и континентального склона.**

4.2. Активные континентальные окраины

В третьей главе рассмотрены эволюция осадочных бассейнов, накопление осадков в которых происходило в режиме активной континентальной окраины, а также обобщенные данные постседиментационных преобразований осадков. Изученные бассейны расположены в Тихоокеанском складчатом поясе (меловые отложения Пенжинской Губы и палеогеновые отложения Ильпинского п-ова), и в Средиземноморском поясе (байос-батские отложения Кавказа). Осадконакопление в бассейнах тихоокеанской окраины было связано с эволюцией островодужных систем. Осадконакопление в байос-батское время Большого Кавказа было связано со сменой пассивного режима на активный на северной окраине Тетиса и образованием и размывом островной дуги.

4.2.1. Осадочные комплексы и обстановки осадконакопления.

Для изученных бассейнов Тихоокеанского пояса главной составляющей разреза являются вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения, которые представлены чередованием пород разной степени ритмичности и размерности от глинистой до конгломератов (разделы 3.2.2, 3.3.2). Для Кавказского региона (раздел 2.3.2), помимо подобных отложений, отмечается появление рифовых построек в средней юре на шельфе северного обрамления бассейна. Количество обломочного материала в бассейнах контролировалось интенсивностью деятельности островной дуги. Осадочный материал формировался как за счет размыва сформировавшихся в островной дуге вулканитов, так и за счет синхронных извержений. В бассейн осадконакопления кластика приносилась мелкими и иногда временными водотоками, а также при помощи пеплопадов при

наземных извержениях, или сносились автокинетически с вулканических построек.

Считается, что для осадков, накапливающихся на активных континентальных окраинах, климат не является главным фактором, влияющим на осадконакопление. Однако в последние годы появились работы, показывающие влияние климатических условий на характер размыва и выветривания вулканогенных пород (Mack and Jerzykiewicz, 1989; Reed et al., 2004; Pasquini et al., 2005 и др.).

Изменение уровня океана также не является важной характеристикой – формирование осадочных толщ происходит достаточно быстро и несинхронно в разных участках бассейна как за счет сильно расчлененного рельефа, так и за счет тектонически нестабильной обстановки.

Конуса выноса для изученных активных континентальных окраин представлены многочисленными песчаными конусами, являющимися продолжением речных дельт или продолжением вулканических построек. Дельтовые системы часто угленосны (Кизильштейн, 1962; Мокринский, 1965; Похиалайнен, 1970; Копорулин, 1992; Баланчивадзе, 1994, 2005).

Вулканогенно-осадочная седиментация продолжается на фоне и в течение островодужного вулканизма. С началом деформаций в регионе начинают размываться комплексы, подстилающие островодужные образования, и комплексы древних пород близлежащей суши.

4.2.2. Минеральный состав песчаников

Изучение минерального состава пород показало, что осадки во всех рассмотренных бассейнах накапливались за счет размыва островодужного материала и формировали толщи первого цикла седиментации (разделы 3.2.3, 3.3.3). Типы обстановок седиментации, установленные на диаграммах состава минералов тяжелой фракции (Nechaev et al., 1986) неоднозначны. Поле фигуративных точек для меловых отложений Пенжинской Губы относится к вулканическим областям, окраинным морям и глубоководным котловинам Тихого океана, палеогеновые отложения Ильпинского п-ва соответствуют активным континентальным окраинам, байос-батские отложения Большого Кавказа относятся как к пассивным, так и к активным окраинам (рис.4.2.1).

На классификационных диаграммах (Dickinson, 1980) показано, что источником сноса служили островные дуги как для отложений Пенжинской Губы так и Ильпинского полуострова (рис.4.2.2). В байос-батских отложениях Кавказа в разрезе южного склона преобладал обломочный материал из размывавшихся пород континентального блока, а для разреза северного склона как источник сноса отмечается рециклированный ороген, в отложениях разреза Закавказского типа доминирует материал из островных дуг.

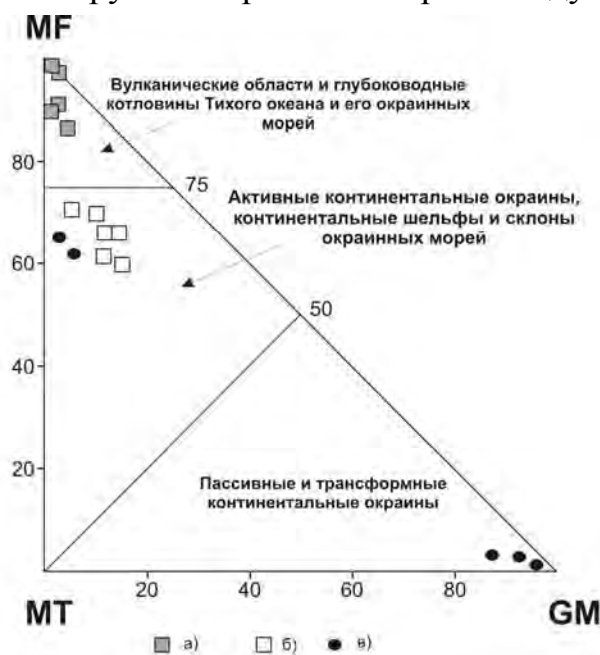


Рис.4.2.1. Соотношение минералов тяжелой фракции из песчаных пород изученных вулканогенно-осадочных комплексов активных континентальных окраин, поля проведены по данным современных осадков различных геодинамических обстановок, по (Нечаев и др., 1996). Суммы содержаний: MF – оливина, орто- и клинопироксена, зеленой роговой обманки; MT – эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов; GM – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силлиманита и андалузита.

а) средние составы минералов тяжелой фракции меловых песчаников Айнынского террейна.

б) средние составы минералов тяжелой фракции палеогеновых песчаников Олюторского террейна.

в) средние составы минералов тяжелой

фракции байос-батских песчаников Большого Кавказа.

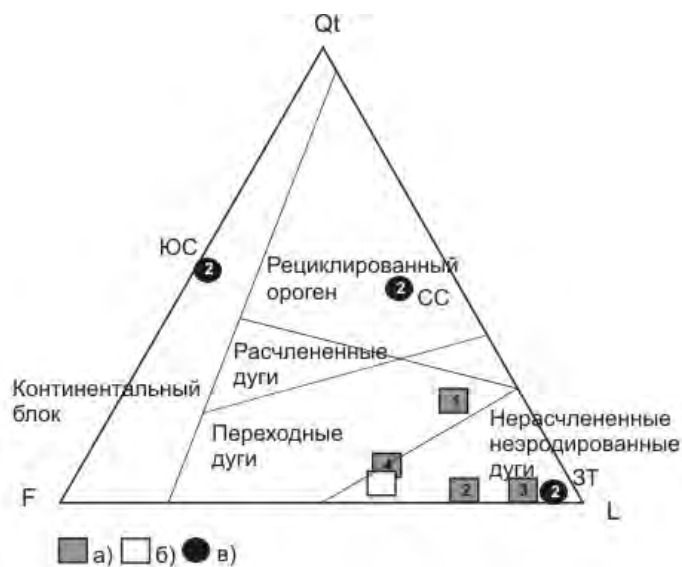


Рис.4.2.2. Дискриминантная диаграмма, отражающая состав порообразующих компонентов песчаников и типы их источников питания (Dickinson, 1985): а) средние составы меловых вулканокластических песчаников триаса Айнынского террейна и его перекрывающих комплексов, цифры обозначены отложения: 1 – берриас-аланжина, 2 – готерива, 3 – баррем-альба, 4 – верхнего мела. б) средние составы вулканокластических палеогеновых песчаников Ильпинского п-ва. в) средние составы песчаников байос-бата Большого Кавказа, в котором CC – разрез

северного склона, ЮС – разрез южного склона, ЗТ – закавказский тип разреза (аббревиатуры даны в соответствии с данными Д.И.Панова, 2004, 2007).

Для уточнения состава вулканического источника питания были определены химические составы обломочных пироксенов из пород Пенжинской Губы и Ильпинского п-ва (таблица 4.2.2 а). По составу проанализированные пироксены представлены диопсидом и авгитом, а их происхождение, определенное на дискриминационных диаграммах, подтверждает островодужную природу этих минералов (Тучкова и др., 2003; Малиновский и др., 2006). Для клинопироксенов из меловых и палеогеновых отложений соответственно Айнынского и Олюторского террейнов, состав отвечает базальтам островных дуг и океанического дна (рис.4.2.3– 4.2.6), что не противоречит другим геологическим данным.

Таблица 4.2.2 а. Составы клинопироксенов из песчаников и туфов меловых вулканогенно-осадочных комплексов обрамления Пенжинской Губы

№ п/п	№обр.	возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃
1	2506/3		52,756	0,307	3,615	5,338	0,188	17,380	21,178	0,212	0,03	0,692
2	2506/3		51,3	0,457	2,821	6,215	0,106	17,467	20,739	0,151	0,033	0,719
3	2509/1		52,892	0,276	3,099	5,966	0,188	17,782	20,328	0,213	0,03	0,691
4	2511		53,297	0,22	2,637	5,891	0,148	17,136	21,479	0,025	0,013	0,302
5	2511		53,519	0,208	1,792	6,147	0,209	18,042	20,330	0,114	0,021	0,210
6	2510		52,299	0,284	2,873	7,485	0,171	17,257	19,577	0,211	0,01	0,324
7	2516/10		51,965	0,368	2,637	9,438	0,228	15,244	19,630	0,137	0,051	0,298
8	2516/10		51,002	0,415	2,431	10,894	0,373	16,044	17,549	0,65	0,019	0,396
9	912/7		52,693	0,308	1,717	10,236		15,655	19,539	0,080	0,032	Не опр
10	912/7		52,125	0,342	2,249	10,308		14,926	20,133	0,238	0,039	Не опр.

Примечание: Данные микронзондового анализа, FeO* все железо пересчитано на двухвалентное, аналитик Г.В.Карпова, лаборатория физических методов, ГИН РАН, г.Москва. Образцы 1-8 с полуострова Елистратова: 1-3, 6 – песчаник, 4,5 – туф, 7,8 – туфопесчаник; образцы 9,10 – с полуострова Маметчинского: 11, 12 – песчаник.

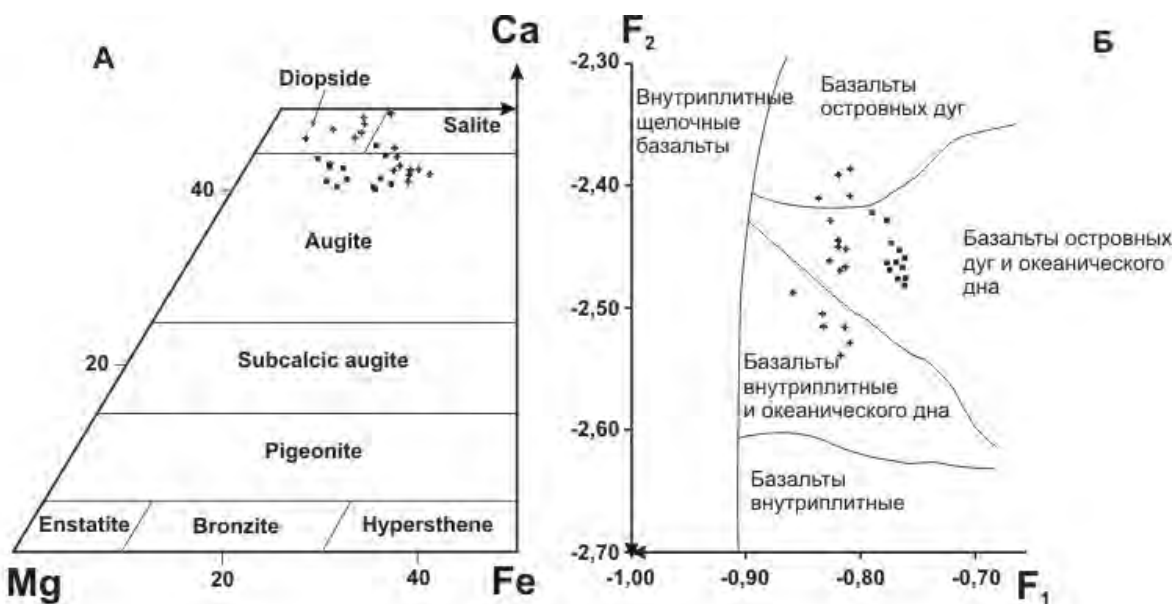


Рис.4.2.3. а – Диаграмма составов обломочных клинопироксенов из песчаных пород Пенжинской Губы. б – дискриминационная диаграмма для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок (по Nisbett, Pearce, 1977), из работы Малиновский, Маркевич, Тучкова, 2006. Черный квадрат – образцы Айнынского террейна, крестики – образцы желоба Вануату. $F_1 = -0.012xSiO_2 - 0.0807xTiO_2 + 0.026xAl_2O_3 - 0.0012xFeO - 0.0026xMnO + 0.0087xMgO - 0.0128xCaO - 0.0419xNa_2O$; $F_2 = -0.0496xSiO_2 - 0.0818xTiO_2 - 0.021xAl_2O_3 - 0.0041xFeO - 0.1435xMnO - 0.0029xMgO - 0.008xCaO + 0.0160xNa_2O$.

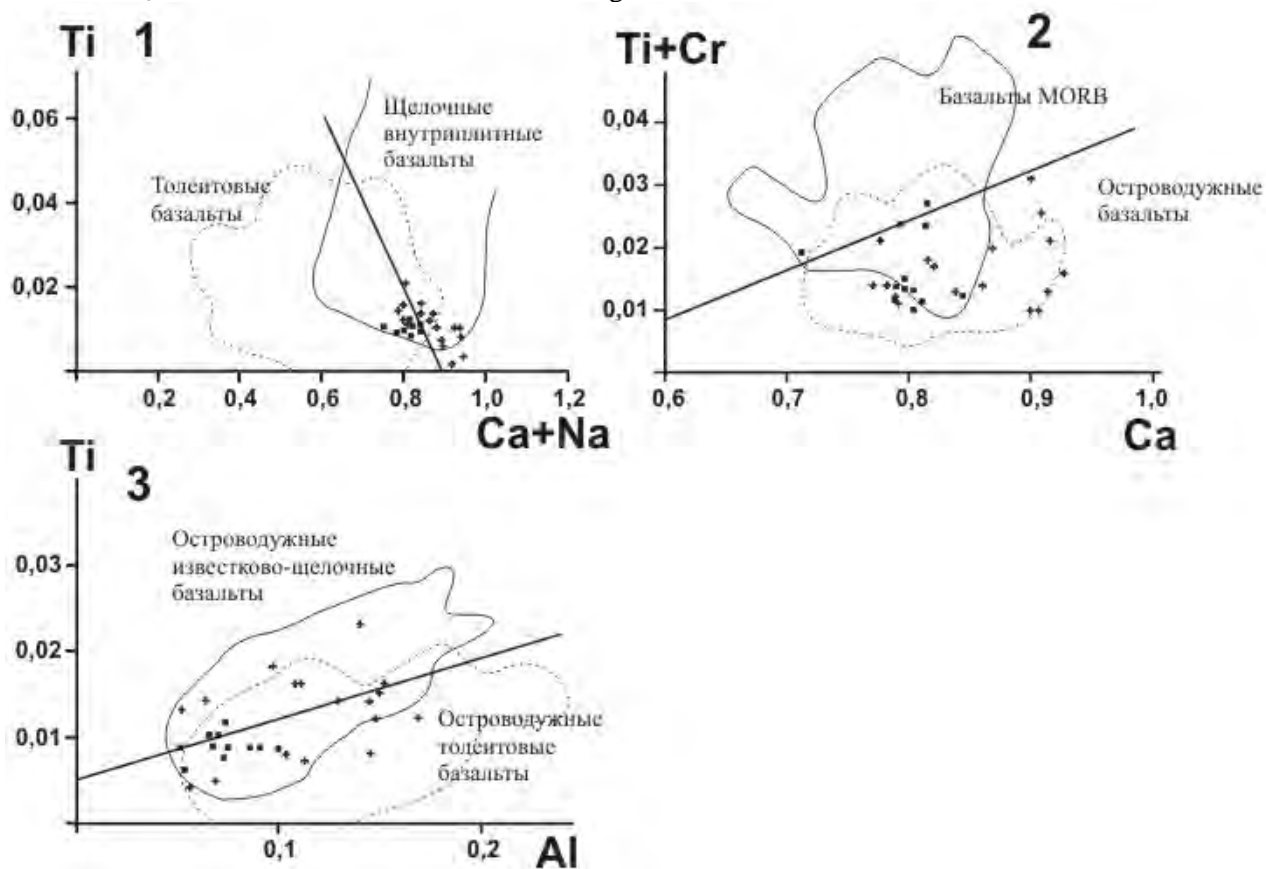


Рис.4.2.4. Дискриминантные диаграммы для клинопироксенов меловых отложений Пенжинской Губы, поля проведены по аналитическим данным из базальтов различных тектонических обстановок (по Leterrier et al., 1985). Поля составов клинопироксенов из различных базальтов показаны сплошной и пунктирной линиями. Элементы даны в форульных

единицах. Черный квадрат – образцы Айнынского террейна (микрозондовые анализы выполнены в ГИН РАН, лаборатория физических методов, аналитик Карпова Г.В., по данным (Тучкова и др., 2003).

