

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи

Хисамутдинова Айсылу Ильдаровна

**«Палеогеновый этап развития Западно-Камчатского осадочного
бассейна (Тигильский район): литология, геохронология,
палеогеография»**

Специальность: 25.00.01 – общая и региональная геология

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
Доктор геолого-минералогических наук
Профессор РАН Соловьев А.В.

Москва 2016 г.

Содержание

Введение	3
1. История изучения Западной Камчатки	13
1.1. Исследования Геологического института РАН	18
1.2. Исследования Всероссийского нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ)	19
1.3. Исследования Московского Государственного Университета	20
1.4. Современный этап. Поисковые и буровые работы компаний «PetroKamchatka», «Роснефть», «Газпром»	21
2. Общий раздел	24
2.1 Тектоническое положение Западной Камчатки в структуре Охотоморского региона	24
2.2. Особенности строения комплексов фундамента Западной Камчатки	27
2.3. Геологическое строение Западной Камчатки. Стратиграфия мелового фундамента и палеогеновой части осадочного чехла	32
2.3.1. Стратиграфическое расчленение фундамента	32
2.3.1.1. Меловая система	32
2.3.1.1.1. Кингивеевская свита (K_1kn)	32
2.3.1.1.2. Омгонская серия	33
2.3.1.1.2.1. Тальничская свита ($K_{1-2}tl$)	33
2.3.1.1.2.2. Майначская свита (K_2mn)	34
2.3.1.1.3. Ирунейская свита (K_2ir)	35
2.3.1.1.4. Структурные особенности меловых пород	36
2.3.2. Стратиграфическое расчленение нижней части разреза Западно-Камчатского осадочного бассейна	37
2.3.2.1. Палеогеновая система	37
2.3.2.1.1. Хулгунская свита ($a_{1-2}hl$)	38
2.3.2.1.2. Напанская свита (a_2np)	39
2.3.2.1.3. Снатольская свита ($a_{2-3}sn$)	41
2.3.3. Стратиграфическое деление палеогена Западной Камчатки, схема ВНИГРИ	44
2.3.4. Существующие нерешённые вопросы стратиграфического расчленения палеогена Западной Камчатки	44
3. Фактические данные, полученные результаты	46
3.1. Конгломераты	46
3.1.1. Майначский разрез	46
3.1.2. Увучинский разрез	50
3.1.3. Разрез по реке Рассошина	53

3.1.4. Разрез по реке Половинка	55
3.1.5. Петрохимия галек конгломератов	57
3.1.5.1. Обсуждение	64
3.2. Песчаники	65
3.2.1. Точилинский разрез	65
3.2.2. Майначский разрез	69
3.2.3. Увучинский разрез	73
3.2.4. Разрез по реке Рассошина	76
3.2.5. Разрез по реке Половинка	79
3.2.6. Разрез по реке Белоголовая	81
3.2.7. Обобщённая характеристика состава песчаников по изученным разрезам	83
3.2.8. Исследования Всероссийского Нефтяного Научно-исследовательского института (ВНИГРИ), корреляция полученных данных	84
3.2.9. Степень выветрелости и геодинамическая позиция эродируемых пород – поставщиков терригенного материала	85
3.2.10. Минеральный состав тяжёлой фракции	87
3.2.11. Исследования кристалломорфологии обломочных Цирконов	89
3.2.12. U-Pb изотопный возраст обломочного циркона	92
4. Реконструкция источников сноса. Палеогеографические схемы	95
Заключение	103
Список литературы	105
Приложение 1	112
Приложение 2	114
Приложение 3	117
Приложение 4	118

Введение

Реконструкция эволюции Западно-Камчатского осадочного бассейна в кайнозой представляет интерес как с точки зрения расшифровки геодинамических процессов в Охотоморском регионе, так и в связи с потенциальной нефтегазоносностью данной структуры. Наименее изученным является ранний, палеоцен-эоценовый этап эволюции Западно-Камчатского бассейна, когда произошло заложение и началось развитие прогиба. Стратиграфическое расчленение палеоцен-эоценовой толщи, характер ее дислоцированности, а также палеогеографические реконструкции для данного этапа дискуссионны (Гладенков и др., 1997; Богданов, Чехович, 2002; Белонин и др., 2003; Западная Камчатка..., 2005; Моисеев, Соловьев, 2010). Важно отметить, что нижняя часть осадочного разреза является перспективной для обнаружения углеводородов – терригенные породы, накапливавшиеся в позднепалеоцен?-эоценовое время, являются потенциальными коллекторами (Белонин и др., 2003; Отчет ..., 1986).

Геологическое изучение региона началось с описания морских береговых разрезов, расположенных в центральной и северной части Западной Камчатки. Это были рекогносцировочные работы, направленные на поиски полезных ископаемых, прежде всего нефти и газа. В 1926 г. А.Н. Трошин обнаружил признаки нефтеносности пород. В те годы стратиграфическим расчленением и описанием геологического строения региона занимались И.П. Хоменко, Л.А. Гречишкин, И.Б. Плешаков (1938, 1939), Б.Ф. Дьяков (1935, 1936, 1954, 1955, 1957 г.г.), М.Ф. Двали. В изучении тектонического строения и вулканизма в 1931 – 1957 гг. основную роль сыграли А.Н. Заварицкий, Д.С. Харкевич и Г.М. Власов (1940, 1956, 1957). Палеонтологические материалы в разные отрезки периода 1934 – 1964 гг. обрабатывались И.П. Хоменко, В.С. Слодкевичем, Л.В. Криштофович, А.П. Ильиной, А.Н. Криштофовичем и др. Основные результаты как геологических, так и палеонтологических работ, были опубликованы после окончания Отечественной войны (Дьяков, 1955, 1957; Криштофович, 1947, 1961 и др.).

В 1960-х годах начался второй этап изучения геологического строения региона, главной задачей которого явилось обоснованное стратиграфическое расчленение кайнозойского разреза. Коллективы Геологического института (Гладенков Ю.Б., Челебаева А.И., Шанцер А.Е., Синельникова В.Н. и др.), ВНИГРИ (Григоренко Ю.Н., Гома Л.В., Смирнов В.Н., Берсон Г.Л. и др.), МГУ (например, Свистунов, 1977 и др.) опубликовали результаты масштабных исследований. Так, стратиграфическое расчленение разреза приведено в (Решения, 1961; Белонин и др.,

2005), описания макрофауны (Гладенков и др., 1991, 1997, 2005) , микрофауны (Серова, 2001; Дмитриева, 2007), флористических комплексов (Буданцев, 2006; Запорожец, 2006, 2015).

Аккреционная природа блоков фундамента Западно-Камчатского бассейна описана в сборнике статей коллектива Института Литосферы окраинных и внутренних морей РАН (Западная Камчатка. Геологическое развитие в мезозое, 2005). Комплексный анализ данных позволил предложить новую модель формирования структур окраины Азии на границе мезозоя-кайнозоя, например (Соловьев, 2005; Шапиро и др., 2008; Соловьев, Шапиро, 2011).

Актуальность исследования

Ключевым элементом развития экономики страны и её Дальневосточного экономического региона является воспроизводство минерально-сырьевой базы. В настоящее время важнейшими среди проблем формирования топливно-энергетической базы Камчатского региона являются вопросы развития и научного обеспечения нефтегазопоисковых исследований. Особое значение и актуальность имеет изучение и освоение нефтегазоносных и потенциально-нефтегазоносных бассейнов Камчатского полуострова, одним из которых является Западно-Камчатский осадочный бассейн. Западно-Камчатский осадочный бассейн является ключевым регионом для выяснения геодинамической эволюции Охотоморского региона. Его формирование отвечает заметному этапу структурной перестройки восточной окраины Азии в палеоцен-эоценовое время (Соловьев и др., 2002, 2008, 2011; Шапиро, 1995). Современные методы изучения терригенных толщ: детальные петро- и геохимические исследования, определение возраста, прецизионное датирование детритовых минералов, а также выяснение взаимосвязи кристалломорфологических особенностей и химизма материнских пород позволяют с большой долей уверенности реконструировать питающие провинции. Потенциальные коллекторские свойства эоценовых песчаников и возможность обнаружения скоплений углеводородов в нижних горизонтах кайнозойского разреза бассейна обуславливают актуальность проведённых исследований.

Проведённое автором изучение терригенных отложений палеогенового возраста Западно-Камчатского осадочного бассейна весьма актуально, как для фундаментальной науки, так для поисков углеводородного сырья. Использованный в работе комплекс методов для изучения Западно-Камчатского осадочного бассейна применен впервые.

Цель и задачи исследования

Целью исследования является реконструкция палеогеографии Западно-Камчатского осадочного бассейна в палеоцен-эоценовое время: выяснение условий осадконакопления,

направлений сноса обломочного материала и основных питающих провинций. Для выполнения поставленной цели необходимо решить следующие **задачи**:

1. Определить вещественный состав грубо- и среднеобломочных терригенных пород, оценить степень зрелости песчаников и конгломератов. Изучить изменчивость состава терригенных пород во времени и пространстве, от нижних горизонтов к кровле и по простирацию толщи. Данные об вещественном составе обломочных пород несут важную информацию о составе источников сноса, а по изменению состава можно реконструировать эволюцию питающих провинций для Западно-Камчатского прогиба.

2. Установить потенциальные источники сноса обломочного материала, проанализировав геохимические особенности песчаников и построив дискриминационные диаграммы. Для галек эффузивных пород из конгломератов провести сопоставление их геохимических особенностей с данными по химическому составу вулканических комплексов мел-палеогенового возраста. Установить степень схожести.

3. Изучить минералогию тяжёлой фракции песчаников. Оценить количество минералов сиалического и мафического генезиса, оценить изменения соотношения групп минералов, объединённых по генетическому признаку, вверх по разрезу.

4. Оценить возраст размываемых комплексов: провести U – Pb датирование монофракции детритового циркона песчаников. Провести K-Ar датирование галек вулканических пород из конгломератов

5. Оценить тип гранитов, размывавшихся в эродлируемых областях. для этого провести анализ кристалломорфологии циркона по методу, описанному Pupin (1980) и модифицированному Белоусовой (2006).

6. Учитывая текстурные особенности терригенных пород и данные, полученные петрографическими и аналитическими методами, построить палеогеографические схемы на палеоцен-эоценовое время для этапов: а) накопления грубообломочной толщи, б) накопления песчаной толщи

Фактический материал

Фактический материал, послуживший основой для диссертации, был отобран автором в 2005, 2006, 2008 годах в тематических экспедициях Геологического института РАН на Западной Камчатке. Объектами изучения стали 3 стратотипических морских разреза палеоген-неогеновых толщ, обнаженные от бухты Квачина (южный из морских береговых разрезов) до устья реки Тигиль (северный разрез). Кроме морских были изучены и опробованы разрезы по берегам крупных рек: Белоголовой, Напаны, Россошины, Половинки (рис. 1). В ходе полевых

работ проводилось послойное описание разрезов (около 1500 м), составление детальных литологических колонок (всего 8), отбор образцов, замеры структурных элементов и текстурные наблюдения. По результатам экспедиционных работ была собрана представительная коллекция образцов для лабораторных исследований. Этот материал является оригинальным, а приведённые в диссертационной работе данные – результат его авторской обработки.

Всего было изучено 500 петрографических шлифов песчаников и галек конгломератов. Получено и использовано 70 результатов геохимического анализа песчаников и вулканических галек из конгломератов. Из 16 проб песчаников были выделены и проанализированы минералы тяжёлой фракции, для 12 проб дополнительно была изучены особенности кристалломорфологии циркона. Изотопные геохронологические исследования были проведены для 2 образцов песчаника (U-Pb/детритовый циркон, по 100 зёрен из каждого образца) и для 7 образцов вулканических пород (K-Ar/биотит, амфибол).

Методы исследования

В экспедиционных работах и на камеральном этапе автор применял стандартные способы отбора и обработки образцов терригенных пород. Для конгломератов методика отбора заключалась в следующем: в каждом разрезе, после детального описания литологических и структурных особенностей отбирались 50-100 галек. Всего гальки конгломератов были отобраны из 4-х разрезов: Майначского и Увучинского (морское побережье), рек Рассошины и Половинки. Из тех разрезов, где мощность слоя была достаточной, отбор вёлся из квадрата со стороной 3 м. Из прослоев с меньшей мощностью отбор галек осуществлялся так, чтобы достичь наибольшей представительности пробы. Затем гальки из каждого разреза объединялись в группы схожих по внешнему признаку пород, составлялось первичное визуальное, а затем и петрографическое описание пород в шлифах (всего было описано около 350 шлифов). Из 8 галек вулканических пород (глава 4, табл. 1) со свежими биотитом и роговой обманкой в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН были выделены монофракции этих минералов. В лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН Куцевой Ю.В. и Герцевым Д.О. по стандартной методике был проведён K-Ar изотопный анализ (5 проб). Для 3 проб анализ был выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (исп. Лебедев В.А.) . Измерение содержания радиогенного аргона проводилось из навесок 60-80 мг на масс-спектрометрическом комплексе

МИ 1201ИГ методом изотопного разбавления. В расчётах использовались константы $\lambda_e=0,581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_\beta=4,962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $40K/K=1,167 \cdot 10^{-4}$ (Steiger R.H., Jäger E., 1977).

Для наименее измененных галек магматических пород был проведён анализ породообразующих и рассеянных элементов (44 образца). Определение содержаний главных окислов было выполнено классическим методом "мокрой" химии; концентрации редких и рассеянных элементов определялись количественным спектральным и рентгено-флуоресцентным методами, все анализы были проведены в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (исп. Рудченко М.В.).

Для комплексного изучения песчаников автором применялись петрографический и геохимический методы, анализ тяжелой фракции и детальные исследования детритового циркона – анализ кристалломорфологии и датирование методом U-Pb LA-ICPMS.

Петрография и состав песчаников изучался под поляризационным микроскопом. При увеличении $\times 10$ проводился общий анализ породообразующих минералов, взаимоотношения зерен, наличие и тип цемента, всего было проанализировано около 150 шлифов. Затем при увеличении $\times 20$ проводился подсчёт состава песчаника при минимальном количестве анализируемых зёрен 300 шт.

Определение основных породообразующих элементов песчаников (силикатный анализ) проводился в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (исполнитель Рудченко М.В.), было проанализировано 25 проб.

Выделение тяжелой фракции песчаников проводилось в лаборатории минералогического и трекового анализа Геологического института РАН с применением стандартной методики: дробление → ситование → промывка на концентрационном столе → магнитная сепарация → деление в тяжелой жидкости (бромформ), электромагнитная сепарация. Изучение тяжёлой фракции осуществлялось под биноклем Meiji Techno, было проанализировано 18 проб. Далее изучалась кристалломорфология монофракции циркона по методу Pupin (Pupin, 1980). Анализ морфологии был проведён для фракции размерностью - 0,07 мм, как наиболее представительной с точки зрения сохранения кристаллических форм цирконов. Pupin (1980). установил изменчивость форм кристаллов циркона в зависимости от условий образования гранитоидов. Установлено, что химизм среды влияет на рост и развитие пирамидальных граней кристаллов, а температура – призматических, на этой основе им была предложена классификация главных типов и подтипов форм цирконов в зависимости от температуры (индекс I.T) и отношения щелочность/глиноземистость среды минералобразования (индекс I.A). Первый отражает скорость кристаллизации и содержание

летучих компонентов в расплаве, второй – неоднородность среды и эволюцию её химизма (Pupin 1980, Belousova, 2006). Приведенная классификация широко используется до настоящего времени при исследовании гранитоидов. Использование метода для анализа детритовых цирконов является новым перспективным направлением. Большая часть цирконов содержится в гранитоидах, а, значит, возможна реконструкция генетических типов гранитоидов, обнажённых в эродируемых областях, восстановление областей сноса обломочного материала.

Определение возрастов обломочных цирконов проводилось методом лазерной абляции в индуктивносвязанной плазме (LA-ICPMS) в лаборатории Laser Chron Center в Университете штата Аризона (г. Тусон, США) (Gehrels et al., 2008; Gehrels, 2011) научным руководителем диссертанта д.г.-м.н. Соловьевым А.В.

При подготовке лабораторной шашки зерна обломочного циркона наносились рядами на двустороннюю липкую ленту с помощью шаблона из пленки. В центре шашки устанавливались кристаллы стандартов SL2 с возрастом 563 млн лет (Gehrels et al., 2008). Поверхность шашки с зернами циркона полировалась. Катодолюминесцентные изображения были получены в микроаналитическом центре Стенфордского университета на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600 с катодолюминесцентным детектором.

Из каждого образца было датировано по 100 зерен. По катодолюминесцентным изображениям для датирования выбирались зерна без включений и видимых нарушений. Прожиг циркона осуществлялся на установке New Wave UP193HE Excimer Laser (длина волны 193 нм), диаметр получаемого кратера 30 мкм. Изотопы U, Th, и Pb измерялись одновременно. Каждое измерение проводилось таким образом: 15 с. – один замер с выключенным лазером, 15 с. – прожиг лазером и тридцатисекундная задержка, чтобы очистить предыдущий образец и подготовиться к следующему анализу. Глубина прожигаемого кратера составляла ~15 мкм. Для каждого анализа ошибка в определении $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляла ~1–2% ($\pm 2\sigma$). Ошибки в измерении $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ также составляли ~1–2% ($\pm 2\sigma$), для зерен, возраст которых более 1 млрд лет ошибка была меньше, более значимой она была для молодых зерен из-за низкой интенсивности сигнала ^{207}Pb . Концентрации урана и тория были откалиброваны по отношению к стандарту циркона SL2 (Gehrels et al., 2008), содержащего ~ 518 ppm U и 68 ppm Th. Для анализа в расчет принимались только конкордантные зерна, т.е. зерна с дискордантностью менее 10%. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 2003).

Научная новизна

Новизной работы является применение комплексного подхода к анализу и восстановлению питающих провинций для палеоцен-эоценовых отложений Западно-Камчатского осадочного бассейна.

Базальные конгломераты. Для конгломератов, относимых в (Гладенков и др., 1997, 2005, Григоренко, 2011) к палеоценовой хулгунской свите, впервые был определён состав галек и возраст размывавшихся вулканических комплексов. Полученные петрохимические характеристики галечного материала из конгломератов позволяют доказательно утверждать их близость к составам вулканитов Омгонского и Утхолокского. Для центральной части бассейна обоснован нижний возрастной предел накопления толщи – средний эоцен.

Песчаники. Состав песчаников и их формационная принадлежность являлись объектом изучения многих исследователей, например (Григоренко, 1969, 1981). Автор диссертации в своей работе использовал разнообразные инструменты анализа песчаников для восстановления питающих провинций. Впервые для среднеэоценовых песчаников показано постоянство состава, как по латерали так и по вертикали.

Для анализа состава пород в эродлируемых областях был применен метод группирования минералов тяжёлой фракции по генетическому принципу, показано смешение как минимум двух источников сноса – кислого и основного состава.

Впервые были получены результаты U-Pb датирования детритового циркона из среднеэоценовых песчаников снатольской свиты. В образцах присутствуют цирконы широкого возрастного диапазона, протерозойские зерна образуют выраженный пик, Преобладают цирконы мезозойских возрастов. Наиболее значимый пик близок по возрасту известково-щелочному магматизму Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Акинин и др., 2011 – 106-77 млн. лет). Более молодые цирконы в образцах Западно-Камчатского прогиба единичны и, по-видимому, связаны с синхронным вулканизмом Кинкильского вулканического пояса (Гладенков и др., 1997).

Впервые для восстановления питающих провинций был применён метод анализа кристалломорфологии циркона. Доминирующие морфотипы кристаллов, встреченные в песчаниках, характерны для известково-щелочных, в меньшей степени для высокоглинозёмистых и толеитовых гранитов, размывавшихся в областях сноса обломочного материала.

Итогом исследования стали построенные палеогеографические схемы для двух этапов возникновения Западно-Камчатского осадочного бассейна, не противоречащие современным геодинамическим моделям формирования окраины Азии.

Защищаемые положения

1. Состав базальных конгломератов изменяется в зависимости от близости и состава размываемых комплексов. Сравнение вещественного состава галек и пород из палеоценовых и эоценовых вулканических поясов, обнажённых в пределах Западной Камчатки, показывает их идентичность. На этапе формирования конгломератов, вулканические постройки Утхолокского пояса (палеоцен), хребта Омгон (палеоцен), Кинкильского (эоцен) вулканического пояса и фрагменты меловой Ачайваям-Валагинской островной дуги находили в зоне эрозии. Ипрско-лютетский возраст галек конгломератов центральной части Тигильского района (Майначский разрез) позволяет утверждать, что накопление базальной толщи в этой части осадочного бассейна началось не раньше среднего эоцена.

2. В песчаниках нижней части разреза Западно-Камчатского осадочного бассейна преобладают кварц и полевые шпаты, значительное количество составляют обломки пород вулканического происхождения. Среднеэоценовые песчаники снатольской свиты относятся к незрелым кварц-полевошпатовым грауваккам по классификации Шутова (1975). Чётко выраженного изменения состава песчаников не прослеживается ни вверх по разрезу, ни в пространстве.

3. Анализ минералов тяжёлой фракции песчаников указывает на смешение обломочного материала двух основных источников сноса: базитового и сиалического состава. Минералы-индикаторы сиалических пород в областях сноса составляют от 10 до 40%, минералы-индикаторы пород базитового состава составляют от 25 до 60%

4. На основании анализа кристалломорфологии детритовых цирконов доказано преобладание в сиалических источниках сноса известково-щелочных гранитоидов при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов. В песчаниках присутствуют цирконы с возрастными (106-77 млн. лет) характерными для времени проявления известково-щелочного магматизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, доминирующий снос с которого подтверждается текстурными признаками в песчаниках.

5. Доминирующим источником для осадочных систем Западно-Камчатского осадочного прогиба в палеогене являлась наиболее выраженная в рельефе горная система

Охотско-Чукотского вулканического пояса. Речная сеть палео-Пенжины поставляет основную массу обломочного материала в Западно-Камчатский прогиб.

Локальные поднятия оказывают менее значимое влияние на осадконакопление, выраженное в вариациях грубообломочных фаций вблизи них. Эффузивные породы Утхолокского полуострова и хребта Омгон, выведенные в зону денудации, поставляют обломочный материал главным образом в центральную часть бассейна. Вулканогенно-кремнистые комплексы Ачайваям-Валагинской островной дуги поставляли незначительное количество терригенного материала с востока. Незначительный снос обломочного материала в северо-западном направлении со Срединного Хребта Камчатки начался в конце среднего эоцена.

Апробация работы и публикации.

Результаты исследований опубликованы в 6 статьях в рецензируемых журналах, входящих в список ВАК, а также 16 тезисов докладов.

Структура и объём работы.

Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения и списка литературы. Работа объёмом 118 страниц включает в себя 80 рисунков, 1 таблицу и 4 приложения. Список литературы включает в себя 126 источников.

Благодарности. Диссертационная работа выполнена в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН.

Выражаю глубокую признательность своему научному руководителю и наставнику Соловьеву А.В. за организацию полевых исследований на Западной Камчатке, формированию идеи диссертационной работы и поддержку на всех её этапах. Его роль в формулировании целей и задач работы, необходимого уровня проработки темы, высокие требования к качеству защищаемого материала обусловили рост автора диссертации как специалиста.

Автор с благодарностью вспоминает совместные исследования с Левочской (Рожковой) Д.В. и Захаровым Д.О. Без их участия данная работа не была бы полной.

Проведение и организация полевых работ были бы невозможны без участия Галактионова А.А., Чинакаева Р.Г. и ОАО «ЛукинЧолот», – дочерней компании «PetroKamchatka Resources Ltd».

Автор благодарен своим коллегам из лаборатории минералогического и трекового анализа: Ипатьевой И.С., Щербаковой Н.Я., Пелих Н.А., Милюковой Т.С., Афониной Т.Б. за консультации и поддержку, Герасимову В.Ю. за помощь в проведении геохимического анализа гранатов, Голдыреву А.Е. и Горчилиной Е.В. за техническую поддержку работы. Участникам

полевых отрядов и коллегам Ольшанецкому Д.М., Моисееву А.В., Палечек Т.Н., Лучицкой М.В., Ледневой Г.В. за интерес к работе и положительный настрой в полевых условиях. Отдельно хочется поблагодарить Кузьмичева А.Б. и Данукалову М.К. за критические замечания и ценные советы.

Автор признателен своей семье за позитивный настрой, всестороннюю поддержку и веру в актуальность геологических исследований.

Работы по теме диссертации проводились при финансовой поддержке темы НИР 0135-2014- 0011, РФФИ (гранты 12-05-31299 мол_а, 13-05-00485, и научных школ (НШ - 7091.2010.5, 5177.2012.5, 2981.2014.5).

1. История изучения Западной Камчатки.

В истории изучения геологического строения Камчатского полуострова можно выделить несколько этапов. *Первый этап* (вторая половина XVIII - начало XX веков) характеризуется описанием Камчатки с географической, климатической, биологической, геологической и этнографической сторон. Из опубликованных экспедиционных отчетов, посвященных Западной Камчатке, следует отметить монографию В.В.Тюшева (1906). С геологической точки зрения наиболее интересна работа К. Дитмара (1901).

Второй этап (1917-1949 г.г.) – период рекогносцировочных работ, связанных с поиском нефти и газа на Камчатке. Первые нефтепоисковые работы начались в 1923 году после обнаружения выхода нефти в верховьях реки Богачевка (Восточная Камчатка). На Западной Камчатке первые нефтепоисковые работы были начаты после 1926 года после обнаружения признаков нефтеносности пород. В этот период были составлены первые описания ключевых разрезов Западной Камчатки, большую часть геолого-съёмочных работ проводили сотрудники ВНИГРИ (НГРИ). Основы стратиграфического расчленения разреза приведены в работах Хоменко И.П., Гречишкина Л.А., Плешакова И.Б. (1938, 1939г.г.), Дьякова Б.Ф. (1935-1957 г.г.), Двали М.Ф. Тектоническое строение и вулканизм Западной Камчатки изучали Заварицкий А.Н., Харкевич Д.С., Власов Г.М. (1940, 1956, 1957 г.г.). Палеонтологические коллекции, собранные на ключевых разрезах Западной Камчатки, в разное время обрабатывались Слодкевичем В.С., Криштофович Л.В., Ильиной А.П. и др.

Кроме стратиграфических и геолого-съёмочных работ на перспективных структурах проводились буровые и геофизические работы с целью обнаружения скоплений углеводородов. В 1935-1939 годах на Воямпольской структуре были пробурены 3 колонковые и 1 роторная скважины, уточнившие мощности выделяемых горизонтов. С началом второй мировой войны, геологическое изучение Западной Камчатки было приостановлено.

Третий этап (1950е годы – 1991 г.г.) – наиболее масштабный и результативный этап изучения геологического строения Западной Камчатки. В 1948-1951 годах на Воямпольской структуре бурилась опорная роторная скважина Р-1, в 1955-1957 годах бурение роторных скважин на Воямпольской структуре продолжилось (скважины Р-2, Р-3), а также были пробурены роторные скважины на Хромовской структуре, в одной из которых был получен

приток нефти. Это обусловило проведение полноценного геологического картирования Западной Камчатки в масштабе 1:200 000 и детальное картирование всех потенциальных нефтегазоносных структур полуострова.

Геологические карты Тигильского района в масштабе 1:200 000 были опубликованы в 1960-х годах коллективами Сингаевского Г.П. и Кленова Е.П. (Сингаевский, Бабушкин, 1965; Кленов, 1961).

К этому времени приурочено начало тематических стратиграфических работ сотрудниками ВНИГРИ, ВСЕГЕИ и ГИНа. Опорным, для расчленения кайнозойских отложений Камчатки, как и в предыдущие годы, стал Точилинский разрез, расположенный на территории Тигильского района. Исследователи пытались применить разработанную здесь стратиграфическую схему кайнозойских отложений для всей территории Камчатки. В 1956 году сотрудники ГИНа начали биостратиграфические исследования на Дальнем Востоке. Перед группой исследователей была поставлена задача - разработка методики создания детальных стратиграфических шкал приокеанических бассейнов прошлого, основанных на комплексной палеонтологической характеристике. В качестве одного из полигонов была выбрана Западная Камчатка, а в ее пределах - кайнозойские отложения Тигильского района, как наиболее изученные, хорошо палеонтологически охарактеризованные и имеющие, как полагали исследователи, простое тектоническое строение.

Первая рабочая стратиграфическая схема для палеогеновых и неогеновых отложений Камчатско-Корякского региона принята в 1957 году в г. Магадане Межведомственным совещанием по разработке стратиграфических схем Северо-Востока СССР (Решения..., 1959). Следующее Межведомственное совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов состоялось в г. Оха (Северный Сахалин) в 1959 г. (Решения..., 1961). На нём для кайнозойских отложений Западной Камчатки была принята унифицированная стратиграфическая схема, которая не утратила своего значения до настоящего времени и почти без изменений принимается как унифицированная не только для этого региона, но частично для Восточной Камчатки и Корякии. Обоснование стратиграфических подразделений базировалось, в основном, на моллюсках, с привлечением данных по бентосным фораминиферам, которые дают возможность проводить корреляцию вмещающих отложений не только в рамках данного региона, но и за его пределами.

В 1974 году состоялось третье Межведомственное стратиграфическое совещание. Оно проходило в г. Петропавловск-Камчатский (Решения..., 1981) и сопровождалось

дискуссиями, на которых пересматривались устоявшиеся представления о возрасте, границах и сопоставлении региональных стратиграфических подразделений с общей стратиграфической шкалой.

Основной результат совещания - принятие унифицированных стратиграфических схем для Западно-Камчатской структурно-фациальной зоны и отдельных структур - п-ова Ильпинский, р-на залива Корфа и о. Карагинского, а также для некоторых районов Восточной Камчатки.

В конце 80-х – начале 90-х годов (Решения..., 1989) в качестве унифицированных были приняты схемы палеогеновых отложений Корякского нагорья и Западной Камчатки, а в качестве корреляционной - Восточной Камчатки, и рабочей – схемы Центральной Камчатки и Курильских островов. Окончательная сводка по стратиграфическим схемам Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курил приведена в (Решения, 1998).

Решения..., 1998	Свиты Тигильского района Западной Камчатки	Возраст				Возраст в млн лет
		Система	Отдел	Подотдел	Ярус	
Горизонт						22
Кулувенский		Олигоцен	Верхний	Хатский		25
Вивентекская						27
Утхолокско-Вивентекский	Утхолокская		Нижний	Рюельский		
Аманинско-Гакхинский	Гакхинская					31
Аманинско-Гакхинский	Аманинская					32
Ковачинский	Ковачинская		Верхний	Приобольский		33
Снатольский	Снатольская	Эоцен	Средний	Баргон		34
					Лютет	
Без названия			Нижний	Ипр		37
Ткаправаямский	?					38
Камчикский	Напанская/Сосопханская	Палеоцен	Верхний	Танст		39
Геткилнинский	Хулгунская					40
Улэвнейский	?		Нижний	Детский		
						43
						44
						45
						46
						47
						48
						49
						50
						51
						52
						53
						54
						55
						56
						57
						58
						59
						60
						61
						62
						63
						64
						65

Рис. 1.1. Горизонты палеогена унифицированной шкалы Западной Камчатки. Сопоставление со свитами Тигильского района по (Решения...,1998).