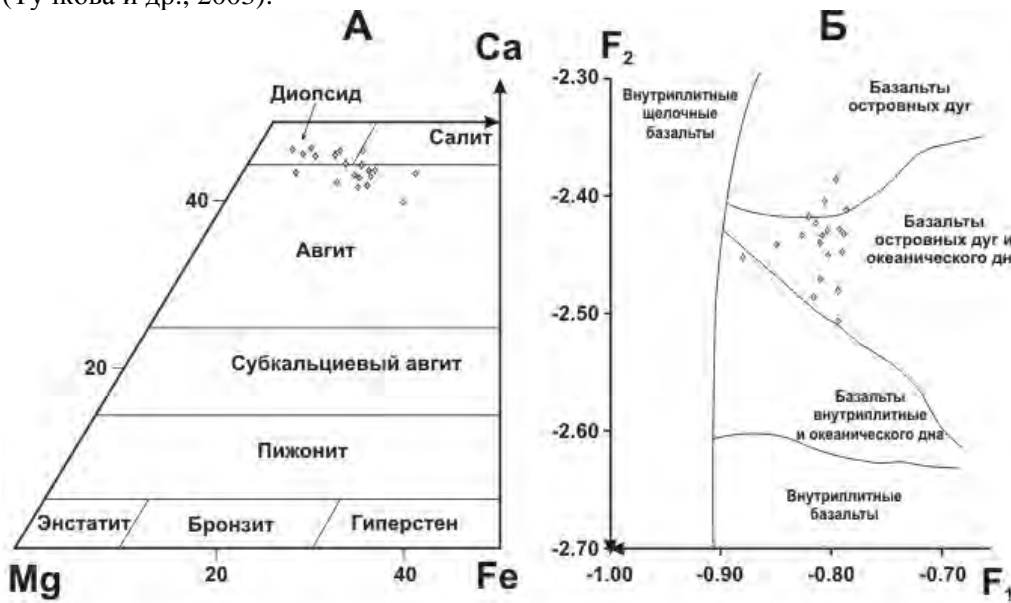


Рис.4.2.5 (А) – Диаграмма составов обломочных клинопироксенов из песчаников флишевой толщи Ильпинского п-ва, (Б) – дискриминационная диаграмма для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок, по Nisbett, Pearce, 1977). Цитируется по статье (Малиновский и др., 2006). $F_1 = -0.012xSiO_2 - 0.0807xTiO_2 + 0.026xAl_2O_3 - 0.0012xFeO - 0.0026xMnO + 0.0087xMgO - 0.0128xCaO - 0.0419xNa_2O$; $F_2 = -0.0496xSiO_2 - 0.0818xTiO_2 - 0.021xAl_2O_3 - 0.0041xFeO - 0.1435xMnO - 0.0029xMgO - 0.008xCaO + 0.0160xNa_2O$.

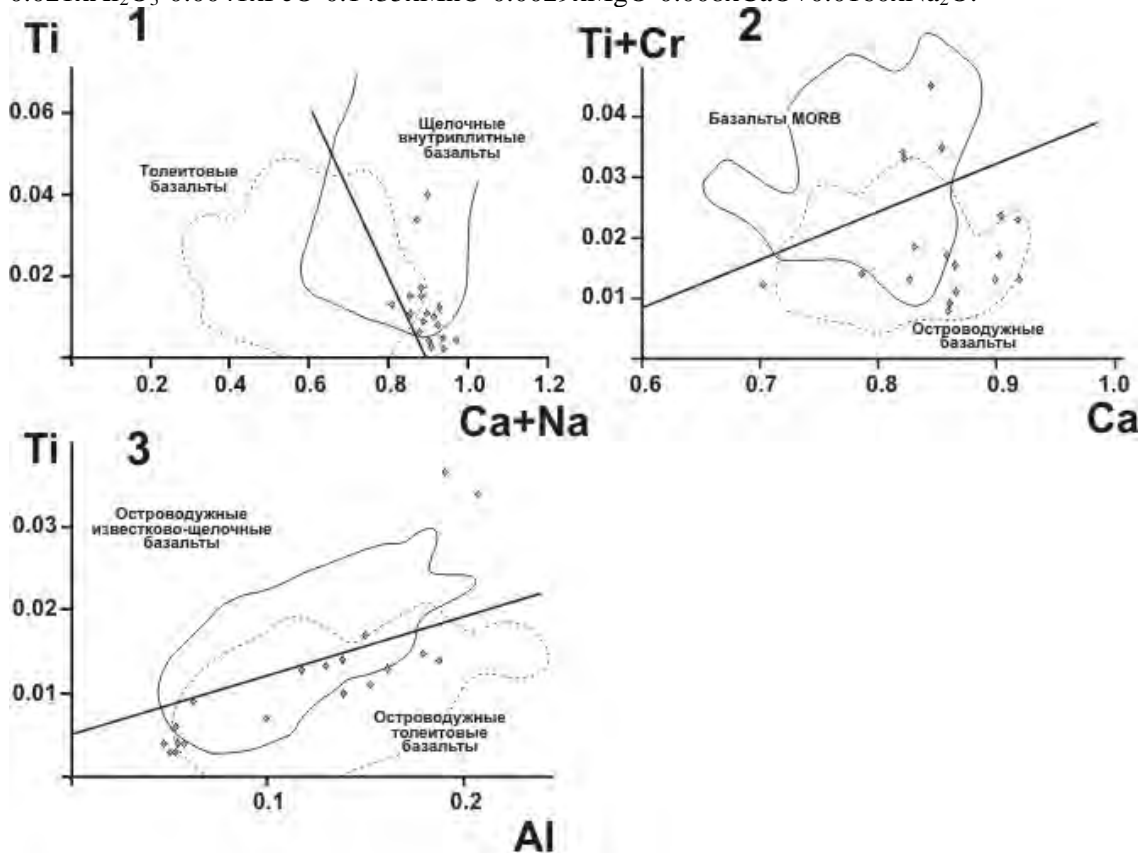


Рис.4.2.6. Дискриминантные диаграммы для клинопироксенов палеогеновых отложений Ильпинского полуострова, поля проведены по аналитическим данным из базальтов тектонических обстановок, по (Leterrier et al., 1985). Элементы даны в формульных единицах.

4.2.3. Химический состав песчаников и ассоциирующих с ними пород

Определение обстановок осадконакопления по главным химическим элементам произведено на диаграммах Бхатия (Bhatia, 1986). Данные химического состава ниже-верхнемеловых песчаников Пенжинской Губы занимают положение, приближенное к полю активных континентальных окраин, однако наблюдается некоторый разброс данных (рис.4.2.7 а). Данные химического состава палеогеновых песчаников Ильпинского п-ва занимают положение активных континентальных окраин (рис.4.2.7 б). Химические составы песчаников Большого Кавказа для байос-батского возраста занимают положение активной континентальной окраины.

На диаграмме соотношения $K_2O/Na_2O - SiO_2$ (Roser, Korsch, 1986) анализ данных химического состава изученных песчаников однозначны, относятся к полю островной дуги или активной континентальной окраины и приблизительно одинаковы для всех проанализированных пород (рис. 4.2.8). Для байос-батских песчаников Большого Кавказа см. рис. 4.1.7.

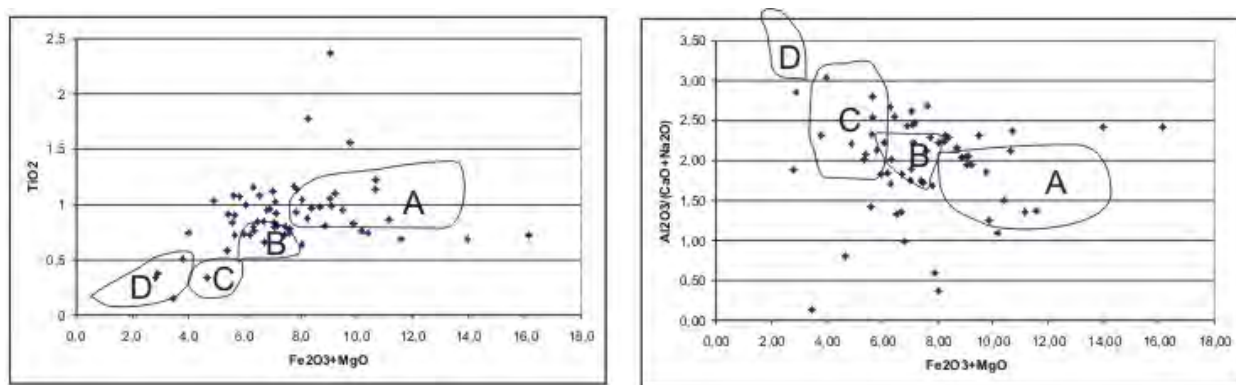


Рис.4.2.7 а. Разные тектонические обстановки для пород обрамления Пенжинской Губы. Классификационная диаграмма (Bhatia, 1986). Поля, характеризующие песчаники, накопившиеся в осадочных бассейнах, связанных с: А – океаническими островными дугами, В – континентальными островными дугами, С – с активными континентальными окраинами, D - с пассивными континентальными окраинами.

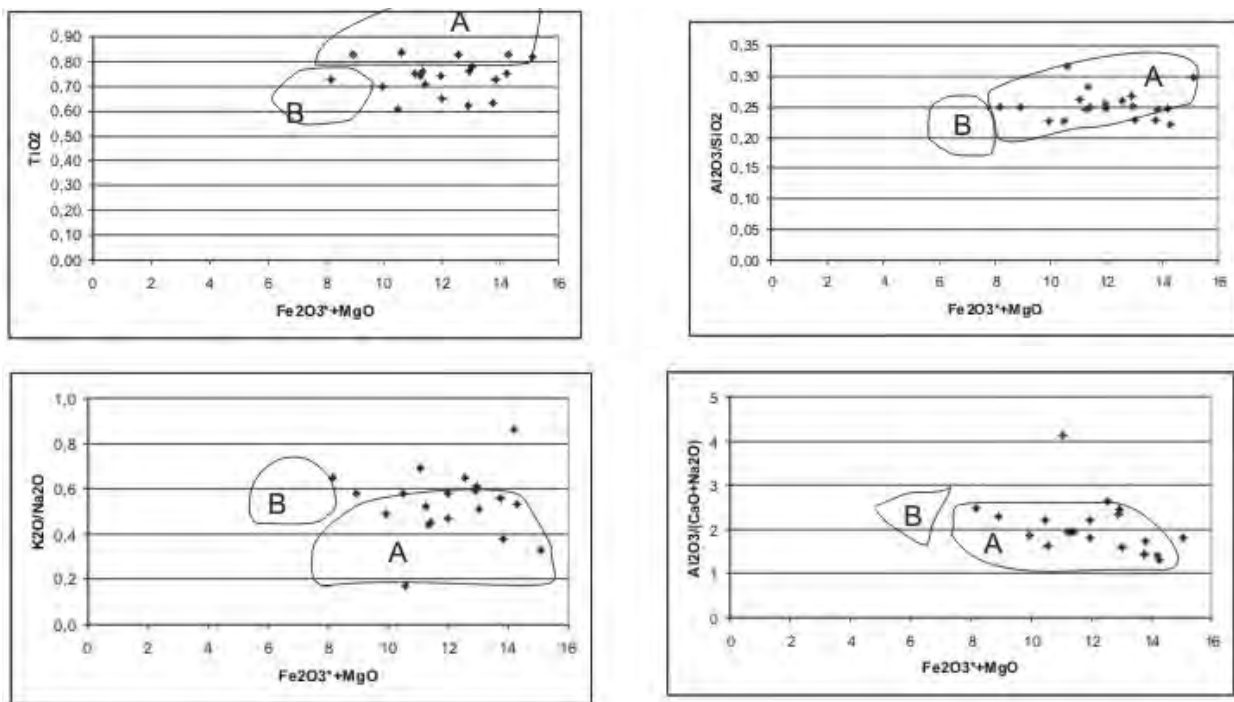


Рис.4.2.7 б. Разные тектонические обстановки для палеогеновых пород Ильпинского п-ва. Классификационная диаграмма (Bhatia, 1983). Названия полей, характеризующие песчаники, приведены в условных обозначениях к рис. 4.2.7 а.

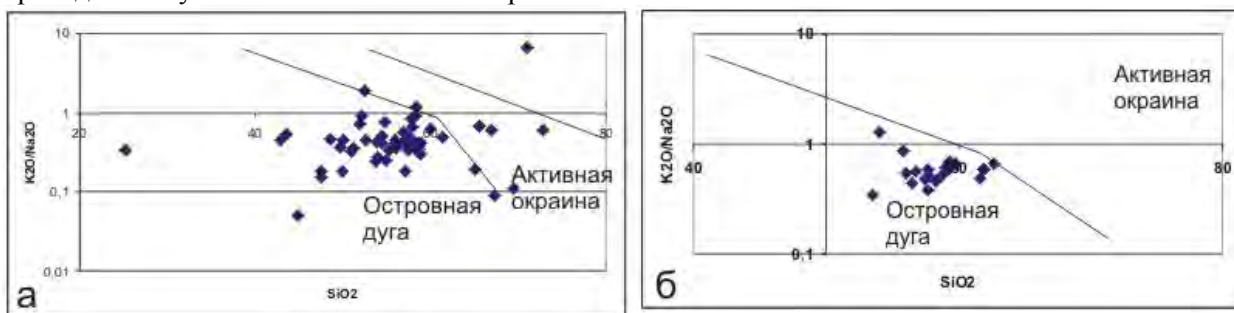


Рис. 4.2.8. Поля тектонических провинций осадконакопления, диаграмма по (Roser, Korsch, 1986). Данные химических анализов песчаников: а - обрамления Пенжинской Губы мелового возраста, б - Ильпинского п-ва палеогенового возраста.

Интерпретация геодинамической обстановки по составу фоновых аргиллитов (рис.4.2.9) также как и для пассивных континентальных окраин, невозможна из-за высокого соотношения K_2O/Na_2O в изученных породах.

Литохимический индикатор K_2O/Al_2O_3 (Cox et al., 1995; Маслов и др., 2003) для фоновых аргиллитов характеризуется низкими значениями, что свидетельствует о незрелости глинистых пород и об отсутствии рециклированного материала в составе тонких фракций, т.е. аргиллиты являются отложениями первого цикла седиментации. Однако при сравнении этого параметра между собой, оказывается, что индекс K_2O/Al_2O_3 в разрезе Ильпинского п-ва (Олюторском террейне) выше, чем в

меловых отложениях Айнынского террейна. Следовательно, в разрезе Ильпинского флиша породы еще менее зрелые, чем в Айнынском террейне, что указывает на то, что источник сноса был расположен гораздо ближе к области осадконакопления.

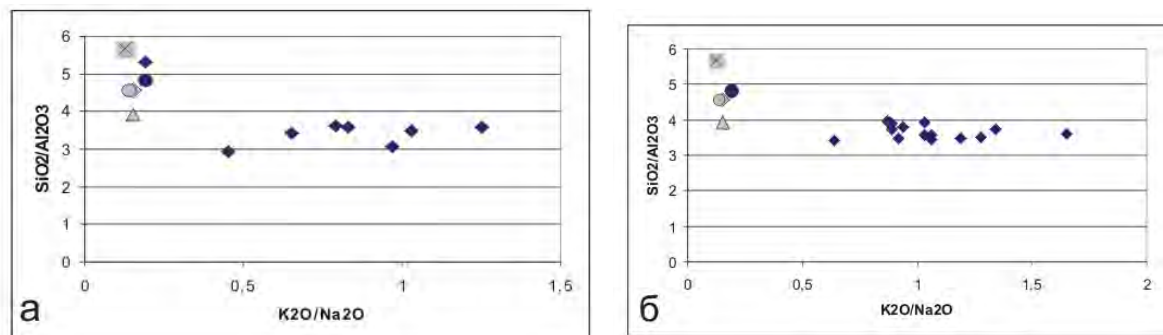


Рис.4.2.9. Диаграмма химического состава аргиллитов (темные ромбы) из различных геодинамических обстановок в координатах $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. (а) – аргиллиты меловые Айнынского террейна, (б) – аргиллиты палеогеновой флишевой толщи Ильпинского п-ва. На диаграмме средние химические составы современных глубоководных илов по данным (Maunard et al., 1982): Серый квадрат – из преддуговых бассейнов океанических вулканических дуг (FA); серый ромб – из задуговых бассейнов океанических вулканических дуг (BA); серый треугольник – из бассейнов, сопряженных с окраинно-континентальными дугами (CA); серый круг – из бассейнов активных континентальных окраин, сопряженных со сдвиговыми дислокациями (SS); круг темный – из бассейнов пассивных континентальных окраин. В построении диаграммы использованы данные приложения 2, табл.3.2.4 а, 3.3.4 а.

Тренд индекса химического выветривания (CIA, рис.3.2.18, 3.3.14) свидетельствует о низком уровне выветривания в области питающих провинций отложений Пенжинской Губы и Ильпинского п-ва. Сравнение этих диаграмм позволяет предположить, что для нижнемеловых песчаников Пенжинской Губы свежесть обломочного материала возрастает к концу нижнего мела, то есть близкая синхронная вулканическая деятельность продолжается. В позднем мелу наблюдается усиление процессов выветривания, что свидетельствует о вероятно большем расстоянии до источника сноса и о затухании вулканической деятельности близкорасположенной островной дуги или окраинно-континентального вулканического пояса. Для палеогеновых флишевых толщ Ильпинского полуострова индекс химического выветривания соответствует индексу готеривских отложений Пенжинской Губы, что указывает на также близко расположенный синхронный вулканический источник сноса. Палеогеографические условия были похожими – в обоих бассейнах был достаточно теплый климат (глава 3, раздел 3.2.5). В Пенжинском бассейне на прилегающей суше произрастала разнообразная

растительность, и накапливались угленосные отложения, Ильпинский флиш также формировался в условиях теплого и даже жаркого климата, но леса произрастали в некотором удалении от береговой линии (глава 3, раздел 3.3.5).

Для изученных байос-батских отложений активной континентальной окраины Кавказа анализ индекса CIA (рис.2.3.25) свидетельствует о низком уровне выветривания в питающей провинции, тренд на графике отсутствует, данные формируют компактное поле в точке основания идеального тренда.

Таким образом, для разновозрастных осадочных бассейнов, расположенных в разных структурных зонах, наблюдается сходная эволюция осадконакопления, но различающаяся по составу исходной кластики. **Осадконакопление на активных континентальных окраинах, зависящее от состава, близости и интенсивности вулканизма островодужной системы, характеризовалось поступлением обломочного материала первого цикла седиментации. Состав песчаников представлен неустойчивыми, преимущественно фемическими ассоциациями минералов и позволяет проследить смену и эволюцию синхронных осадконакоплению извержений.**

Смена геодинамического режима с пассивного на активный, произошедшая в конце эоцена на Большом Кавказе, привела к изменению путей транспортировки обломочного материала и возникновению новых источников сноса. В результате в осадках появляются вулканокластические граувакки, пепловые частицы и произошло совмещение отложений аркозового и грауваккового составов, характеризующих разные источники питания.

4.2.4. Постседиментационные преобразования пород

При постседиментационных преобразованиях вулканокластических пород, основными факторами, влияющими на преобразования пород активных окраин, являются исходный состав обломочного материала, характер и время проявления деформаций в регионе. Осадочные породы, накопившиеся в разных ландшафтных зонах бассейна к началу деформаций или структурных перестроек, оказываются преобразованы как за счет большой мощности осадков в зонах повышенных температур

вблизи вулканических построек, так и за счет чрезвычайно реакционноспособного осадочного материала. При этом уровень преобразований и состав новообразованных минералов полностью зависит от исходного состава слагающих осадки пород, что хорошо иллюстрируется на примере отложений готерива Пенжинской Губы. В составе готеривских отложений трем индивидуальным минералогическим типам песчаников соответствуют три ассоциации аутигенных глинистых минералов. Это также хорошо видно на диаграмме состава глинистых минералов во фракции <0.001 цемента песчаных пород (рис.4.2.10). Для меловых песчаников обрамления Пенжинской Губы установлена поликомпонентная ассоциация, в которой присутствуют хлорит, смектит, смешанослойные минералы в разных соотношениях. Для палеогеновых песчаников в составе глинистых минералов доминирует триоктаэдрический смектит и смешанослойные политипы смектит-хлорит, остальные минералы находятся в подчиненном количестве.

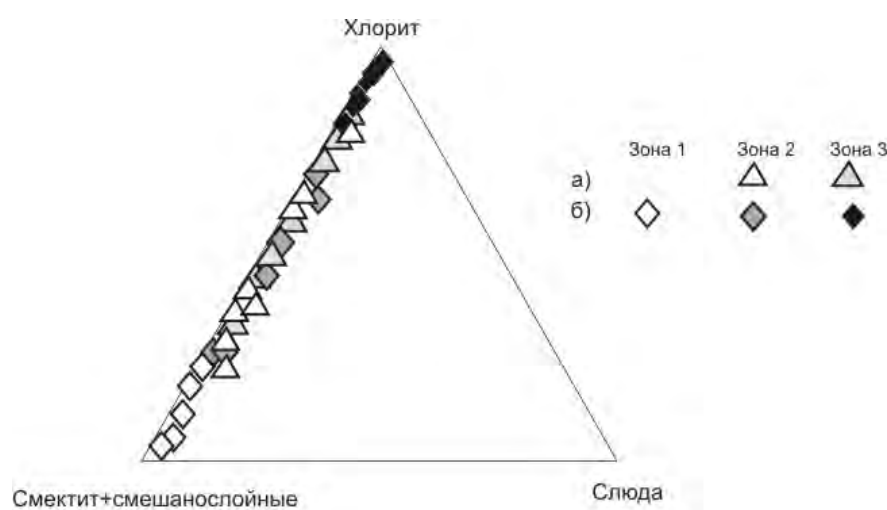


Рис.4.2.10. Состав глинистой фракции (фр.<math><0,001</math> мм) цемента песчаников в вулканогенно-осадочных комплексах: а) меловых отложений обрамления Пенжинской Губы, б) палеогеновых отложений Ильпинского п-ва. Зона 1, 2, 3 – зоны преобразований от низкой до высокой.

Поскольку осадконакопление протекает в условиях тектонически активных зон (активных континентальных окраин), то накопление осадков часто нарушается тектоническими деформациями и структурными перестройками в бассейнах. Любая из этих причин вызывает ускорение процесса преобразований в толщах осадочных пород, если они оказываются вовлеченными в деформации. Уровень преобразований нижнемеловых отложений Пенжинской Губы полностью зависит от исходного минерального состава осадочных пород, завершилось на стадии

глубинного катагенеза, и обусловлено деформациями при вовлечении этих отложений в аккреционную призму. Для перекрывающих аккреционную призму отложений верхнего мела формирование новообразованных минералов обусловлено поступлением больших масс обломочного материала в условия мелководного бассейна и высокого теплового потока.

Постседиментационные преобразования в палеогеновых отложениях Ильпинского полуострова имеют другую зональность. В них прослеживается прогрессивная вертикальная зональность, но с неполным стадийным преобразованием минералов глин в ряде стадийного изменения смектит-хлорит отсутствует политип с преобладанием смектитовых пакетов, а в нижней части толщи устанавливается стабильный хлорит. Вероятно, неполная последовательность изменения минералов глин обусловлена прекращением прогрессивной зональности литогенеза погружения в связи со сменой флюидного режима осадочной толщи, вызванного тектонической перестройкой в бассейне.

Анализ ассоциации новообразованных минералов указывают на низкий температурный режим при формировании постседиментационных преобразований. В обоих рассмотренных случаях температурное воздействие на осадочные толщи не превышало 120°C, а, возможно, было и более низким. Кроме того, хорошо заметно влияние исходного состава пород на состав новообразованных минералов. Следовательно, **наибольшее влияние на постседиментационные преобразования осадочных толщ активных континентальных окраин оказывают исходный состав пород и давление (стресс), которое испытывают толщи при формировании складчатых структур.**

Таким образом, на основании анализа характера литогенеза осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов пассивных и активных континентальных окраин различных складчатых областей, можно сделать ряд выводов о факторах, влияющих на формирование горных пород при становлении складчатых областей.

4.3. Факторы, влияющие на литогенез континентальных окраин

В исследованиях, посвященных выяснению главенствующих факторов, контролирующих осадконакопление и преобразования осадочных пород, выделяются следующие: тектоника, климат, обстановки осадконакопления, минеральный состав пород, термодинамические условия, флюидный режим (Рухин, 1947; Страхов, 1963; Коссовская, Шутов, 1976; Шутов, 1978; Симанович, 1978; Шванов, 1984, 1987; Япаскурт, 1992, 2003, 2004, 2005; Stonecipher et al., 1984; Morad et al., 2000; Лисицын, 2001; Левитан, 1998, 2007; Mansurbeg, 2007 и др.). Эти факторы к тому же усложняются более мелкими взаимосвязанными компонентами, включающими состав поровых вод, фациальные условия и другие. Подводя итоги проведенным исследованиям, кратко остановимся на главных.

Тектоника. Тектонический, а точнее, геодинамический фактор является главенствующим при влиянии на литогенез. Во второй и третьей главах подробно освещено влияние геодинамической обстановки на осадконакопление и постседиментационные преобразования отложений. Показано, что в деформированных и недеформированных отложениях преобразования протекают по-разному. В первом случае по сценарию литогенеза погружения при относительном равенстве литостатического и флюидного давлений. Во втором случае при деформациях литостатическое давление становится значительно больше флюидного, что способствует декарбонатизации и дегидратации, и ускоряет процесс литификации осадочных пород вплоть до метаморфизма.

В связи с этим, существование двух типов преобразований (литогенеза погружения и литогенеза орогенного) в складчатых областях вполне объяснимо. Длительное развитие пассивных окраин с накоплением огромных масс обломочного материала приводит лишь к уплотнению и незначительному уменьшению порового пространства в песчаниках. Процесс литогенеза погружения протекает медленно, и при отсутствии деформаций или стресса может продолжаться десятки и сотни миллионов лет. Нарастание степени преобразования осадочной породы при орогенном

литогенезе обусловлено стрессом, складко- и надвигообразованием, повышением температур и давлений в присутствии флюидов, вызывающих быструю и интенсивную переработку минеральных и структурных парагенезов.

Известно, что время проявления деформаций значительно короче периода накопления осадков. Корреляция основных тектонических событий в Тихоокеанском полушарии показала, что этапы длительного тектонического развития прерывались кратковременными эпохами тектонических деформаций и структурных перестроек (Соколов, 1992, 2003). При этом образование чешуйчато-надвиговых структур может происходить за время менее 1 млн лет (Соловьев, Шапиро, Гарвер, 2001; Soloviev et al., 2002). Как правило, именно с этими кратковременными эпохами и связано усиление постседиментационных процессов. Следовательно, наибольшее влияние на преобразования осадочных толщ оказывают исходный состав пород и давление (стресс), которое испытывают толщи при формировании тектонических структур.

В бассейне Западной Чукотки период интенсивных деформаций, связанных с формированием складчато-надвиговой структуры Южно-Анхойской сутуры, устанавливается в конце неокома (Соколов и др., 2001; Бондаренко, Лучицкая, 2003; Бондаренко, 2004), что соответствует интервалу не более 10 млн лет (по шкале Gradschtein, 2004). В юрском бассейне Большого Кавказа этап наиболее интенсивных деформаций, связанных с преобразованием пассивной континентальной окраины в активную с существенным поперечным сокращением, складчатостью и надвигами южной вергентности, произошел в течение 3 млн лет (Панов, 2000; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2003, 2004).

Степень преобразования нижнемеловых отложений Пенжинской Губы полностью зависит от исходного минерального состава осадочных пород, их преобразование завершилось на стадии глубинного катагенеза, и обусловлено деформациями при вовлечении этих отложений в аккреционную структуру. Для перекрывающих отложений верхнего мела формирование новообразованных минералов обусловлено условиями мелководного бассейна и прогревом осадочных толщ за счет продуктов вулканических извержений.

Совершенно другой сценарий формирования постседиментационной зональности прослежен в палеогеновых отложениях Ильпинского п-ва. В них наблюдается неполная последовательность преобразований глинистых минералов. В ряде стадийного изменения смектит-хлорит отсутствует политип с преобладанием смектитовых пакетов, а в нижней части толщи устанавливается стабильный хлорит. Вероятно, неполная стадийность изменения минералов глин обусловлена прекращением литогенеза погружения в связи со сменой флюидного режима.

Климат. Во всех исследованиях, посвященных строению пассивных континентальных окраин, предполагается, что климат является важным фактором, влияющим на осадконакопление и постседиментационные преобразования. Характер осадконакопления в изученных бассейнах пассивных окраин практически одинаков, хотя располагались они в разных климатических зонах, и уровень выветривания пород питающей провинции был разным. В связи с этим, вероятно, в случаях бассейнов пассивных окраин с терригенной седиментацией, климатический фактор не является определяющим, хотя и оказывает влияние на осадконакопление. Для всех изученных объектов активных континентальных окраин установлен одинаковый теплый и влажный климат, поэтому проследить влияние климатической зональности не представляется возможным.

Обстановки осадконакопления. Различие в минеральном составе песчаников в разных ландшафтных зонах и в разных фациях зависит от близости источника сноса, скорости осадконакопления, количества поступающего в бассейн обломочного материала, гидродинамических условий и пр. В изученных объектах пассивных окраин доминирует терригенное осадконакопление, в активных – вулcano-терригенные. И в том и в другом случае в бассейнах реконструированы разные ландшафтные зоны. В работе показано, что каждый из перечисленных выше признаков может оказаться главенствующим при накоплении осадков на пассивных или активных континентальных окраинах.

При постседиментационных преобразованиях на пассивных континентальных окраинах наибольшим преобразованиям оказались подвержены отложения континентальных склонов. На активных окраинах

уровень преобразований от ландшафтной зоны зависит в меньшей степени, хотя, безусловно, фациальные обстановки влияют на изменения пород.

Минеральный состав песчаников определяется источником сноса, устойчивостью обломочного материала, длительностью его транспортировки, климатической зональностью, фациальными условиями и рядом других факторов, соотношение интенсивности влияния которых является решающим в разных геодинамических обстановках. Состав песчаников является ведущим фактором на начальных стадиях постседиментационных преобразований. При этом важной характеристикой является также наличие или отсутствие в них глинистого цемента. Песчаники, в составе которых присутствует большое количество исходного глинистого цемента, обладают бóльшим набором глинистых минералов и легче подвержены преобразованиям, чем песчаники, отмытые от глинистой примеси (Граувакки, 1972; Шутов, 1975).

В песчаниках изученных пассивных континентальных окраин состав глинистого компонента различен, хотя в обоих случаях они относятся к грауваккам и на классификационных диаграммах формируют почти одинаковые поля. В вулканокластических песчаниках активных континентальных окраин определяющее значение имеет состав исходного материала, который контролирует постседиментационный процесс.

Термобарические условия. В изученных бассейнах эти параметры достаточно постоянны и не оказывают существенного влияния на седиментацию. Вместе с тем они являются важной характеристикой при постседиментационных преобразованиях: чем более высокие температуры и давления испытали породы, тем интенсивнее их постседиментационные преобразования.

В осадочных толщах наблюдаются новообразованные структуры и аутигенные минералы, парагенетические ассоциации которых указывают пределы P-T условий их формирования. На примере изученных объектов пассивных окраин показано, что при одинаковом температурном воздействии уровень преобразований осадочных комплексов может меняться из-за разного давления. При формировании складчатых зон изученных активных континентальных окраин при более-менее одинаковых невысоких P-T условиях могут формироваться разные

ассоциации аутигенных минералов, т.к. в этом случае определяющим фактором оказывается исходный состав пород.