Четвертый этап (начался в 2005 г.) – период, в течение которого в пределах Тигильского и Ичинского районов Западной Камчатки компанией «Лукин Чолот» (PetroKamchatka Resources LTD) были проведены геологоразведочные и поисковые работы на углеводородное сырье. В рамках поисковых работ были проведены сейсморазведка, отбор и анализ пористости и проницаемости потенциальных коллекторов, анализ степени зрелости органического вещества в нефтематеринской толще. В 2008-2009 годах в пределах Тигильского района, в своде Воямпольского прогиба была пробурена поисковая скважина Оярская, глубина забоя которой составила 3230 м. Скважина оказалась «сухой», однако позволила получить современные данные по строению, составу и мощностям кайнозойского разреза Западно-Камчатского осадочного бассейна. Исследованием шлама из скважины занимались ученые ВНИГРИ.

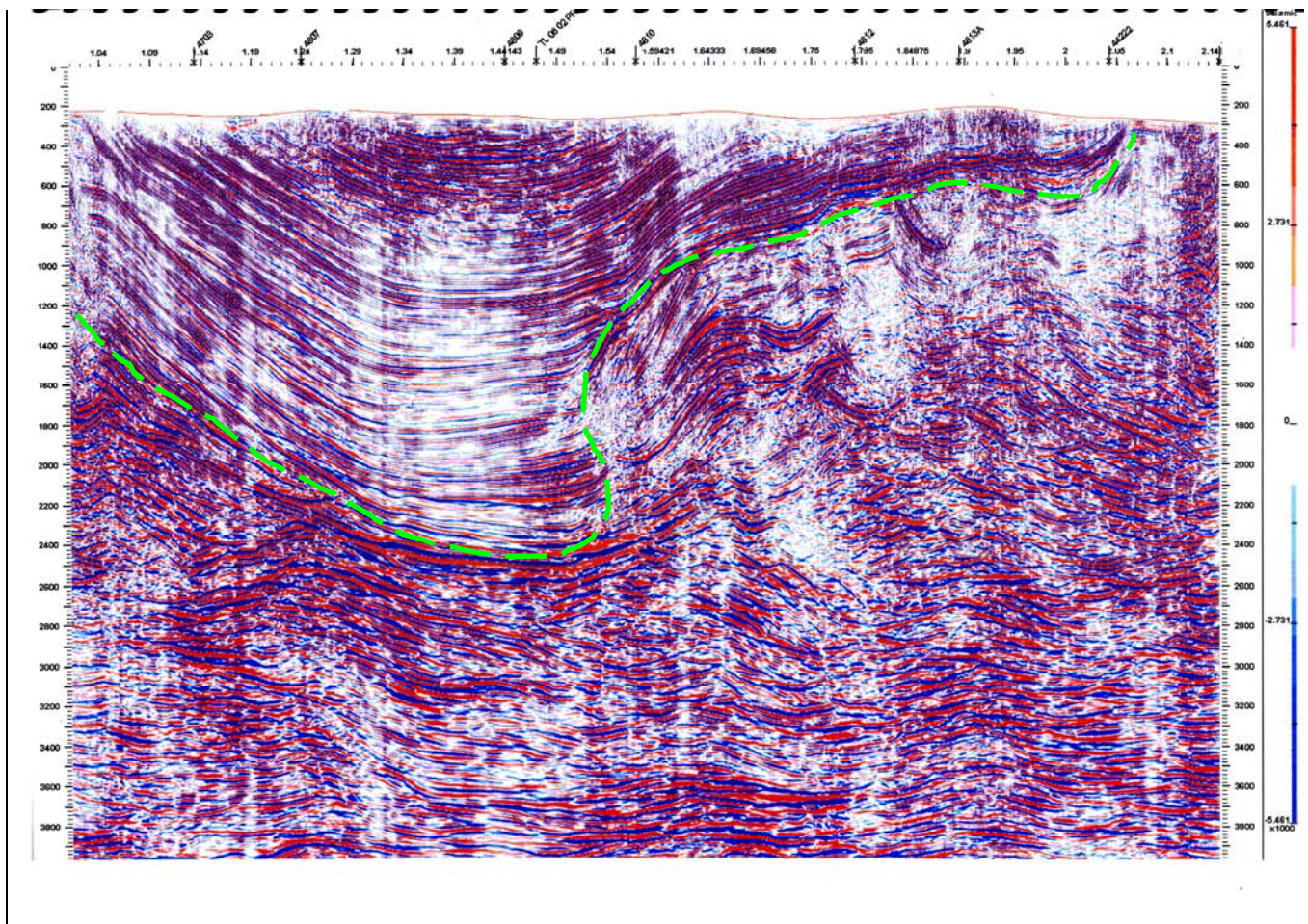


Рис. 1.2. Сейсмопрофиль осадочного разреза Западной Камчатки (Тигильский район). Отчётливо прослеживается несогласное залегание палеогеновых слабо деформированных пород на структурно неоднородный меловой фундамент.

Работы, предшествовавшие бурению скважины, сопровождались детальными литологическими исследованиями, которые осуществлял отряд Геологического института

(рук. Соловьев А.В.). В рамках этих работ в 2005, 2006, 2008 годах был отобран, обработан и проанализирован каменный материал, положенный в основу диссертационной работы.

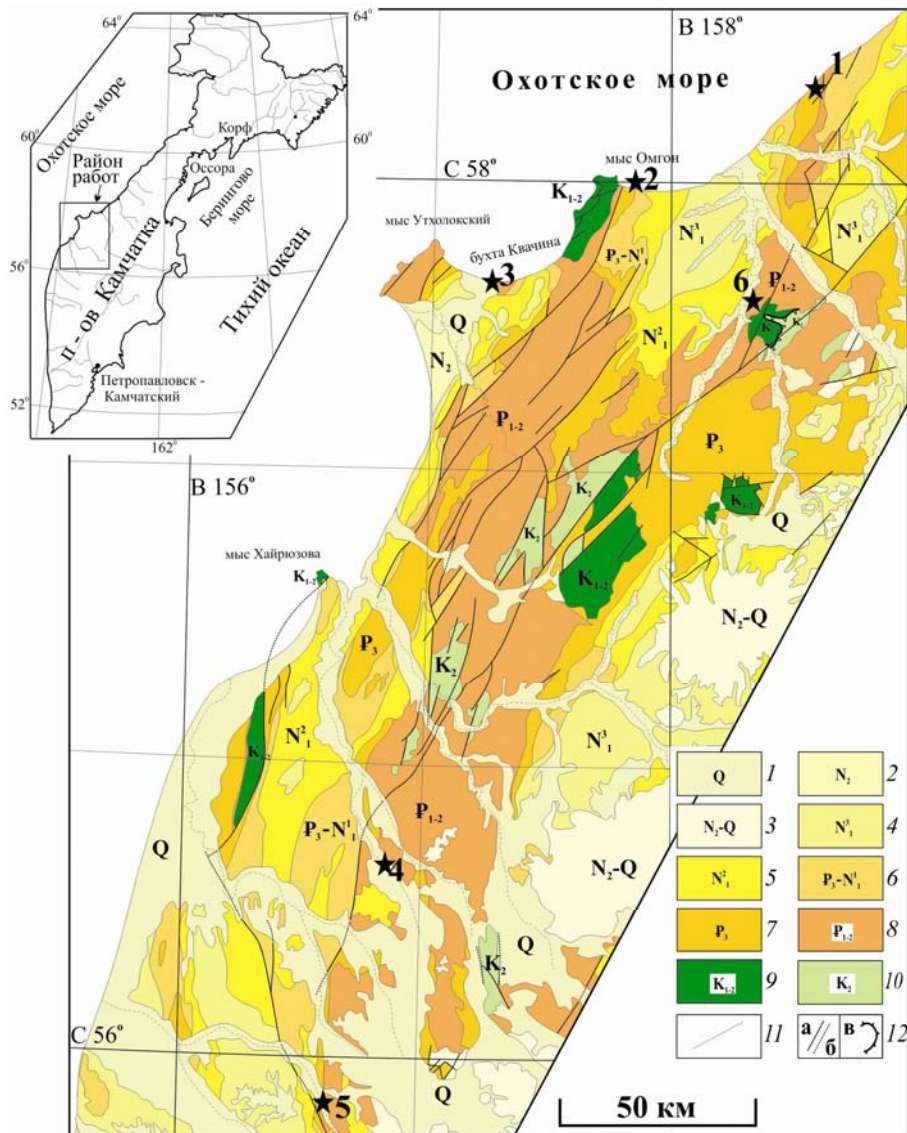


Рис. 1. 3. Схема геологического строения центральной части Западной Камчатки, с изменениями по (...) 1-8 – отложения Западно-Камчатского прогиба: 1 – четвертичные; 2 – N₂ (энемтенская свита); 3 – N₂-Q, вулканогенные; 4 – N₁³ (здесь и далее - снизу вверх: этолонская и эрмановская свиты); 5 – N₁² (ильинская и какертская свиты); 6 – P₃-N₁¹ (вивентекская и кулувенская свиты); 7 – P₃ (аманинская, гакхинская и утхолокская свиты); 8 – P₁₋₂ (хулгунская, напанская, снатольская свиты и ковачинская серия); 9-10 – фундамент прогиба: 9 – K₁₋₂ – флишоидные отложения автохтона (тальническая, майначская, кунунская свиты); 10 – K₂ – кремнисто-вулканогенные отложения аллохтона (ирунейская свита); 11 – стратиграфические контакты; 12 - разрывные нарушения (а – выделенные, б – предполагаемые, в - надвиг). Звездочками показаны изученные разрезы: 1 – 3 – **Морские береговые**: 1 – Точилинский, 2 – Майначский, 3 – Увучинский; 4 – 6 – **По берегам крупных рек**: 4 – р. Белоголовая, 5 – р. Ушх, 6 – р. Половинка и р. Россошина

1.1. Исследования Геологического института РАН

Стратиграфическими исследованиями на Западной Камчатке с середины 1950-х годов занимался коллектив стратиграфов под руководством Гладенкова Ю.Б. (лаборатория стратиграфии фанерозоя).

Детальные исследования коллектива опубликованы в ряде монографий (Гладенков и др., 1991, 1997, 2005, 2013). Обобщающей книгой, в которой сведены данные по литологии, палеонтологии, стратиграфическому расчленению эоцен-олигоцена Западной Камчатки является «Биосфера – экосистема – биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики» (2005)

В серии работ приведены послойные описания стратотипических разрезов побережья Западной Камчатки (Точилинский, Майначский, Увучинский) и крупных рек (Снатол, Квачина, Напана). Охарактеризованы флористические и фаунистические комплексы, позволившие провести стратиграфическое расчленение толщи: палеоценовая – хулгунская, раннеэоценовая – напанская, среднеэоценовая – снатольская свиты. В работе «Нижний палеоген Западной Камчатки» (1997) приведены палеогеографические схемы для раннего этапа формирования осадочного бассейна. Литологическая часть исследований геологии Западной Камчатки в монографиях коллектива рассмотрена менее детально. Так, состав песчаников приведен лишь в книге (Эоцен..., 1991), а характеристика галек конгломератов приведена в общем виде в монографии (Нижний..., 1997). В целом, в приведённых работах

Проведенные коллективом Гладенкова Ю.Б., являются фундаментальными в региональной геологии Западной Камчатки. А новые данные, приведённые в диссертационной работе, дополняют и углубляют их.

Вопросы палеоцен-эоценового вулканизма в пределах Камчатского полуострова рассмотрены в работах Федорова П. И., Коваленко Д.В., Шанцера А.Е. и др. (Федоров, 2008, 2011; Коваленко, 2003; Шанцер, 1999). Палеоценовые вулканические комплексы Утхолокского полуострова, хребта Омгон, и раннеэоценовый Кинкильский вулканический пояс были сформированы в надсубдукционной обстановке. Для сравнения геохимических характеристик галек вулканических пород из базальных конгломератов автор использовал данные, опубликованные в (Федоров, Коваленко, 2008, 2011).

В конце 1998-2004 г.г. изучением геодинамики тектонического строения Западной Камчатки занимались сотрудники Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. В обобщающей монографии «Западная Камчатка. Геологическое развитие в мезозое» (2005 г.) приведены данные о геохимии мезозойских вулканитов, составу верхнемеловых

песчаников и возрасту детритового циркона в них, структурным особенностям фундамента Западно-Камчатского осадочного бассейна. В публикациях коллектива авторов, например, (Леднева и др., 2001, 2006; Соловьев А.В. 2005) доказано аккреционное строение фундамента Западно-Камчатского осадочного бассейна, выходящего на дневную поверхность в пределах хребта Омгон. В исследованиях Соловьева А.В. и соавторов (2001, 2003, 2005, 2008, 2009) детально описаны структура, кинематика и возраст комплексов, слагающих террейны фундамента Западно-Камчатского прогиба. В работе (Шапиро М.Н., Соловьев А.В., 2009) реконструирована кинематика формирования Олюторско-Камчатской складчатой области.

1.2. Исследования Всероссийского нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ)

Работы геологов ВНИГРИ положили начало полномасштабному изучению Западной Камчатки, как региона с потенциальной нефтегазоносностью. Первые схемы стратиграфического расчленения Западно-Камчатского осадочного бассейна были приведены в работах Двали (1938) и Дьякова (1939). Региональные исследования с целью подтверждения нефтегазоносности Западной Камчатки включали в себя формационный анализ, гидрогеологические и геохимические, биостратиграфические и литологические методы. В ряде сборников трудов, например, (Геология..., 1980; Кайнозой ..., 1981), опубликованы результаты региональных работ.

Литологическими исследованиями и формационным анализом занимался Григоренко Ю.Н. Результаты изучения формационной принадлежности граувакковых песчаников Западной Камчатки, литотипов песчаников и площадей их распространения, приведены в работах (Григоренко, 1969, 1981). Обобщающей монографией, в которой отдельно рассмотрены базальные конгломераты палеоценового возраста и среднеэоценовые песчаники, является (Григоренко, 2011). Работы Григоренко Ю.Н., наиболее близки к тематике диссертационной работы, приведённые в них сведения зачастую являлись фундаментом для дальнейших, более детальных исследований автора.

Отдельным важным этапом в изучении геологического строения Западной Камчатки и её нефтегазоносности, являлось бурение поисковых и параметрических скважин в пределах Тигильского и Ичинского районов. В Тигильском районе было пробурены 81 структурная и 10 глубоких скважин, в том числе 6 параметрических: Гаванская, Рассошинская, Средне-Рассошинская, Этолонская и две скважины на Хромовской площади. Глубины скважин

составляют от 2500 до 2900 м. Лишь в Гаванской скважине вскрыта подошва палеоцен-эоценового комплекса, и часть скважины пройдена в верхнемеловых породах (Белонин и др., 2003), остальные прошли большую часть снатольской/напанской свит, не вскрыв их подошву. Бурение проводилось в период с 1970 по 1981г.г.

В Ичинском районе было пробурено 16 параметрических скважин со средней глубиной забоя 2738 м, а максимальной 3302 м. В большинстве из них стволом скважины пройден палеоцен-эоценовый комплекс и вскрыты верхнемеловые породы.

Полученный скважинный материал (данные ГИС, керн) был обработан ВНИГРИ. Результаты интерпретации каротажа, испытаний скважин, анализа притока углеводородов и лабораторной обработки керна были собраны в 6-ти томный отчёт (Тигильский район, отв. исп. Гома...), и 2х-томный отчёт (Ичинский район, отв. исп. Гома). При обработке керна проводилось петрографическое описание пород, анализировался их состав, изучалась тяжёлая фракция песчаников и алевролитов.

Часть данных, опубликованных в этих отчётах, использована автором для сравнения одновозрастных интервалов с данными по наземным разрезам.

1.3. Исследования Московского Государственного Университета

На протяжении более чем 40 лет в Московском Государственном Университете на кафедре горючих полезных ископаемых существовала камчатская экспедиция. В разные годы в её составе работали Свистунов Е.П., Карнюшина Е.Е. и Бурлин Ю.К. и др. Исследования были обусловлены необходимостью геохимического обоснования перспектив нефтегазоносности Западной Камчатки. Ключевую роль сыграло открытие промышленной газоносности эрмановской свиты позднего миоцена на Кшукской площади в Колпаковском районе Западной Камчатки в 1980 г. (дебет более 200 тыс. м³/сут.).

Степень зрелости и катагенетической преобразованности отложений, свойствами флюидов, а также температурных потоков и градиентов в Западно-Камчатском регионе занимались Свистунов Е.П., Карнюшина Е.Е. и Бурлин Ю.К. (Камчатская экспедиция МГУ).

В опубликованных результатах исследований Свистунов Е.П. и др. (1977) выделяет меловые и палеогеновые отложения в качестве нефте-газоматеринской толщи, приводит данные группового состава битумоида со степенью катагенетической преобразованности. Для эоценовых горизонтов в районе прогибов устанавливает нарастание стадий катагенеза от суши к акватории.

Бурлин Ю.К. (1998) приводит данные по характеристике углеводородных флюидов, полученных в результате глубокого бурения в Тигильском, Ичинском и Колпаковском районах. В Тигильском районе нефтепроявления в палеогеновых отложениях характеризуются очень высоким содержанием парафина (до 25%). На Гаванской площади описана легкая нефть (плотность 0,8307 г/см³), бессмолистая, бессернистая с высоким выходом легких фракций (20%), с высоким содержанием метановых углеводородов – 54%.

Карнюшина Е.Е. (2012) рассматривает катагенетические изменения кайнозойского разреза Западно-Камчатского осадочного бассейна. В своих исследованиях она приводит детальные литохимические исследования аутигенной карбонатизации толщи, выделяет потенциальные коллектора и нефтегазоматеринские комплексы.

1.4. Современный этап. Поисковые и буровые работы компаний «PetroKamchatka», «Роснефть», «Газпром»

Наиболее поздняя оценка углеводородных ресурсов бассейнов Камчатки была произведена ВНИГРИ по состоянию изученности на 01.01.2002 г. и утверждена Центральной экспертной комиссией по ресурсам (ЦЭКР) в 2004 г. Геологические начальные суммарные ресурсы Северо-Тигильского района оцениваются здесь в 150 млн т нефтяного эквивалента, в том числе – 40 млн т нефти и около 100 млрд м³ свободного газа. Основные объёмы геологоразведочных работ были сосредоточены в западной части бассейна, восточная же часть практически не изучена.

После 2002 г. в Тигильском районе нефтегазопроисследовательские работы выполнялись ЗАО «Тигиль-Геологоразведка» - дочерним предприятием компании PetroKamchatka Resources Ltd. Оператором по проведению ГРП являлся ОАО «Лукин Чолот».

В пределах лицензионного участка в Тигильском районе было отработано 704 пог. км сейсморазведки МОГТ, пробурено 2 поисковые скважины на Оярской и Чернореченской площадях лицензионного участка. Отчет по шламовому материалу из скважины Оярская-1 был подготовлен ВНИГРИ. Проектная глубина скважины Оярская 1 составила 3220 м, забой скважины не достиг мелового фундамента. Скважина оказалась «сухой».

Компания «Роснефть» в 2003 году приобрела на аукционе лицензионный участок площадью 62,8 тыс. км² на Западно-Камчатском шельфе. Лицензионный участок недр охватывает большую часть Охотско-Западно-Камчатского прогиба, в южной наземной части которого (Колпаковский прогиб) открыто четыре небольших по запасам газоконденсатных месторождения. Суммарные прогнозные извлекаемые ресурсы, сосредоточенные в 21

нефтегазоперспективных объектах, составляют 1798 млн т нефти и 2032 млрд м³ природного газа. За период 2003–2007 г.г. в пределах лицензионного участка недр были выполнены: сейсморазведка методом 2D – 13000 пог. км; сейсморазведка методом 3D – 2200 км²; инженерно-геологическое изучение поисковых участков – 3 участка; определение структур для бурения в 2008 г. – 2 структуры (Западно-Сухановская, Северо-Крутогоровская);

Поисковое бурение скважины № 1 на площади Западно-Сухановская проводилось в июне-июле 2008 г. с использованием полупогружной плавучей буровой установки (ППБУ) «Doo Sung». Глубина забоя поисковой скважины № 1 на площади Западно-Сухановская достигла проектной отметки – 3025 м и бурением окончена, скважина оказалась «сухой» (Новиков, 2012).



Рис.1.4. Плавучая полупогружная буровая установка «Doo Sung» в Охотском море (<http://neftegaz.ru/>)

В 2010 году компания «Газпром геологоразведка» (дочернее предприятие «Газпром») приобрела лицензионный участок в пределах Западно-Камчатского шельфа. На шельфе Западной Камчатки «Газпром» в 2010 году были проведены сейсмические исследования, определены наиболее перспективные для изучения участки, подготовлена программа геологоразведочных работ на период до 2014 года. В 2011 году начато бурение скважины Первоочередная-I на шельфе. Проектная глубина скважины составила 3500 м. Скважина не дала существенного притока углеводородов. Анализом полученных при бурении материалов занимались исследователи кафедры горючих полезных ископаемых МГУ. В отчете МГУ

охарактеризована нефтегазоносность района, обоснованы выделения нефтегазоматеринских отложений, их катагенетической трансформации и нефтегазогенерационном потенциале. В палеоген-неогеновых отложениях по данным геохимического исследования образцов керна и шлама из скважины установлены нефтегазоматеринские отложения в породах кулувенской, вивинтекско-утхолокской и снатольской свит. Отложения свит имеют значительный нефтегенерационный потенциал, отложения снатольской относятся к газопроизводящим. В разрезе отложений по геохимическим данным выделены флюидонасыщенные интервалы.

2. Общий раздел

2.1. Тектоническое положение Западной Камчатки в структуре Охотоморского региона

В современной геодинамической обстановке регион Охотского моря и его континентальное обрамление, включая полуостров Камчатка, входит в состав Охотоморской литосферной плиты, граничащей с Евразийской на северо-западе, Северо-Американской на северо-востоке, Берингией на востоке, Тихоокеанской на юго-востоке и Амурской плитами на юго-западе (Riegel et al., 1993, Ландер и др., 1994, Mackey et al., 1997, Имаев и др., 2000, Объяснительная записка..., 2000, Altis, 2001, Hindle et al., 2006) (рис. 2.1.). Большинство из этих границ, кроме четко выраженной Курило-Камчатской зоны субдукции, имеет диффузный характер (Gordon, 1998), фиксируемый по рассеянной сейсмичности. Для диффузных границ характерны современные сдвиговые смещения.

По мнению большинства исследователей, современная Охотоморская плита имеет гетерогенное строение (Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002; Чехович, Сухов, 2005) (рис. 2.1.). Крупнейшей структурной неоднородностью плиты в пределах Камчатки является субмеридиональная шовная зона - Омгоно-Паланский коллизионный пояс (Богданов, Добрецов, 2002; Богданов, Чехович, 2002; Чехович, Сухов, 2005), прослеженная вдоль западного побережья Камчатки и прилегающего шельфа. Предполагается, что тектонический шов возник в результате столкновения Охотоморского (в узком понимании: не включая Камчатку) и Западно-Камчатского блоков (микроплит) в конце мела (Богданов, Чехович, 2002; Чехович, Сухов, 2005). По мнению цитируемых авторов, фундаментом Западно-Камчатской микроплиты является блок с древней континентальной корой, выходы которого представлены метаморфическими породами Срединного хребта Камчатки. В то же время, природа основания блока Охотского моря остается дискуссионной и, согласно (Watson, Fujita, 1985; Богданов, Добрецов, 2002) может представлять собой океаническое вулканическое плато. В качестве крупнейшей структурной неоднородности Охотоморской плиты в новейшей структуре выделяется Восточно-Охотоморскую зону разломов, трассируемую вдоль бровки шельфа Западной Камчатки и разделяющей Охотоморский и Камчатский неотектонические блоки (рис. 2.1.. а, б) (Вержбицкий, Соловьев, 2009).

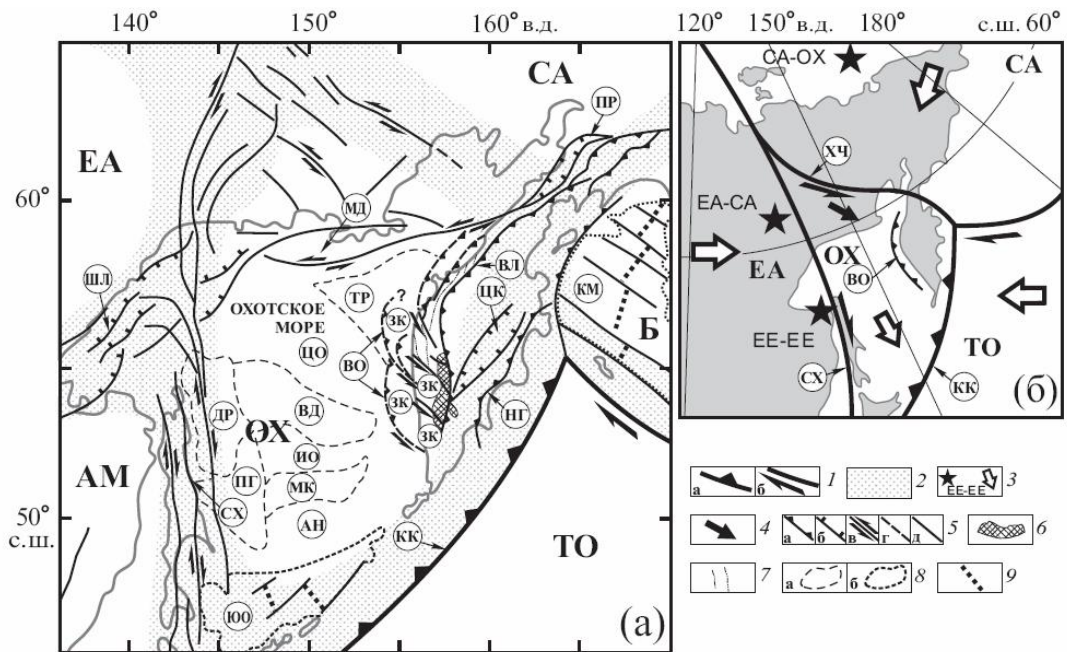


Рис. 2.1. Положение Западно-Камчатских структур в позднекайнозойской (а) и современной (б) геодинамической обстановке для Охотоморского региона (Вержицкий, Соловьев, 2009).

(а) – схема позднекайнозойской геодинамики Охотоморского региона. Составлена на основе (Schellart et al., 2003) с использованием (Баранов и др., 1999; Имаев и др., 2000; Карта полезных..., 1999; Ландер и др., 1994; Mackey et al., 1997; Sandwell, Smith, 1997; Worrall et al., 1996).

(б) – упрощенная схема современного взаимодействия литосферных плит в регионе по (Riegel et al., 1993; Altis, 2001; Hindle et al., 2006), с изменениями и дополнениями.

1 – границы плит (а – субдукционные; б - трансформные); 2 - области современной сейсмичности; 3 – полюса вращения и направления относительных перемещений плит; 4 – идеализированное направление латерального выжимания тектонических блоков северной части Охотоморской плиты из зоны схождения Евразийской и Северо-Американской плит; 5 – разломы: а – взбросы и надвиги, б – сбросы, в – сдвиги, г – предполагаемые по гравиметрическим данным, д – прочие; 6 – метаморфические комплексы Срединного и Ганальского хребтов; 7 – оси региональных складок кайнозойских отложений; 8 – глубоководные впадины с субокеанским (а) и океанским (б) типом коры; 9 – оси палеоспрединга.

Плиты: ТО-Тихоокеанская, Б-Берингия, СА-Северо-Американская, ЕА-Евразийская, АМ – Амурская, ОХ - Охотоморская; впадины: ЮО – Южно-Юхотская (Курильская), ПР – Пусторецкая, ШЛ – Шантар-Лузианская, ДР – Дерюгина, ТР – ТИНРО; зоны разломов: СХ – Сахалин-Хоккайдо, ХЧ – хребта Черского, ВО – Восточно-Охотоморская; КК – Курило-Камчатская зона субдукции; надвиги: НГ – Гречишкина, ВЛ – Ватыно-Лесновский; Прогибы: ПГ-Пограничный, МД – Магаданский, ВД – Восточно-Дерюгинский, МК –Макарова, ЗК – Западно-Камчатский; КМ - Командорская котловина, ЦК - Центрально-Камчатская депрессия. Поднятия: ЦО – Центрально-Охотское, ИО – Института океанологии, АН – Академии наук.

Фундамент Западной Камчатки одни исследователи рассматривают как часть Охотоморской плиты (Ханчук, 1985; Гладенков и др., 1997; Konstantinovskaia, 2001) (рис 2.2.), другие выделяют самостоятельную Западно-Камчатскую микроплиту (Объяснительная

записка..., 2000; Богданов, Чехович, 2002) (рис 2.3.), столкнувшуюся с Охотоморской плитой в маастрихте. Мезозойские комплексы на Западной Камчатке представлены разрозненными выходами, это осложняет расшифровку тектонической истории этого региона. Ранее в пределах Западной Камчатки выделялись Квахонский и Омгонский террейны (Watson, Fujita, 1985), затем Западно-Камчатский аккреционный террейн (Соколов, 1992; Nokleberg et al., 1998). Фундаментом южной части Западно-Камчатской области считались высокометаморфизованные породы, выведенные на поверхность в Срединном хребте и считавшимися частью Охотоморского континентального блока, например, (Ханчук, 1985). В последние годы в пределах Западной Камчатки выделен Омгоно-Паланский коллизионный пояс (Богданов, Чехович, 2002), отделяющей Охотоморскую плиту от Западно-Камчатской микроплиты. Охотоморская плита рассматривается как фрагмент древнего океанического плато (Богданов, Добрецов, 2002), а Западно-Камчатская микроплита характеризуется корой континентального типа (Богданов, Чехович, 2002) (рис. 2, 3). Согласно данным U-Pb SHRIMP датирования (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009), протолит метаморфитов Срединного хребта, представляющего собой выход фундамента Западно-Камчатской микроплиты по (Богданов, Чехович, 2002), имеет мел-палеоценовый возраст. А пик метаморфизма пришелся на ранний эоцен (52 ± 2 млн. лет назад) (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009), что ставит под сомнение само существование этой микроплиты в конце мела – начале палеоцена.

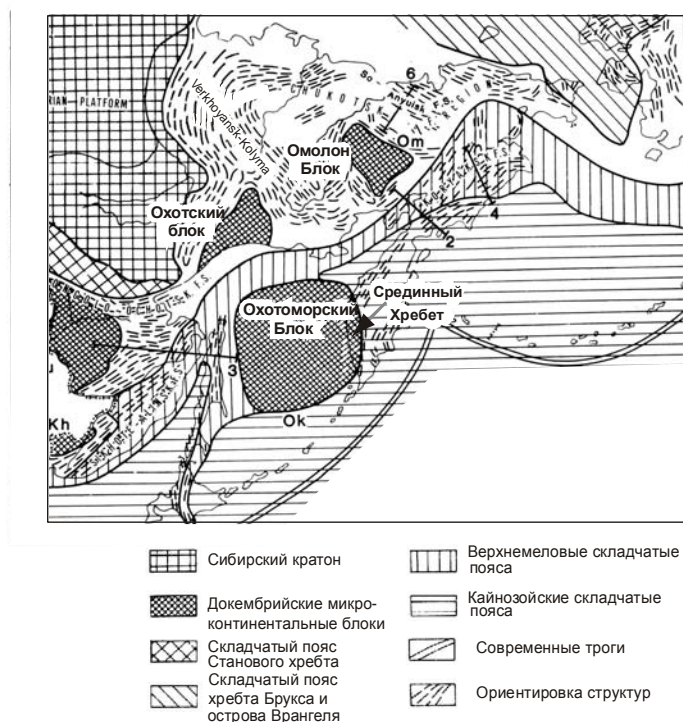


Рис 2.2. Схема тектоники Северо-Востока Азии и положение Охотоморского срединного (раннедокембрийского) массива (Парфенов, Натальин, 1977; Парфенов, 1984).