Флюидный режим. Существует тесная связь между геодинамическим режимом и количеством флюидов, содержащихся в земной коре – степень насыщенности ими тем выше, чем динамичнее геоструктура (Соколов, Холодов, 1993; Чамов, Курносков, 2001; Киссин, 2006; Kyser, 2007). В связи с этим флюидные системы областей складчатости и тектономагматической активизации наиболее флюидонасыщенны.

Основным фактором, влияющим на разнообразие проявлений флюидных систем, являются деформационные процессы, поэтому влияние флюидов на процесс седиментации в бассейнах осадконакопления незначительно. При постседиментационных изменениях в изученных объектах пассивных окраин влияние флюидов сказывается в появлении регенерационного цемента, структур растворения и кварцевых жил и прожилков, пронизывающих песчаники. В некоторых случаях, при интенсивных деформациях, кварцевые жилы будинированы и смяты в складки, что указывает на интенсивную разгрузку флюидных растворов на начальных стадиях преобразования пород. На объектах активных континентальных окраин влияние флюидов наиболее заметно при формировании ассоциаций новообразованных минералов, появлению цеолитов разного состава в массе и по отдельным компонентам породы. Перераспределение флюидов в породе выражается в появлении узких регенерационных кайм вокруг обломочных зерен.

Временной фактор. В предыдущих главах (глава 2 и 3) рассмотрены этапы становления складчатых областей, в которых отмечается кратковременность деформационных событий при эволюции осадочных бассейнов. В последние годы доказано, что этапы длительного тектонического развития прерывались кратковременными эпохами тектонических деформаций и структурных перестроек (Соловьев, Шапиро, Гарвер, 2001; Соколов, 2003). Корреляция основных тектонических событий в Тихоокеанском полушарии показала кратковременность фаз деформаций, длящихся от 3 до 18 млн лет (Соколов, 2003). Именно с этими кратковременными эпохами и связано усиление постседиментационных

процессов в разной степени преобразованных терригенных толщах к началу деформаций.

В мезозойском бассейне Западной Чукотки период интенсивных, растянутых во времени деформаций, связанных с формированием складчато-надвиговой структуры Южно-Ануйской сутуры, устанавливается в конце неокома (Бондаренко, 2004; Соколов и др., 2001; Бондаренко, Лучицкая, 2003), что соответствует интервалу не более 18 млн лет (по шкале Gradschtein, 2004). В юрском бассейне Большого Кавказа этап наиболее интенсивных деформаций, связанных с преобразованием пассивной континентальной окраины в активную с существенным поперечным сокращением, складчатостью и надвигами южной вергентности, а также паузой магматической активности произошел в течение 3 млн лет (Панов, 2000; Ломизе, Панов, 2001; Панов, 2003, 2004).

В меловом бассейне Пенжинской Губы формирование аккреционной структуры произошло быстро и завершилось уже в предпозднеальбское время (Соколов, 1992, 2003). Время проявления деформаций в палеогеновом бассейне Ильпинского п-ва установлено в среднем миоцене, а до этого времени отложения палеогена в покровно-складчатые деформации не вовлекались (Коваленко, 2003).

Существуют и другие примеры кратковременности деформационных событий, описанных в геологической литературе (Соловьев, 2001; Soloviev et al., 2002; Петрова, 2005 и др.).

В свете изложенных выше фактов, можно утверждать, что литогенез *погружения* и литогенез *орогенный* могут быть обусловлены мощностью осадков накопившихся пород и тектоническими событиями, но не временным фактором, связанным с длительностью накопления и превращения осадков в породу. Поэтому существование **двух типов литогенеза** в складчатых областях вполне объяснимо – длительное развитие пассивных окраин с накоплением огромных масс обломочного материала приводит к уплотнению и незначительному уменьшению порового пространства в песчаниках. Процесс постседиментационных преобразований протекает крайне медленно, и при отсутствии деформаций или стресса может продолжаться десятки, а то и сотни млн лет. Нарастание степени преобразования осадочной породы происходит при стрессе и

складкообразовании, сопровождаемых переработкой минеральных и структурных парагенезов, повышении температур и давлений в присутствии флюидов. Иными словами, **постседиментационные преобразования осадочных отложений пассивной и активной континентальных окраин происходили в два этапа, но различались сценариями и продолжительностью литогенеза погружения.**

Заключение

Проведенное исследование основано на использовании разнообразных литологических методов, призванных решить задачу восстановления условий накопления осадочных комплексов, принадлежащих разным складчатым областям. В результате комплексных литологических исследований были установлены характер, условия накопления и последующие преобразования терригенных и вулканогенно-осадочных комплексов ряда объектов Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов, что позволило определить общие закономерности и особенности развития осадочных бассейнов пассивных и активных континентальных окраин. В работе обсуждается влияние различных факторов на формирование горных пород. Комплексные литологические исследования закономерностей накопления и преобразования осадочных пород с использованием новейших разработок геодинамики является достаточно новым и актуальным направлением в отечественной литологии. В результате такого подхода новые данные по литологии изученных объектов, принадлежащих разным складчатым областям и континентальным окраинам различного геодинамического режима, позволили существенно дополнить, а в некоторых случаях послужили основой для палеотектонических реконструкций.

Ко всем изученным объектам был применен единый методический подход, что обеспечило последовательное изучение процессов осадконакопления и постседиментационных изменений. Показано, что в складчатых областях фациальный анализ приобретает своеобразные черты, так как приходится коррелировать разрезы на основании разрозненных фрагментов, вовлеченных в складчатость и зачастую интенсивно деформированных. Кроме того, важной особенностью работы является то, что при проведении как минералого-петрографических, так и постседиментационных исследований использовались единые эталонные коллекции, что позволило получить весьма достоверные региональные и общегеологические выводы.

На основании изучения осадочных комплексов пассивных и активных континентальных окраин были определены их седиментологические, минералогические и геохимические характеристики.

В осадочных бассейнах пассивных окраин было установлено (триас Западной Чукотки) или подтверждено (нижняя-средняя юра Большого Кавказа) три этапа седиментации, отвечающих разным стадиям развития окраины.

Осадконакопление на пассивных континентальных окраинах определяется количеством обломочного материала, приносимого в бассейн с близлежащей суши речной системой с большим водосбором. На изученных объектах показано, что в одном случае (триасовые отложения Западной Чукотки) поступление большого объема обломочного материала приводит к продвижению шельфовой зоны в глубоководные участки бассейна и росту края Чукотского микроконтинента, В другом случае (нижне-среднеюрские отложения Большого Кавказа) осадки распределяются по акватории бассейна и проградации шельфовой зоны не происходит.

На активных континентальных окраинах осадконакопление зависит от состава и близости положения островодужной системы, поставляющей вулканокластику в осадочный бассейн, а также интенсивности её вулканической деятельности. Кроме того, на активных окраинах седиментация протекает в условиях мобильных структур, и накопление осадков часто прерывается тектоническими деформациями и структурными перестройками.

Состав песчаников на пассивных окраинах представлен устойчивыми ассоциациями минералов и характеризуется смешением нескольких источников сноса, некоторые из которых восстанавливаются только по реликтам исходных структур обломков пород. Влияние палеогеографических условий прилегающей суши и уровень выветривания в области питающей провинции на осадконакопление в бассейне не является определяющими. На активных окраинах состав песчаников представлен неустойчивыми, преимущественно фемическими ассоциациями минералов и позволяет проследить смену и последовательность синхронных осадконакоплению извержений. В преддуговом Пенжинском бассейне по составу песчаников установлено два источника сноса. При этом вулканический источник периодически подавлял поступление терригенного материала. Состав флишоидов

Ильпинского бассейна указывает на единый вулканогенно-осадочный тип седиментации с островодужным источником сноса.

На основании анализа обширного литературного материала и личных наблюдений автора по литологии ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа показано, что при переходе от пассивного к активному геодинамическому режиму происходит появление новых источников сноса, за счет чего меняется минеральный состав песчаников и изменение ареала их распространения. Структурная перестройка усиливает уровень изменений накопившихся к этому времени отложений, вовлеченных в деформации, и постседиментационные преобразования могут достигать высокой степени преобразования, вплоть до метаморфизма. В отложениях, которые не подверглись деформациям, продолжается литогенез погружения.

Установлено два этапа формирования постседиментационной зональности и определены их особенности для осадочных комплексов пассивных и активных окраин. Литогенез погружения происходит на начальном этапе в недеформированных породах, заполняющих осадочный бассейн. Орогенный литогенез начинается с момента проявления первых тектонических деформаций, которые в дальнейшем вызывают прекращение осадконакопления и формирование складчатых структур. Важнейшими факторами, определяющими особенности постседиментационных процессов, являются характер перераспределения растворенного вещества, флюидный режим, стресс и зоны разгрузки деформаций. Наиболее преобразованные осадочные породы наблюдаются в зонах сочленения и взаимодействия различных тектонических структур. Границы постседиментационной литогенетической зональности не зависят от мощности отложений и их положения в осадочном бассейне.

На всех изученных объектах определены P-T условия формирования осадочных пород при постседиментационных преобразованиях, при этом были использованы данные по анализу парагенезов аутигенных минералов, их кристаллохимические характеристики и структурные особенности. Показано, что в отложениях пассивных континентальных окраин наблюдаются наиболее высокие термобарические условия, достигающие 300°C и более и давления до 6 кбар. На объектах активных

континентальных окраин термобарические условия были невысокими. Температурный режим не превышал 125°C и давление составляло не выше 1-2 кбар. На основании анализа полученных данных предполагается, что в складчато-надвиговых областях наибольшее влияние на постседиментационные преобразования осадочных пород оказывают те давления, которые испытывают толщи при деформациях. В этих областях стадийность постседиментационных преобразований отражает главным образом уровень деформаций, а не прогрессивную зональность, связанную с погружением осадков на разные глубины.

При обработке фактического материала использовались наиболее популярные дискриминантные диаграммы. Сравнение и анализ полученных результатов в комплексе с другими геологическими данными накладывает определенные ограничения на применение этих диаграмм. Нередко подсчеты минерального и химического состава песчаных пород могут привести к неоднозначным интерпретациям. Например, для песчаников нижнего-среднего триаса Чукотки по диаграммам реконструируется островодужная обстановка, хотя по геологическим данным известно существование типичной пассивной окраины с локально развитым рифтогенным вулканизмом. Показано, что для корректировки микроскопических и химических данных необходимы дополнительные исследования с целью выявления природы источников сноса по составу отдельных породообразующих компонентов.

Таким образом, в результате проведенных исследований показано, что для получения достоверных палеореконструкций по осадочным породам складчатых областей необходимо их комплексное изучение, с применением разнообразных и разноуровневых методов. Полученные данные по седиментации и преобразованиям осадочных комплексов четырех изученных объектов разной геодинамической принадлежности могут послужить основой для создания ряда модельных объектов. Создание базы данных по всесторонне изученным разновозрастным осадочным комплексам складчатых областей может послужить основой для систематики и выяснения закономерностей формирования и преобразования отложений и реконструкции вмещавших их палеобассейнов.

Список литературы

1. Абрамович И.И., Груза В.В. Фациально-формационный анализ. Л.: Недра, 1972. С.238
2. Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука. 1968. 153 с.
3. Агаев В.Б. Характер нижне-среднеюрского осадконакопления Большекавказской геосинклинали (в пределах Азербайджана) // Уч. зап. Азерб. Университета. Сер.геол.-геогр. наук. 1974. №1. С.57-61
4. Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А., Хуцишвили О.Д., Цимакуридзе Г.К. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа, М.: Наука. 1989. С.3-15
5. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: изд-во МГУ. 1966. 350 с.
6. Акименко Г.И., Акименко А.В. Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:200 000, лист R-58-XXXV-XXXVI, серия Анюйско-Чаунская. Издание второе. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2000. 358 с.
7. Аккреционная тектоника восточной Камчатки. М.: Наука. 1993. 272 с.
8. Акульшина Е.П. Эволюция физико-химических условий осадкообразования в рифее и фанерозое (на примере Сибири) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука. 1990. С.17-26
9. Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С.105-120
10. Алиев А.Г., Акаева В.П. Петрография юрских отложений юго-восточного Кавказа // Труды института геологии АН АзССР. Баку: Изд. АН АзССР. 1957. 210 с.
11. Афицкий А.И. Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна реки Большой Анюй (Западная Чукотка). М.: Наук. 1970. 152 с.
12. Афицкий А.И. Стратиграфия триасовых отложений бассейна р.Большой Анюй (правый приток нижнего течения р.Колымы // Доклады АН СССР. 1967. Т.176. №2. С.418-421
13. Баженова О.К., Кореньков А.С. К геохимической характеристике кайнозойских отложений Ильпинского полуострова // Вестник МГУ. 1974. Сер.4. Геология. № 1. С. 114-114
14. Бакун Н.Н. Анализ эпигенеза мезозойско-кайнозойских отложений в разрывных зонах на локальных структурах восточных районов Средней Азии // Тр. Всес.науч.-исслед.геол.развед.института. Вып. 91. 1970. С. 93-160
15. Баланчивадзе С.Г. Формирование ранне- и среднеюрских угленосных формаций Северного Кавказа // Литол. и полезн.ископ. 2001. № 1. С. 82-100
16. Балуховский А.Н. К стратиграфии и палеогеографии лейаса центральной Абхазии // Вопросы региональной геологии СССР. Сб.ст., М.: Изд. МГУ. 1964. С. 73-77
17. Батулин В.П. Генетические основы корреляции по терригенным компонентам // Докл.АН СССР. 1939. Т. 25. № 5. С. 403-406
18. Батулин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам // М.-Л.. Изд-во АН СССР. 1947. 338 с.
19. Безбородов Р.С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности // Труды комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ). Вып.6. Л.: Гостоптехиздат. 1961. С. 107-254

20. Безбородов Р.С., Конюхов И.А., Крымгольц Г.Я. Новые данные по стратиграфии верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа // Вестник ЛГУ. 1959. № 6. С. 24-37
21. Безносков Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Тр. ВНИИГаз. М.: Гостоптехиздат. 1960. Вып. 10 (18). С. 109-191.
22. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ. 1986. 227 с.
23. Белоусов В.В., Трошихин Б.М. Краткий геологический очерк района рр.Пшехи и Белой в северо-западном Кавказе // Зап.Всеросс.минер.общ-ва. 1937. II серия. Ч.66. Вып.4. С.796-827
24. Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез // Труды Геологического института АН ГССР. Нов.сер. Вып.80. Тбилиси: Мецниереба. 1983. 191 с.
25. Беридзе М.А. Литология ниже-среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи. Тбилиси.: Мецниереба. 1970. 128 с
26. Беридзе М.А. Опыт формационного анализа раннеальпийских геосинклинальных образований Большого Кавказа // Литол. и полезн.ископ. № 4. 1985. С.74-86
27. Беридзе М.А. Фациальные обстановки раннеальпийского вулканизма Грузии // Геология и полезные ископаемые Кавказа. Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.99. 1989. С. 212-220
28. Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. Нижняя юра. // Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба. 1972. С. 22-39
29. Беус А.А. Геохимия литосферы М.: Недра. 1972. 296 с.
30. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Строение меловой аккреционной призмы хр. Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С.64-76
31. Богданов Н.А., Тильман С.М., Чехович В.Д., Позднемеловая-кайнозойская история Корьякско-Камчатского региона и Командорской котловины Берингова моря // Геология Западной части Беринговоморья. С.М.Тильман, С.Ф.Соболев – ред. М.: Наука. 1990. С.131-149
32. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корьякского нагорья. М.: Наука. 1982. С.189-217
33. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС. 2007. 368 с.
34. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана // Автореф.докт.геол-мин.наук. М.: 2004. 45 с.
35. Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия, Западная Чукотка // Бюлл. Моск.о-ва испытателей природы. Отд.Геол. 2003. Т.78. Вып.3. С.25-37
36. Бондаренко Г.Е., Соловьев А.В., Тучкова М.И. и др., Возраст детритовых цирконов в песчаниках верхнемезозойского флиша Южно-Аннуйской сутуры (Западная Чукотка) // Литология и полез. ископ. 2003. № 2. С.192-208
37. Борукаев Ч.М. Некоторые принципиальные вопросы террейнового анализа // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 10. С. 1329-1334.
38. Бровков Г.Н. О присутствии аллювиальных отложений в верхнем лейасе Дагестана // Труды Геолог. Ин-та АН СССР. Т.1. Махачкала: Дагестанский филиал. 1957. С.230-235

39. Бровков Г.Н., Могилев А.Е. К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу // Литол.и полезн. ископ. 1965. № 6. С.67-74
40. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир. 1985. 185 с.
41. Букия С.Г. О нижнем лейасе в северо-западной части Абхазии // Доклады АН СССР. 1954. Т. 99. № 6. С.1073-1075
42. Букия С.Г. О нижнеюрских отложениях в бассейне р.Окуми (Абхазия) //Доклады АН СССР, 1955. Т. 100. № 1. С.139-140
43. Буякайте М.И., Ю.О.Гаврилов, Д.О.Герцев, Д.И.Головин, Панов Д.И., Кушева Ю.В. К-Ag и Rb-Sr изотопные системы пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа // Литол. и полезн.ископ.. 2003. № 6. С.613-621
44. Бычков Ю.М. Схема стратиграфии триасовых отложений центральной части Чаунского района // Тр.Межвед.Совещ. по разработке унифициров. стратиграф. схем Северо-Востока СССР. Магадан.: Магадан. Книж. издат-во. 1959. С. 239-242
45. Бычков Ю.М. Сравнительная характеристика триаса Северной Чукотки и Северного Юкона // Геология складчатого обрамления Американо-Тихоокеанского бассейна. СПб: НПО «Севморгеология», 1991. С. 84-93
46. Бычков Ю.М., Соловьев Г.И. Новые данные по стратиграфии и литологии триасовых отложений верховьев р. Большой Анной // Нижний мезозой правобережья р.Колымы и северо-западной Камчатки. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1992. С. 3-24
47. Бычков Ю.М. Структурно-фациальная зональность и биостратиграфия триаса Чукотки. Препринт. Магадан: СВНИЦ ДВО РАН. 1994₁. 53 с.
48. Бычков Ю.М. Триас северо-востока России. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН. 1994₂. 59 с.
49. Бялобжеский С.Г, Горячев Н.А. О происхождении Колымской структурной петли // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы всерос.совещания. Т.1.Новосибирск, 10-13 февраля 2004 г., Новосибирск: СО РАН, фил. «Гео». 2004. С. 73-75
50. Варнавский В.Г. Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин (на примере Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану). М.: Наука. 1994. 207 с.
51. Вассоевич Н.Б. Геохимия органического вещества и происхождение нефти // Избранные труды. М.: Наука. 1986. 367 с
52. Вахания Е.К. Юрские отложения Грузии. // Тр. ВНИГНИ. Груз. отд. Вып. 207. Тбилиси: Изд. ВНИГНИ. 1976. 413 с.
53. Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука. 1988. 210 с.
54. Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. Тр. ГИН АН СССР, вып. 102. М.: Наука, 1964. 264 с.
55. Вахрамеев В.А., Долуденко М.П. Граница средней и поздней юры – важный рубеж в истории развития климата и растительности северного полушария // Советская геология. 1976. № 4. С.12-25
56. Верещагин В.Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра. 1977. 207 с.
57. Виноградов В.И., Чернышев И.В. Стандартные образцы и сверочные пробы для изотопно-геохронологических исследований // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1987. № 1. С.71-78.
58. Вознесенский А.И. Особенности современного осадконакопления в Центрально-Американском желобе // Флиш и флишодные комплексы в различных зонах

- земной коры (формации и геоминералогия). М.: Изд-во ГИН РАН. 1994. С.99-106
59. Вознесенский А.И. Седиментологические и геодинамические условия формирования позднемезозойских осадочных комплексов в бассейнах северной периферии Тетиса // Автореф. дисс.доктора геол.-мин. наук. М.: 2003. 56 с.
 60. Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
 61. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования // Тр. Геологического института. Вып. 555. М.: ГЕОС. 2005. 305 с.
 62. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования // Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М. 2002. 52 с.
 63. Гаврилов Ю.О. Нижне-среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа // Литол. и полезн.ископ., 1994₁. №4. С.77-104; №5. С.86-98
 64. Гаврилов Ю.О. Нижне-среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа // Литол. и полезн.ископ., 1994₂, № 5. С.86-98
 65. Гаврилов Ю.О. Аутигенные образования юрских отложений Западного Дагестана // Литол. и полезн.ископаемые. 1982. № 2. С.32-46
 66. Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики нижне-среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район р.Терек) // Литол.и полезн.ископ. 1999. № 1. С.58-77
 67. Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Шкитина Ю.В. Минералогические, структурно-текстурные и возрастные изменения юрских терригенных пород Большого Кавказа// Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. 15-17 ноября 2000 г. Москва. ИГЕМ РАН. М.: ГЕОС. 2000. С. 103-105
 68. Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Постдиагенетические изменения вещественных и структурно-текстурных характеристик терригенных толщ при формировании складчатого сооружения Большого Кавказа // Тектоника Неогей: общие и региональные аспекты. Материалы к XXXIV тектоническому совещанию. Москва. 30.01-03.02 2001 г. М.: ГЕОС. 2001. С. 58-61
 69. Гаврилов Ю.О., Гушин А.И., Стафеев А.Н. Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе // Литол. и полезн. ископ. 1989. № 5. С. 89-102.
 70. Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Ципурский С.И. Терригенные отложения Центрального Кавказа в различных обстановках постдиагенетических преобразований (нижняя и средняя юра) // Литол. и полезн. ископ. 1992. № 6. С. 42-66
 71. Галкин В.А. Микродеформации неизмененных и слабометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород и их значение в структурном анализе (на примере Тянь-Шаня и Кавказа)// Автореф.дисс. канд.геол.-мин.наук. М.: Изд-во МГУ. 1988. 16 с.
 72. Гамкрелидзе И.П. Основные черты тектонического строения и развития Кавказа // Проблемы нефтегазоносности Кавказа, М.: Наука. 1988. С. 10-19

73. Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // в кн.: Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1984. С. 105-184
74. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир. 2005. 460 с.
75. Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр.ГИН АН ГССР. Сер. геол. Т. 10. 1957. С. 69-98
76. Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Аннойской зоны (Чукотка) // Геология и геофизика. 1963. № 2. С.127-134.
77. Гельман М.Л. Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидный магматизм Северной Пацифики. В кн.:Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Изд-во РАН ДО СВНЦ, СВКНИИ. Магадан. 2000. Т. 2. С. 5-79.
78. Геодинамика Кавказа (сборник научных трудов) // М.: Наука. 1989. 216 с.
79. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России, ред. А.И.Ханчук. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
80. Геологические формации. Терминологический справочник в двух томах под ред. В.Ю.Забродина, Ю.А.Косыгина, В.А.Соловьева. М.Недра. 1982. 353 с.
81. Геология окраинных бассейнов М.: Мир. 1987. 464 с.
82. Геология юга Корякского нагорья // Отв. Ред. С.М.Тильман. М.: Наука. 1987. 167 с.
83. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Серия «Осадочные бассейны Востока России» (Авторы: А.Э.Жаров, Г.Л.Кириллова, Л.С.Маргулис, Л.С.Чуйко, и др.) Отв.ред. Г.Л.Кириллова. Владивосток: ДВО РАН. 2004. 220 с.
84. Геосинклиальный литогенез на границе континент-океан, М., Наука, 1987, 176 с.
85. Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России):систематический состав, возраст, статиграфическое и флорогенетическое значение. Тр.ГИН РАН. Вып.529. М.: ГЕОС. 1999. 122 с.
86. Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Новые данные по палеонтологической характеристике олигоцена в разрезе п-ва Ильпинский (северо-восточная Камчатка) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2007. Т.15. № 2. С. 119-123
87. Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Волобуева В.И., Музылев Н.Г., Таривердиева Т.И., Фрегатова Н.А. Планктон в палеогене полуострова Ильпинский//Изв.АН СССР. Сер.геол. 1988₁. № 10. С.85-91
88. Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Волобуева В.И., Л.П.Красный Наннопланктон в палеогене Корякского нагорья // Доклады АН СССР. 1988₂. Т. 299. № 5. С.1198-1201
89. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС. 2002. 225 с.
90. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток. Дальнаука. 2006. 239 с.
91. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны – фрагменты раннемеловой азиатской окраины // Тихоокеанская геология. 1995. Т.14. № 2. С.13-26
92. Гончаров М.А. Механизм геосинклиального осадкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.

93. Гофман Е.А., Ломизе М.Г., Рихтер В.Г., Хаин В.Е. Некоторые черты геологического развития северо-западного Кавказа в нижней и средней юре // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1960. № 4. С.43-57
94. Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М.: Недра. 1980. 640 с.
95. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Пральникова И.Е., О кингвиеемской свите // Тихоокеанская геология. 1992. № 1. С.89-95
96. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1987. С. 132-159
97. Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е., Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59-69
98. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений и их тектоническое значение // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука. 1987. С. 243-298.
99. Гроссгейм В.А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья // Труды ВНИГРИ. В. 180. Ленинград, Ленинградское отд.: Гостоптехиздат. 1961. 376 с.
100. Гроссгейм В.А. Некоторые черты петрографии и палеогеографии геосинклинальных формаций (на примере Кавказской складчатой области) // Доклады АН СССР. Сер.геол. 1959. № 7. С.60-75
101. Джафаров И.С., Керимов В.Ю., Шилов Г.Я. Шельф, его изучение и значение для поисков и разведки скоплений нефти и газа. Санкт-Петербург: Недра. 2005. 384 с.
102. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж., Породообразующие минералы. Т. 1-2. 1965 103.
104. Дмитриевский А.Н., Томилова Н.Н., Юрова М.П., Рудов А.А. Вулканогенные природные резервуары Якутии (Хапчагайский мегавал Вилюйской синеклизы). М: ГЕОС. 2002. 80 с.
105. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С.94-106
106. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы (смектит, смешанослойные образования). Тр.ГИН АН СССР. Вып.446. М.: Наука, 1990. 214 с.
107. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. Труды ГИН АН СССР. Вып. 465. М.: Наука. 1991. 176 с.
108. Дюфур М.С. Методологические и теоретические основы фациального и формационного анализов. Ленинград. изд. Ленингр. Университета. 1981.159 с.
109. Егоров А.И., Кизильштейн Л.Я. К вопросу о ботанической принадлежности остатков растений-углеобразователей изнижнеюрских угольных месторождений Баксанского угленосного района // Авторефераты научно-исследовательских работ за 1960 г. Ростов. Изд.Ростовского Ун-та. 1961. С.105-106
110. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Южно-Сахалинск. Сахалинское книжное издательство. 2004. 192 с.
111. Жаров А.Э., Брагин Н.Ю., Речкин А.Н., Стратиграфия меловых раннепалеогеновых аккреционных комплексов Тинино-Анивского полуострова,

- Южный Сахалин// Стратиграфия, Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С.87-105
112. Захаров В.А., Курушин Н.И., Похилайнен В.П. Палеобиогеографические критерии геодинамики террейнов Северо-Восточной Азии в мезозое// Геология и геофизика. 1996. Т.37. № 11. С.3-22
113. Зесашвили В.И. К зональному расчленению юрского сланцевого комплекса на Восточном Кавказе//Тр.Геол.ин-та Груз.ССР. 1979₁. Вып.65. С.12-32
114. Зесашвили В.И. Состояние изученности и основные проблемы стратиграфии юрских отложений Кавказа. //Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР. 1979₂. Вып. 65. С. 120-131
115. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М., Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. М.: Недра. 1990. 334 с.
116. Зябрев С.В., Стратиграфическая летопись кремнисто-терригенного комплекса хр.Хехцир и кинематика асимметричных складок – индикаторы субдукционной аккреции// Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. № 1. С.76-84
117. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-Западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса. Сихотэ-Алинь: Стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения// Тихоокеанская геология. 2005. Т.24. № 1. С.45-58
118. Иванов В.В., Похилайнен В.П. Меловые отложения южной части Пенжинского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР, Тр.СВКНИИ, вып.49, Магадан, 1973. С.70-107
119. Иванов Г.И. Литологические особенности ниже- и среднеюрских отложений Северной Осетии и Дагестана // Тр.по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа. Вып. XI. Ставропольское книжное издательство: 1964. С.17-40
120. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис, Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль. 1987. 206 с.
121. Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции Япономорского региона в мезозое//автореферат дисс.докт.геол-мин.наук, Владивосток. 2003. 52 с.
122. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука. 2006. 258 с.
123. Кемкин И.В., Каметака М., Коджина С. Фаунистические свидетельства последовательной аккреции палеоокеанических фрагментов Таухинского террейна (южный Сихотэ-Алинь)//Тихоокеанская геология. 2001. Т.20. № 1. С.72-84
124. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о раннемеловом аккреционном комплексе в бассейне р.Черная // Тихоокеанская геология. 1993. № 1. С.140-143
125. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня//Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С.31-42
126. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на востоке России с глобальными событиями// Тихоокеанская геология. 1997. № 6. С.3-20
127. Кириллова Г.Л. Мел востока России, седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат. Владивосток: Дальнаука, 2000. 94 с.
128. Кириллова Г.Л. Структура юрской аккреционной призмы в Приамурье: аспекты нелинейной геодинамики // ДАН. 2002.Т.386. № 4. С.515-518
129. Кириллова Г.Л., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Корреляция геологических и биологических событий в меловых бассейнах юго-восточной России //Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 3. С. 38-49

130. Кириллова И.В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости// Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР. 1962. С.78-109
131. Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция андриановского шва (Срединных хребет, Камчатка). Геотектоника. 2004. № 4. С.60-94
132. Киссин И.Г. Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процесс // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С.85-104
133. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек (ред. М.А.Семихатов, Н.М.Чумаков). М.: Наука. Тр.ГИН РАН. 2004. В.550. 299 с.
134. Книппер А.Л.
135. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и южной Коряки. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир. 2003. 256 с.
136. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов полуострова Ильпинский// Геотектоника. 1992. № 5. С.78-95
137. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л. О палеомагнитной зональности в северо-западной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Доклады РАН. 19971. Т.356. № 4. С.499-503
138. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л. Палеомагнетизм северо-западной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья)// Физика Земли. 19972. № 7. С.81-91
139. Константиновская Е.А. Восточная Камчатка в позднемеловое время. Автореферат дисс.канд.геол.-мин.наук. М.: ГИН РАН. 1992. 28 с.
140. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир. 2003. 224 с.
141. Конюхов А.И. Осадочные бассейны пассивных окраин, сформированные отложениями речных дельт и подводных конусов выноса // Литол. и полезн. ископ. 2008. № 6. С. 563-577
142. Конюхов А.И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра. 1987. 222 с.
143. Конюхов И.А., Крымгольц Г.Я., Безбородов Р.С. К стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана // Уч. зап. ЛГУ. № 209. Сер.геол. Вып.7. 1956. С.3-30
144. Копелиович Л.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Труды ГИН АН СССР. Вып.121. М.: Наука. 1965. 312 с.
145. Копорулин В.И. Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М: Наука, 1992. 126 с.
146. Копорулин В.И., Вознесенский А.И. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений Пенжинской губы // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 6. С.65-77
147. Кориковский С.П. Изменения состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М.: Наука., 1973. С. 71-95
148. Кориковский С.П., Путиш М., Закариадзе Г.С., Дюрович В. Альпийский анхиметаморфизм пород оболочки инфрататрикума Западных Карпат: составы аутигенных и кластогенных мусковит-фенгитов как индикатор температурных ступеней // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С.578-592
149. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилнойской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 204 с.