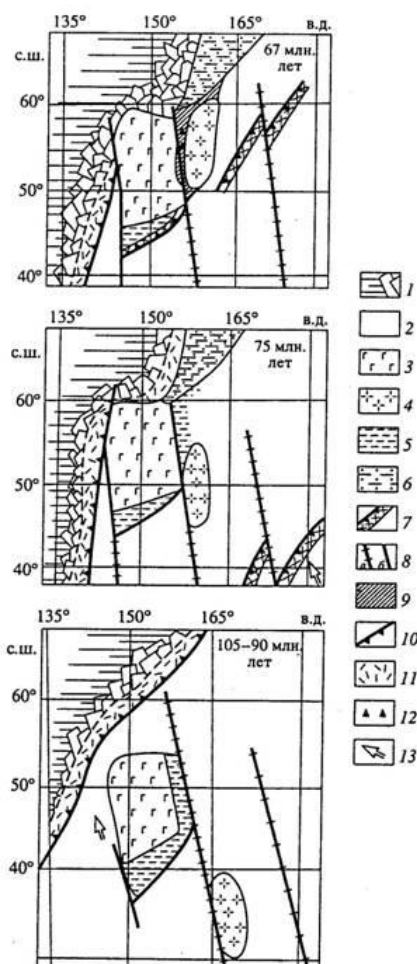


Рис. 2.3. Палеотектонические реконструкции Охотоморского региона (Богданов, Чехович, 2002)

1 – Евразийский континент; 2 – океанические области; 3 – Охотоморская плита; 4 – Западно-Камчатский микроконтинент; 5 – глубоководные котловины окраинных морей; 6 – Северо-Корякская аккреционно-коллизонная область; 7 – островные дуги; 8 – разломы; 9 – Омгоно-Паланская зона; 10 – зоны субдукции; 11 – Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс; 12 – бимодальные вулканы Омгоно-Паланской зоны; 13 – направления перемещения литосферных плит.

2.2. Особенности строения комплексов фундамента Западной Камчатки.

Фундаментом для палеоген-неогеновых отложений Западной Камчатки являются комплексы Омгоно-Укэляятского и Ачайваям-Валагинского террейнов (рис. 2.4.). Наиболее современная сводка данных о мезозойских комплексах проведена в монографии (Западная ..., 2005). В ней представлены данные о строении, соотношениях, возрасте и вещественном составе мезозойских комплексов Западной Камчатки.

Мезозойские комплексы Западной Камчатки обнажаются в разрозненных выходах и эрозионных окнах среди кайнозойских отложений, что затрудняет их сопоставление между собой. Тем не менее, на данный момент разработана рабочая схема строения фундамента Западной Камчатки (Соловьев, 2005, Палечек и др., 2005).

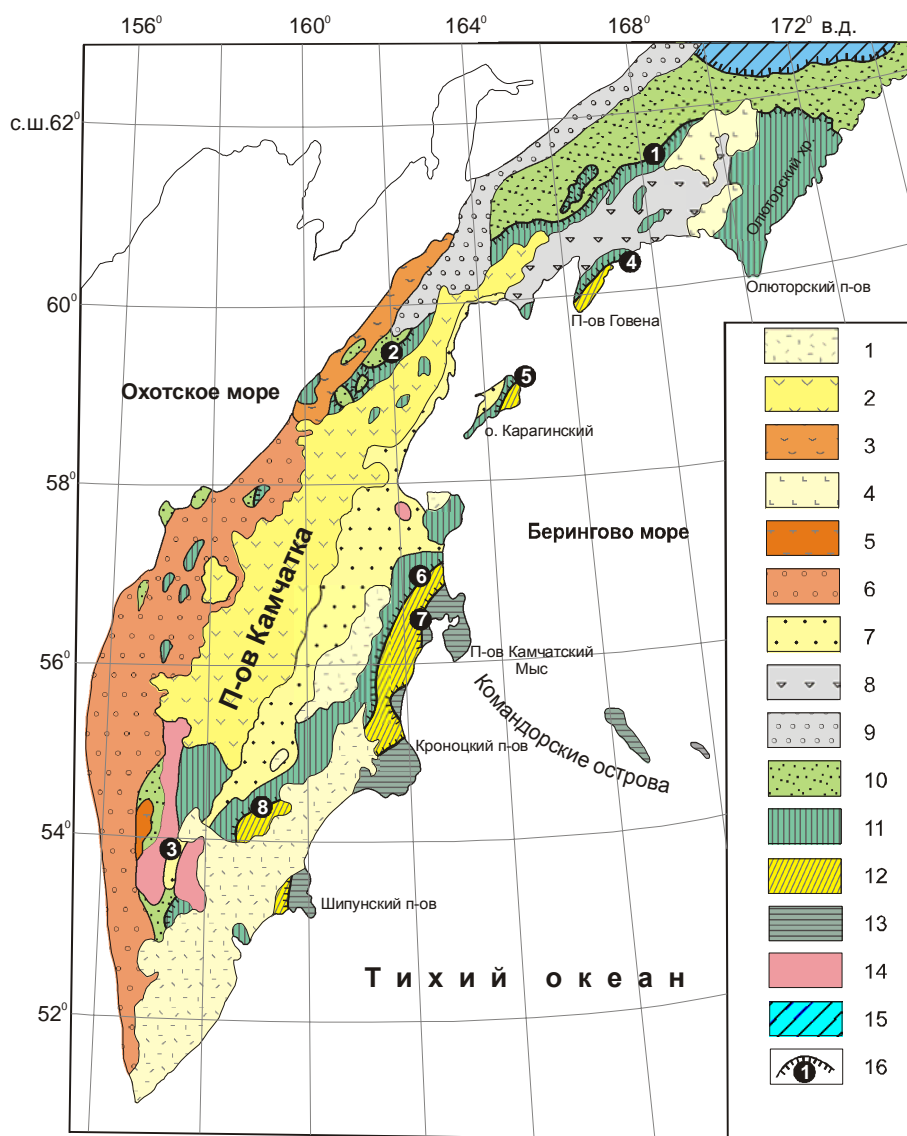


Рис. 2.4. Схема тектонического районирования Олюторско-Камчатской аккреционно-коллизонной области по (Соловьев, 2008)

1-9 – элементы чехла: 1-5 – субаэральные вулканические пояса и ареалы: 1 – Восточно-Камчатский пояс (N_2 – ныне), 2 – Центрально-Камчатский (P_3 ?? - ныне), 3 – Кинкильский (Западно-Камчатско-Корякский) (P_2 , 3), 4 – Апукско-Вывенковский (N_2 -Q), 5 – Черепановский (P_{1-2}); 6-9 – седиментационные прогибы и депрессии: 6 – Западно-Камчатский прогиб (P_2 – N_2); 7 – Центрально-Камчатская депрессия (N_2 – Q); 8 – Ильпинско-Пахачинский прогиб (P_2 - N_1); 9 – Пусторецко-Парапольский прогиб (N – Q); 10 – 15 – **террейны фундамента**: 10 – Омгоно-Укэляятский – терригенные отложения подножия континента (K_2 - P_2); 11 – Ачайваям-Валагинский - палеостровная дуга (K_2 – P_1); 12 – Ветловско –Говенский - аккреционная призма (P_2 – N_1); 13 – Кроноцко-Командорский (Кроноцкий) - палеостровная дуга (K_2 – P_3); 14 – метаморфиты по породам Омгоно-Укэляятского и Ачайваям-Валагинского террейнов; 15 – террейны северной Корякии; 16 – тектонические сuture – надвиги (цифры в черных кружках): 1 – Ватыно-Вывенковский, 2 – Лесновский, 3 – Андриановский, 4 – Говенский, 5 – Карагинский, 6 – Ветловский, 7 – Гречишкина, 8 – Валагинский

Комплексы, слагающие **Омгоно-Укэляятский террейн**, являются автохтоном (и/или параавтохтоном) (Соловьев, 2008; Соловьев и др., 1998, 2002, 2004). Он сложен терригенным, иногда флишоидным, комплексом. По данным трекового датирования обломочного циркона, возраст этих отложений варьирует в хребте Омгон от 114 до 80 млн. лет, в долине реки Рассошина – 80 – 77 млн. лет, в районе Морошечной 82 – 72 млн. лет (рис 1.3) (Соловьев, 2005). В терригенных породах на мысе Хайрюзова найдена фауна (аммониты, аптихи, двустворки, гастроподы) раннеальбского возраста (Палечек и др., 2005). Таким образом, суммарный интервал накопления терригенного комплекса определяется как альб – кампанский. В хребте Омгон совмещены терригенные отложения, накапливавшиеся на разных глубинах. С более глубоководными и древними отложениями (альб - сеноман) ассоциируют чужеродные тектонические блоки, представленные кремнисто-вулканогенными породами. Турон - кампанские терригенные отложения являются более мелководными, среди них отмечаются мощные прослои (до 30 м) конгломератов и небольшие линзы углей (Геология..., 1964).

Во всех изученных районах песчаники терригенного комплекса близки по составу и соответствуют кварц-полевошпатовым грауваккам. Породы терригенного комплекса накапливались в окраинно-континентальной обстановке. Среди отложений терригенного комплекса в хребте Омгон и в районе горы Морошечной описаны чужеродные тектонические блоки (Западная..., 2005). В хребте Омгон они представлены кремнисто-вулканогенными образованиями, сформированными в конце юры и раннем мелу в океанической или окраинно-морской обстановке. Базальты сопоставляются с N-MORB спрединговых центров бассейнов океанического типа. Источником блоков вулканогенного комплекса, по-видимому, являлась плита палео-Пацифики - Изанаги. В хребте Омгон тектонически совмещены разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках. Это позволяет исследователям (Западная..., 2005) рассматривать комплексы хребта Омгон как фрагмент палеоаккреционной призмы.

Комплексы, входящие в состав **Ачайваям-Валагинского террейна**, слагают аллохтон в фундаменте Западной Камчатки. Аллохтонные отложения присутствуют в фундаменте только на востоке Западно-Камчатского бассейна. Аллохтон наиболее полно изучен к северу от устья реки Паланы (Палечек и др., 2003). Разрез, наблюдаемый в обрыве морского берега между реками Палана и Анадырка, отражает ряд последовательных геологических событий. Сюда входят накопление кремнистой толщи, реконструируемой по олистолитам и олистоплакам, формирование вулканогенной толщи, образование олистостромы,

отражающее деформационное событие, накопление континентальной молассы анадырской свиты.

Накопление кремнистой толщи, послужившей источником большей части олистолитов, началось еще в конце юры и, по-видимому, продолжалось до конца мела (Курилов, Богданов, 2001; Палечек и др., 2003). Тем не менее, подавляющая часть пород олистолитов датируется кампан-маастрихтским интервалом. По палеомагнитным данным, кампан-маастрихтские кремнистые породы накапливались на 40-х широтах (среднее значение), то есть намного южнее современного места олистостромовой толщи в структуре Западной Камчатки (Коваленко, 2003). Состав кремней подтверждает этот вывод, поскольку такие породы могли осаждаться на значительном расстоянии от окраины северо-восточной Азии, поставлявшей огромное количество терригенного материала в смежные бассейны.

Во второй половине кампанского века начинается формирование вулканогенной толщи в результате нескольких подводных извержений базальтов, разделённых короткими периодами накопления слоистых туфогенно-осадочных пачек. По химическому составу породы толщи образуют непрерывный ряд от известково-щелочных калиевых базальтоидов к шошонитам (Кузьмичев, Сухов, 2000). Состав базальтов вулканогенной толщи типичен для островных дуг.

Возраст шарьирования аллохтона определён по K-Ar датированию обломков пород вулканогенной толщи в олистостромовой (расположенной выше по разрезу), он оценивается как постратаннемаастрихтский. Верхний возрастной предел надвигообразования определяется по возрасту неоавтохтона – песчаникам и конгломератам хулгунской в центральной и анадырской в северной частях Западно-Камчатского прогиба (Западная..., 2005).

Общий структурный план кайнозойских комплексов Западной Камчатки характеризуется линейными, реже брахиформными складками, оси которых имеют север-северо-восточное простирание, углы падения крыльев достигают 50-60°. Основные представления о структурах базируются на сейсмических данных: кайнозойская толща выполняет грабены и залегает на неровной поверхности интенсивно деформированного докайнозойского фундамента (Моисеев, Соловьев, 2010). Отличительными чертами тектоники Западной Камчатки являются разрывные нарушения, часто вдольструктурного простирания, а также существование в кайнозойское время приподнятых стабильных блоков на фоне общего прогибания, что определило складчато-блоковый структурный облик региона (Смирнов, 1971). В целом для кайнозойской толщи Западной Камчатки в статье

(Моисеев, Соловьев, 2010) приводится характеристика 3 этапов деформации: постратриасового, верхнеэоцен-олигоценового и миоценового возрастов.

2.3. Геологическое строение Западной Камчатки.

Стратиграфия мелового фундамента и палеогеновой части осадочного чехла

Отложения Западно-Камчатского осадочного бассейна залегают на мезозойских отложениях фундамента. Мезозойские вулканогенно-осадочные породы Ачайваям-Валагинского и Омгоно-Укэляятского террейнов (Соловьев, 2008; Соловьев и др. 2002, 2011), слагающих фундамент прогиба, выходят на дневную поверхность в эрозионных «окнах», вытянутых в северо-восточном и меридиональном направлениях (рис. 2.4.). Дислокации пород носят интенсивный складчато-глыбовый характер; они собраны в складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев от 30° до $70\text{—}80^\circ$.

2.3.1. Стратиграфическое расчленение фундамента. Фундамент осадочного бассейна имеет гетерогенное строение: к Омгоно-Укэляятскому террейну в центральной части Западной Камчатки относятся свиты (снизу вверх): кингивеевская (K_1kn), омгонская серия, включающую в себя тальничскую ($K_{1-2}tl$) и майначскую свиты (K_2mn). К Ачайваям-Валагинскому террейну, обнажающемуся на востоке, относится ирунейская свита (K_2ir).

2.3.1.1 Меловая система

Меловые отложения Тигильского района Западной-Камчатки представлены тремя чётко различающимися между собой литологическими комплексами. Самыми древними образованиями района являются вулканогенные кремнисто-карбонатные комплексы, обнажающиеся в пределах Омгонского хребта. Здесь они перекрываются мощной терригенной толщей осадков омгонской серии нижнее-верхнемелового возраста. На юго-востоке района развиты вулканогенные образования ирунейской свиты. Они надвинуты с востока на породы омгонской серии по крупному региональному Ватыно-Лесновскому надвигу, прослеживающемуся от севера полуострова в районе бухты Анастасия до южных районов Срединного хребта (Соловьев и др., 2001; Вержбицкий, Соловьев 2009).

2.3.1.1.1 Кингивеевская свита (K_1kn)

Породы свиты выходят на дневную поверхность в пределах Омгонского хребта (рис. 1.3). Наиболее полный разрез кингивеевской свиты описан на берегу моря южнее мыса Дыроватого. Породы там слагают моноклираль субширотного простирания с падением к северо-западу под углом $40\text{--}60^\circ$. Разрез представляет собой чередование потоков подушечных

и массивных, реже миндалекаменных базальтов, долерито-базальтов и долеритов с прослоями и линзами кремней, кремнистых аргиллитов, реже известняков. В кровле потоки представлены афировыми, клинопироксен-плагиоклаз- и плагиоклаз-микрофировыми базальтами. Центральные части потоков и их подошвы представлены хорошо раскристаллизованными среднезернистыми долерито-базальтами.

Наличие среди потоков базальтов прослоев и линз кремней, кремнистых аргиллитов и известняков свидетельствует об излиянии пород в подводной обстановке (Западная...,2005)

Из кремнистых пород Палечек Т.Н., и др. (Западная..., 2005) был выделен комплекс радиолярий, свидетельствующий о среднеюрском – раннемеловом возрасте свиты. Видимая мощность свиты составляет около 700м.

2.3.1.1.2 Омгонская серия

Омгонская серия имеет ограниченное распространение и выходит на поверхность лишь в пределах хребта Омгон и в районе горы Увуч (рис. 1.3.).

Места развития отложений характеризуются плохой степенью дешифрируемости, но среди поля пород палеогенового возраста они резко выделяются на местности гористым рельефом, обусловленным сильной дислоцированностью образований омгонской серии и внедрением множества даек и гипабиссальных интрузий основного и среднего составов (Западная...,2005).

Омгонская серия подразделяется на две свиты: нижнюю – тальничскую ($K_{1-2}tl$) и верхнюю – майначскую (K_2mn), названные по именам рек, в бассейне которых они наиболее полно изучены.

2.3.1.1.2.1 Тальничская свита ($K_{1-2}tl$)

Поле выходов тальничской свиты занимает большую часть хребта Омгон. В литологическом отношении отложения резко отличаются от нижележащих вулканогенных образований кингивеевской свиты. Представлены они переслаиванием пластов аргиллитов, алевролитов и песчаников с преобладанием в разрезе первых (Сингаевский...,1965). Для отложений свиты характерно отсутствие ритмичного переслаивания пород. Пласты аргиллитов имеют мощность не менее 2-3 м, а нередко и десятки метров. Аргиллиты обычно тёмно-серые или чёрные, крепкие, преимущественно плитчатые, реже скорлуповатые.

В нижней части разреза тальничской свиты преобладают песчаники. Мощность их пластов составляет 2-3 м, реже 10 м. Песчаники большей частью плитчатые с неровной

поверхностью наслоения, тёмно-серые или желтовато-зелёные мелко и среднезернистые, реже крупнозернистые, прослоями даже гравелитистые, крепкие, иногда массивные. Часто содержат примазки глинистого материала по микротрещинам, иногда гальку аргиллитов.

Алевролиты преимущественно тёмно-серые, крепкие, плитчатые или массивные. Их отличие от песчаников состоит лишь в меньших размерах обломочной части и большей доли цемента.

Такие различия пород характерны в целом для всего разреза тальничской свиты, с преобладанием той или иной разновидности в разных частях разреза. В нижней части доминируют песчаники, средняя часть характеризуется более глинистым составом и в верхней части наблюдается равное количество как песчаных так и глинистых пород. Переходы от аргиллитов к песчаникам обычно чёткие, от песчаников к аргиллитам, как правило, постепенные, через прослои алевролитов.

В породах тальничской свиты встречены отпечатки флоры, обугленные растительные остатки, мелкие линзы угля и очень редко остатки мелких пелеципод, иноцерамов, аммонитов. Партией Сингаевского Г.П. (1965) были собраны моллюски, фрагменты иноцерамуса, панциря морского ежа позднеальбского возраста, отпечатки флоры, а также выше по разрезу ими были отобраны обломки аммонитов и мелких пелеципод сеноманского возраста. Описанные формы характеризуют альб-раннесеноманский возраст вмещающих пород. Возраст отложений тальничской свиты оценивается как альб – сеноманский.

Мощность свиты превышает 1000м.

2.3.1.1.2.2 Майначская свита (K_2mn)

Свита выходит участками в районе мыса Бабушкин на побережье между мысами Омгон и Промежуточный, в верховьях реки Поперечной, севернее мыса Лисьего и в районе г. Увуч. На породах тальничской свиты залегают по некоторым данным с размывом (Сингаевский, 1965), а по данным более поздних исследований (Богданов и др, 2003) с постепенным переходом.

В разрезе свиты преобладают песчаники (рис 2.5.). В песчаных пачках встречены многочисленные пласты аргиллитов, а в аргиллитах – прослои песчаников. По всему разрезу наблюдаются ритмичные, флишеподобные переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Ритмы обычно двухчленные, мощность пластов отдельных разновидностей пород составляет от 10-30 см до 1-2 м. В отложениях майначской свиты, значительно чаще, чем в тальничской, встречаются остатки фауны, флоры и мелкие линзы угля. Южнее мыса Омгон в её отложениях Сингаевским Г.П. описан пласт каменного угля мощностью 0,65м. Уголь блестящий,

слоистый, крепкий, имеющий сравнительно высокую степень метаморфизма. Комплекс моллюсков свидетельствует о турон–кампанском возрасте вмещающих пород.

Мощность свиты составляет 590 м.



Рисунок 2.5. Слоистые песчаники майначской свиты, пляж бухты Квачина (Увучинский разрез)

2.3.1.1.3 Ирунейская свита (K_2ir)

К отложениям ирунейской свиты отнесены кремнисто-вулканогенные породы, развитые в районе хребта Пенсайтан, хребта Медвежьего, в бассейне рек Тихой и Быстрой (рис.1.3). Нижняя граница свиты прослеживается нечётко. Ирунейские отложения надвинуты на породы хозгонской свиты (позний мел - ранний палеоцен) в верхнем течении реки Крутогоровой. К северу от этого района нижняя граница не устанавливается. Характерные особенности отложений свиты – глубокое зеленокаменное изменение пород, сложная дислоцированность, монотонность разреза.

Мороз Т.Ф (1966) на площади листа и на сопредельных территориях выделяет фации свиты: кремнисто-вулканогенную, выделенную в нижнем течении реки Быстрой, хр. Кылымс, и кремнисто-туфогенную (хребет Медвежий и Пенсайтан).

Для разреза кремнисто-вулканогенной толщи характерно наличие значительных по мощности покровов долеритов (до 200 м) и долеритовых порфиритов (до 50м), присутствие грубозернистых туфов основного состава, яшм и яшмоидных пород.

Кремнисто-туфогенная фация ирунейской свиты сложена алевритовыми и пелитовыми, реже псаммитовыми туфами, кремнистыми породами. Для данной толщи характерно отсутствие изменённых эффузивных пород, тонкий характер переслаивания.

Возраст свиты, охарактеризованный Вишневской В.С. по комплексу радиоларий, (Западная..., 2005) соответствует коньяк (сантон)-раннекампанскому.

Мощность свиты в бассейне реки Тихой 1520 м, в других местах 300-600 м.



Рисунок 2.6. Туфо-кремнистые породы ирунейской свиты, река Рассошина

2.3.1.1.4. Структурные особенности меловых пород

Для юрско-меловых пород, обнажающихся в пределах Западной Камчатки, характерно блоковое строение, наличие линз и олистостром. Породы кингивеевской свиты и омгонской серии в пределах хребта Омгон (центральная часть Тигильского района) слагают тектонические пластины, с северо-западным падением, разломы, ограничивающие пластины и блоки, падают на запад (Западная..., 2005). Ряд исследователей рассматривает комплекс отложений хребта Омгон как фрагмент палеоаккреционной призмы, формирование которой завершилось в маастрихте, а в позднем палеоцене в сформированную структуру произошло внедрение известково-щелочных силлов (Богданов и др., 2003).

В расположенном восточнее разрезе (р. Рассошина) обнажающиеся терригенные породы майначской свиты интенсивно кливажированы с падением слоистости в западном направлении. В южной части описываемого района, в районе горы Морошечной,

верхнемеловые породы, относимые к омгонской серии, также имеют западное падение (Западная..., 2005).

2.3.2. Стратиграфическое расчленение нижней части разреза Западно-Камчатского бассейна отличается в работах коллективов ГИН РАН и ВНИГРИ. Это обусловлено несколькими факторами: большим количеством эндемичных видов фауны, не позволяющих однозначно трактовать возраст вмещающих пород; различной полнотой фактического материала, приверженностью к той или иной концепции развития бассейна. Ниже будет приведено расчленение толщи, согласно схеме, утвержденной в (Решения..., 1998). Отдельно будет приведена схема, принятая исследователям ВНИГРИ.

2.3.2.1 Палеогеновая система

В Западно-Камчатской структурно-формационной зоне выделяются три крупные подзоны: Тевинская (Чемурнаутско-Паланская), Омгонская (Тигильская), Соболевская. (Решения..., 1998). Проведённые автором диссертации исследования относятся к Тигильскому району (подзоне). Поэтому ниже будет дано стратиграфическое расчленение толщи на основе местных подразделений, также будет показано их соотношение с региональной стратиграфической шкалой.

Региональные подразделения палеогена представлены горизонтами и зонами, а местные – свитами. В палеогене Западной Камчатки на основании (Решения..., 1998) выделяются следующие горизонты: улэвенейский, геткилнинский, камчикский, ткаправаямский, без названия (оммайский?), снатольский, ковачинский, аманинско-гакхинский, утхлокско-вивентекский. Изученные разрезы по своему стратиграфическому объёму отвечают горизонтам от улэвенейского до снатольского, что соответствует в Тигильском районе хулгунской, напанской и снатольской свитам.

Решения..., 1998	Свиты Тигильского района Западной Камчатки	Возраст				Возраст в млн. лет
		Система	Отдел	Подотдел	Ярус	
Горизонт						
Снатольский	Снатольская	Палеоген	Эоцен	Средний	Бартон	39
				Люгет		40
Без названия						41
Ткаправаямский	?			Нижний	Ипр	42
Камчикский	Напанская/ Сосопханская	Палеоцен		Верхний	Танет	43
Геткилнинский	Хулгунская			Квацлий		44
Улэвнейский	?			Нижний	Датский	
						46
						47
						48
						49
						50
						51
						52
						53
						54
						55
						56
						57
						58
						59
						60
						61
						62
						63
						64
						65

Рис. 2.7. Горизонты палеогена унифицированной шкалы Западной Камчатки. Палеоцен-эоценовый интервал. Сопоставление со свитами Тигильского района по (Решения...,1998)

2.3.2.1.1 Хулгунская свита ($a_{1-2} ? h$)

Породы свиты выходят в междуречье Квачины и Снатолвэема, где они слагают хребет Улевеней (Хулгун) и на водоразделе Снатолвэем илевой Чёрной.

В пределах хребта Улевеней наиболее крупные обнажения свиты описаны по реке Снатолвэем, в месте пересечения хребта с рекой. Здесь обнажается пачка конгломератов с прослоями песчаников и аргиллитов мощностью около 100 м. Общая мощность отложений хулгунской свиты по реке Снатолвэем составляет 360 м. Конгломераты зеленовато-серые, реже буровато-коричневые, валунно-галечные, плохо сортированные, с карбонатно-песчаным цементом, очень крепкие. Галька и валуны имеют хорошую окатанность и состоят из долеритов, дацитовых порфиритов, аргиллитов и песчаников, а также из метаморфизованных туфов (Сингаевский, 1965).

В центральной части хребта Улевеней породы сильно дислоцированы, разбиты серией тектонических нарушений и подвергнуты незначительному метаморфизму, а иногда гидротермальным изменениям.

Иной характер отложений наблюдается по реке Квачина. Она сложена чередованием черных алевролитов, песчаников с редкими маломощными прослоями конгломератов и мощными пачками аргиллитов. В ее средней части расположена пачка переслаивания косослоистых песчаников и мелкогалечных конгломератов (мощностью 100 м). Нижняя часть свиты флороносная, а в верхних 110 м встречаются морские моллюски плохой сохранности. Свита охарактеризована двумя спорово-пыльцевыми комплексами. Л.Ю. Буданцев (2006) описал из разреза р. Ковачины небольшой флористический комплекс, на основании которого сделал вывод о танетском возрасте хулгунской свиты.

Породы хулгунской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на верхнемеловых породах майначской и ирунейской свит.

Мощность отложений свиты непостоянна. Намечается сокращение мощности с севера на юг. Мощность в районе реки Хулгун составляет около 700м, а в Хайрюзовском районе – 60м.

2.3.2.1.2 Напанская свита (a_2np)

В пределах Тигильского района породы свиты выходят на поверхность небольшими участками. Они окаймляют с юга и запада северную часть хребта Улевеней, выходят на дневную поверхность небольшими участками и в предгорьях хребта Медвежьего и в среднем течении р. Утхолок, в междуречье р. Напана и Тигиль (рис .1). Кроме того, напанская свита небольшими участками выходит в пределах Утхолокского мыса.

Отложения напанской свиты большей частью выступают в сводах антиклинальных структур, нарушенных разломами, реже слагают крылья этих складок или же выполняют ядра синклиналей. С отложениями ирунейской свиты взаимоотношения несогласные, а в бассейне реки Тихой породы напанской свиты согласно лежат на хулгунской свите.

Разрез представлен угленосными толщами, которые к югу от описываемой территории (в Ичинском районе) фациально замещаются морскими терригенными образованиями.

Часто разрез представлен переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто с пластами каменных углей. Мощность прослоев от 0,1 до 1,0 м. Песчаники серые до тёмно-серых разномзернистые, большей частью плохо отсортированные, средней крепости, массивные с включениями гальки и многочисленными отпечатками флоры. По составу песчаники граувакковые. Иногда встречаются прослои глауконитовых песчаников с обильной фауной пелеципод.

Аргиллиты тёмно-серые, иногда чёрные, скорлуповатые, большей частью некрепкие. Обычно они содержат небольшие прослои или линзы каменного угля, обугленные куски, а иногда целые стволы окаменевшей древесины, обильные отпечатки флоры.

Алевролиты внешне схожи с аргиллитами и отличаются лишь размерностью обломочной компоненты. Для разреза в целом более характерны промежуточные разности – алевритистые аргиллиты.

Пласты угля сложно построены, часто уголь встречается в виде многочисленных маломощных линз мощностью 0,03-0,15м, выходы угля прослеживаются по всему разрезу свиты. К верхней части разреза приурочены более мощные (до 2,9м) слои угля. Уголь обычно чёрного цвета, реже тёмно-бурого, блестящий, некрепкий с листоватой или мелкоскорлупчатой отдельностью. Для отложений свиты также характерны крупные карбонатные конкреции и конкреционные пласты мощностью до 2м. Тонкозернистая карбонатная масса их часто содержит сцементированные растительные остатки, гальку, песок.

Из напанской свиты были собраны и описаны в отчёте Сингаевского Г.П. (1965) многочисленные растительные остатки, а также остатки раковин солоноватоводных форм пелеципод, комплекс фауны определяет возраст вмещающих пород как нижнеэоценовый. Породы охарактеризованы бедным комплексом листовой флоры. По комплексу спор и пыльцы толща сопоставляется с нижней частью геткилнинского горизонта. Мощность свиты по разным оценкам составляет от 200 до 700 м.



Рисунок 2.8. Переслаивание песчаников и алевролитов, обогащенных углистым материалом, река Рассошина

2.3.2.1.3 Снатольская свита ($a_{2-3}sn$)

В Тигильском районе выходы снатольской свиты занимают значительную площадь. В северной части она слагает ядро Точилинской антиклинали, южнее – окаймляет с востока и юга хребет Омгон, а также г. Увуч, со всех сторон окружает хребет Хулгун. Отложения свиты развиты широкой полосой в среднем течении реки Пухль и Утхолок, а также слагают хребты Мысмонт и Пухль. Кроме того, отложения снатольской свиты установлены в северных предгорьях хребта Медвежьего, западнее горы Амалнен, в нижнем течении реки Утхолок, а также небольшими участками в пределах Утхолокского хребта. На рис. 1.3 отмечены описанные автором разрезы.

Контакт снатольской свиты с меловым фундаментом всегда резкий с угловым и стратиграфическим несогласием. На напанских отложениях – снатольская свита по (Отчёт..., 1986) залегает согласно, с постепенными переходами, по (Гладенков и др., 1991) контакт свит тектонический.

В описываемом районе снатольская свита представлена двумя своими литолого-фациальными комплексами. Вблизи меловых выступов отложения свиты более мелководные и содержат, как правило, в основании мощную пачку конгломератов (рис. 2.10.). На таких участках свита представлена песчаниками голубовато-серыми, серыми или жёлто-серыми, разнозернистыми, обычно средней крепости, реже крепкими. Часто песчаники содержат примесь алевроитового материала. По составу песчаники полимиктовые и содержат крупные карбонатные конкреции округлой формы, достигающие в диаметре 2,0 м (рис 2.11.).