150. Коссовская А.Г., Тучкова М. И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород// Литология и полезные ископаемые, 1988, № 2, С.8-24
151. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья // Доклады АН СССР. 1955. Т.103. № 6. С.1085-1088.
152. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1963. № 7. С.3-18
153. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука. 1971 (Труды ГИН АН СССР. Вып.221). С.9-34
154. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М: Наука, 1975. С. 19-34
155. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на континентах и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С.15-30
156. Косыгин Ю.А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации // Геология и геофизика. 1964. № 7. С. 3-12
157. Косыгин Ю.А. и др., Иерархия геологических объектов и тектоника // ДАН. Сер.геологическая. 1972. Т. 207. № 2. С. 411-414.
158. Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной сферы и биосферы. М.: Наука. 1985. 239 с.
159. Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана (Тр.ГИН АН СССР. Вып.429). М.: Наука. 1988. 1200 с.
160. Крестников В.Н. К вопросу об аркозовых песчаниках в верховьях рек Алазани и Стори (ГССР) // Доклады АН СССР. Нов. Сер. 1947. Т. VIII. № 1. С.109-111
161. Кринари Г.А., Королев Э.А., Пикалев С.Н. Вулканокластический материал в палеозойской толще Татарстана: методы выявления и роль в нефтедобыче // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Материалы 5 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГУрО РАН. 2002. С.100-102
162. Кринари Г.А., Королев Э.А., Пикалёв С.Н. Вулканокластический материал в палеозойской толще Татарстана: методы выявления и роль в нефтедобыче // Литосфера. 2003. № 1. С.27-38
163. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра. 1992. 240 с.
164. Кузнецов С.С. Геологическое строение срединной части северного Кавказа и связи с некоторыми вопросами ее металлогении// Геология и полезные ископаемые срединной части Центрального Кавказа. М.: Изд. АН СССР. 1956. С.148-285
165. Курносов В.Б., Гептнер А.Р., Петрова В.В. Гидротермальный литогенез// Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир. 2004. С.272-306
166. Куюльский офиолитовый террейн, под ред.С.Д.Соколова и А.И.Ханчука. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
167. Леонов Ю.Г. Нижнеюрские и ааленские отложения восточной части Центрального Кавказа // Сов. геология. 19671. № 8. С. 61-77
168. Леонов Ю.Г. Тектоника ниже-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа. // Геотектоника. 19672. №3. С. 32-48

169. Лисицин А.П. Литология литосферных плит. // Геология и геофизика. 2001. Т.42. № 4. С.522-559
170. Лисицин А.П. Литология литосферных плит. Мат-лы 7-ой Международной конференции по тектонике плит им.Л.П.Зоненшайна. Тезисы докладов. М.: Научный мир. 2001. С.17-19
171. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука. 1978. 392 с.
172. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
173. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.
174. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы “живого океана” // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15–48.
175. Лисицын А.П., Демина Л.Л., Гордеев В.В. Геохимический барьер река-море и его роль в осадочном процессе // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 32–48.
176. Логвиненко Н.В. Литогенез и тектоника плит, статья 1 // Известия АН СССР. Сер.геол. 1980. № 5. С. 104-112.
177. Логвиненко Н.В. Литогенез и тектоника плит, статья 2 // Известия АН СССР. Сер.геол. 1982. № 10. С. 98-105
178. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
179. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра. 1987. 237 с.
180. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород. Л.: Недра, 1986, С.240
181. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника, 2001. № 4. С.78-92
182. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Геодинамика окраины Тетиса к началу формирования байосской порфиритовой серии (амагматическая фаза субдукции) // Труды ГИН АН Грузии. Нов. Сер. В.117. 2002. С.358-369
183. Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Лтд. 1995. 174 с.
184. Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана // Тр. Института геологии АН АзССР. Баку: Изд. АН АзССР. 1969. 256 с
185. Мазарович А.О. Строение дна Мирового океана и окраинных морей России. Учебное пособие. М.: ГЕОС. 2006. 192 с.
186. Мазор Ю.Р., Матвеев А.К. Изменения углей и вмещающих их пород // Литол.и полезн.ископ. 1974. № 6. С.68-80
187. Макридин В.П., Камышан В.П. Стратиграфическое распределение брахиопод в юрских отложениях Западной и Центральной частей Северного Кавказа // Тр.по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа. Вып. XI. Ставропольское книжное издательство: 1964. С.54-61
188. Малиновский А.И. Геохимия и минералогия песчаников молассовой формации Олюторского прогиба (Восточная Камчатка) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток. ДВНЦ АН СССР. 1985. С.128-142
189. Малиновский А.И. Песчаники Олюторского прогиба Восточной Камчатки как показатель тектонической обстановки осадконакопления // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации современного Дальнего Востока, Владивосток, ДВО АН СССР. 1987. С.110-129

190. Малиновский А.И. Псефиты молассы Олюторского прогиба Восточной Камчатки// Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 1990. С.55-89
191. Малиновский А.И. Мел-Кайнозойская история Олюторского прогиба Восточной Камчатки (на основании изучения молассовой формации) // Геологическая эволюция и строение Азиатского континента. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1991. Ч.4. С.47-48
192. Малиновский А.И., Маркевич П.В., Тучкова М.И. Тяжелые обломочные минералы терригенных пород как индикаторы геодинамических обстановок в палеобассейнах орогенных областей востока Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. В.8. С.97-111
193. Малиновский А.И., Тихонова В.И., Трушкова Н.В. О двух типах источников сноса при формировании Олюторского прогиба Восточной Камчатки // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 82-88
194. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра. 1988. 293 с.
195. Маркевич В.С. Меловая палинофлора Востока Азии. Владивосток: Дальнаука. 1995. 205 с.
196. Маркевич П.В., Коновалов В.П. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня: некоторые итоги и проблемы седиментологических исследований // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 6. С.80-91
197. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филлипов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня, Владивосток, Дальнаука. 2000. 280 с.
198. Маркевич П.В., Малиновский А.И. Тяжелые обломочные минералы как критерий идентификации островодужных обстановок в палеобассейнах орогенных областей Дальнего Востока // Доклады РАН. 2006. Т.409. № 1. С.85-89
199. Маркевич П.В., Чудаев О.В. Геосинклинальное осадконакопление Сихотэ-Алиня и Камчатки – два пути развития // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука. 1983. С.215-220
200. Маркевич П.В., Чудаев О.В. Состав песчаников флиша Сихотэ-Алиня и Камчатки и палеотектонические условия его образования // Доклады АН СССР. 1979. Т.246. № 2. С.428-431
201. Маркевич П.В., Чудаев О.В. Минеральный состав песчаных и глинистых пород геосинклинальных формаций Восточной Камчатки // Геологическая история Берингова моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1981. С.83-94
202. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея южного Урала) // Литол. и полезн. ископ. 2003. № 5. С. 502-525
203. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие. Екатеринбург, : Изд-во УГГУ. 2005. 289 с.
204. Маслов А.В., Летникова Е.Ф., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Крупенин М.Т., Туркина О.М., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Дмитриева Н.В. Глинистые сланцы рифея южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: основные литохимические характеристики // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Материалы 7 Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург. ИГГУрО РАН. 2006. С.175-183
205. Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника. 1989. 335 с.
206. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза: Учебное пособие. Минск: БГУ, 2000. 255 с.
207. Мейсон Б. Основы геохимии. М.: Недра. 1971. 312 с.

208. Методы изучения осадочных пород. (под ред. Н.М.Страхова, Г.И.Бушинского, Пустовалова Л.В., и др.). М.: Гос.научн-техн.изд-во литературы по геологии и охране недр. 1957. Т.1. 611 с.
209. Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГУро РАН. 2002. 190 с.
210. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа // Очерки региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ. 1963. Вып.8. 357 с.
211. Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит // Новая глобальная тектоника. М.: Мир. 1974. С.243-265
212. Мокринский В.В., Вальц И.Э., Власов В.М., и др. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. М.-Л.: Наука. 1965. 223 с
213. Мокринский В.В., Вальц И.Э., Власов В.М., Ишина Т.А., Просвирякова З.П. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. М.-Л.: Наука. 1965. 223 с.
214. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки (отв.ред.С.Д.Соколов). Тр.ГИН РАН. В.523. М.: ГЕОС. 2001.201 с.
215. Муравьев В.И. Карбонаты терригенных пород – индикаторы стадий постседиментационного преобразования // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука. 1971. С.145-153
216. Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука. 1996. 262 с.
217. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука. 1984. 136 с
218. Неелов А.Н. Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия // Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты. 1977. С.96-105
219. Неелов А.Н., Сочава А.В., Милькевич Р.И., Подковыров В.Н., Горлицкий Б.А., Ивановская А.В., Старцев О.А. Петрохимия осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия. Ленинград: Наука. Лен.отд. 1983. 256 с
220. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. Тр.ГИН АН СССР. Вып.280. М.: Наука. 1976. 159 с.
221. Неручев С.Г. Об условиях накопления угленосных плинсбахских отложений в центральной части северного склона Кавказа и Предкавказья // ДАН СССР. 1960. Т.134. №1. С. 19-34
222. Несвит Д.С., Геология и нефтегазоносность Ильпинского полуострова на восточном побережье Камчатки // Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л.: ВНИГРИ. 1967. Вып. 254 а. С.115-144
223. Нефтегазоносность осадочных формаций. М. Наука, 1987. 240 с.
224. Нечаев В.П., Деркачев А.П. Особенности осадконакопления // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука. 1989. С.50-66
225. Нуцубидзе Н. Нижнеюрская фауна Кавказа. Тр.ГИН АН ГССР. Нов. Сер. Вып.8. Тбилиси. Мецниереба. 1966. С. 225-235
226. Обстановки осадконакопления и фации, ред. Х.Рединг, Т. 1. М.:Мир.1990. 352 с.
227. Обстановки осадконакопления и фации, ред Х.Рединг, Т. 2. М.:Мир, 1990. 384 с.
228. Окнова Н.С. Литогенез, тектоника плит и нефтегазообразование // Литология и палеогеография. Вып. 5. Сб.научных трудов, посвященный 80-летию проф.Н.В.Логвиненко, ред. В.Н.Шванов, Э.И.Сергеева. СПб.: Изд. С.-Петербургского Ун-та. 1997. С.125-164

229. Омеляненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др. О содержании понятия серицит // Изв АН СССР. Сер.геол. 1982. № 5. С.69-87
230. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция (ред.Ю.Г.Леонов, Ю.А.Волож) Тр.ГИН РАН. В.543. М.: Научный мир. 2004. 526 с.
231. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
232. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра. 1976. С. 154-207.
233. Панов Д.И. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа. // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд. МГУ. 1978. С. 153-164.
234. Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. В. 1. С. 13-24
235. Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) // Бюлл. МОИП, Отд. геол. 1997. Т. 72. В. 5. С. 46-55.
236. Панов Д.И. Северная окраина Тетиса в юрское и меловое время (Кавказский сегмент) // 7-ая Межд.конференция по тектонике плит им Л.П.Зоненшайна. Тез.докл. М.: Научный мир. 2001. С.270-272
237. Панов Д.И. Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа. Механизм и время ее формирования. // Сборник научных трудов Северо- Кавказского госуд. технич. ун-та. Серия «Тектоника и геодинамика». В. 1. Ставрополь. 2002. С. 60-70
238. Панов Д.И. Проблема корреляции ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 1. С. 64-77
239. Панов Д.И. Тектоническое районирование Кавказа на раннеальпийском этапе его развития (ранняя и средняя юра). // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. серия. Вып. 119. Тбилиси. 2004. С. 179-187
240. Панов Д.И. Проблемы раннеальпийской геологии Кавказа // Современные проблемы геологии (Труды ГИН РАН, В. 565). М.: Наука, 2004. С. 392-412.
241. Панов Д.И., Гуцин А.И. Региональная стратиграфическая схема расчленения ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Историческая геология. Итоги и перспективы. М.: Изд. МГУ. 1987. С. 82-96
242. Панов Д.И., Гуцин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней-и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение ниже-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С.124-139
243. Панов Д.И., Гуцин А.И. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 48-64
244. Панов Д.И., Леонов Ю.Г. Основные вопросы стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана // Тр. ВНИИГаз. Вып. 7(15). Л.: Гостоптехиздат. 1959. С. 59-87
245. Панычев И.А., Егоров Д.Ф. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, лист Q-58-III,IV. М.: Недра. 1966. 258 с.
246. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск. 1984. 192 с.

247. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др., Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
248. Парфенов Л.М., Натапов А.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78
249. Пергамент М.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки (Пенжинский район). Тр.ГИН АН СССР. 1960. В.39. 147 с.
250. Пергамент М.А., Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки (Пенжинский район). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 147 с.
251. Петрова В.В. Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе (силикаты, алюмосиликаты, гидроксиды). Труды ГИН РАН. Вып.525. М.: ГЕОС. 2005. 247с.
252. Петросьянц М.А., Ясаманов Н.А. Климатические условия юрского периода Кавказа и Западной Европы по данным палеотермометрии и содержанию пыльцы хейролепидиевых // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1983. № 2. С.126-130
253. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир. 1976. 536 с.
254. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы (ред. И.М.Симанович). М.: Недра. 1981. 751 с.
255. Полянский Б.В. Мезозойские угленосные фации северной окраины Мезотетиса. М.: Недра. 1987. 414 с.
256. Похиалайнен В.П. Сравнительная характеристика некоторых разнофациальных разрезов неокома Анадырско-Корякской складчатой области // Тр.СВКНИИ. ДВНЦ. Вып.37. Магадан. Магаданское книжн.изд-во. 1970. С.11-139
257. Похиалайнен В.П. Альб-сеноманские моллюски моря Моури и его аналогов на севере Тихого океана// Тихоокеанская геология. 1985. № 5. С.15-22
258. Похиалайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
259. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты. 1970. 115 с.
260. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Ленинград: Наука. Ленингр.отд. 1980. 152 с.
261. Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М.: Наука. 1983. 208 с.
262. Проблемы нефтегазоносности Кавказа // М.: Наука. 1988.
263. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Т. 1-2. М.-Л.: Гостоптехиздат. 1940. Т. 1. 476 с. Т. 2. 420 с.
264. Радзивилл А.Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южно-Анхойского хребта. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан.: Магаданское книжное издательство. 1964. Вып. 17. С.57-62
265. Резников А.П., Кизильштейн Л.Я. Новые данные к стратиграфии нижнеюрских отложений среднего течения р.Баксан // Авторефераты научно-исследовательских работ за 1960 г. Ростов. Изд.Ростовского Ун-та. 1961. С.104-105
266. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М. Недра. 1981. 439 с.
267. Ренгартен Н.В., Старостина З.М. Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа // Геология и полезные ископаемые срединной части Центрального Кавказа, М.: Изд.АН СССР. 1956. С.83-147.

268. Рипун М.Б., Лагола П.М. К методике определения минеральных типов песчаных пород по их химическому составу // Геология и геохимия горючих ископаемых. 1977. Вып.48. С.78- 85
269. Розен О.М. Древнейшие терригенные породы Земли. Расчет исходного минерального состава и типизация условий литогенеза // Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты. 1977. С.79-91
270. Розен О.М. Карбонатные и известково-силикатные метаморфические породы (обзор вариаций состава в связи с разработкой классификации) // Известия ВУЗов, геология и разведка. 1994. № 6. С.19-30
271. Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Известия ВУЗов: Геология и разведка. 1999. №1. С.21-35
272. Розен О.М., Димрот Э. Древние метаморфизованные граувакки в основании континентальной коры: исследование первичного минерального состава (на примерах Канады и СССР) // Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука. 1982. С.115-178
273. Романовский С.И. Литогеодинимический анализ угленосных и турбидитных формаций. Методические рекомендации. Ленинград. 1990. 116 с.
274. Романовский С.И. Прямая задача литогеодинимики // Доклады АН СССР. 1991. Т.319. № 2. С.442-446
275. Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра. 1988. 240 с.
276. Ронов А.Б. Закономерности позднепротерозойской седиментации на Русской платформе // Литол. и полезн.ископ. 1983. № 6. С.108-135
277. Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород // Химия земной коры. Т.1. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С.201-252
278. Ростовцев К.О., Никанорова Л.А. Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре// Советская геология. 1970. № 5. С.3-19
279. Рухин Л.Б. Основы литологии. Ленинград-Москва, Гостоптехиздат. 1953. 672 с.
280. Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Ленинград.: Гостоптехиздат. 1962. 628 с.
281. Садовский А.И. Новые данные по стратиграфии и тектонике мезозойских отложений нижнего течения р.Колымы // Геология и геофизика. 1962. № 8. С.114-117
282. Садовский А.И., Гельман М.Л. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. Л.: 1970. 84 с.
283. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Ленинград.: Недра. 1967. 563 с.
284. Сальников Б.А., Сальникова Н.Б., Туренко Т.В., Корреляция угленосных толщ в морских отложениях Северо-Западной Пацифики. Континентальный мел СССР. Владивосток, 1990. С.167-175
285. Сахно В.Г., Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Вулканические дуги. В: Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука. 1989. С.6-14
286. Сергеева Э.И. Развитие литологических исследований и новые фундаментальные проблемы осадочной геологии в начале XXI века // Материалы конференции «Науки о Земле и образование» 18-20 декабря 2006 г. СПб.: 2006. С.177-179