Наиболее полный разрез свиты расположен в районе мыса Бабушкин (Майначский разрез), на юго-западе до устья р. Тигиль (рис. 1.3.). На напряженно дислоцированных песчаниках и алевролитах верхнемеловой майначской свиты с резким размывом и небольшим угловым несогласием залегает пачка зеленовато-серых конгломератов. Непосредственный контакт скрыт осыпью, а на пляже напротив зоны контакта лежат крупные глыбы андезитов кайнотипного облика (рис 2.9). Базальные конгломераты, обнажённые выше осыпи, жёлто- и красно-бурые, с грубой косою и диагональной слоистостью. Цемент - песчано-гравийный, полимиктовый. Для конгломератов характерна плотнейшая упаковка галек с поровым цементом. Местами встречаются протяженные, тонкие, а также неправильной формы линзы разнозернистого песчаника с глинистыми примазками по плоскостям напластования, часто со скоплениями растительного детрита. Редко встречаются слегка уплощенные конкреции карбонатизированных песчаников.



Рисунок 2.9. Крупные глыбы андезитов на контакте верхнемеловых песчаников майначской свиты и среднеэоценовых конгломератов снатольской свиты. Контакт скрыт осыпью, Майначский разрез



Рисунок 2.10. Разногальчатые, плохо сортированные конгломераты среднеэоценовой снатольской свиты, Майначский разрез

Песчаники и алевропесчаники как в цементе, так и в линзах представлены кварц-полевошпатовыми разностями, с очень редкими кристаллами пироксенов и амфиболов. Галька конгломератов, преимущественно, состоит из дацитов, андезитов, долеритов, риолитов и плагиогранитов, сильно изменённых базальтов и метаморфизованных эффузивов кислого состава.

В конгломератах встречаются небольшой мощности прослойки косослоистых полимиктовых, грубозернистых песчаников и рассеянным углистым материалом. Нередко в песчаниках наблюдаются скопления углистого материала или прослойки и линзы бурых углей.

Мощность нижней преимущественно конгломератовой пачки составляет 280 м.

Выше без видимого несогласия её сменяет пачка преимущественно песчаного состава: это чередующиеся между собой песчаники, алевролиты, в низах - линзы мелкогалечных конгломератов. Песчаники серые, разнозернистые, с неравномерным послойным распределением растительного детрита. Алевролиты, реже аргиллиты представлены более тёмными породами, часто с раковистым изломом. Нередко встречаются мелкие линзочки угля. Близ контакта конгломератовой и песчаной пачек в слое песчаника залегает крупный (до 0,6 м) олистолит андезита, возраст которого, полученный К-Аг методом, составляет $87 \pm 3,5$ млн. лет.

Общая мощность свиты - около 650 м.

Толща охарактеризована споро-пыльцевыми спектрами и бедным комплексом бентосных фораминифер (Серова, 2004). Комплекс моллюсков был определен Синельниковой В.Н (Гладенков и др., 1991). Возраст свиты оценивается как среднеэоценовый.



Рисунок 2.11. Слоистые песчаники с крупными карбонатными конкрециями, среднеэоценовая снатольская свита, Майначский разрез

Примечательно, что ни в одном из изученных нами разрезов нижней части Западно-Камчатского осадочного бассейна, равно как и в опубликованных работах, не встречается последовательное залегание палеоцен-эоценовых свит.

2.3.3. Стратиграфическое деление палеогена Западной Камчатки, схема ВНИГРИ

Необходимо отметить, что существующие региональные горизонты и зоны поддерживаются не всеми исследователями Западной Камчатки. Так, за основу стратиграфии кайнозоя Западной Камчатки исследователи ВНИГРИ принимают материалы совещания (Решения...,1959). Последующими работами принятая схема была детализирована и дополнена, в том числе по результатам детального изучения разрезов и фитогоризонтов. В итоге второе стратиграфическое совещание (Решения...,1974) подтвердило плодотворность ранее принятой схемы (Белонин и др.,2003, стр.15). Последующие исследования стратиграфов и новый вариант унифицированной схемы стратиграфического деления Западно-Камчатского прогиба (Решения...,1998) не применяются исследователями ВНИГРИ в связи с невозможностью детальной корреляции предложенных региональных горизонтов в разрезах и скважинах «главных районов Западной Камчатки» (Белонин и др., 2003, стр. 15).



Рисунок 2.12. Стратиграфия палеоцен-эоценовой части Западно-Камчатского прогиба (Белонин и др., 2003)

2.3.4 Существующие нерешённые вопросы стратиграфического расчленения палеогена Западной Камчатки

В решениях двух Стратиграфических совещаний в качестве стратотипов трех нижних горизонтов (свит) утверждены следующие разрезы. Стратотип хулгунского горизонта (палеоцен) описан в разрезе по долине р. Ковачина при пересечении хребта Хулгун.

Стратотипы напанского (ранний эоцен) и снатольского (низы среднего эоцена) горизонтов выделены в среднем течении р. Снатолвезем у горы Сосопхан (Решения..., 1961; Объяснительная ...1982). Однако, дискуссия о том, какой из разрезов должен быть принят за стратотип палеоцен-нижнеэоценовых горизонтов (хулгунского, напанского и снатольского) продолжается.

Отсутствие единого последовательного разреза для свит нижнего палеогена не позволяет установить их точный стратиграфический объем и конкретные взаимоотношения с ниже и вышележащими отложениями. Относительно бедная палеонтологическая характеристика хулгунских и напанских отложений, что весьма характерно для мелководных отложений, часто не позволяет с уверенностью определить, к какой из свит нижнего палеогена относятся изучаемые толщи.

Часто фаунистические находки в одновозрастных отложениях северной части Западной Камчатки и центральной её части плохо сопоставимы, в них почти не встречаются общие виды: комплексы моллюсков, формировавшиеся в относительно мелководных или глубоководных обстановках, значительно отличаются друг от друга по таксономическому составу. Спорово-пыльцевые спектры дают слишком широкие возрастные интервалы (Гладенков и др., 1997). Находки диатомей, особенно в палеогене, спорадические, кроме того, они бедны и своеобразны по таксономическому составу. Присутствие планктона с карбонатным скелетом – фораминифер и наннопланктона, фиксируется в разрезах Западной Камчатки очень редко, а их комплексы не отличаются разнообразием (Серова, 2005; Дмитриева, 2007).

Скептицизма добавляет и тот факт, что согласно геодинамической модели формирования окраины Азии (Шапиро, Соловьев и др., 2008) обширное накопление осадочного материала может начаться не раньше среднего эоцена, после причленения к ней северной части Ачайваям-Валагинской островной дуги.

Для того чтобы исключить неясность стратиграфической позиции изучаемых автором терригенных пород нижней части разреза осадочного бассейна, была принята следующая концепция: изучению и сравнению подлежат разрезы, в которых ясно прослеживается контакт мел/палеоген. Остальные разрезы включены автором в диссертацию в качестве дополнения и в этих случаях будет обозначена возможная дискуссионность стратиграфической позиции.

3. Фактические данные, полученные результаты

Исследования, проведённые автором диссертации, удобно разделить по смыслу на две части. В первой будут представлены результаты изучения базальных конгломератов, относимых к палеоцену (?) и среднему эоцену. Во второй части будут охарактеризованы песчаники, их состав, геохимия, возраст и минералогия тяжёлой фракции. Песчаники относятся к среднеэоценовой снатольской свите.

3.1. Конгломераты

Возраст и литология перекрывающих меловой фундамент конгломератов подробно охарактеризованы в работах Ю.Б. Гладенкова с соавторами (2005, 1997), Ю.Н. Григоренко (1981, 2011). В своих масштабных исследованиях Ю.Н. Григоренко приводит фациальный анализ нижней части Западно-Камчатского осадочного бассейна. Согласно ему, базальные конгломераты накапливались в континентальных условиях, являясь осадками межгорных озёр и горных рек, нередко формируя делювиальные шлейфы и пролювиальные конуса выноса (Григоренко, 2011).

Отрядом ГИН РАН, в составе которого работала диссертант, были опробованы 4 разреза. Два морских береговых – Майначский и Увучинский, два – по берегам крупных рек – Рассошины (Напанской) и Половинки (рис.1.3.).

3.1.1. Майначский разрез (N 57,59.937; E157,45.645)

Майначский разрез расположен на побережье Охотского моря, с востока от мыса Бабушкин (рис. 1.3.). Разрез является стратотипическим, это моноклиально залегающая толща с углами падения до 40°. Здесь на позднемеловых песчаниках майначской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают конгломераты, вверх по разрезу сменяющиеся песчаниками снатольской свиты. Пачка базальных конгломератов в этом разрезе имеет мощность 300 м (рис 3.1., 3.3.).

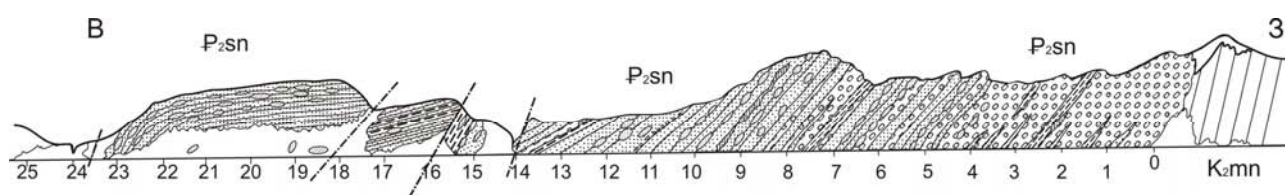


Рисунок 3.1. Зарисовка Майначского разреза по (Гладенков и др., 1991)

Непосредственный контакт нижнего мела и эоцена задернован, поблизости от контакта на пляже описаны глыбы и валуны андезитового состава, размер и слабая окатанность которых свидетельствует о некоей близко расположенной, но уже полностью разрушенной вулканической постройке (рис. 3.2.). Из глыб андезита была отобрана проба, проведено К-Аг датирование монофракции биотита, возраст приведён в таблице 1.



Рисунок 3.2. Крупные глыбы андезитов кайнотипного облика на контакте мела-палеогена, Майначский разрез. В левой части фотографии видны фигуры людей для масштаба.

Толща конгломератов имеет неоднородное строение. Это переслаивание разных по мощности прослоев собственно конгломератов – разногалечных, плохосортированных с песчаным цементом и бесцементных, с «плотнейшей упаковкой» галек и с черепичной структурой, и песчаников (рис 3.4.). Песчаники крупно и среднезернистые, часто косослоистые с «плавающей» галькой и углефицированным растительным детритом. В песчаниках встречаются отпечатки шишек, окаменевшие деревья (рис 3.5.).

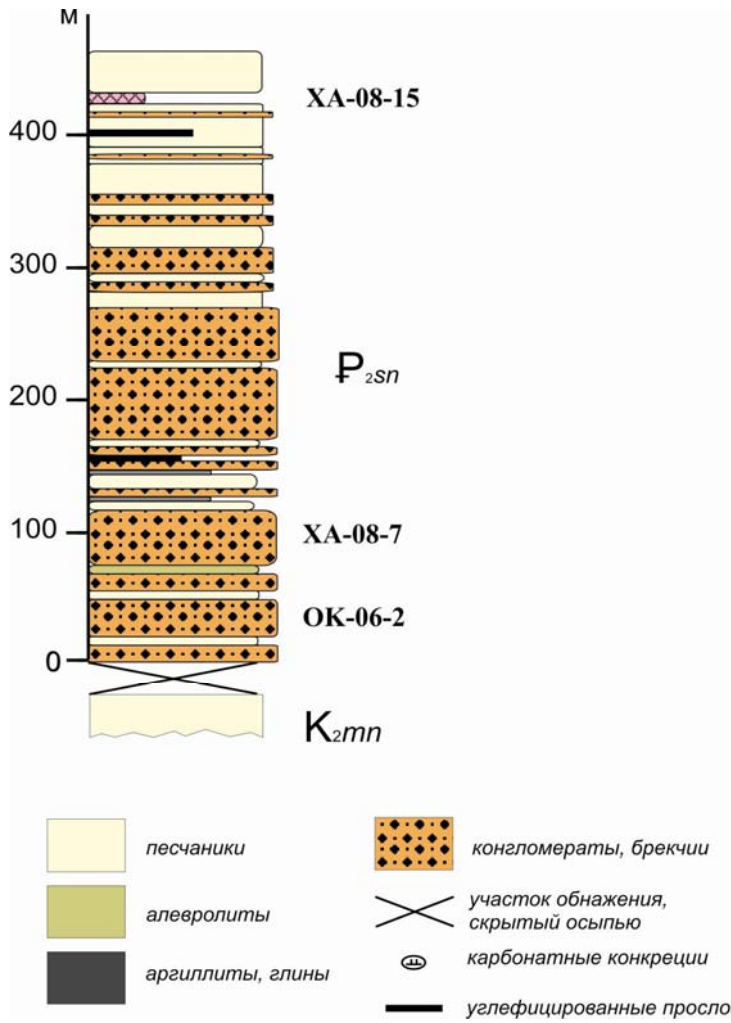


Рисунок 3.3. Литологическая колонка нижней, преимущественно конгломератовой части снатольской свиты, Майначский разрез.



Рисунок 3.4. Разногалечные несортированные конгломераты. Майначский разрез



Рисунок 3.5. Отпечаток шишки в линзах прослоев песчаников в конгломератовой части толщи, Майначский разрез

Состав галек конгломератов отражён на рисунке 3.6. Гальки преимущественно представлены вулканитами, доминируют эффузивы основного состава, в меньшем количестве встречены гальки среднего и кислого составов, далее на диаграммах образцы из этого разреза будут обозначены М. Из 4 галек конгломератов были выделены монофракции биотита, проведён К-Аг анализ, результаты отражены в таблице 1.

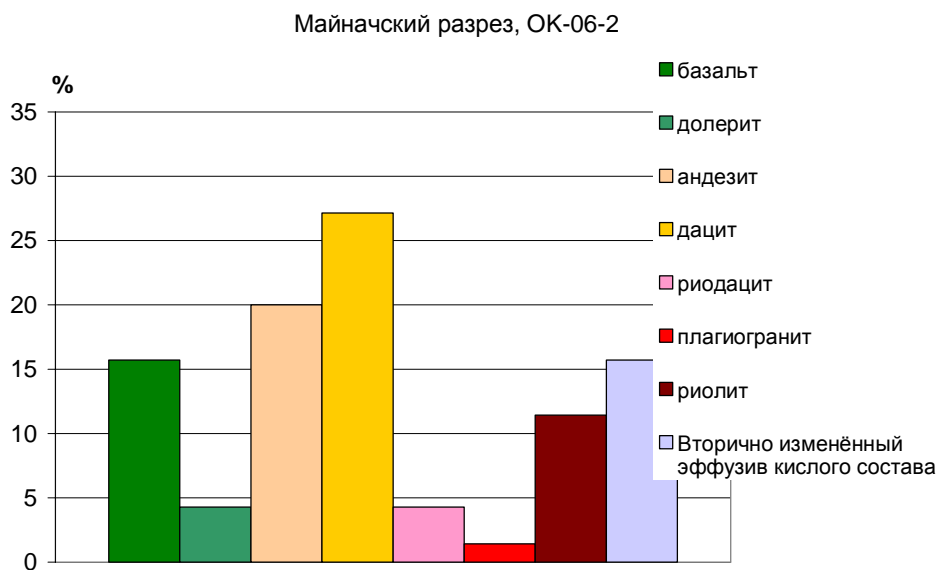


Рисунок 3.6. Диаграмма состава галек базальных конгломератов из Майначского разреза

Номер образца	Место отбора	Описание	Свита	Анализируемый минерал	Абсолютный возраст, млн. лет
М-17	Майначский разрез	галька риолита из конгломератов	снатольская	Биотит	51.5±3.5
М-30	Майначский разрез	галька андезита из конгломератов	снатольская	Биотит	51.2±2.0
М-31	Майначский разрез	галька андезита из конгломератов	снатольская	Биотит	35.5±6.5
ХА-08-15	Майначский разрез	олистоцит андезита*	снатольская	Биотит	87±3.5
ХА-08-7а	Майначский разрез	галька андезита из песчаника	снатольская	Биотит	50±1.5
ХА-08-82/23	Увучинский разрез	галька риодацита из конгломератов	снатольская	Биотит	57,3

Таблица 1. Сводная, абсолютный возраст галек конгломератов, полученный в результате проведения К-Аг датирования. Зеленым и желтым цветом выделены Майначский и Увучинский разрезы, розовым – олистоциты андезита из Майначского разреза.

Раннеэоценовый (ипрский) возраст галек позволяет предположить, что разрушалась молодая вулканическая постройка, и обозначить нижний возрастной предел накопления конгломератов. Возраст осадочной толщи всегда моложе возраста слагающих её обломков, следовательно, конгломераты накапливались в постипрское время. Олистоцит андезита может являться полностью разрушенным фрагментом Ачайваям-Валагинской островной дуги юрско?-мелового возраста.

3.1.2. Увучинский разрез (N57 46'02.6''; E157 19'13.1'')

Увучинский разрез расположен на побережье Охотского моря в бухте Квачина (рис. 1.3). Здесь на позднемеловых песчаниках майначской свиты с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегает терригенная толща переслаивающихся конгломератов и песчаников, относимая к среднеэоценовой снатольской свите (Гладенков и др, 1991) (рис. 3.7., 3.8.). Зачастую близ контакта с меловыми песчаниками встречаются прослои конглобрекций (галька окатанная и остроугольная, размер 1-15см), матриксом для конглобрекций является зеленовато-серый песчаник, мощность прослоев составляет 0,3-1,5 м. В подошве конглобрекций встречаются фрагменты меловых песчаников.

Выше конглобрекции сменяются конгломератами (размер галек от 1 см до 50 см) с песчаным цементом и прослоями песчаника. Конгломераты сильно ожелезнены, в прослоях песчаника встречаются углефицированный материал (рис. 3.9.)



Рисунок 3.7. Резкий контакт верхнемеловых песчаников майначской свиты (тёмное) и песчаников снатольской свиты (светлое)

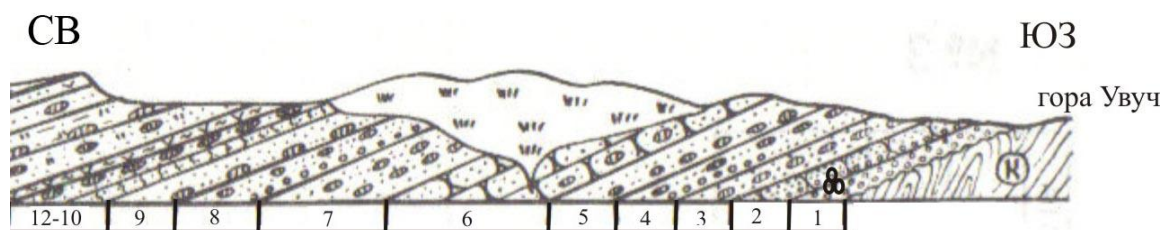


Рисунок 3.8. Зарисовка Увучинского разреза по (Гладенков и др., 1991)

Из двух прослоев конгломератов были отобраны пробы по 66 (ХА-08-75) и 23 гальки (ХА-08-82), далее в диаграммах образцы из этого разреза будут обозначены ХА (рис..). Состав галек отражён на рисунке 3.10. В пробе, отобранной близко к контакту с верхнемеловыми песчаниками майначской свиты, доля галек песчаников значительна, (83%), меньшую часть слагают фрагменты риодацитов. Но уже через 30 метров вверх по разрезу состав конгломератов кардинально меняется, доля позднемеловых песчаников в обломочной компоненте конгломератов снижается до 5%, доминируют фрагменты риодацитов. По-видимому, это можно объяснить сменой направления сноса обломочного материала или изменением уровня эрозионного среза.

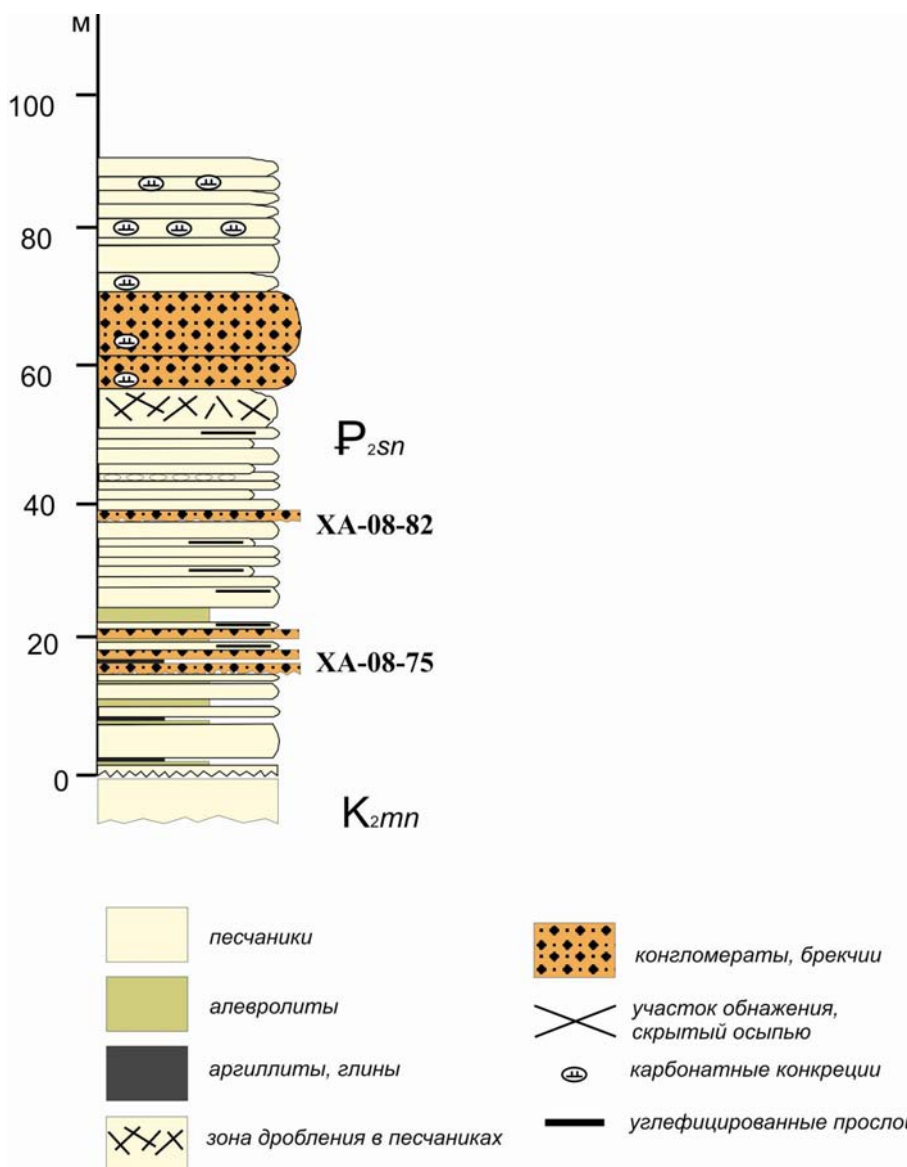


Рисунок 3.9. Литологическая колонка нижней части снатольской свиты, Увучинский разрез.

Увучинский разрез, XA-08-75

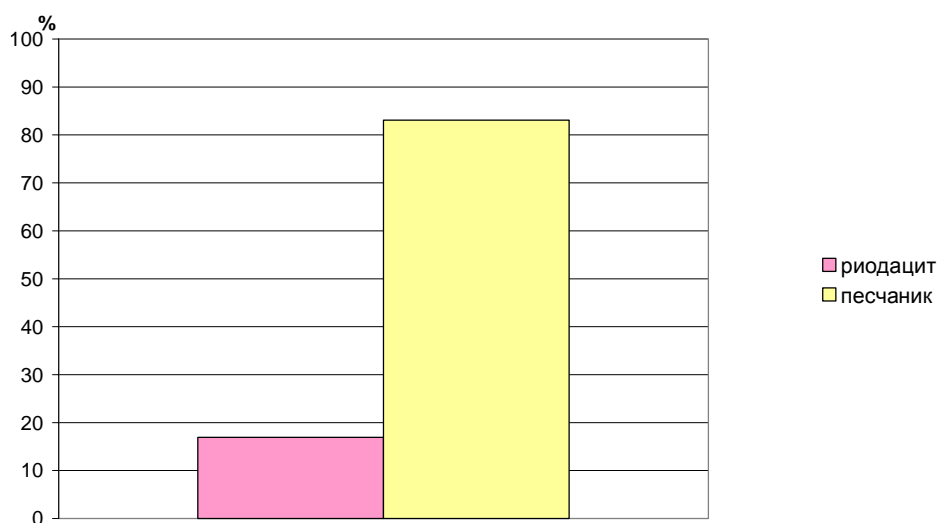




Рисунок 3.10. Диаграммы состава галек базальных конгломератов из Увучинского разреза, Положение проб отражено на рисунке 3.9.

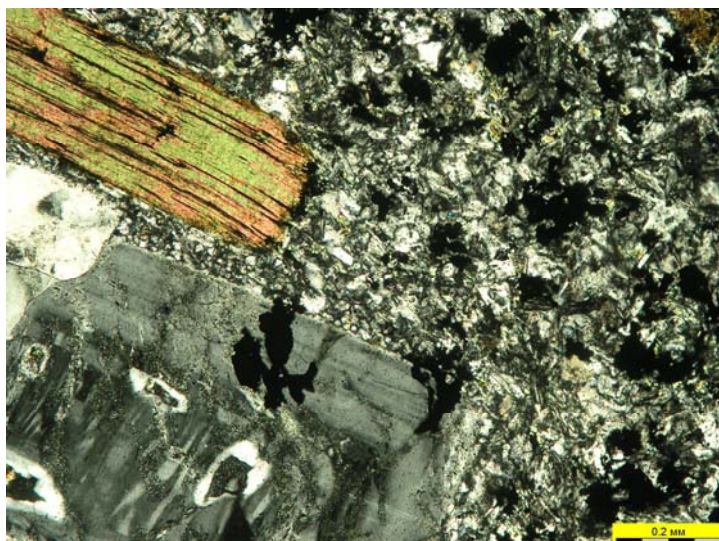


Рисунок 3.11. Галька риодацита со свежими кристаллами биотита и плагиоклаза.

Из гальки пробы ХА-08-82 выделена монофракция биотита (рис. 3.11.), по которой проведён К-Аг изотопный анализ (таблица 1). Полученный возраст отвечает танетскому веку.

3.1.3. Разрез по реке Рассошина (N 57° 41' 25.2", E 158° 19' 51.4")

Разрез расположен в правом борту реки Рассошина (Напанская), согласно геологической карте (Карта..., 1999), здесь на позднемеловых туфах залегают породы напанской свиты, сменяющиеся вверх по разрезу породами снатольской свиты. Разрез в основании сложен зеленовато-серым туфом. Вулканогенная толща разбита диагональными трещинами, сложенными молочно-белым и желтоватым кальцитом. Далее часть разреза скрыта осыпью, выше которой залегают слоистые коричневые алевролиты с редкими линзами мелкозернистых

песчаников. На них по неровному контакту с азимутальным и угловым несогласием залегают плохосортированные разногальчатые конгломераты, цементирующим веществом которых являются коричневые алевролиты с редкими прослоями ржаво-красных аргиллитов (рис 3.12, 3.13.). Размер галек составляет от 0,5 до 15 см. Мощность конгломератов 5 м.

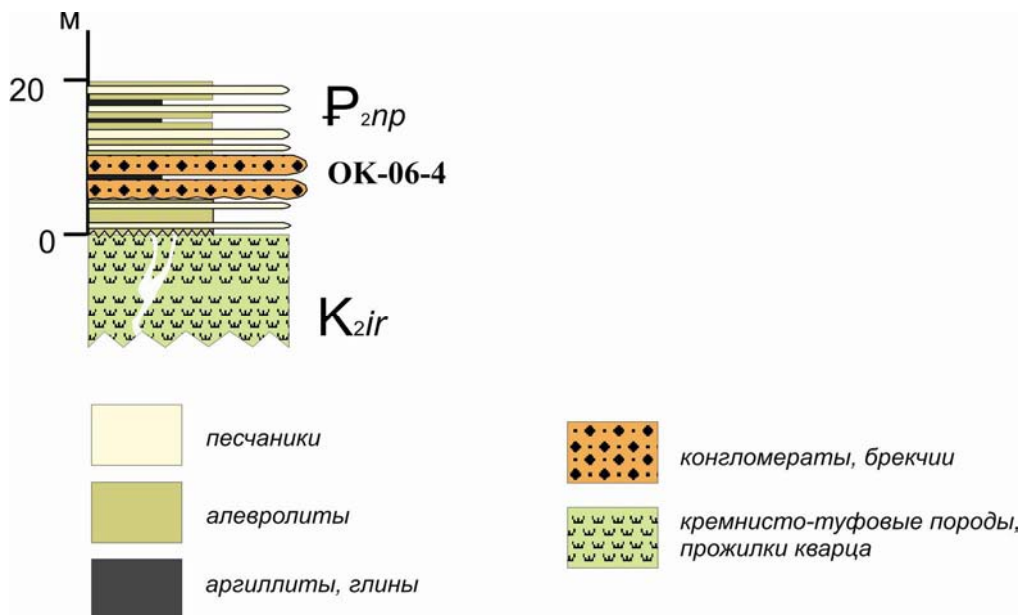


Рисунок 3.12. Литологическая колонка палеогеновых отложений по р. Рассошина



Рисунок 3.13. Прослой конгломератов, обнажённый близ мел-палеогенового контакта

Из прослая конгломератов были отобраны 100 галек, литологический состав которых приведён на рисунке 3.14, далее на диаграммах образцы из этого разреза будут обозначены ОК. Конгломераты, обнажённые здесь отличаются меньшей пестротой по сравнению с конгломератами Майначского разреза. Немногим более 30 % слагают гальки вулканитов среднего состава (андезидациты) кислыми интрузивными породами (гранодиорит-порфир), большая часть обломков представлена фрагментами осадочных пород – песчаников и алевролитов.

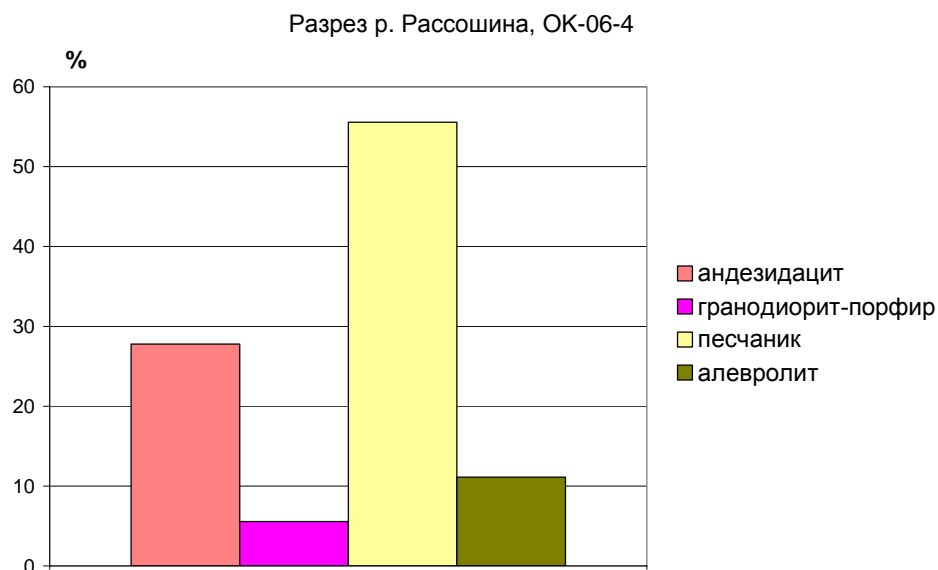


Рисунок 3.14. Диаграммы состава галек конгломератов из разреза по р. Рассошине

Из конгломератов, обнажённых на р. Рассошине, как и на р. Половинке, не удалось выделить минералов, пригодных для проведения геохронологических исследований.

3.1.4. Разрез по реке Половинка (N 57° 46' 32.7", E 158° 28' 54.2")

В левом борту реки Половинки, стекающей с г. Половинная, согласно карте (Карта..., 1999) обнажаются породы напанской свиты. Этот разрез условно включён нами в разрезы с чётким контактом мелового фундамента и перекрывающей его осадочной толщи. Нижний контакт здесь задернован. Конгломераты, обнажающиеся в этом разрезе, приведены здесь для сравнения с конгломератами обнажения по реке Рассошина.

Это горизонтально залегающая толща, видимая мощность которой около 60 метров. В основании разреза залегают массивные неслоистые буро-коричневые конгломераты с галькой вулканитов, песчаников, угля, галька сцементирована светло-коричневым грубозернистым песчаником. В середине слоя 30-ти сантиметровой прослой коричневого грубозернистого песчаника с большим количеством мелкой гальки угля, слагающей до 20% от общего объёма песчаника. Нижний контакт конгломератов скрыт осыпью, мощность 2,5 м. Выше конгломераты

сменяются горизонтально слоистыми песчаниками с рассеянным углефицированным растительным детритом (рис.3.15, 3.16).

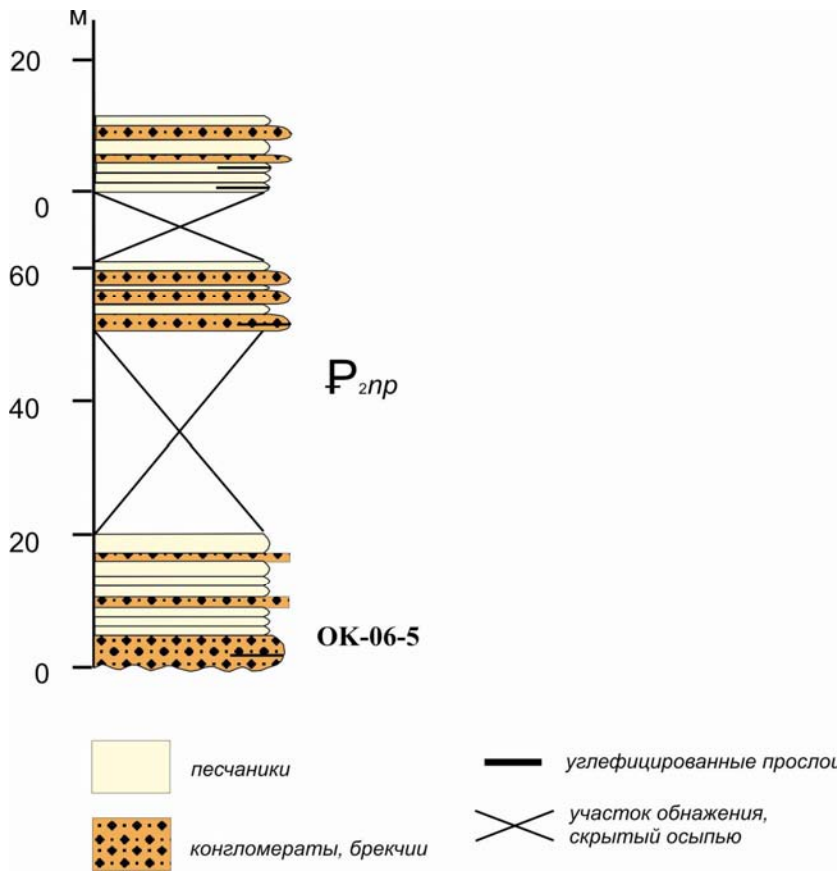


Рисунок 3.15. Литологическая колонка палеогеновых отложений по р. Половинка



Рисунок 3.16. Прослой конгломератов в основании разреза по р. Половинке. Подошва не обнажена.

Из конгломератов были отобраны 50 галек. Петрографический состав галек представлен на рисунке 3.17, далее на диаграммах образцы из этого разреза будут обозначены ОК. Практически в равном количестве обломочная часть конгломератов сложена эффузивными породами среднего состава (андезидацит, дацит) и осадочными породами (песчаники и алевролиты).

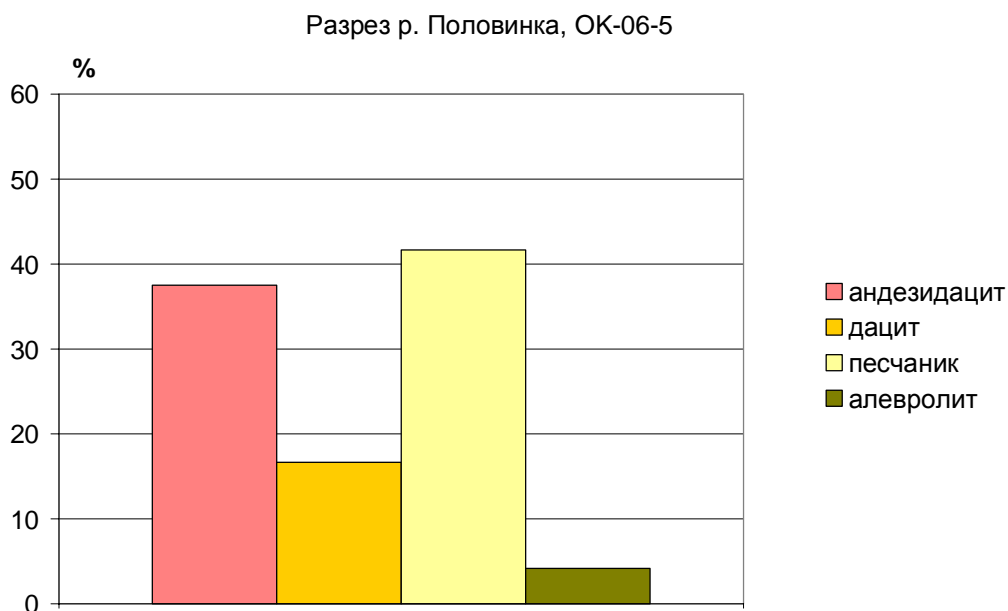


Рисунок 3.17. Диаграммы состава галек конгломератов из разреза по р. Половинке

3.1.5. Петрохимия галек конгломератов

Породы, слагающие гальки конгломератов опробованных разрезов, сопоставлены с породам вулcano-плутонических комплексов Западной Камчатки. Содержания петрогенных и некоторых рассеянных элементов в проанализированных гальках (приложение 1) сравниваются с составами пород вулканических комплексов Западной Камчатки палеоценового и эоценового возрастов (рис 3.18), подробно охарактеризованных в (Гладенков и др., 1997; Леднева и др. 2006; Федоров и др, 2008, 2011; Шанцер, Федоров 1999).

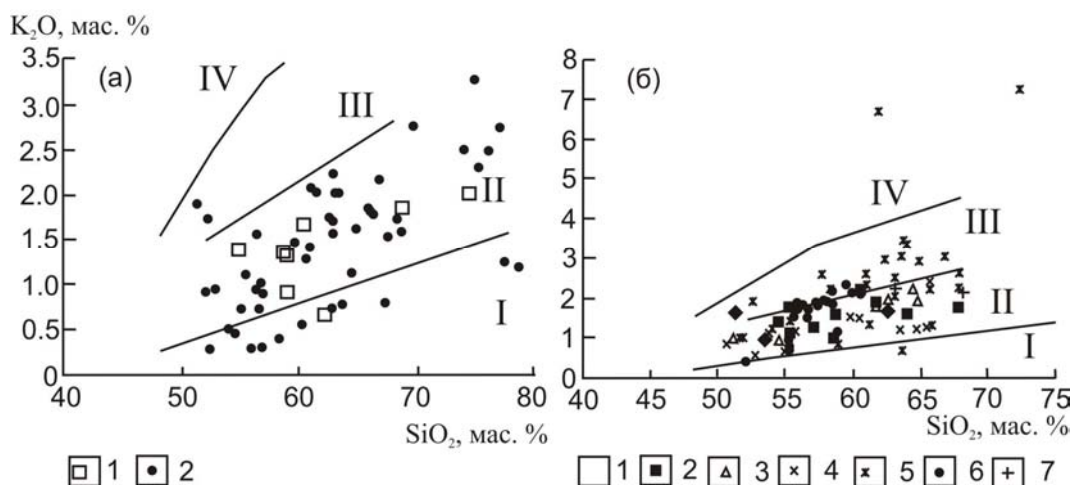


Рисунок 3.18. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 для палеоценовых (а) и эоценовых (б) вулканических пород Западной Камчатки.

(а) Составы палеоценовых пород: 1 - Утхолокский полуостров; 2 - хребет Омгон;

(б) Составы эоценовых пород: 1 - Устье р. Анадырка-Кинкильский мыс; 2 - мыс Тэви; 3 - центральная часть Камчатского перешейка; 4 - мыс Ребро-бухта Подкагерная; 5 - гора Черная; 6 - мыс Шайрюзова; 7 - Шаманкинская интрузия. Вулканические серии (Рессерилло, Taylor, 1976): I - низкокалиевая, II - умеренно-калиевая известково-щелочная, III - высококалиевая известково-щелочная, IV – шохонитовая. Диаграммы из (Федоров 2011; Шанцер, Федоров 1999).

Среди галек конгломератов наиболее распространены вулканиты, обладающие порфировой структурой. Реже встречаются жильные породы основного состава, типа долеритов с офитовой структурой. При петрографическом изучении галек выявлена их высокая степень изменения. Стекло в вулканитах превращено в агрегат хлорита и рудных минералов или раскристаллизовано в кварц-полевошпатовые скрытокристаллические агрегаты. Темноцветные минералы полностью замещены вторичными минералами. Широко распространенные вкрапленники плагиоклаза частично замещены агрегатом вторичных минералов. Для проведения анализа были выбраны наиболее «свежие» гальки, вторично изменённые каймы и «рубашки» были удалены.

На классификационных диаграммах $Na_2O+K_2O-SiO_2$ составы пород ложатся в поля дацитов, риодацитов и риолитов (рис. 3.19 а). Большинство галек сложены нормальнощелочными породами; несколько из них являются высокощелочными (рис. 3.19 б). Гальки рек Половинки и Рассошина содержат наименьшее количество щелочей и представлены низкокалиевыми дацитами, риодацитами. Гальки Майначского разреза сложены риолитами, реже дацитами известково-щелочной серии. Наиболее высокощелочными являются высококалиевые риолиты слагающие гальки Увучинского разреза.

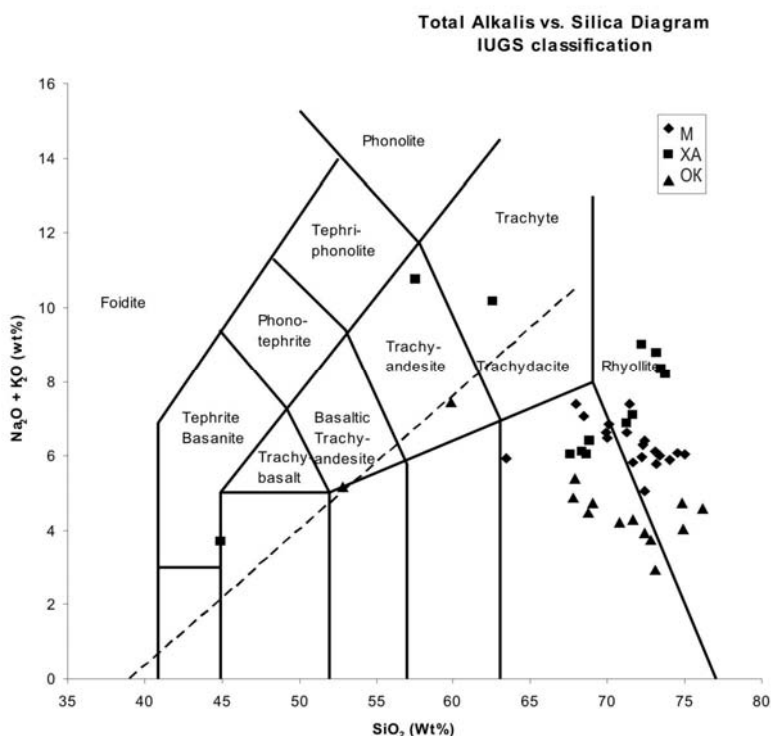


Рисунок 3.19 а. Классификационная диаграмма ($\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) с нанесенными на неё составами галек. Пунктирная линия является границей между щелочными и субщелочными вулканитами. Разрезы: М-Майначский, ХА-Увучинский, ОК-реки Рассошина и Половинка

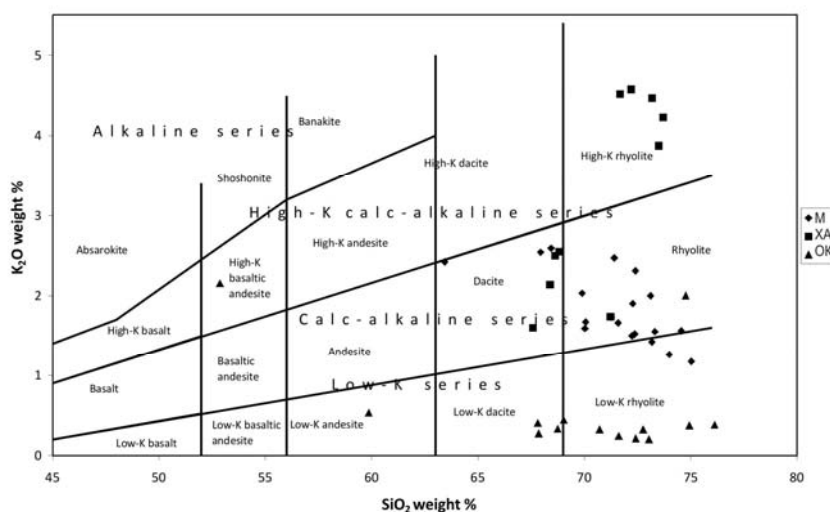


Рисунок 3.19 б. Классификационная диаграмма по (Ewart, 1982) с нанесенными составами галек. Разрезы: М-Майначский, ХА-Увучинский, ОК-реки Рассошина и Половинка

Вариации концентраций главных и некоторых рассеянных элементов отражены на диаграммах Харкера (рис. 3.19). На АФМ диаграммах ($A=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; $F=\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MnO}$; $M=\text{MgO}$) гальки слагают узкие поля у левого ребра треугольника (рис. 3.20). По многим признакам гальки, отобранные из разных разрезов, обладают одинаковыми характеристиками и образуют единые поля на приведенных диаграммах. Гальки из конгломератов отобранных в разрезах по

р. Рассошина и р. Половинки несколько отличаются по химическому составу и содержат меньше CaO, P₂O₅, Sr и Rb.

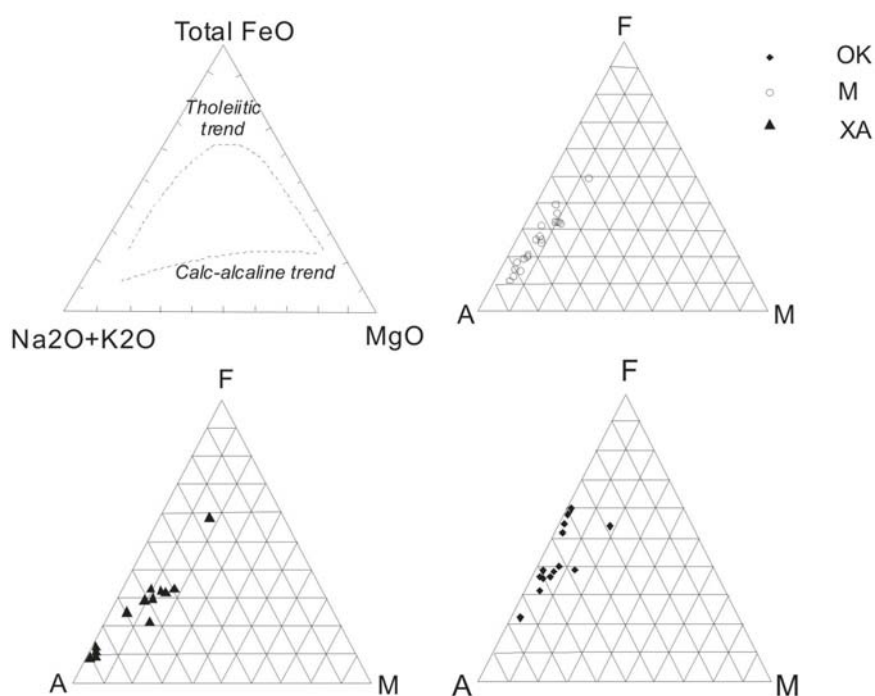


Рисунок 3.20. Составы галек, нанесенные на диаграммы AFM (A=K₂O+Na₂O; F=FeO+Fe₂O₃; M=MgO). На первой диаграмме показаны линии толеитового и известково-щелочного трендов (Irvine, T.N. et al., 1971). Разрезы: М-Майначский, ХА-Увучинский, ОК-реки Рассошина и Половинка

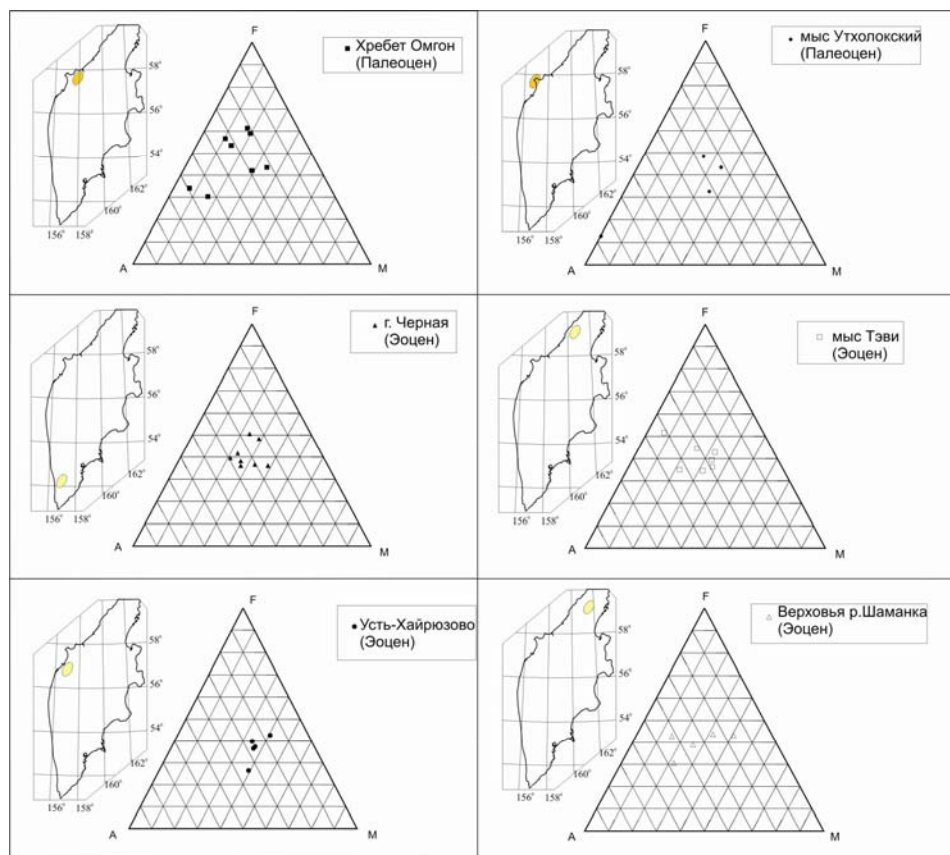


Рисунок 3.21. AFM-диаграммы с нанесенными составами вулканитов палеоценового, олигоценевого комплексов по (Федоров и др., 2008). Были нанесены лишь те вулканиты, для которых имеется более чем два анализа. Разрезы: М-Майначский, ХА-Увучинский, ОК-реки Рассошина и Половинка

Вулканиды эоценового и палеоценового комплексов обладают более низкими концентрациями щелочей и кремния по сравнению с изучаемыми гальками (Федоров и др., 2008). В них содержится больше магния, титана, железа, кальция и фосфора. На треугольных диаграммах AFM фигуративные точки палеоценовых комплексов расположены в её левой части, а эоценовых – в центральной (рис. 3.21.).

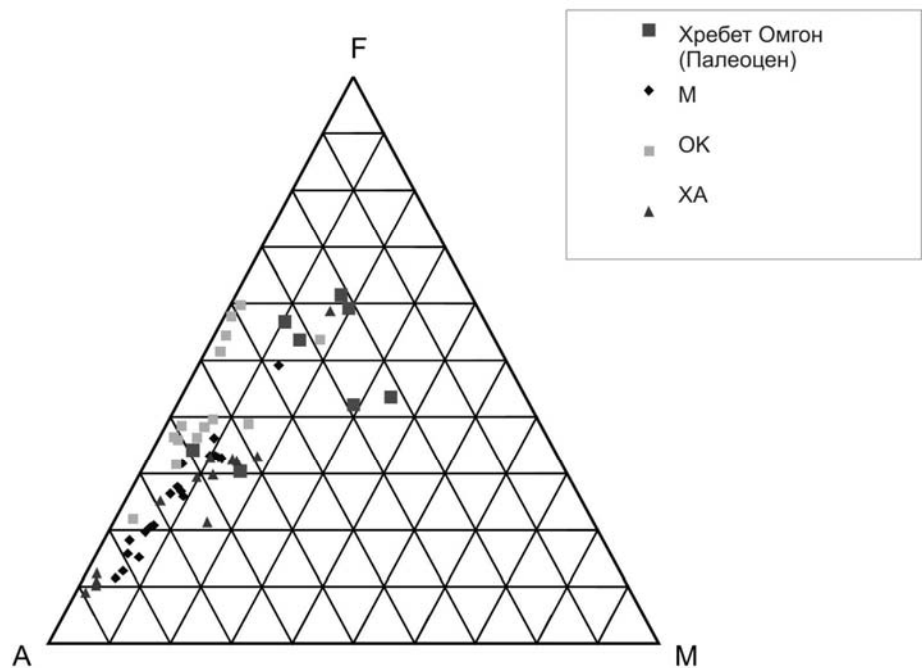


Рисунок 3.22. AFM-диаграмма с нанесенными вулканитами Омгонского хребта (Федоров и др., 2008) и исследуемыми обломочными породами. Разрезы: М-Майначский, ХА-Увучинский, ОК-реки Рассошина и Половинка

Корреляция различных элементов в изученных гальках и вулканитах имеет схожий характер. Вместе их составы образуют продолжительные поля на диаграммах Харкера (рис. 3.23, 3.24). На диаграммах AFM палеоценовые вулканиты хребта Омгон и мыса Ухтолокского располагаются наиболее близко к изученным галькам. Породы вулканических комплексов и гальки обладают схожими содержаниями редких и рассеянных элементов. Гальки несколько более богаты Rb, Ba и содержат меньше Sr (рис. 3.24)

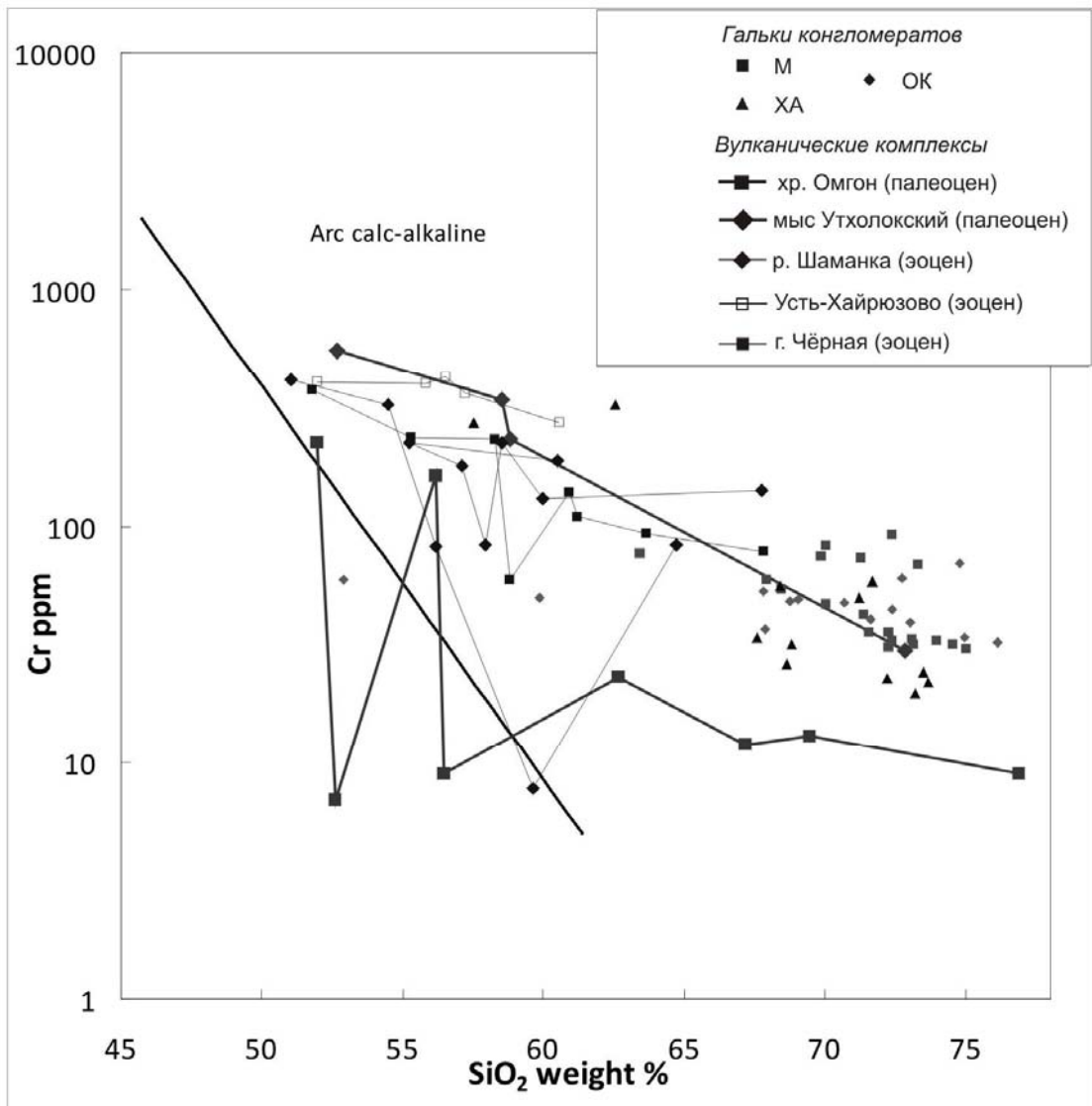


Рисунок 3.23.. График SiO₂-Sr в вулканитах палеоценового, эоценового комплексов и галек конгломератов
 Разрезы: М-Майначский, ХА-Увучинский, ОК-реки Рассошина и Половинка

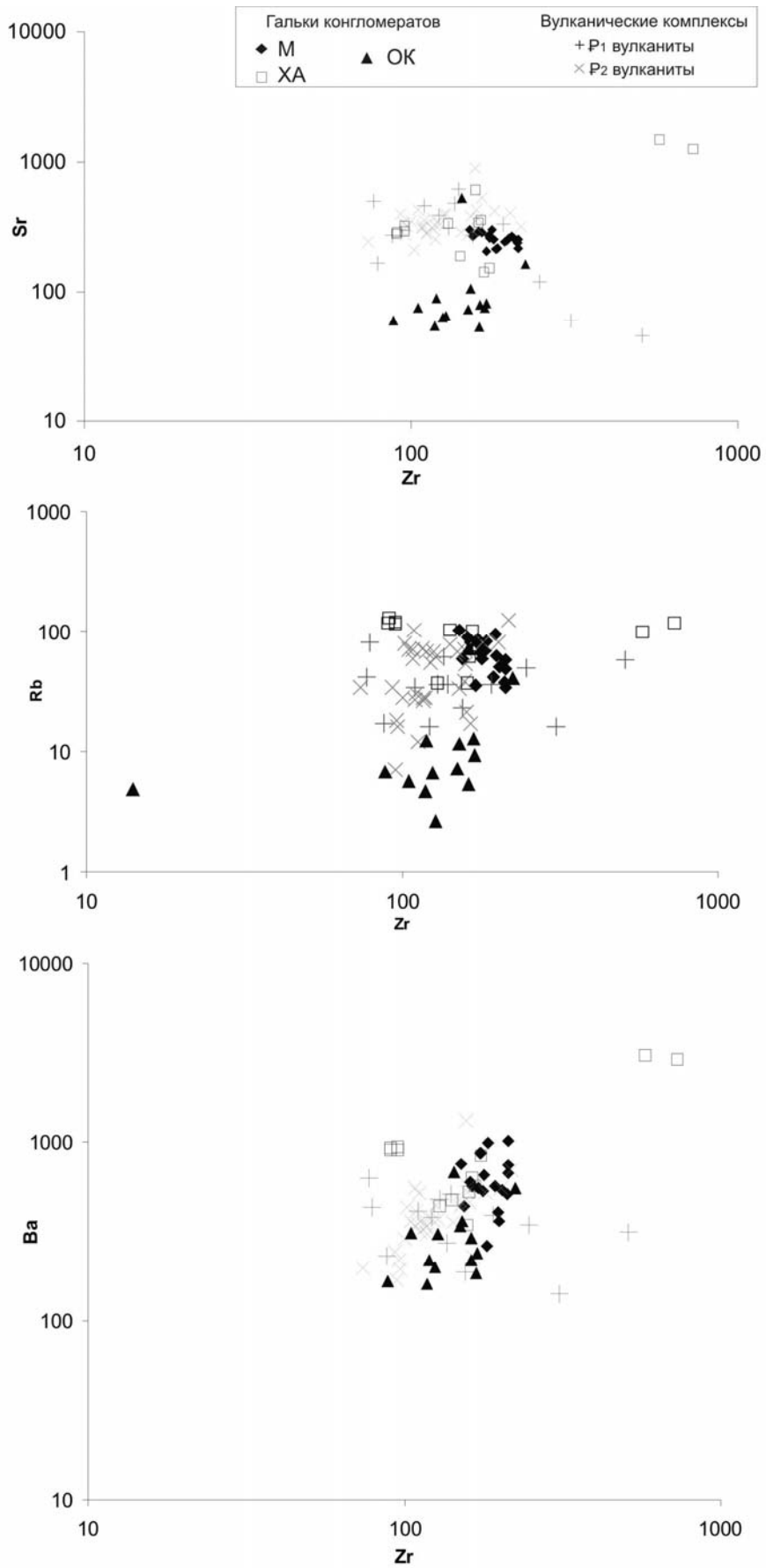


Рисунок 3.24. Диаграммы, отражающие содержания некоторых редких и рассеянных элементов. Разрезы: М-Майначский, XA-Увучинский, ОК-реки Рассошина и Половинка

3.1.5.1. Обсуждение

Базальные конгломераты, объединяемые в хулгунскую (и/или снатольскую) свиту по (Гладенков и др., 2005, 1997; Григоренко 1981, 2011), по-видимому, не всегда являются одновозрастной толщей. В разрезах Увучинском и Майначском для конгломератов доказан постпалеоценовый возраст на основании нахождения в толще конгломератов галек риодацитов и андезитов, соответственно, танетского и ипрского возрастов. Танетский возраст датированной гальки дацита из Увучинского разреза сопоставляется нами с палеоценовыми вулканическими образованиями полуострова Утхолок. По (Багдасарян и др., 1994; Гладенков и др., 1997) утхолокский вулканогенный комплекс сложен субаэральными, реже субаквальными вулканитами дифференцированной известково-щелочной серии. Ипрско-лютетский возраст галек конгломератов Майначского разреза позволяет утверждать, что накопление базальной толщи в этой части осадочного бассейна началось не раньше среднего эоцена.