287. Сергеева Э.И. Теория литогенеза (учебное пособие). СПб.: Изд-во СанктПетербургского Университета. 2005. 140 с.
288. Сергеева Э.И. Теория литогенеза. Учебное пособие. С-Пб: Изд-во С-ПбГУ. 2005. 140 с.
289. Серова М.Я. Планктонные фораминиферы верхнепалеоценовых отложений полуострова Говена // Вопросы микропалеонтологии. 1970. Вып. 13. С. 168-179
290. Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена северной Пацифики (Тр. Палеонтологического института. Т.279). М.: Наука. 215 с.
291. Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Аннуйского шовного прогиба (Западная Чукотка) // Геотектоника. 1970. № 5. С.56-68
292. Сеславинский К.Б. Южно-Аннуйская сутура (Западная Чукотка) // ДАН СССР. 1979. Т.249. № 5. С.1181-1185
293. Сизых В.И., Синцов А.В., Лобанов М.П., Коваленко С.Н. Механизм формирования нефтегазоносных залежей в поясах шарьяжных покрытий // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО». 2001. С.118-119
294. Симанович И.М., Тучкова М.И. Постдиагенетические преобразования терригенных комплексов в складчатых и платформенных областях: сравнительный анализ // Литосфера. 2010. № 4. С. 3-17
295. Симанович И.М. Катагенетические и посткатагенетические преобразования осадочных комплексов в складчатых зонах // Материалы Всероссийской научной конференции «Геология, Геохимия, Геофизика на рубеже XX и XXI веков». Т.1 «Тектоника, стратиграфия, литология». М.: ООО «Связь-принт». 2002. С.201-202
296. Симанович И.М. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов в складчатых областях: структуры пород и кливаж // Литол. и полезн.ископ. 2007. № 1. С.84-92
297. Симанович И.М. Минералогия и петрография рифейских отложений Московского грабена // Литол.и полезн.ископ. 2000. № 5. С.533-543
298. Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука. 1978. 156 с.
299. Симанович И.М. Эволюция типоморфных особенностей обломочного кварца в постседиментационных процессах // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М. Наука. 1975. С. 171-177
300. Симанович И.М., Головин Д.И., Буякайте М.И., Виноградов В.И. и др. О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) // Литология и полезн.ископ. 2004. № 6. С.638-650
301. Симанович И.М., Япаскерт О.В. Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестн.МГУ. Сер.4. Геология. 2002. № 6. С.20-31.
302. Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.и др. Интерпретация геохимических данных, под ред. Е.В.Склярёва М.: Интернет Инжиниринг. 2001. 288 с.
303. Славин В.И. Новые данные о геологическом строении района Красной поляны и прилежащих частей Главного Кавказского хребта // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1958. № 6. С.31-45
304. Славин В.И. Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта // Доклады АН СССР. Т. 134. № 5. 1960. С. 1184-1187
305. Соболев Р.Н., Фельдман В.И. Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов. М.: Недра. 1984
306. Соколов Б.А., Холодов В.Н. Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов – новое направление геологии // Отечественная геология. 1993. № 11. С.64-75

307. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы // Геотектоника. 2003. С. 3-19
308. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1992. (Труды ГИН, Вып. 479). 182 с.
309. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: понятийная база, проблемы и перспективы // Проблемы глобальной геодинамики, под ред. Рундквиста Д.В. Материалы теоретического семинара ОГТГГН РАН. Вып. 2. М.: РАН. 2003. С.32-56
310. Соколов С.Д. Континентальная аккреция, террейны и нелинейные эффекты в геодинамике Северо-Востока России (тектонические и геодинамические феномены). М.: Наука. 1997. С.42-69
311. Соколов С.Д. Формирование активных континентальных окраин и вертикальная аккреция. // Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука. 2002. С.147-173
312. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка) // Доклады РАН. 2001. Т.376. № 1. С.80-84
313. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент - Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Тр. ГИН РАН. Вып. 515. М.: Наука. 1999. С. 30-84
314. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С.68-80
315. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В., Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Доклады РАН. 1998. Т.360. № 5. С.666-668
316. Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2001. Т.9. № 3. С.89-100
317. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1998. Т.6. № 4. С.92-105
318. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. О скоростях формирования коллизионных надвигов (Лесновский надвиг, Северная Камчатка) // Бюлл. МОИП. Отд.геол. 2001. Т.76. Вып. 5. С.29-32
319. Соловьев Г.И., Берлибле Д.Г., Кононов В.А. и др. Отчет о групповой геологической съемке левобережья р.Малый Ануй, фонды пос.Билибино, 1979
320. Соловьев Г.И., Кононов В.А., Педанюк Г.И. и др., Отчет о групповой геологической съемке и доизучения территории бассейна р.Мачваваам, фонды пос.Билибино, 1981
321. Соловьева Н.А., Япаскерт О.В. Литологические критерии различия отложений дельт и глубоководных конусов в складчатых палеозойских толщах (верхоянский комплекс) // Доклады АН. 1994.Т.33.№6.С.771-773
322. Сорокин В.М., Шлыков В.Г., Лукша В.Л. Провинции терригенных минералов континентальных окраин Средиземного моря // Литол. и полезн.ископ. 1995. № 5. С.462-472
323. Справочник по литологии (под ред Н.Б.Вассоевича) М.: Недра. 1983. 509 с.
324. Станкевич Е.С. О стратиграфии нижней и средней юры бассейна реки Пшехи на северо-западном Кавказе // Вестник Ленинградского Университета. 1957. №24. С.65-68

325. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР (сост. Паракецов К.В., Паракецова Г.И.). М.: Недра. 1989. 298 с.
326. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Т.1. 212 с.; 1960. Т.2. 574 с.; 1962. Т.3. 550 с.
327. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.1: Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Наука. 1960. с.665
328. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостоптехиздат. 1963. 535 с.
329. Страхов Н.М., Логвиненко Н.В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // Доклады АН СССР. 1959. Т. 125. № 2. С. 389-392
330. Сэлли З.Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра. 1989. 294 с.
331. Талицкий В.Г. Механизмы деформаций и структурообразование в неоднородной геологической среде (на примере происхождения структур малых форм) // Автореф. дисс.доктора геол.-мин.наук. М.: Изд-во МГУ. 1992. 36 с.
332. Талицкий В.Г., Галкин В.А., Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника. 1988. № 5. С.15-24
333. Тильман С.М.Тектоническое строение Приколымья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское книжное изд-во. 1958. № 13. С.23-34
334. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск.: Наука, 1973₁. 325 с
335. Тильман С.М. Особенности орогенного развития тихоокеанских мезозойд // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан.: Книжное Издательство. 1973₂. С. 23-33.
336. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука. 1980. 285 с.
337. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука. 1982. С.5-30
338. Тильман С.М., Егоров Д.Ф. Новые данные по стратиграфии и тектонике правобережья р.Колымы в ее нижнем течении // Доклады АН СССР. 1957. Т. 113. № 2. С. 421-424.
339. Тильман С.М., Сосунов Г.М. Некоторые особенности развития Чукотской геосинклинальной зоны в нижнем триасе // Доклады АН СССР. 1960. Т.130. № 4. С.834-837
340. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука. 1969. Труды ГИН АН СССР. Вып. 197. 232 с.
341. Типоморфизм минералов. Справочник, под ред .В.Чернышевой. М.: Недра. 1989. 560 с. Группа мусковита – С.299-312
342. Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука. 1989. 269 с.
343. Ткачев Ю.А., Юдович Я.Э. Статистическая обработка геохимических данных (методы и проблемы), Ленинград: Наука. Ленингр.отд.1975. 233 с
344. Топчишвили М.В. Стратиграфия лейасовых отложений юго-западной периферии Дзирульского массива // Сообщ. АН ГрузССР. 1965. Т.40. № 1. С. 113-118
345. Топчишвили М.В. Зональное расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Большого Кавказа в пределах Грузии по аммонитам // Сообщ. АН ГССР. 1987. Т.127. № 2. С.309-312
346. Тучков И.И.Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М.: Наука. 1973. 207 с.

347. Тучкова М.И. Эпигенетическая зональность в ниже-среднеюрских отложениях Центрального Кавказа // Литол. и полезн. ископ. 1998. № 3. С.280-291
348. Тучкова М.И. Ранне-среднеюрский осадочный бассейн Большого Кавказа: осадконакопление и история развития // Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. М.: Изд. МГГА. 20001. С.67-69
349. Тучкова М.И. Состав песчаников как показатель развития Кавказского бассейна (ранняя и средняя юра) // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Тез. докладов. М.: ГЕОС. 2000 2. С.320-323
350. Тучкова М.И. Постседиментационные преобразования ниже-среднеюрских песчаных пород Большого Кавказа // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия, Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания. М.: Изд. МГУ. 2003. С.155-157
351. Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И., Головин ДИ, Галускина И.О., Покровская Е.В. Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76-96
352. Тучкова М.И., Брагин Н.Ю., Крылов К.А. Ассоциации глинистых минералов в составе триас-нижнемеловых отложений Дальнегорского опорного разреза (южный Сихотэ-Алинь) // Литол. и полезн. ископ. 2004. № 2. С.185-199
353. Тучкова М.И., Карпова Г.В., Покровская Е.В. Ассоциации аутигенных глинистых минералов в песчаниках нижней и средней юры Большого Кавказа // Бюлл.МОИП. Отд.Геол. 2004. Т.79. Вып.3. С.53-66
354. Тучкова М.И., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Маркевич П.В. Вопросы седиментации в раннемеловом преддуговом бассейне - Айнынский террейн (Пенжинская губа, Северная Камчатка) // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: изд-во ЯНЦ СО ЗАН. 1999. С.127-130
355. Тучкова М.И., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Маркевич П.В. Особенности раннемеловой седиментации в Пенжинском преддуговом бассейне // Тихоокеанская геология. 20031. № 3. С.93-106.
356. Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А., Копорулин В.И., Григорьев В.Н. Минералого-петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской Губы // Литология и полезные ископаемые. 20032. № 3. С.237-250.
357. Тучкова М.И., Макаров Ю.В. Осадконакопление в ранне-среднеюрском осадочном бассейне Большого Кавказа // Флиш и флишоидные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия). М.: ГИН РАН. 1994. С.80-90
358. Тучкова М.И., Морозов О.Л., Катков С.М. Нижне-среднетриасовые отложения р.Энмынвеем (Западная Чукотка) // Литол.и полезн.ископ. 2007. № 5. С. 1-17
359. Тучкова М.И., Морозов О.Л., Акименко Г.И., Катков С.М. Результаты литологических исследований опорного разреза ниже-среднетриасовых отложений (Западная Чукотка) // Доклады АН. 2008. Т.. № 7. С.
360. Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в раннем и среднем мелу // Геотектоника. 1996. № 2. С.74-89
361. Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т.3. № 3. С.64-75
362. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Култухинская «свита» - тектоно-стратиграфический комплекс юрско-берриасской аккреционной призмь Западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2004. Т.23. № 4. С.43-53

363. Филлипов А.Н., Нечаев В.П., Екимова Н.И. Обломочные тяжелые минералы пермско-мезозойских кремневых и кремнево-глинистых пород в аккреционных комплексах Сихотэ-Алиня // Литол.и полезн.ископ. 2006. № 3. С.258-278
364. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений . М. Недра, 1984. 222 с.
365. Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд МГУ. 1965. 180 с.
366. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Изд. МГУ. 1995. 480 с.
367. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Изд. второе, испр. и доп., М.: КДУ. 2005. 560 с.
368. Халифа-заде Ч.М., Магомедов Я.М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа, М.: Наука. 1982. 276 с.
369. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика востока России в мезо-кайнозое и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука. 1999. С. 7-30
370. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В., Игнатьев А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 82-93.
371. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносое В.Б., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 108 с.
372. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое – раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука. 1989. С. 218-255.
373. Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литол.и полезн.ископ. 1987. № 6. С.3-18
374. Хворова И.В. Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии.М.: Наука. 1989. С.37-57
375. Хворова И.В., Серова В.В., Горбунова З.Н. Влияние речных выносов на глубоководное осадконакопление (на примере Центральной котловины Индийского океана) // Литол. и полезн.ископ. 1983. № 3. С.3-15
376. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. (Труды ГИН РАН. В.574). М.: ГЕОС. 2006. 608 с.
377. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука. 1983. 152 с.
378. Холодов В.Н. Эпигенетическое рудообразование и законы физико-химической наследственности. М.: ГЕОС. 2004. Тр.ГИН РАН. В.565. С.546-574
379. Худoley А.К. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины. Тектоника и эволюция осадочных бассейнов. СПб. Изд.СПбГУ. 2004. С.83
380. Цагарели Ал., Эристави М.С. Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя // Региональная палеогеография. Докл. МГК. XXI сессия. 1960. С. 130-137
381. Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.Наука. 1977. С.152
382. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие периокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое-раннем кайнозое. Тр. ГИН АН СССР. Вып.462. М.: Наука. 1991. 104 с.

383. Чамов Н.П. Вещественный состав мел-палеогеновых вулканогенно-осадочных пород Говенско-Карагинского блока (юг Корякского нагорья) // Литол. и полезн.ископ. 1996. № 4. С.393-405
384. Чамов Н.П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука. 2002. С. 38-55 (Тр.ГИН РАН, Вып. 542)
385. Чамов Н.П. Особенности седиментации в осадочных бассейнах разного геодинамического типа (от вред.Ю.Г.Леонов, Ю.А.Волож) // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. Тр.ГИН РАН. В.543. М.: Научный мир. 2004. С.106-158
386. Чамов Н.П., Басилян А.Э., Баринов К.Б. О развитии аккреционной призмы Каскадия (западная континентальная окраина Северной Амеики) // Геотектоника. 2001. № 4. С.68-77
387. Чамов Н.П., Курносков В.Б. Эпигенез осадков в аккреционной призме Каскадия на Западной континентальной окраине США // Литол.и полезн.ископ. 2001. № 5. С.509-525
388. Чехович В.Д. Геология и геодинамические обстановки формирования складчатого обрамления малых океанических бассейнов: Автореферат дисс. докт.геол.-мин.наук. М.:ИЛСАН. 1989. 41 с.
389. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука. 1993. 272 с.
390. Чистяков А.А., Бурлин Ю.К. Литологические ловушки нефти и газа в природных резервуарах, образованных в прибрежных условиях и на склонах континентальных окраин // Бюллетень МОИП. Отд.геол. 2006. Т.81. В.1. С.55-65
391. Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1979. 203 с.
392. Чихрадзе Г.А. О нижней границе лейаса в ущелье р. Ингури // Изв. Геол. об-ва Грузии. Т.3. Вып 1. 1963. С.71-72
393. Чудаев О.В. Распределение глинистых минералов в флишоидных отложениях Восточной Камчатки // Литол. и полезн.ископ. 1978. № 1. С.105-122
394. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С.58-70
395. Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литол. и полезн. ископ. 1992. № 6. С.94-106
396. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литол. и полезн. ископ. 1973. № 5. С.64-74
397. Шванов В.Н. Главные изменения химического состава осадочных пород в результате эпигенеза // Вестник ЛГУ. Сер.7. Геология и география. 1989. Вып.4. С.14-19
398. Шванов В.Н. Определение минеральных типов песчаных пород по их химическому составу // Советская геология. 1974. № 3. С.60-73
399. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. Л.: Недра. 1987. 269 с.
400. Шванов В.Н. Сравнительная оценка эффективности статистических методов обработки геохимических данных при сопоставлении разрезов палеозоя Зеравшано-Гиссарской горной области // Вестник ЛГУ. 1976. № 24. Геология и география. Вып.4. С.17-28
401. Шванов В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. СПб. Недра. 1992. 230 с.