Конгломераты пёстрые, различные по петрографическому составу обломков, формируют неравномерно развитые фрагменты нижней грубообломочной части разреза осадочного бассейна. Состав обломков изменяется в зависимости от близости и состава размываемых комплексов. Формирование конгломератов происходит при интенсивной денудации магматических пород окраинно-морских вулканических поясов (Утхолокский, хребта Омгон, Кинкильский) и Ачайваям-Валагинской островной дуги, аккретированной в эоценовое время к северо-восточной окраине Евразии.

В наиболее южном из опробованных разрезов – бухты Квачина, - состав галек конгломератов напрямую коррелирует с вулканогенным комплексом Утхолокского полуострова. В расположенном севернее Майначском разрезе толща конгломератов имеет наибольшую мощность и разнообразие обломков. По-видимому, здесь существовала крупная речная система с обширной площадью водосбора.

В разрезах по рекам Половинка и Рассошина на состав конгломератов повлияла близость фрагментов позднемеловой островной дуги, выведенных в область эрозии и ограничивавших с востока зарождающийся осадочный бассейн, начиная с эоцена.

Таким образом, полученные данные дополняют палеогеографические построения групп Гладенкова Ю.Б. (2005, 1997), ВНИГРИ (Белонин и др., 2003), чётче обозначая территории, выведенные в область эрозии к моменту накопления базальных конгломератов Западно-Камчатского осадочного бассейна. В главе 4 будет предложена палеогеографическая схема для этапа накопления конгломератов.

3.2. Песчаники

Для палеогеновых отложений Западно-Камчатского бассейна характерен существенно песчаный состав. Песчаники встречаются и в самых нижних горизонтах базальных конгломератов в виде прослоев и линз (хулгунская свита), и в угленосных толщах, переслаиваясь с алевролитами и аргиллитами (напанская свита). Однако наиболее песчаной является среднеэоценовая снатольская свита, этап накопления которой приходится на начало трансгрессивного цикла.

В главе 2, посвященной стратиграфии региона, показано деление разреза на свиты и обозначены основные дискуссионные вопросы.

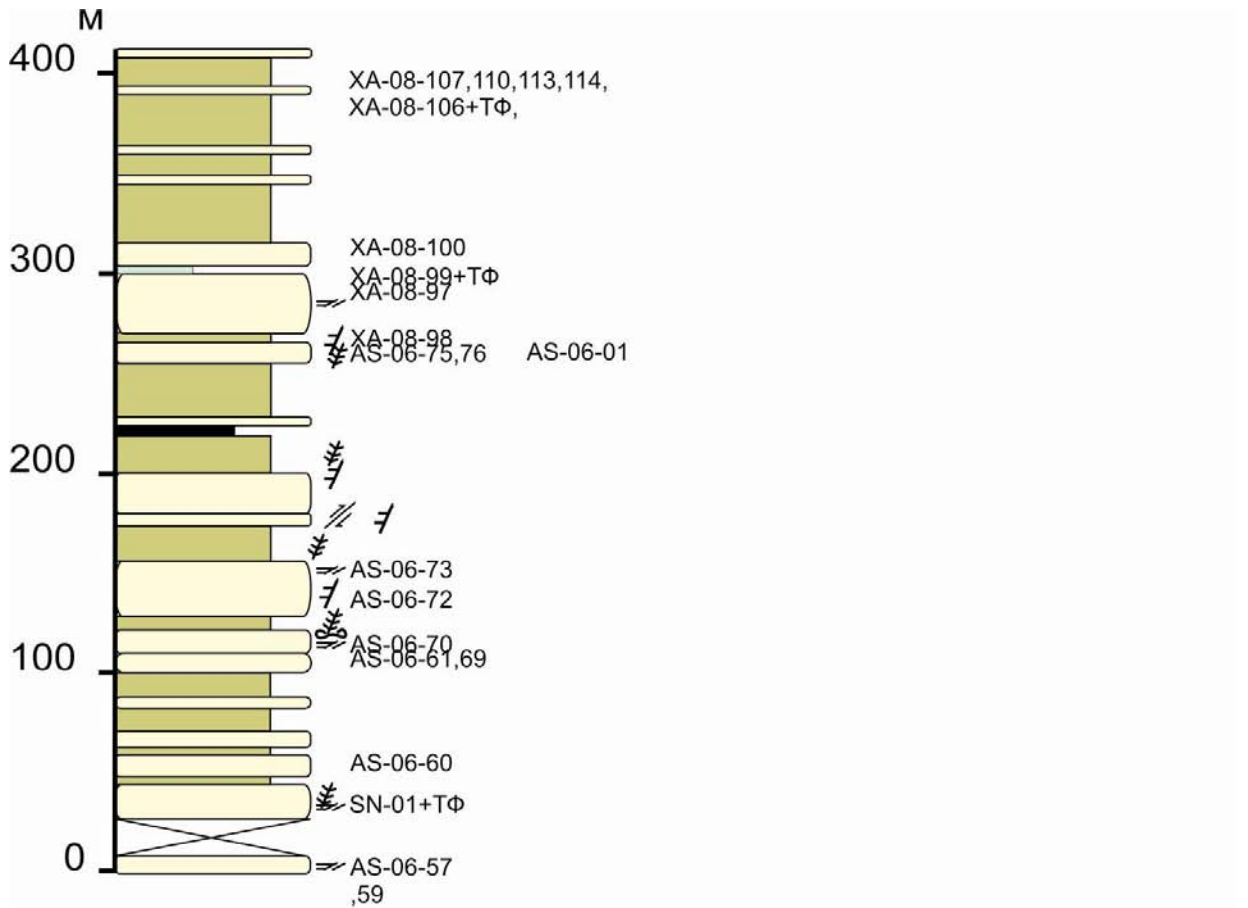
В диссертации сопоставляются толщи, расположенные на одном стратиграфическом уровне. Для этого необходимым являлось условие наличия в разрезе контакта палеогеновых отложений и мелового фундамента. Те из разрезов, где подошва палеогеновой толщи не обнажена, специально обозначены в тексте.

Полевые исследования на Западной Камчатке осуществлялись отрядом ГИН РАН в 2005-2008 гг. в районе Тигильского поднятия. Нами были детально описаны и изучены морские береговые разрезы – Точилинский, Майначский, Увучинский. Представительные разрезы были изучены также по берегам крупных рек – Рассошине, Половинке, Снатолвзем, Белоголовой, Ушх (см. рис. 1.3). В ходе исследований проводилось послойное описание литологических особенностей пород, изучались текстурные и структурные особенности слоев песчаников, их взаимоотношения, отбирались образцы всех разновидностей.

3.2.1. Точилинский разрез располагается на побережье Охотского моря (см. рис. 1.3.). Слагающие его породы образуют крупную антиклинальную складку, в ядре которой выходят отложения снатольской свиты. Ядро антиклинали обнажено фрагментарно, часть обнажения скрыта осыпью. Породы свиты залегают субгоризонтально, реже с углами падения 5-7°. Наиболее подробно этот разрез описан в (Гладенков и др., 1991). В береговом разрезе обнажается только верхняя, наиболее песчаная часть снатольской свиты общей мощностью 400 м. Для северо-восточного крыла складки характерны деформации растяжения сбросовой кинематики (Моисеев, Соловьев, 2010), сжатия со структурами вклинивания и надвига.

На рисунке 3.25. приведен обобщенный разрез свиты с указанием мест отбора проб. Для песчаников характерны текстурные признаки, подчёркивающие мелководные условия накопления: косая слоистость, знаки ряби, ходы червей-илоедов (рис. 3.26.)

Всего отобрано более 50 образцов песчаников, из них подсчитано соотношение породообразующих минералов и обломков пород в 23 шлифах (приложение 2). По составу песчаники относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам, несколько образцов представляют собой мезомиктовые и аркозовые песчаники по классификации В.Д. Шутова (1975).



Условные обозначения

- ≍ Косая слоистость
- ∞ Ходы червей-илоедов
- ≠ Углефицированный растительный детрит
- ≍≍ Дизъюнктивная дислокация
- ≠ Резкий контакт

- Пески и песчаники
- Алевриты, глины
- Туфы и кремни
- Прослои угля

MAO-08+ТФ Номер образца
(+тф - проанализирована тяжёлая фракция)

Рисунок 3.25. Литологическая колонка отложений снатовской свиты Точилинского разреза. Нанесены номера образцов, по которым проводился подсчёт состава песчаников.



Рисунок 3.26. Тектурные особенности в песчаниках снатольской свиты, Точилинский разрез. На верхней фотографии отчётливо видна косая слоистость, подчеркиваемая углистым материалом на плоскостях напластования. На нижней фотографии – знаки ряби на отпрепарированном прослое песчаников.

Обобщенный состав песчаников: кварц представлен моно- и поликристаллическими зернами, часто хорошо окатанными, с небольшими газово-жидкими включениями. В незначительном количестве встречаются сростки кварца и полевых шпатов. Полевые шпаты, в основном плагиоклазы, реже микроклины и ортоклазы таблитчатые или неправильной формы

кристаллы, часто сдвойникованные. Полевые шпаты замещены серицитом, реже карбонатом. Среди обломков пород доминируют вулканыты с лейстовой и фельзитовой структурами, в меньшей степени встречаются обломки кварцитов, осадочных пород, практически отсутствуют фрагменты метаморфических пород (рис. 3.27.).

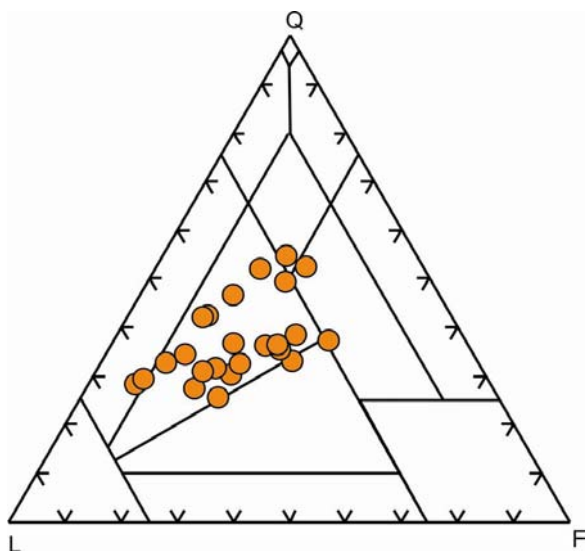


Рисунок 3.27. Состав песчаников снатольской свиты, приведённый на диаграмме Шутова В.Д. (1975) для Точилинского разреза. QFL – классификационная диаграмма состава песчаников, где $Q=Qm+Qp$, $F=Fm+Fp$, $L=Qq+Fq+Lv+Lm+Lssh+Lsa+Lsch+Lst+Lso$ (символы см. в приложении 2)

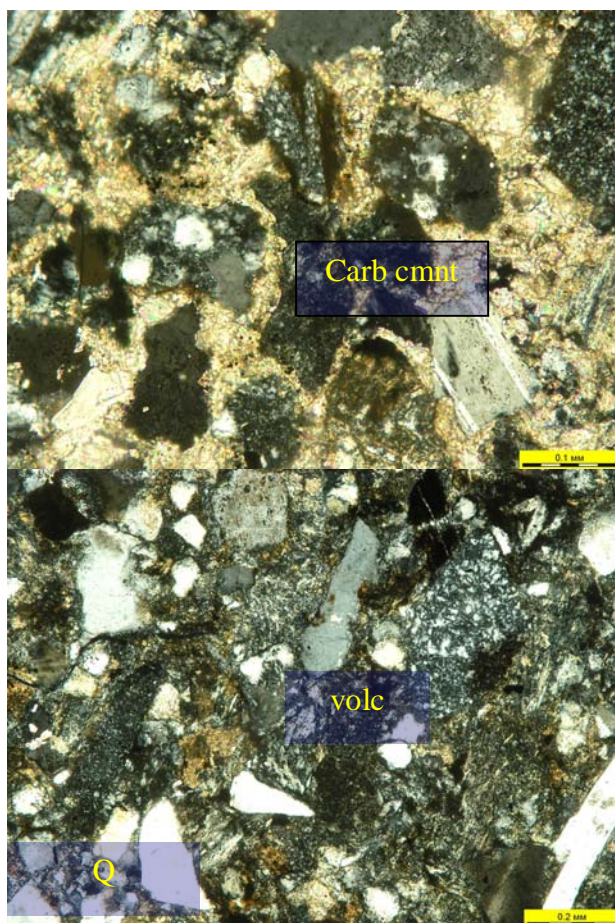


Рисунок 3.28. Петрография песчаников снатольской свиты: видна слабая сортировка и пёстрый состав обломков (николи X).

3.2.2. **Майначский разрез** расположен у мыса Бабушкин, к востоку от Хребта Омгон (рис. 1.3.). Фундаментом здесь служат меловые песчаники майначской свиты, относящиеся к фации дистальных турбидитов (Соловьев, 2008) и накопившиеся в глубоководных условиях. На них с угловым и стратиграфическим несогласием залегают породы снатольской свиты. Непосредственный контакт задернован. Нижнюю часть толщи слагают пестрые разногалечные конгломераты, описанные в разделе 3.1. Выше они сменяются мелководно-морскими песчаниками. В преимущественно песчаниковой толще снатольской свиты встречаются прослои углистых глинистых пород (рис 3.29.). Тектурно-структурные особенности песчаников – обильные знаки ряби, косая слоистость, подчеркиваемая распределением углистых частиц, свидетельствуют о мелководных условиях накопления. Часто в песчаниках встречаются ожелезненные зоны (рис. 3.30, 3.31)

Из разреза было отобрано 20 образцов песчаников, для 10 из них анализировался состав. Песчаники отвечают полевошпат-кварцевым грауваккам, в которых доля кварца составляет 25-37%. Кварц моно- и поликристаллический, среди обломков встречаются зерна кварцитов, относимых к обломкам пород. Полевые шпаты представлены в основном плагиоклазами, реже калиевыми полевыми шпатами (ортоклаз, микроклин), слагая 8-24% породы. Часто это удлиненные таблитчатые зерна, реже неокатанные кристаллы. Вторичные изменения – серицитизация, карбонатизация – развиты неравномерно. Среди обломков пород доминируют вулканиты. Это зерна с фельзитовой и микролитовой структурами, а также вулканические стекла, часто девитрифицированные, хлоритизированные, редко цеолитизированные. Осадочные породы (песчаники и глинистые фрагменты) встречаются значительно реже, а обломки метаморфических пород, представленные хлоритовыми и афиболитовыми сланцами, наблюдаются в единичных случаях (рис. 3.32, 3.33; приложение 2).

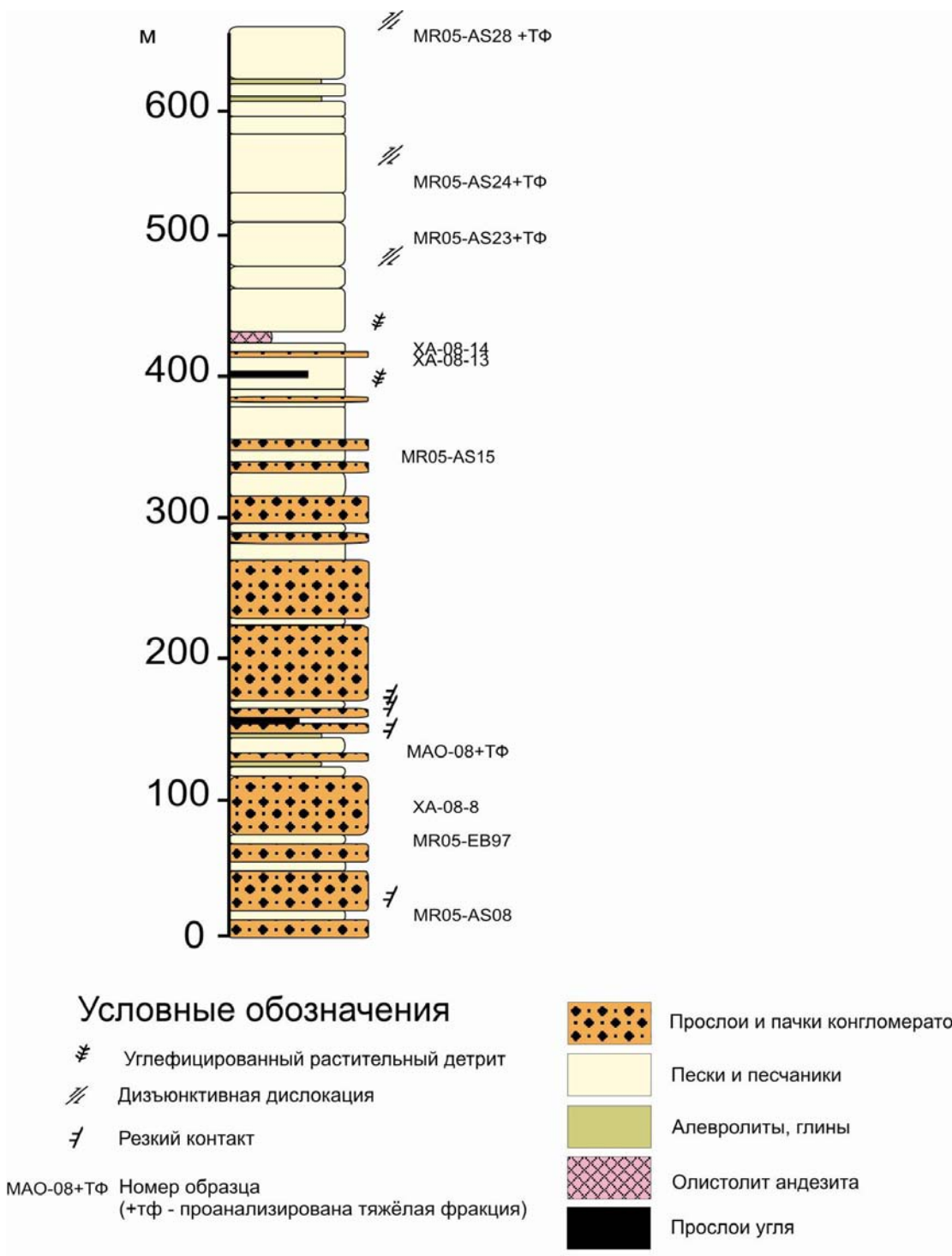


Рисунок 3.29. Литологическая колонка отложений снатольской свиты Майначского разреза. Нанесены номера образцов, по которым проводился подсчёт состава песчаников. В верхней части разреза в песчаниках отмечен глауконит.



Рисунок 3.30. Тонкоплитчатые песчаники с крупными кремнисто-карбонатными конкрециями, Майначский разрез

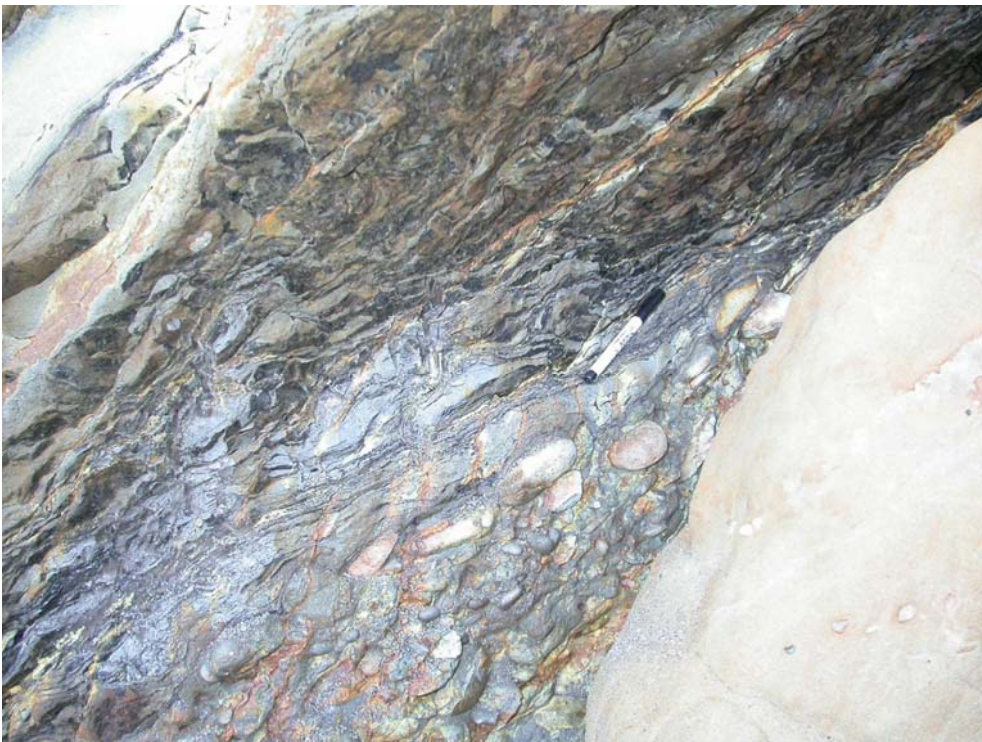


Рисунок 3.31. Углистые прослои в песчаниках, Майначский разрез

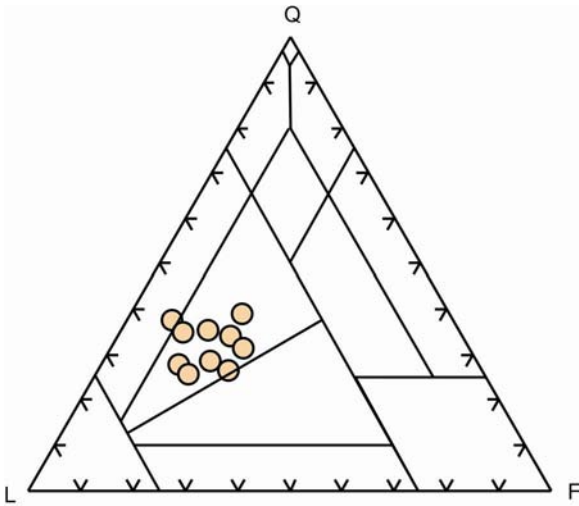


Рисунок 3.32. Состав песчаников снетольской свиты, приведённый на диаграмме Шутова В.Д. (1975) для Майначского разреза. QFL – классификационная диаграмма состава песчаников, где $Q=Qm+Qp$, $F=Fm+Fr$, $L=Qq+Fq+Lv+Lm+Lssh+Lsa+Lsch+Lst+Lso$ (символы см. в приложении 2)

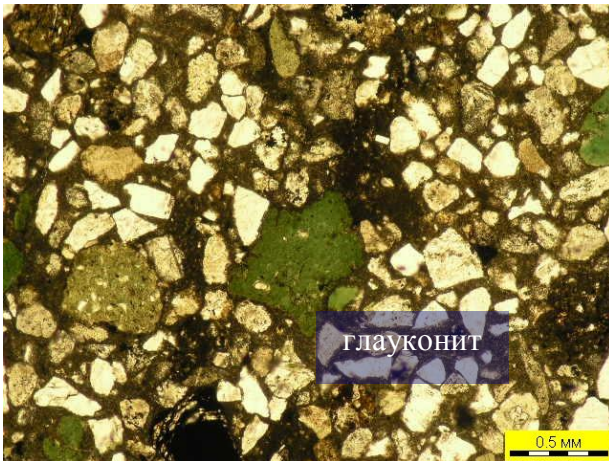
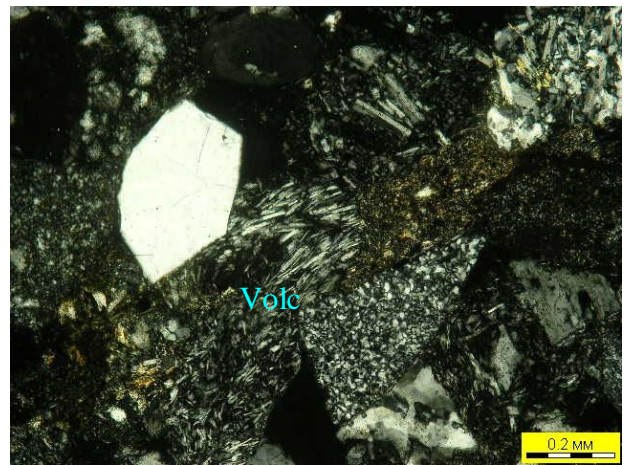
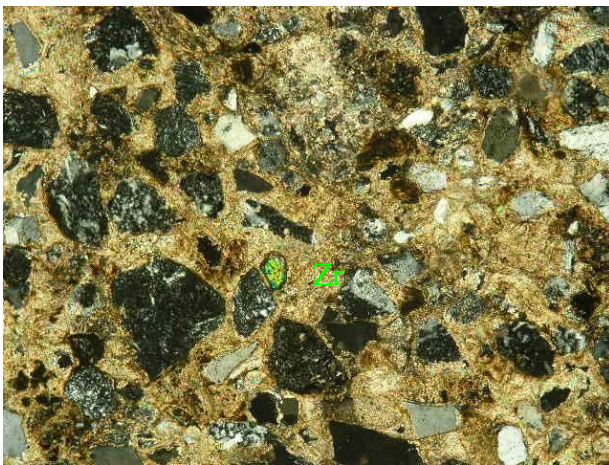


Рисунок 3.33. Петрография песчаников снетольской свиты. Видна различная степень сортировки. Карбонатный цемент песчаников составляет до 40%, среди обломков доминируют фрагменты вулканических, значительно реже - метаморфических пород. На верхних фотографиях николи X, на нижних II.

3.2.3. **Увучинский разрез** располагается в береговом обрыве бухты Квачина (см. рис. 1.3). Породы здесь слагают две складки – антиклинальную с крупным выходом меловых песчаников в ядре и сопряженную с ней синклинальную ССЗ простирания, ядро которой сложено породами миоцена, с углами падения крыльев 17-25°. Мощность палеогеновой части осадочного разреза здесь значительно сокращена. Мощность снатольской свиты составляет 90 м (рис 3.34).

Породы свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на верхнемеловых песчаниках майначской свиты. В нижней части толща представлена преимущественно конгломератами, чередующимися с песчаниками. Конгломераты пестрые, разногалечные, толщина прослоев составляет 50-70 см. Песчаники, переслаивающиеся с конгломератами, грубо-среднезернистые, часто косослоистые, с «плавающей» галькой. Состав и возраст галек из конгломератов нижней части разреза подробно описан в разделе 3.1. (рис. 3.35, 3.36)

Из разреза было отобрано 12 образцов, подсчёт вёлся по 4 шлифам. Песчаники по составу отвечают полевошпат-кварцевым грауваккам (рис 3.37., 3.38.). Кварц моно- и поликристаллический, без включений, слагает 23-31% от площади шлифа. Нередко встречаются зерна кварца треугольной формы со сглаженными ребрами, средней окатанности, форма зерен указывает на их вулканогенное происхождение. Полевые шпаты представлены плагиоклазами, калиевые полевые шпаты встречаются редко. Таблитчатые и квадратные в сечении зерна полевых шпатов слагают 13-22% площади шлифа. Полевые шпаты местами замещены агрегатом соссюрита, реже серицита. Среди обломков пород чаще других встречаются вулканические стекла, вулканиды с фельзитовой и микролитовой структурами основной массы. Вулканические стекла частично девитрифицированы, замещены агрегатом глинистых минералов, хлоритизированы. Фрагменты вулканидов имеют более свежий облик, хотя стекловатая масса, слагающая интерстиции между лейстами и кристаллами плагиоклаза, часто замещена вторичными глинистыми минералами. Обломки вулканидов средней и хорошей окатанности, в целом их размер крупнее минеральных зерен, слагающих песчаники. Кроме вулканидов в заметном количестве встречаются обломки песчаников, по-видимому, позднемелового возраста.

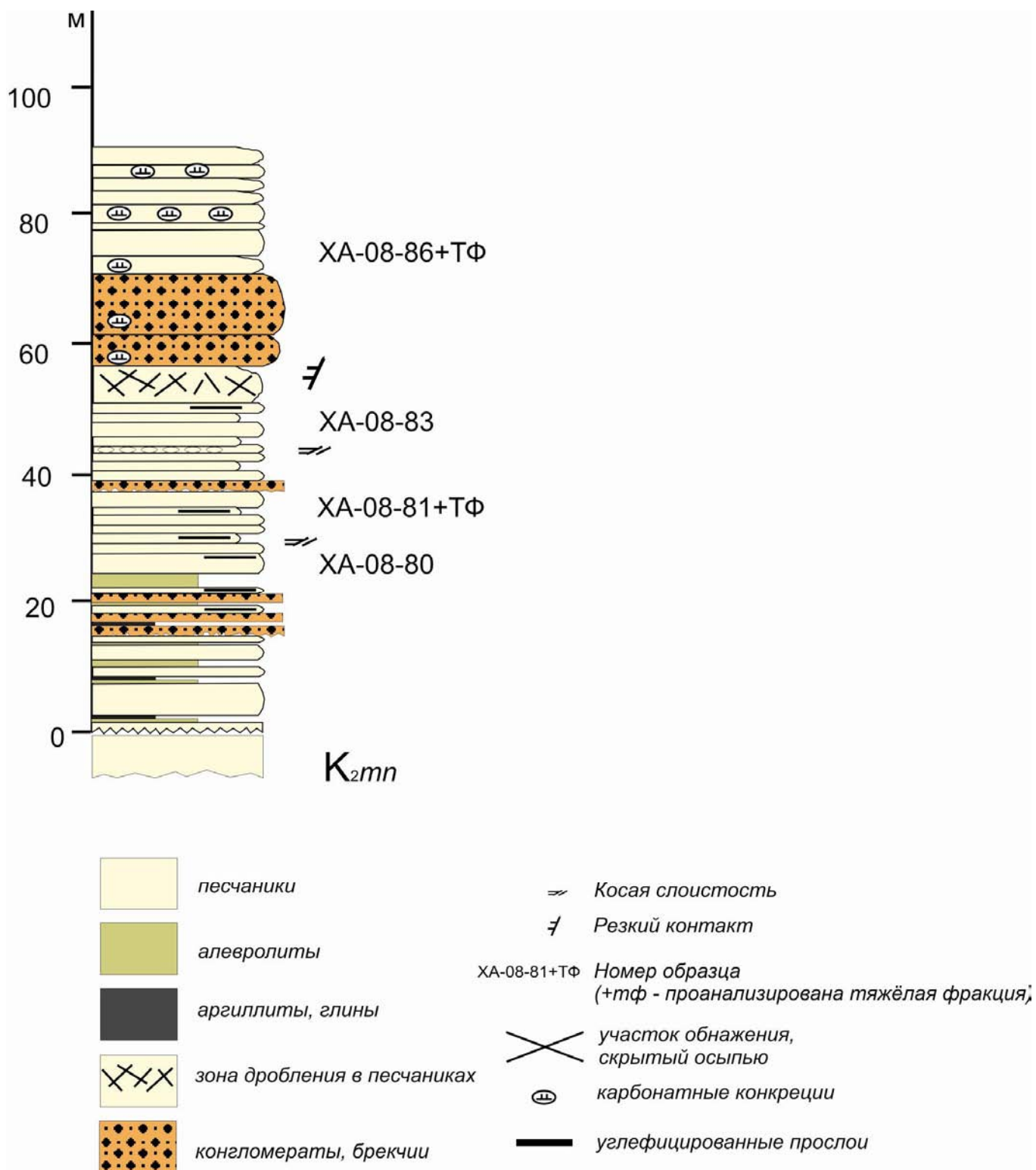


Рисунок 3.34. Литологическая колонка отложений сватольской свиты Увучинского разреза. Нанесены номера образцов, по которым проводился подсчёт состава песчаников.



Рисунок 3.35. Косослоистые песчаники с рассеянным углистым материалом, в средней части тонкий прослой галечного материала, Увучинский разрез

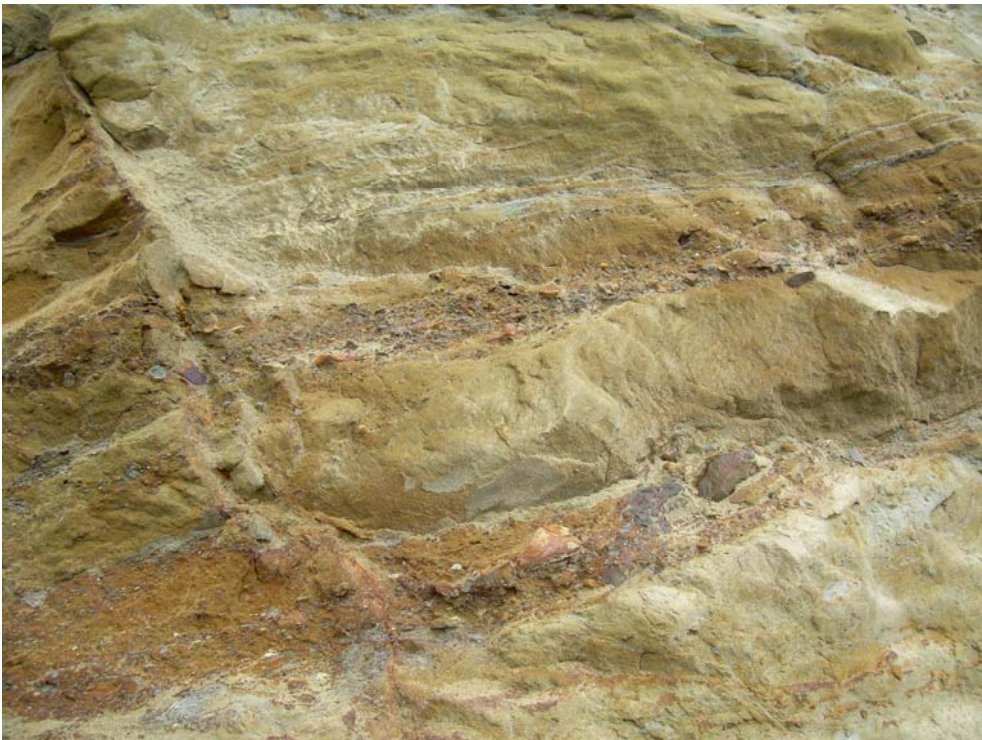


Рисунок 3.36. Переслаивание ожелезнённых песчаников и плохосортированных конгломератов, Увучинский разрез.

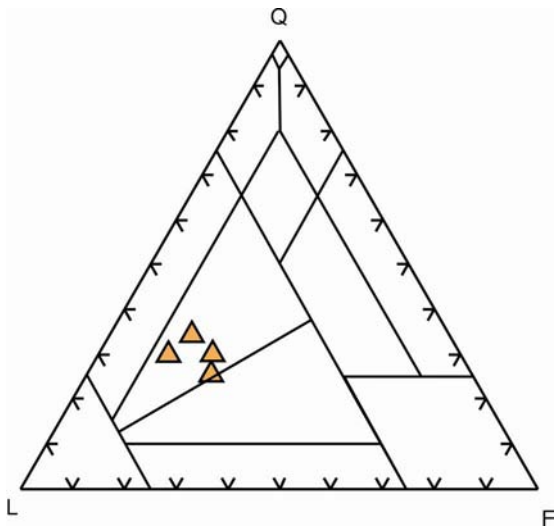


Рисунок 3.37. Состав песчаников снатольской свиты, приведённый на диаграмме Шутова В.Д. (1975) для Увучинского разреза. QFL – классификационная диаграмма состава песчаников, где $Q=Qm+Qp$, $F=Fm+Fp$, $L=Qq+Fq+Lv+Lm+Lssh+Lsa+Lsch+Lst+Lso$ (символы см. в приложении 2)

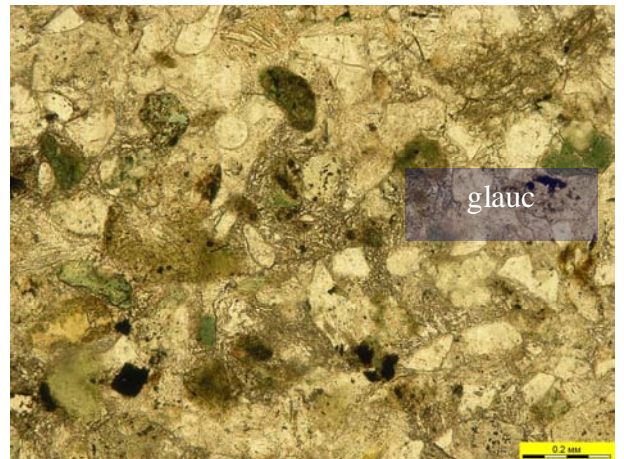
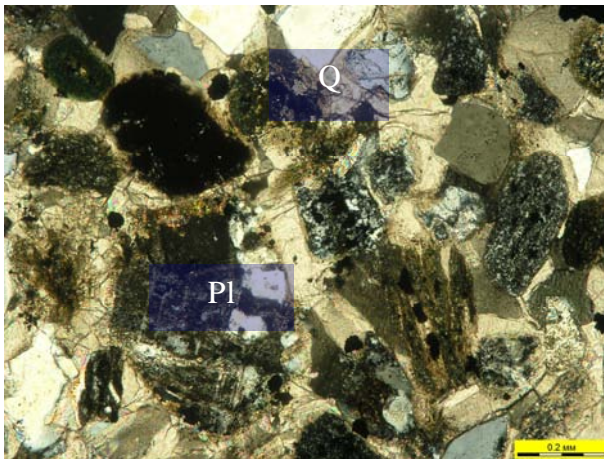


Рисунок 3.38. Петрография песчаников снатольской свиты. На левой – плохосортированный песчаник с фрагментами вулканических пород и крупными зёрнами кварца и плагиоклаза; цемент карбонатный базального типа, николи X. На правой – мелкозернистый глауконитовый песчаник из верхней части разреза, николи II.

3.2.4. Разрез по реке Рассошина. В правом борту реки Рассошины, в 800 м выше по течению от впадения ее в р. Напану, обнажаются породы хулгунской (?) и напанской свит (Карта, 1999) (см. рис. 1.3). Они с резким угловым несогласием залегают на вулканитах предположительно позднемелового возраста. Сравнение песчаников из этого разреза с песчаниками стратотипических морских береговых разрезов весьма принципиально, так как здесь отчетливо виден контакт нижней части толщи и верхнемелового фундамента. Это позволяет уверенно сопоставлять расположенные на одном стратиграфическом уровне слои песчаников. Базальная часть кайнозойского разреза сложена плохосортированными конгломератами с прослоями алевролитов, выше они сменяются алевролитами, вмещающими крупные пачки углей (рис 3.39., 3.40.), а через 15 м вверх по разрезу – крупнозернистыми

песчаниками. В алевролитах встречаются обильный углефицированный растительный детрит и отпечатки флоры. Песчаники также насыщены углефицированным растительным детритом, располагающимся на поверхностях напластования, подчеркивающим косую слоистость. По гранулометрическому составу песчаники меняются от крупнозернистых до мелкозернистых. Мелкозернистые песчаники более зрелые, в них отсутствует растительный детрит. Видимая мощность толщи песчаников составляет 130 м.

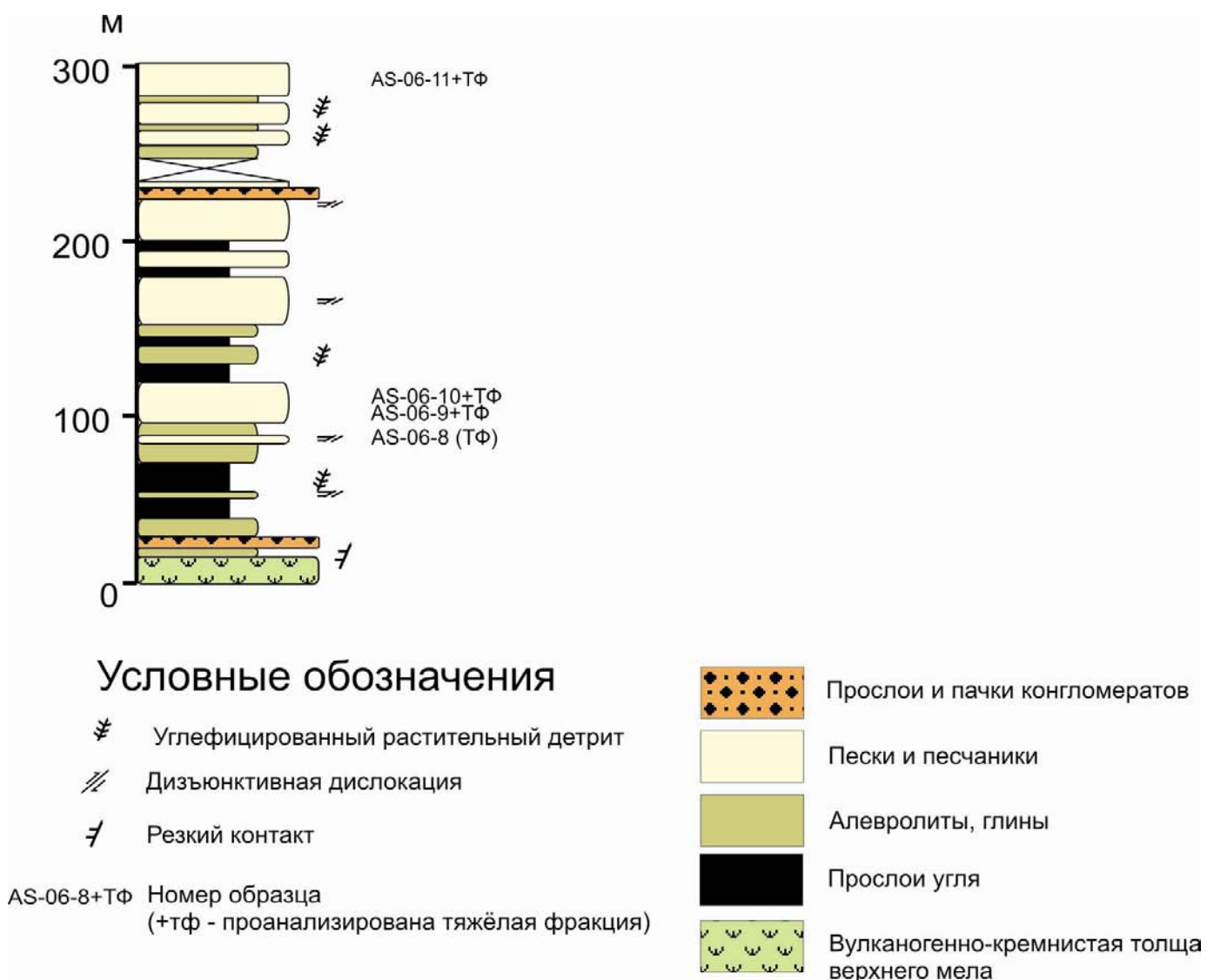


Рисунок 3.39 Литологическая колонка отложений напанской свиты в разрезе по р. Рассошине. Нанесены номера образцов, по которым проводился подсчёт состава песчаников.



Рисунок 3.40. Неравномерно слоистые песчаники напанской свиты, р. Рассошина.

Из разреза были отобраны 8 образцов, подсчёт состава вёлся по 3 шлифам. На классификационной диаграмме (Шутов, 1975) фигуративные точки песчаников сосредоточены преимущественно в поле граувакк (рис. 3.41.). Зерна кварца свежие (19-27%), с редкими включениями, окатанные и остроугольные, нередко поликристаллические. Полевые шпаты (12-24%), в основном плагиоклазы, слагают моно- и полисинтетически сдвойникованные кристаллы. Они слабо окатаны и частично замещены вторичными минералами (серицитом, карбонатом). Доминирующими компонентами, слагающими песчаники, являются фрагменты вулканических и осадочных горных пород (46-62%). Эффузивные породы с фельзитовой структурой составляют до 10% всех обломочных частиц, в меньшем количестве встречаются вулканические стекла, вулканыты с фельзитовой и микролитовой структурами, песчаники (рис. 3.42).

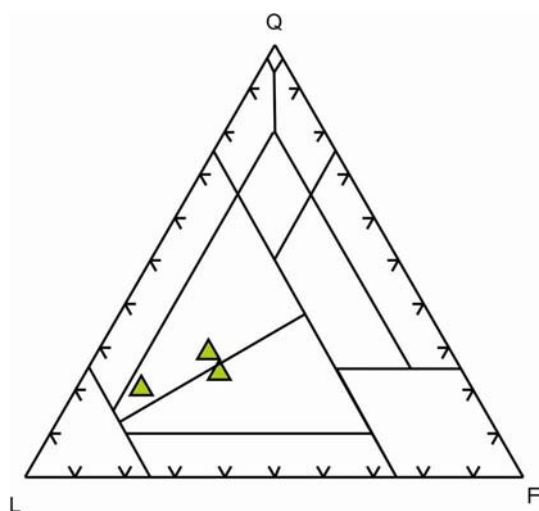


Рисунок 3.41. Состав песчаников снатольской свиты, приведённый на диаграмме Шутова В.Д. (1975) для разреза по р. Рассошине. QFL – классификационная диаграмма состава песчаников, где $Q=Q_m+Q_p$, $F=F_m+F_p$, $L=Q_q+F_q+L_v+L_m+L_{ssh}+L_{sa}+L_{sch}+L_{st}+L_{so}$ (символы см. в приложении 2)

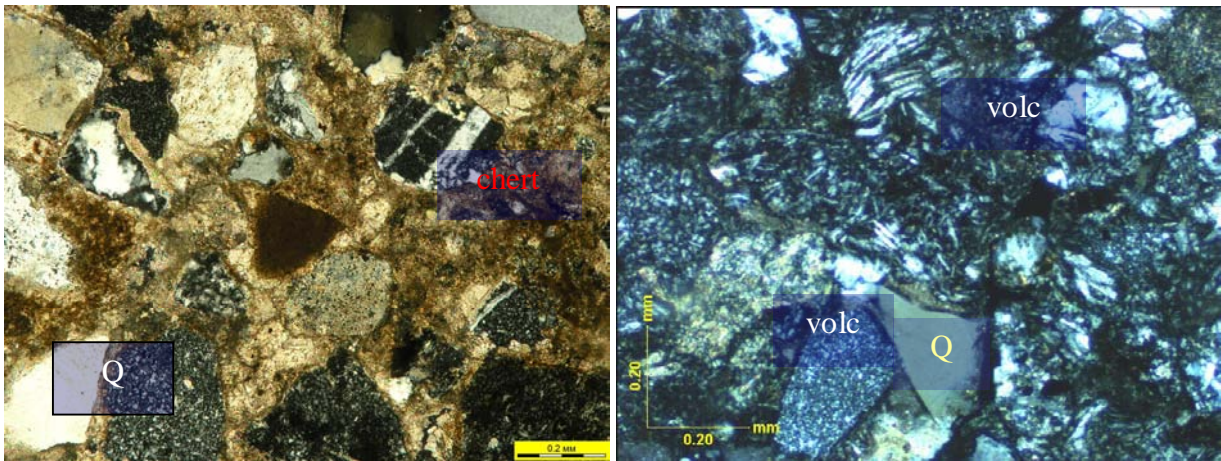


Рисунок 3.42. Петрография песчаников напанской свиты, разреза по р. Рассошине. Большую долю обломков составляют вулканические породы и кремни, николи X.

3.2.5. **Разрез по реке Половинка** расположен на левом берегу реки, стекающей с г. Половинная (см. рис. 1). Здесь обнажаются породы напанской свиты (Карта , 1999). Это горизонтально залегающая песчаная толща, видимая мощность которой около 50 м. Подошва толщи не вскрыта. В нижней части разрез сложен мелкогалечными рыхлыми конгломератами, сцементированными бурым песчаником (рис 3.43). Выше конгломераты сменяются песчаниками с обильной «плавающей» галькой угля, горизонтальной и косой слоистостью и углефицированным растительным детритом (рис. 3.44). Венчает разрез маломощный прослой конгломератов, сменяющийся глауконитовыми песчаниками.

Близость разрезов и схожесть облика и состава песчаников, наличие пропластков угля позволяют сопоставить между собой песчаную толщу разреза рек Половинка и Напана. Песчаники, обнажающиеся в береговых обрывах р. Половинки, коррелируются нами со средней частью песчаного разреза р. Рассошины.

Из разреза было отобрано 5 образцов, подсчет состава вёлся по 3 шлифам. Песчаники из разреза по реке Половинке по составу соответствуют полевошпат-кварцевым грауваккам (см. рис. 3.45.). Кварц слагает 13-23% породы. Это средней и хорошей окатанности зерна монокристаллического облика, нередко встречаются зерна треугольной формы, свидетельствующие о разрушении вулканогенных пород. Полевые шпаты (11-21%) представлены плагиоклазом и микроклином в виде средней окатанности зерен и удлиненных кристаллов, вторично замещенных серицитом. Встречаются сростки кварца и полевых шпатов, являющиеся, по нашему мнению, фрагментами пород кислого состава (рис. 3.46.).



Рисунок 3.43. Литологическая колонка отложений напанской свиты в разрезе по р. Половинке. Нанесены номера образцов, по которым проводился подсчёт состава песчаников.



Рисунок 3.44. Неравномерно слоистые песчаники напанской свиты, р. Рассошина. В толще песчаников встречается «плавающая галька» угля.

Рисунок 3.45. Состав песчаников снатольской свиты, приведённый на диаграмме Шутова В.Д. (1975) для разреза по р. Половинке. QFL – классификационная диаграмма состава песчаников, где $Q=Qm+Qp$, $F=Fm+Fp$, $L=Qq+Fq+Lv+Lm+Lssh+Lsa+Lsch+Lst+Lso$ (символы см. в приложении 2)

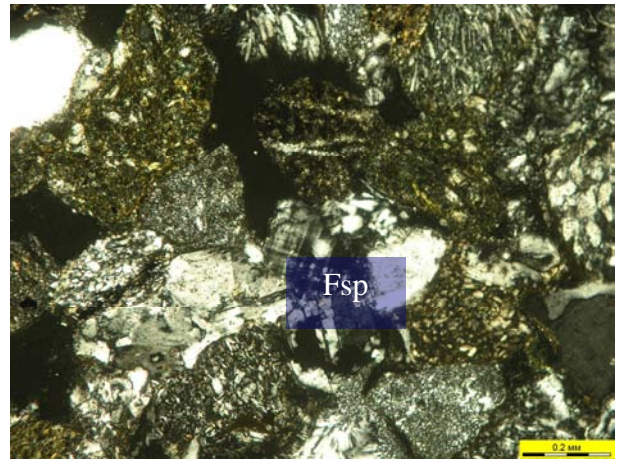
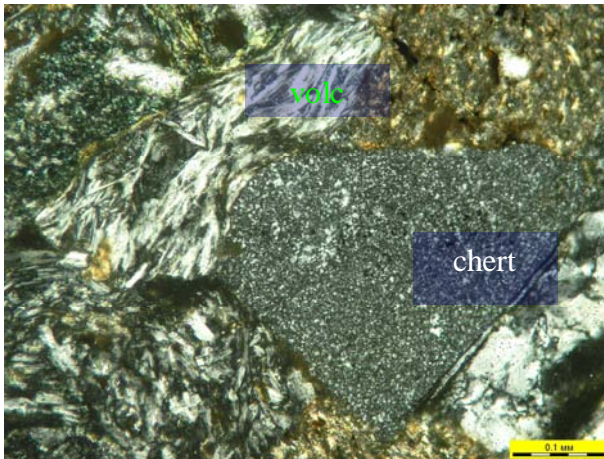
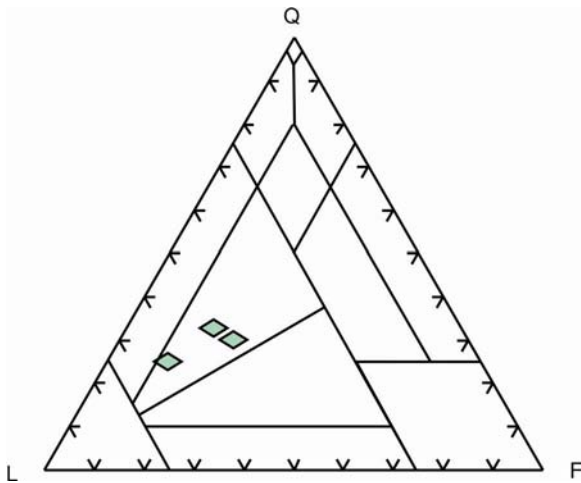


Рисунок 3.46. Петрография песчаников напанской свиты, разрез по р. Половинке. Среди обломков доминируют вулканические породы и кремни, николи X.

3.2.6. **Разрез по реке Белоголовая** расположен значительно южнее описанных выше разрезов (см рис 1.3.), рядом с ним расположен и разрез по р. Ушх. В диссертации он приведен для сравнения, чтобы выявить латеральные изменения в составе эоценовых песчаников, разрез по р. Ушх в сравнение не включен из-за того, что оказался сложен кристаллокластическим туфом. Это сводный разрез, составленный из отдельных участков, обнаженных в бортах реки. Видимая мощность песчаников, залегающих субгоризонтально, составляет 65 м (рис. 3.47, 3.48). Подошва толщи не обнажена, поэтому невозможно определить положение песчаников относительно границы с меловым фундаментом. Состав песчаников на классификационной диаграмме отвечает кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам. Кварц и полевые шпаты схожи с описанными в разрезах по рекам Россошине и Половинке, а среди обломков пород в равных количествах отмечены вулканиды с фельзитовой, лейстовой и микролитовой структурами (рис. 3.49).

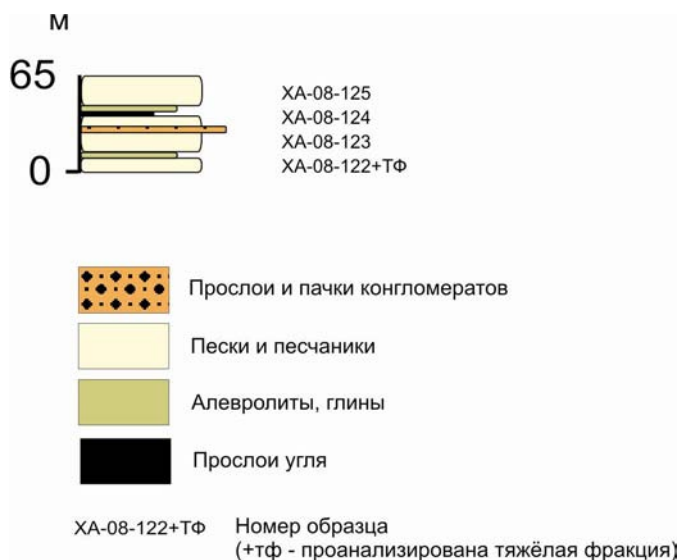


Рисунок 3.47. Литологическая колонка снатольской свиты, обнажённой в разрезе по р. Белоголовая. Нанесены номера образцов, по которым проводился подсчёт состава песчаников.



Рисунок 3.48. Обнажение песчаников снатольской свиты по р. Белоголовая.

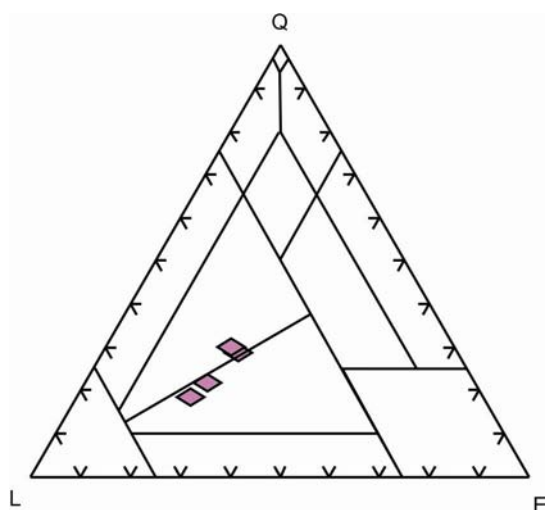


Рисунок 3.49. Состав песчаников снатольской свиты, приведённый на диаграмме Шутова В.Д. (1975) для разреза по р. Половинке. QFL – классификационная диаграмма состава песчаников, где $Q=Q_m+Q_p$, $F=F_m+F_p$, $L=Q_q+F_q+L_v+L_m+L_{ssh}+L_{sa}+L_{sch}+L_{st}+L_{so}$ (символы см. в приложении 2)

3.2.7. Обобщённая характеристика состава песчаников по изученным разрезам

Для всех изученных разрезов была построена сводная диаграмма по составу и характеру обломков горных пород. Все песчаники на ней образуют облако точек, расположенных близ вершины «вулканические породы», песчаники относятся к области петрокластических грауввак (Шванов, 1987). Незначительное уменьшение количества эффузивных пород в обломках и увеличение кремнистых характерно для песчаников верхней части снатольской свиты, обнажённых в Точилинском разрезе, а также для Увучинского разреза (рис 3.50.), что говорит об увеличении влияния материала сносимого с Ачайваям-Валагинской дуги.

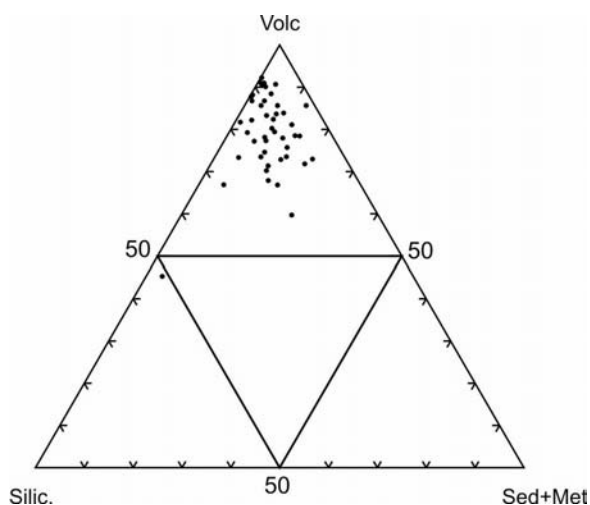


Рисунок 3.50. Диаграмма состава фрагментов пород в песчаниках снатольской свиты, по (Шванов, 1987). volc – вулканических, silic – кремней и кремнистых сланцев, sed+met – осадочных и метаморфических.

На сводной треугольной диаграмме с областями геодинамических обстановок формирования псаммитов, по (Dickinson, 1983), состав пород питающих провинций (и их геодинамическая позиция) попадает в поля смешанного типа источника, а также эродированных и слабоэродированных дуг переходного типа (рис 3.51.).

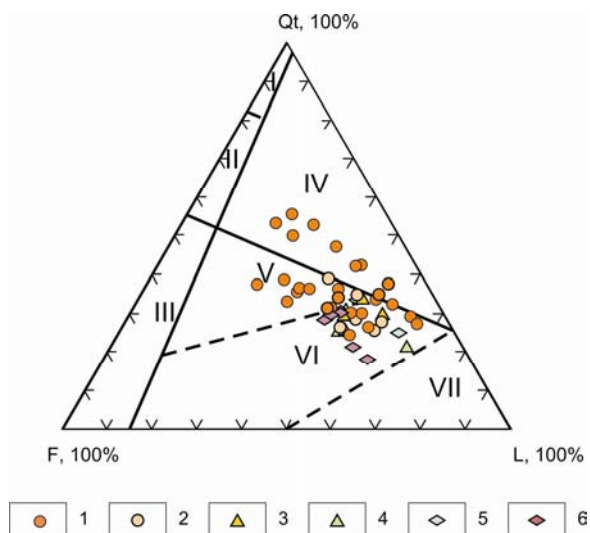


Рисунок 3.51. Состав песчаников из областей сноса разных геодинамических обстановок, по (Dickinson, 1983). I – центральная часть платформы; II – переходная зона платформы; III – выступы фундамента; IV – орогенные области; V-VII – островные дуги: V – расчлененная, VI – слабо расчлененная, VII – нерасчлененная.
1-6 разрезы: 1 – Точилинский, 2 – Майначский, 3 – Увучинский, 4 – по р. Рассошине, 5 – по р. Половинке, 6 – по р. Белоголовой.

3.2.8 Исследования Всероссийского Нефтяного Научно-исследовательского института (ВНИГРИ), корреляция полученных данных

Масштабными исследованиями палеогеновых терригенных отложений Западной Камчатки занимался Григоренко Ю.Н (1969, 1981). В своих работах он изучал формационную принадлежность песчаников хулгунской, напанской и снатольской свит. В работе (Григоренко, 1981) показано распространение различных «ассоциаций» песчаников, выделенных по доминированию в обломочной компоненте тех или иных магматических пород, показан преимущественно незрелый состав песчаников указанных свит. Единственным неудобством является отсутствие привязки образцов к конкретным обнажениям в пределах Западной Камчатки. Это значительно усложняет возможную корреляцию.

Анализом керна пробуренных в 1980х годах параметрических скважин в пределах Тигильского района Западной Камчатки также занимался коллектив ВНИГРИ. По результатам обработки керна был составлен отчёт (отв. исполнитель Л.В. Гома, исполнители Ю.С. Воронков, Л.М. Пылина и др.), хранящийся в РФФ. Четыре скважины с полным отбором керна пробурили породы среднеэоценовой снатольской свиты: Средне-Россошинская, Россошинская, Хромовская 1, 2. Расположение скважин и состав песчаников, отобранных из кернового материала, приведен в соответствии с отчетом по теме «Обработка материалов бурения параметрических скважин Тигильского района Западной Камчатки» (отв. исполнитель Л.В. Гома) на рисунке 3.52.

Автором диссертации были использованы данные по анализу состава и минералогии тяжёлой фракции песчаников среднеэоценовой снатольской свиты. Песчаники, вскрытые скважинами, имеют более незрелый состав, часто они относятся к грауваккам по классификации В.Д. Шутова (1975). Среди породообразующих минералов доминируют кварц и полевые шпаты, а обломки пород представлены вулканитами и вулканическими стеклами, песчаниками, алевролитами, кремнями, сростками полевых шпатов и кварца (рис 3.52.).