402. Шванов В.Н., Медведева Л.К., Клишевич В.Л., Стратиграфические сопоставления по петрохимическим данным пород Кассанского комплекса в Чаткальском хребте // Изв.ВУЗов. Геология и разведка. 1987. № 6. С.3-10
403. Шлезингер А.Е. Генетические классы осадочных бассейнов и сеймостратиграфические параметры их выделения // <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dgggms/3-98/shlesinger.htm#p2>
404. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литол.и полезн.ископ. 1967. № 5. С.86-103
405. Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука. 1975. 110 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 278)
406. Эпигенез и его минеральные индикаторы М.: Наука. 1971. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 221)
407. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Ленинград.: Наука. Ленинград. отд. 1981. 276 с
408. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии // СПб.: Наука. 2000. 479 с.
409. Юра Кавказа. (отв.ред.К.О. Ростовцев). Тр. Междвед.стратиграф. комитета. Т.22. С.-Пб.: Наука, С.-Петербургское отделение, 1992. 192 с.
410. Япаскурт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С.3-30
411. Япаскурт О.В. Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В. Литология. Краткий курс. Изд.МГУ. 2004. 228 с.
412. Япаскурт О.В. Новые аспекты исследования процессов литогенеза // Вестник МГУ. Сер.4. геология. 1998. № 5. С.39-45
413. Япаскурт О.В. Основы учения о литогенезе. Учебное пособие. М.:Изд.МГУ. 2005. 379с.
414. Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС. 1999. 260с.
415. Япаскурт О.В. Проблемы теории постседиментационного литогенеза // Известия. Секция наук о земле РАЕН. 2005. В.13. С.39-54
416. Япаскурт О.В. Процессы постседиментационного преобразования отложений осадочных бассейнов // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир. 2004. С.213-271
417. Япаскурт О.В., Парфенова О.В., Косоруков В.Л., Сухов А.В. Генезис и стадияльные преобразования слюд и хлоритов в разных геодинамических условиях литогенеза // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 5. С. 3-12
418. Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника // Литосфера. 2003. № 1. С.39-53
419. Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Соловьева Н.А., Сорокин В.М., Шарданова Т.А. Исследование осадочных горных пород при составлении средне- и мелкомасштабных геологических карт нового поколения. Методические рекомендации. Часть 2. М.: Изд.МГУ. 1998. 162 с.
420. Япаскурт О.В.Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналией. М.: Недра. 1992. 224 с.
421. Ярошенко О.П. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. Труды ГИН АН СССР. Вып.117. М.: Наука. 1965.132 с.
422. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Ленинград: Гидрометеиздат. 1985. 295 с.

423. Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Наука. 1978. 223 с.
424. Abad I., Gutteriez-Alonso G., Nieto F., Gertner I., Becker A., Cabero A. The structure and the phyllosilicates (chemistry, crystallinity and texture) of Talas Ala-Tau (Tien-Shan, Kyrgyz Republic): comparison with more recent subduction complexes // *Tectonophysics*. 2003. V.365. P.103-127
425. Aitchison J.C., Landis C.A., Sedimentology and tectonic setting of the Late Permian – early Triassic Stephens Subgroup, Southland, New Zealand: an island arc-derived mass flow apron // *Sedimentary Geology*. 1990. V.68. P.55-74
426. Aronson J.L., Hower J. Mechanizm of burial metamorphism of argillaceous sediment; 2. Radiogenic argon evidence // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1976. V.87. P. 738-744.
427. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *Journal of Geology*. 1983. V.91. P. 611-627
428. Bin Zhu, Kidd W.S.F., Rowley D., Currie B.C., Shafique N. Age of Initiation of the India-Asia collision in the East-Central Himalaya // *The Journal of Geology*. 2005. V.113. P.265-285
429. Bond G.C., Kominz M.A., Sheridan R.E. Continental terraces and Rises, // *Tectonics of Sedimentary basin*, Ed. C.J.Busby, R.V.Ingersoll. 1995: Blackwell Sci Publ. P.149-178
430. Bouma A.H. Fine-grained, mud-rich turbidites systems model and comparison with coarse-grained, sand-rich systems, In: Bouma A.H., Stone C.G., eds *Fine-grained turbidites systems*, AAPG Memoir 72/SEPM Special Publication. № 68. P.9-20
431. Cipriani C., Sassi F.P., Scolari A. Metamorphic white mica: definition of paragenetic fields // *Schweiz.Miner.Petrogr.Mitt.* 1971. Bd. 51. Hf. 1. P.259-302
432. Collinson J.D., Thompson D.B. *Sedimentary structures*. 1989. Unwin Hyman LTD.207 p.
433. Coney P.J., Jones D.L., and Monger J.W.H., Cordilleran suspect terranes // *Nature*. 1980. V. 288. P. 329-333
434. Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L., The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // *Geochem.Cosmochim.Acta* 1994. V.59. P.2919-2940
435. Dickinson W., Suczek C. Tectonic and sand composition // *Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.* 1979. V.63. № 12. P.2164-2182
436. Dickinson W., Valloni R. Plate setting and provenance of sands in modern ocean basins // *Geology*. 1980. V.8. P. 82-86
437. Dott R.H. Wacke, greywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? // *Journ. Sedimentary Petrology*. 1964. V.34. P.625-632
438. Eynatten von H., Barcelo-Vidal C., Pawlowsky-Glahn V., Composition and discrimination of sandstones: a statistical evaluation of different analytical methods // *Journal of Sedimenray Researh*. 2003. V.73. № 1. P.47-57
439. Fujita K., Newberry T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // *Tectonophysics*. 1982. №. 89. № 1-3. P. 337-357
440. Garzanti E. The sandstone memory of the evolution of a Triassic volcanic arc in the southern Alps, Italy // *Sedimentology*. 1985. V.32. P.423-433
441. Garzanti E., Vezzoli G., Ando S., Paparella P., Clift P., Petrology of Indus River sands: a key to interpret erosion history of the Western Himalayan Syntaxis // *Earth and Planetary Science letter*. 2005. V.229. P.287-302
442. *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary consideration to mineral deposit-forming environments/* Ed. By D.Lentz. Geol. Ass.of Canada. 2003. 180 p.

443. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., et al., Geologic Time Scale 2004. International Commission on Stratigraphy, Cambridge University Press. 2004.
444. Greco M., Flint S., Wickens, Johnson S. Upward-thickening patterns and lateral continuity of Permian sand-rich turbidite channel fills, Laingsburg Karoo, South Africa // *Sedimentology*. 2003. V.50. P. 831-853
445. Harbert W., Krylov K., Sokolov S., Grigoriev V.N., Alexutin M. Tectonic and paleomagnetism of the Mametchinsky peninsula, Penzhinskaya Guba, Northern Russia, Abstract 6th Zonenshain conference on plate tectonics Moscow, February 17-20, 1998 & EUROPROBE workshop on Uralides, Programme & Abstracts. P. 175-176
446. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *Journal of sedimentary Petrology*. 1988. V. 58. P.820-829.
447. Hesse R., Dalton E. Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians // *Journ. Metamorph. Geol.* 1991. V.9. № 6. P.775-790.
448. Hurst A., Morton A. Generic relationships in the mineral-chemical stratigraphy of turbidite sandstone // *Journal of the Geological Society*. 2001. V.158. P.401-404
449. Hunziker J.C., Frey M., Clauer N., et al., The evolution from illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. V. 92. 1986. P.157-180
450. Jones et al., ;
451. Kelley S. Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology // *Chem. Geology*. 2002. V.188. № 1. P. 1-22.
452. Ketzer J.M., Morad S., and Amorosi A. Predictive diagenetic clay mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequences stratigraphic framework // *Clay mineral cements in sandstones*. Spec Public No 34 of the International Association of Sedimentologists. 2003. Blackwell Publication. P. 43-62
453. Kimura G., Mukai A. Underplated units in an accretionary complex: mélange of the Shimanto belt of eastern Shikoku, Southwest Japan // *Tectonics*. 1991. V.10. № 1. P.31-51
454. Kubler B., Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In: M.Lagache (Director), *Thermométrie et barométrie géologique*. Soc. Fr.Mineral.Cristallogr.: Paris. Vol.2. P. 489-596
455. Mack G.H., Jerzykiewicz T. Detrital modes of sand and sandstones derived from andesitic rocks as a paleoclimatic indicator // *Sedimentary Geology*. 1989. V.65. P.35-44
456. Mader D., Neubauer F., Provenance of Paleozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria): petrographic and geochemical indicators // *Int.J.Earth.Sci.* 2004. V.93. P.262-281
457. Mansurbeg, H. 2007. Diagenesis and Reservoir-Quality Evolution of Deep-Water Turbidites: Links to Basin Setting, Depositional Facies, and Sequence Stratigraphy. *Acta Universitatis Upsaliensis. Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology* 279. 59 pp. Uppsala. ISBN 978-91-554-6817-0
458. Markevich P.V., Malinovsky A.I., Tuchkova M.I., Sokolov S.D. and Grigoriev V.N. The use of heavy minerals in determining the provenance and tectonic evolution of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins in the continent-Pacific Ocean transition zone: examples from Sikhote-Alin and Koryak-Kamchatka Regions (Russian Far-East) and Western Pacific. Editors Mange, M.A. and Wright D.T // *Developments in sedimentology. Heavy Minerals in Use*. Amsterdam: Elsevier. 2007. P. 789-822.
459. Massone H.-J, Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-Feldspar, phlogopite and quartz // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V.96. № 2. P.212-244

460. Mattern F. Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems, models, identification, and analysis // *Earth-Science Reviews*. 2005. V.70. P.167-202
461. Mattern F. Mid Cretaceous basin development, paleogeography and paleogeodynamics of the western Rhenodanubian flisch (Alps). 1999
462. Maynard J.B., Valloni R., Ho-Shing-Yu Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // *J.Geol.Soc.Amer.Spec.Publ.* 1982. № 10. P.551-561
463. McGovney and Radovic, 1985
464. Merriman R.J. and Frey M. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: *Low Grade Metamorphism*, M.Frey and D.Robinson (Eds.), Blackwell Science, Oxford. 1999. P.61-107
465. Miller E., Toro J., Gehrels G., Amato J., Prokopiev A., Tuchkova M., Akinin V., Dumitru T., Moore T., Embry A. and Cecile M. New Insights into Arctic Paleogeography and Tectonics from U-Pb Detrital Zircon Geochronology // *Tectonics*, 2006, V.25. TC3013, doi 10/1029/2005TC001830
466. Morad, S., Ketzer, J.M. and De, R.L.F. (2000) Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks; implications for mass transfer in sedimentary basins. In: L. Best Jim, C. Fielding, I. Jarvis and P. Mozley (Eds.), *Millenium reviews. International Association of Sedimentologists, International*. 2000.
467. Morton A.C. The provenance and diagenesis of Palaeogene sandstones of southeast England as indicated by heavy mineral analysis // *Proceeding of the Geologists' Association*. 1982. V.93. Part 3. P.263-274
468. Morton A.C., Davis J.R., Waters R.A. Heavy minerals as a guide to turbidite provenance in the Lower Palaeozoic Southern Welsh Basin: a pilot study // *Geol.Magazine*. 1992. V.129. № 5. P.573-580
469. Morton A.C., Smale D. The effects of transport and weathering on heavy minerals from the Cascade River, New Zealand // *Sedimentary Geology*. 1990. V.68. P.117-123
470. Nechaev V.P., W.C. Isphording Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments *Journ. of Sedim. Petrol.* Vol.63. № 6. 1993. P.1110-1117
471. Nesbitt H.W., Young G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles // *J.Geol.* 1989. V.97. P.129-147
472. Nilsen, 1981;
473. Nockleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al., Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific USGS open-file report N 98-754. 1998. 125 p.
474. Nockleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.N., Baranov B.V., Byalobzesky S.G., Bundzen T.K., Feeney T.D., Gordey K.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natal'in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Plafker Jr.G., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L., Wakita K. Circum-North Pacific tectono-stratigraphic terrane map // *USGS Open-file Report 94-714*. 1994. 108 p.
475. Pasquini A.I., Depetris P.J., Gaiero D.M., Probst J-L., Material sources, Chemical Weathering and Physical Denudation in the Chubut River basin (Patagonia, Argentina): Implication for Andean Rivers // *Journal of Geology*. 2005. V.113. P.451-469
476. Passchier C.W., Trouw R.A., *Microtectonics*. 1996. Springer.290 p.
477. *Petroleum Systems of Deepwater Settings*. Pres. By P.Weimer. EAGE, 2004. Distinguished Instructor Series, N 7.
478. Pickering and Hilton, 1997;
479. Putiš M., Gawlick H.-J., Frisch W., Súlak M., Cretaceous transformation from passive to active continental margin in the Western Carpatians as indicated by the sedimentary

- record in the Infratatic units // *J. Earth Sci (Geol.Rundsch)*. V. 97. P.799-819, doi 10.1007/s00531-007-0199-6
480. Reading H.G. Environments and facies of sand bodies. *Sed. Res.Ass.* 1978. p.
481. Reed J.S., Eriksson K.A., Kowalewsky M. Climatic, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and quantitative methods // *Sedim.Geol.* 2004. V. 176. P.225-246
482. Robinson D. Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision setting // *Geology*. 1987. V.15. P.866-869
483. Shimizu H., Masuda A. Cerium in chert as an indication of marine environments of its formation // *Nature*. 1977. V.266. № 24. P.346-348
484. Shirley K. Global depths have great potential // *AAPG Explorer*. 2002. P16-17
485. Siever R. Plate-tectonic controls on diagenesis // *The journal of geology*. 1979. Vol.87. P.127-155
486. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The South Anyui Suture, NE Arctic Russia: facts and problems to solve. *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 2002, 360. P. 209-224.
487. Soloviev A.V., Garver J.I., Ledneva G.V., Cretaceous accretionary complex related to Okhotsk-Chukotka Subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East // *J.of Asian Earth Sciences*. 2006. V.27. P.437-453
488. Soloviev A.V., Shapiro M.N., Garver J.I., Sherbinina E.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R., New age data from Lesnaya Group: A key to understanding the timing of arc-continent collision, Kamchatka, Russia // *The Island Arc*. 2002. № 11. P.79-90
489. Srodon J., Kotarba M., Biron A., Clauer N., and Wojtowicz A. Diagenetic History of the Podhrale-Orava Basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpatians): evidence from XRD and K-Ar of illite-smectite // *Clay Minerals*. 2006. V.41. P.751-774
490. Stonecipher, S.A., Winn, Jr., R.D. and Bishop, M.G. (1984) Diagenesis of the Frontier Formation, Moxa Arch: a function of sandstone geometry, texture and composition, and fluid flux, in D.A. McDonald and R.C. Surdam, eds., *Clastic Diagenesis: AAPG Memoir* 37. 289-316.
491. *Tectonics of Sedimentary Basins*/ed.C.J.Busby, R.V.Ingersoll. Blackwell Sci Publ. 1995. 580 p.
492. Tucker M.E. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Sci. Publ. 1991. 262 p.
493. Uysal I.T., Golding S.D., Thiede D.S. K–Ar and Rb–Sr dating of authigenic illite–smectite in Late Permian coal measures, Queensland, Australia: implication for thermal history // *Chemical Geology*. 2001. V.171. P.195–211.
494. Wilkinson M., Haszeldine R.S. Problems with argon: K-Ar ages in Gulf Coast shales // 2002. V.191. P. 277-283.
495. Willner A.P., Ermolaeva T., Stroinic L., Glasmasher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // *Precambrian Research*. 2001. V.110. P.215-239
496. Worden R.H., Morad S., Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution // *Int.Assoc.Sedimentol.Spec.Publ.* № 34. 2003. P.3-41
497. Yang C., Hesse R. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt external domain of Southern Canadian Appalachians // *Clay minerals*. 1991. V/ 26. P. 211-231

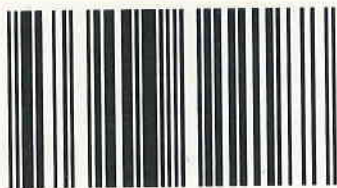
498. Zimmerman U., Bahlburg H., Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina // *Sedimentology*. 2003. V.50. P.1079-1104
499. Zircon. *Publ.American Mineralogist*. Vol.88. 2003

В работе представлены осадконакопление и преобразование осадочных комплексов пассивных и активных континентальных окраин. В первой главе приведена систематизация материалов по истории формирования осадочных бассейнов пассивных и активных континентальных окраин и рассмотрены терминологические вопросы. В следующих главах показаны фациальная зональность, минеральный состав, геохимические и изотопно-геохронологические характеристики, а также постседиментационные преобразования изученных осадочных комплексов и сравнение их с эталонными объектами континентальных окраин. На основании полученных характеристик постседиментационной зональности в пространстве и во времени для сформировавшихся в различных палеоландшафтах отложений, выявлены закономерности постседиментационных преобразований в рассматриваемых регионах. В заключение представлено сравнение характера осадконакопления и постседиментационных преобразований на различных пассивных окраинах Евразии: тетической (Большой Кавказ) и арктической (Чукотский микроконтинент), а также для активных континентальных окраин западного обрамления Тихого океана (Пенжинская Губа, Ильпинский полуостров)



Марианна Тучкова

Марианна Тучкова - сотрудник Геологического Института РАН (Москва). Научные интересы касаются седиментологии и преобразований терригенных пород. Книга посвящена проблеме истории формирования осадочных комплексов мезозойских континентальных окраин складчатых областей Большого Кавказа и Северо-Востока России, является Трудом ГИН РАН, Вып.600.



978-3-8433-2218-8