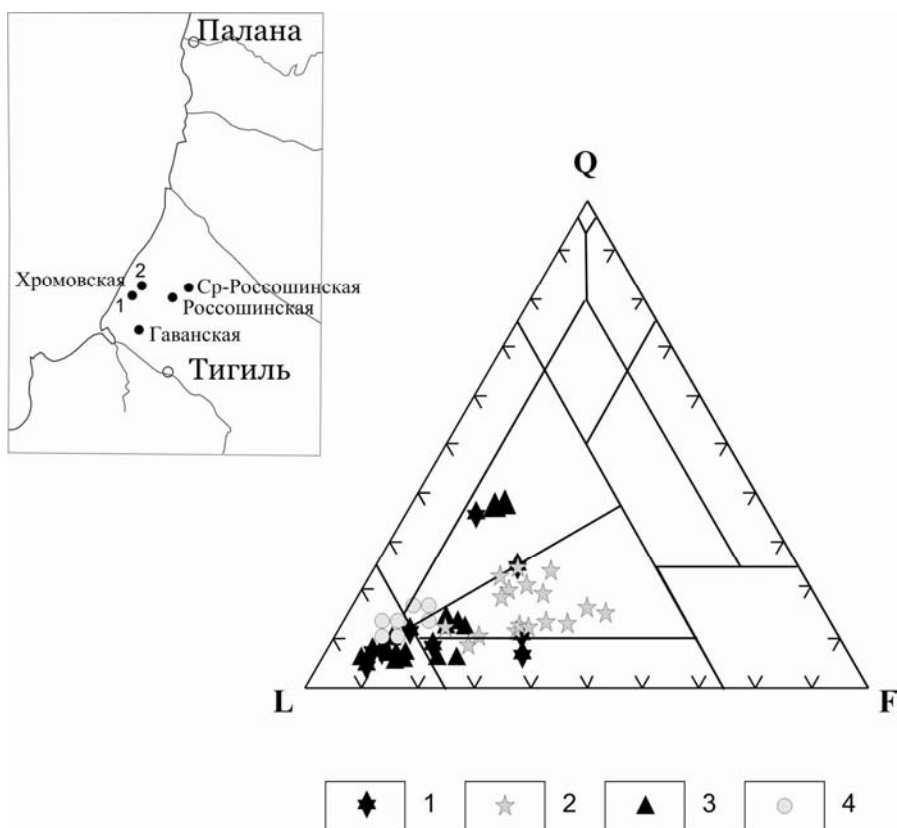


Рисунок 3.52. Состав песчаников снатольской свиты (кern параметрических скважин Западной Камчатки), по (Шутов, 1975).

QFL – классификационная диаграмма состава песчаников, $Q=Q_m+Q_p$, $F=F_m+F_p$, $L=Q_q+F_q+L_v+L_m+L_{ssh}+L_{sa}+L_{sch}+L_{st}+L_{so}$. 4 параметрические скважины: 1 – Россошинская, 2 – Хромовская №1, 3 – Хромовская №2, 4 – Гаванская. На врезке – местоположение скважин.

В целом, песчаники среднеэоценовой снатольской свиты, обнаженные на поверхности и пробуренные параметрическими скважинами, имеют незрелый состав. На классификационной диаграмме большая часть песчаников попадают в поля граувакк, несколько образцов, отобранных в кровле толщи, относятся к олигомиктовым и мезомиктовым. Четкого тренда изменения состава по латерали/вертикали не прослеживается.

3.2.9. Степень выветрелости и геодинамическая позиция эродируемых пород – поставщиков терригенного материала определялись на основе количественного анализа породообразующих элементов в форме оксидов с нижним пределом количественных определений 0.02 мас.% в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Химический состав песчаников приведён в приложении 3. Всего было проанализировано 25 образцов песчаника из всех опробованных разрезов.

Анализ геохимии песчаников является дополнительным инструментом для реконструкции источников сноса песчаников. Автором была применена диаграмма,

предложенная в работе (Rosser, Korsch, 1982) и часто используемая при установлении питающих провинций для осадочных бассейнов и тектонических реконструкций, например (Zhengjun et al., 2005; Concepcion et al., 2012). На ней значения содержаний SiO_2 и суммы Na_2O , K_2O для проанализированных песчаников, образуют единую область, попадая в поля океанической островной дуги и, частью, активной континентальной окраины (рис 3.53).

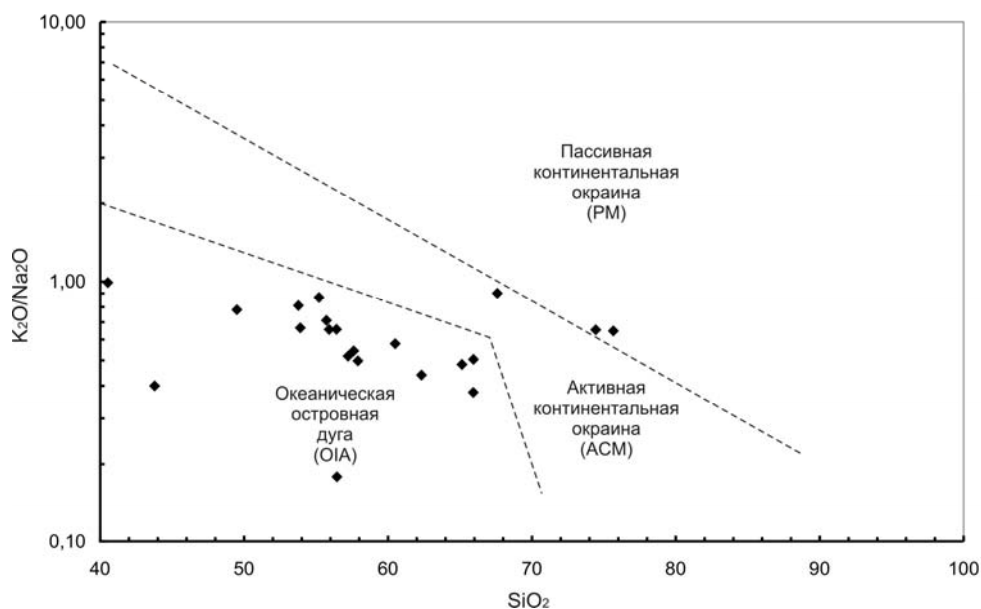


Рисунок 3.53. Положение точек состава песчаников на диаграмме (Rosser, Korsch, 1986).

По индексу CIA – химическому индексу изменения [Nesbitt, Young, 1984] часть точек попадает в область неветрелых пород с индексом меньше 50, часть – в область со средним значением индекса 65, соответствующего слабоизмененным породам в питающей провинции и умеренному климату (рис 3.54).

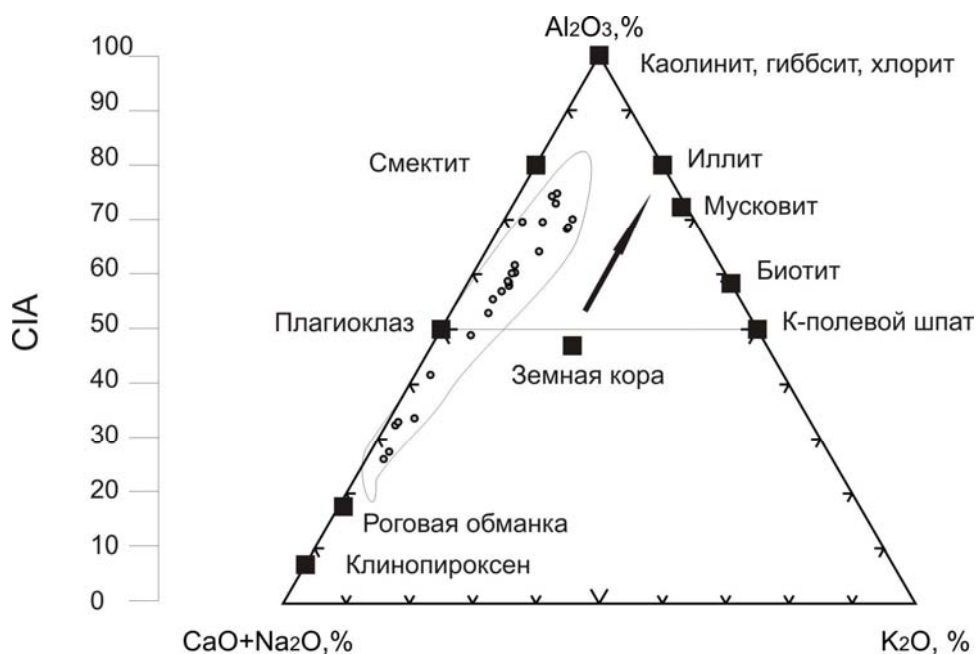


Рисунок 3.54. Положение точек состава песчаников на диаграмме (Nesbitt, Young 1982).

3.2.10. Минеральный состав тяжелой фракции

Необходимым инструментом для установления питающих провинций песчаников является анализ минерального состава тяжелой фракции (Morton 1985; Morton, Hallsworth, 1994, 1999; Morton et al., 2003; Mange, Otvos, 2005; Малиновский, Маркевич, 2007, Малиновский и др., 2006) 18 представительных проб песчаников из разных разрезов, предварительно изученных петрографически, были раздроблены и разделены на фракции, минеральный состав которых был изучен под биноклем Meiji Techno с применением иммерсионных жидкостей. Процентное содержание минералов тяжелой фракции в песчаниках приведено в приложении 4.

Тяжелые минералы, с некоторой долей условности, были разделены на три ассоциации, являющиеся индикаторами состава пород, преобладающих в области сноса. Подобные исследования проводились и ранее (Morton et al., 2003; Mange, Otvos, 2005; Малиновский, Маркевич, 2007 и др.). Первая, *сиалическая ассоциация*, представлена минералами, связанными с разрушением кислых интрузивных и изверженных пород, – цирконом, апатитом, рутилом, турмалином. Основным минералом ассоциации является циркон (0.1-34%). Он представлен двумя генерациями: идиоморфной бесцветной или бледно-розовой и сиренево-розовой. Идиоморфные зерна имеют призматический, редко пирамидальный габитус, отдельные зерна в катодных лучах окрашены в желтый цвет. Сиренево-розовые зерна окатанные, единичные зерна сохраняют призматический габитус со сглаженными ребрами, в катодных лучах свечения не имеют. Поверхность зерен блестящая, гладкая, блеск стеклянный. Рутил является вторым по количеству минералом (0-20%) этой ассоциации. Черный, в тонких сколах просвечивает красным, реже окрашен в красный и оранжево-желтый цвета, блеск яркий, стеклянный. Резко преобладают обломки неправильной формы, иногда призматической, апатит (0-8%) представлен бесцветными прозрачными призматическими кристаллами, слабо окатанными. Зерна турмалина (0-0.1, в единичной пробе 14%) окатанные, прозрачные, бурого, зеленовато-бурого, темно-зеленого цвета.

Вторая *ассоциация мафическая*, состоит из минералов-индикаторов основных интрузивных и изверженных пород – шпинели, ильменита, лейкоксена, пироксена. Наиболее распространенным минералом тяжелой фракции песчаников является шпинель (0-58%). Это черные оскольчатые зерна, отмечаются хорошо образованные октаэдры. Поверхность зерен гладкая блестящая, блеск смоляной. Зерна слабо окатанные и полуокатанные, часто вершины октаэдров сглажены. В равном количестве встречаются зерна лейкоксена (0-75%) и ильменита (0-56%). Лейкоксен бежевый, серо-бежевый, зерна неправильной формы. Ильменит

представлен черными уплощенными, таблитчатыми зернами со смолистым блеском, иногда на поверхностях зерен наблюдается лейкоксенизация. Пироксены (0.1-2%) встречаются в незначительных количествах. Исключение составляет лишь один образец туфопесчаника, отобранный вблизи Ичинского вулкана, уже, по-видимому, сформировавшегося к моменту накопления среднеэоценовой терригенной толщи. Содержание пироксенов в нем составляет 98%.

Остальные минералы тяжелой фракции и обломки горных пород из песчаников были объединены в *третью группу* (анатаз, барит, сульфиды, рудный минерал, амфибол, слюда, гранат, обломки пород – хлоритовых и актинолитовых сланцев). Генетически эти минералы могут относиться к различным типам пород – магматическим, метаморфическим, осадочным, не являясь при этом четким индикатором петрофонада питающей провинции. Процентные соотношения групп минералов-индикаторов нанесены на сводный разрез (рис 3.55).

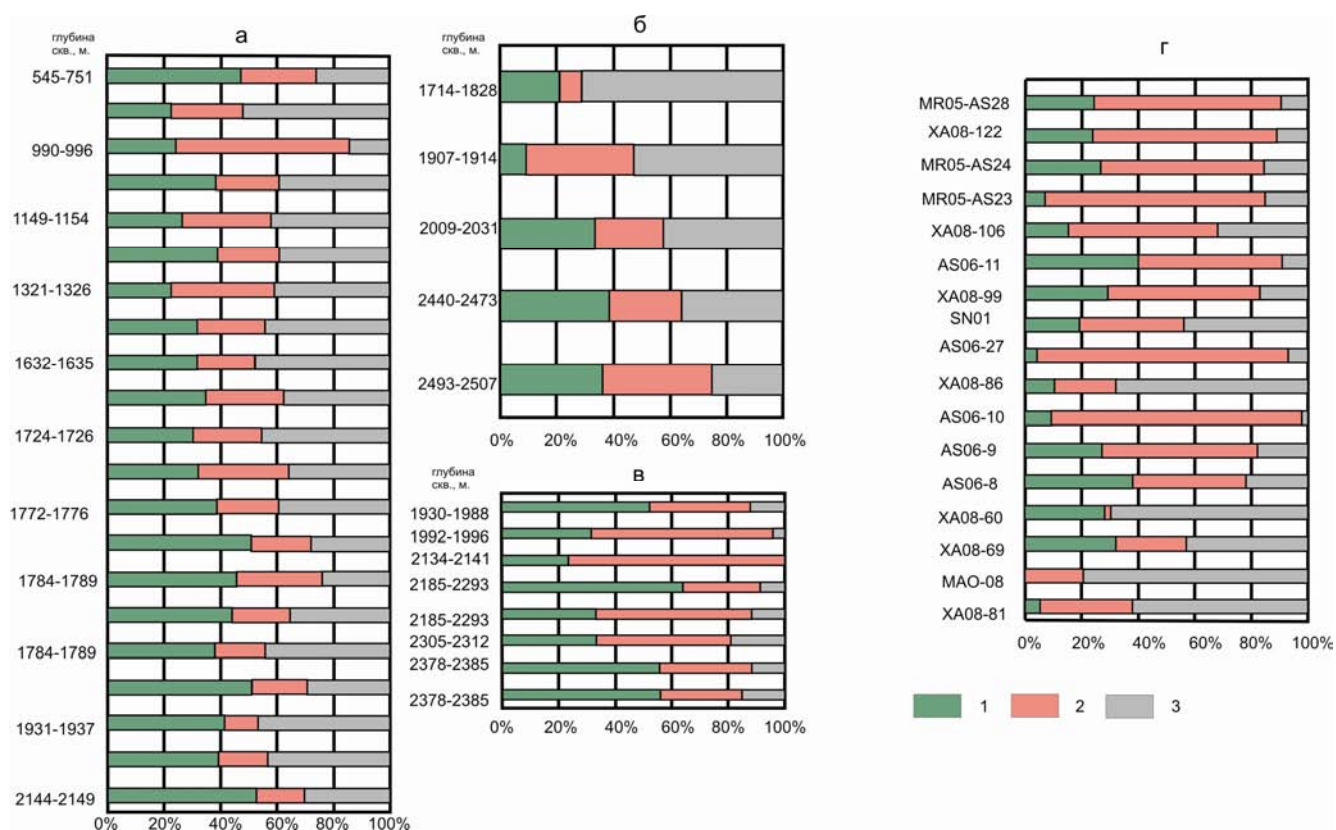


Рис. 3.55. Распределение минералов тяжелой фракции – индикаторов размываемых пород – в изученных скважинах и сводной колонке.

а – в – скважины: а – Хромовские, б – Рассошинская, в – Средне-Рассошинская, г – сводная колонка снатольской свиты (наземные обнажения)

1 – циркон, апатит, рутил, турмалин (индикаторы размыва пород кислого состава)

2 – шпинель, ильменит, лейкоксен, пироксен (индикаторы размыва пород основного состава)

3 – гранат, амфибол, анатаз, сульфиды, барит (минералы гетерогенной природы).

Такие же колонки построены нами и для параметрических скважин Рассошинская, Средне-Рассошинская, Хромовская 1, 2, данные минералогического анализа кернa приведены в Отчете (1986). На колонках прослеживается постепенное увеличение доли сносимого обломочного материала с разрушаемых комплексов пород основного состава, в то же время доля минералов тяжелой фракции из областей развития кислых горных пород уменьшается. Процентное содержание группы «базитовых» минералов достигает 70%, что, по-видимому, говорит об увеличении влияния материала сносимого с Ачайваям-Валагинской дуги. Снизу вверх по разрезу убывает влияние сноса с ОЧВП, увеличивается снос с Ачайваям-Валагинской дуги.

При корреляции сводного, обнажённого в пределах изученного региона, разреза снатольской свиты, и разрезов параметрических скважин, можно выделить 2 этапа, характеризующиеся увеличением сноса обломочного материала из питающих провинций, представленных породами кислого состава. В образцах из «наземных» разрезов, количество минералов-индикаторов кислых пород достигает в пиковых значениях 38-40%, в образцах кернa из Хромовских скважин – 50%, Рассошинской – 39%, Средне-Рассошинской – 63%.

Анализ минерального состава тяжелой фракции показал, что в среднеэоценовое время существовали, по меньшей мере, две питающие провинции, поставлявшие обломочный материал в формирующийся Западно-Камчатский осадочный бассейн. Доминировал снос терригенного материала с разрушающихся комплексов основных пород. Второстепенную роль играл снос терригенного материала из областей размыва, сложенных преимущественно кислыми породами.

3.2.11. Исследования кристалломорфологии обломочных цирконов

Отдельно для детритового циркона из песчаников снатольской и напанской свит был проведен анализ кристалломорфологии циркона по методу Pupin (1980). Ж. Пюпин установил изменчивость форм кристаллов циркона в зависимости от условий образования гранитоидов. По его мнению, химизм среды влияет на рост и развитие пирамидальных граней кристаллов, а температура – призматических. Им предложена классификация главных типов и подтипов форм цирконов в зависимости от температуры (индекс I.T) и отношения щелочность/глиноземистость среды минералобразования (индекс I.A) (рис 3.56, слева). Первый отражает скорость кристаллизации и содержание летучих компонентов в расплаве, второй – неоднородность среды и эволюцию её химизма (Pupin, 1980; Belousova, 2006). Использование метода в целях реконструкций источников сноса объясняется возможностью выяснения

геодинамической природы размываемых гранитоидных комплексов – основных поставщиков циркона для терригенных пород.

На основании диаграммы Pupin (1980) Е.А. Белоусовой была разработана типологическая диаграмма, классифицирующая цирконы по принадлежности к типу гранитоидов (Belousova et al., 2006) (рис 3.56, справа). С помощью этой диаграммы было установлено, какие именно типы гранитоидов эродировались.

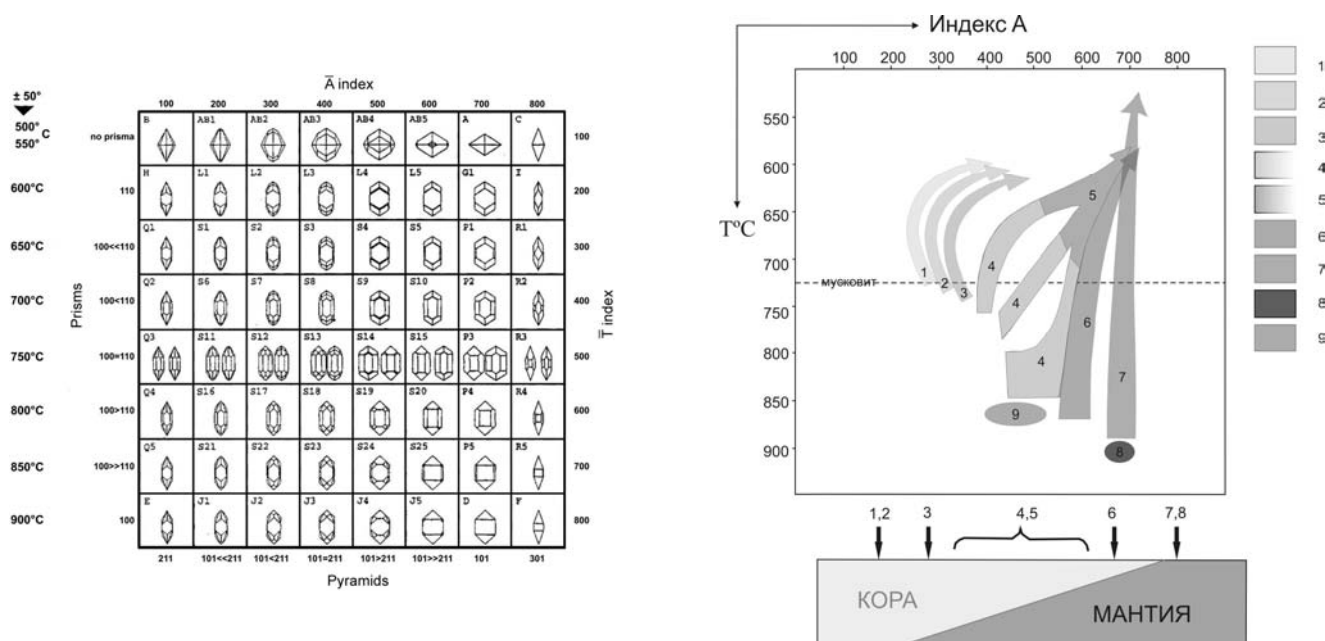


Рисунок 3.56. *слева* - Классификация морфологических типов кристаллов циркона в зависимости от температуры их образования (Pupin, 1980). А индекс – отношение $Al/(Na+K)$ контролирует развитие цирконовых пирамид, Т индекс – температура влияет на развитие цирконовых призм; *справа* - Связь морфологии кристаллов циркона с петрогенетической позицией материнских гранитов, по (Belousova et al., 2006): 1 – 3 – известково-щелочная серия: 1 – высокоглиноземистые лейкограниты, 2 – интрузии высокоглиноземистых монцогранитов и гранодиоритов, 3 – субавтохтонные монцограниты и гранодиориты; 4 – 6 – корово-мантийные граниты: 4 – гранодиориты и монциты, 5 – монцограниты и высокоглиноземистые граниты, 6 – граниты субщелочной серии; 7 – 9 – Мантийные граниты: 7 – щелочной серии, 8 – толеитовой серии; 9 – чарнокиты.

Исследовалась фракция размерностью < 0.07 мм, наиболее представительная с точки зрения сохранения кристаллических форм циркона. В пробах установлены две генерации циркона: окатанные, угловато-окатанные зерна и короткопризматические кристаллы со сглаженными вершинами и ребрами малинового и насыщенно-розового цвета и идиоморфные бесцветные и слабоокрашенные кристаллы, среди которых выделяются различные морфологические типы. Малиновые зерна встречались крайне редко, поэтому подсчеты проводились только по бесцветным. Содержание пригодных для подсчета (неокатанных) зёрен

составляет в среднем по всем пробам около 35%, полуокатанных – около 45%, и окатанных – около 20%.

Для удобства подсчета классификация типов циркона, приведенная в работе (Pirip, 1980), была модифицирована. В группы объединялись морфологические типы со сходным строением без учёта коэффициента удлинения. Каждая из объединенных групп носит название по крайнему левому морфологическому типу в классификации, пример полученного распределения морфотипов для пробы SN-01 приведен на рисунке 3.57. Подсчёт производился по 100-250 зёрнам в зависимости от содержания циркона в пробе. В результате установлено, что в пробах преобладают пять морфологических типов циркона - H, L4, S9, S15, S25. Кристаллы морфологического типа H характерны для высокоглиноземистых мусковитсодержащих гранитов s-типа; L4 для гибридных (контаминированных) монцонитов и щелочных гранитов; S9 для контаминированных субщелочных и щелочных гранитов; S15 для субщелочных и щелочных гранитов i-типа; S25 для щелочных гранитоидов и толеитовых гранитов i-типа (Belousova et al., 2006). Содержание циркона других морфотипов крайне незначительно. Детально полученные результаты анализа морфологии кристаллов обломочного циркона из среднеэоценовых песчаников приведены в статье (Рожкова и др., 2012).

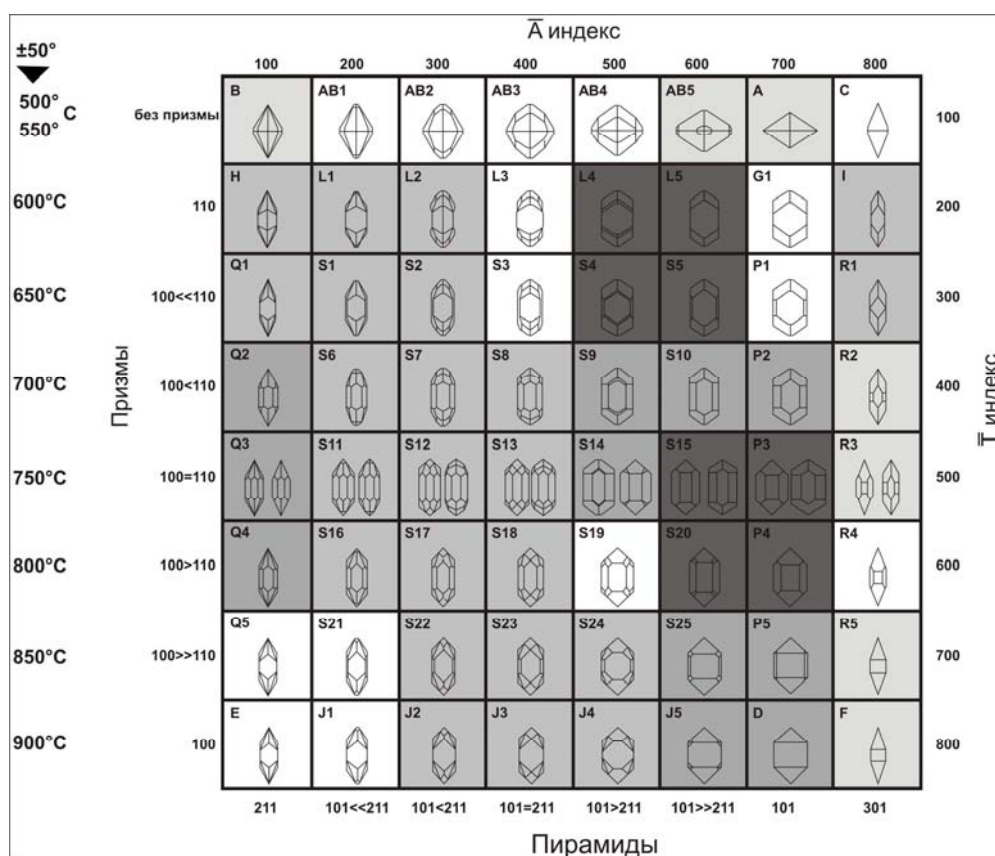


Рисунок 3.57. Классификация морфологических типов кристаллов циркона в зависимости от температуры их образования (Pirip, 1980) для образца песчаника SN-01; 1 – 4 – содержание кристаллов обломочного циркона разной морфологии, %: 1 – 0,1-1; 2 – 1,1-5; 3 – 5,1-10; 4 – 20,1-25.

Таким образом, в среднеэоценовое время в областях сноса обломочного материала, поступающего в Западно-Камчатский бассейн, преобладали субщелочные (известково-щелочные) гранитоиды при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов.

3.2.12. U-Pb изотопный возраст обломочного циркона

U-Pb датирование проводилось методом лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS) в лаборатории Laser Chron Center в университете Аризоны (г. Тусон, США) (Gehrels et al., 2008; Gehrels, 2011). Обработка данных производилась научным руководителем, ведущим научным сотрудником лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН Соловьевым А.В.

Для U-Pb-изотопного датирования обломочных цирконов были выбраны 2 образца: образец SN-1 из нижней части Точилинского разреза (см. рис 3.25.) и образец AS-06-10 из разреза, обнажающегося в долине реки Рассошина (см. рис. 3.39.). По своей стратиграфической позиции обр. SN-1 расположен в разрезе выше образца AS-06-10. Из этих образцов были выделены монофракции циркона. При подготовке лабораторной шашки зерна обломочного циркона наносились рядами на двустороннюю липкую ленту с помощью шаблона из пленки. В центре шашки устанавливались кристаллы стандартов SL2 с возрастом 563 млн лет (Gehrels et al., 2008). Поверхность шашки с зернами циркона полировалась. Катодолюминесцентные изображения были получены в микроаналитическом центре Стенфордского университета на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600 с катодолюминесцентным детектором.

Из каждого образца было датировано по 100 зерен. По катодолюминесцентным изображениям для датирования выбирались зерна без включений и видимых нарушений. Прожиг циркона осуществлялся на установке New Wave UP193HE Excimer Laser (длина волны 193 нм), диаметр получаемого кратера 30 мкм. Изотопы U, Th, и Pb измерялись одновременно. Каждое измерение проводилось таким образом: 15 с. – один замер с выключенным лазером, 15 с. – прожиг лазером и тридцатисекундная задержка, чтобы очистить предыдущий образец и подготовиться к следующему анализу. Глубина прожигаемого кратера составляла ~15 мкм. Для каждого анализа ошибка в определении $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляла ~1–2% ($\pm 2\sigma$). Ошибки в измерении $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ также составляли ~ 1-2% ($\pm 2\sigma$), для зерен, возраст которых более 1 млрд лет ошибка была меньше, более значимой она была для молодых зерен из-за низкой интенсивности сигнала ^{207}Pb . Концентрации урана и тория были откалиброваны по отношению к стандарту циркона SL2 (Gehrels et al., 2008), содержащего ~ 518 ppm U и 68 ppm

Th. Для анализа в расчет принимались только конкордантные зерна, т.е. зерна с дискордантностью менее 10%. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 2003).

Датирование обломочного циркона показало, что в изученных песчаниках присутствует циркон различного возраста (рис 3.58.). В образцах в значимом количестве (22-33%) присутствуют зерна циркона докембрийского возраста с четко выраженным пиком между 2.0-1.8 млрд лет. Зерна цирконов палеозойского возраста редки (5-11%) и образуют значимый пик 496 млн лет только в образце 06AS-10. Значительно преобладают цирконы мезозойского возраста (52-68%) с пиком 118-70 млн лет. Кайнозойские цирконы также присутствуют (4-5%).

Для сравнения на рисунке 3.58. приведены данных по обломочному циркону из палеогеновых терригенных отложений укэляятского флиша (Соловьев, 2008) и из современных песков реки Амур (Safonova et al., 2010). Во всех образцах из Охотоморского региона присутствуют единичные зерна циркона архейского возраста, а зерна с возрастом 2.0-1.8. млрд лет образуют значительный пик (14-33%), только в осадках реки Амур, их содержание ниже (8%). Источником раннепротерозойского циркона, по-видимому, были породы Сибирского кратона или с блоков, связанными с Сибирью (Авековский, Охотский, Омолонский), для которых известен пик магматической активности около 1.9 млрд лет, (Rosen, 2002). Современными исследованиями установлен глобальный эпизод формирования континентальной коры 2.0-1.8 млрд лет назад, во время которого сформировался суперконтинент Коламбия (Safonova et al., 2010). Циркон палеозойского возраста не присутствует в значимых количествах. Циркон мезозойского возраста (~250-66 млн лет) встречается в наиболее значимых количествах (~52-74%). Циркон древнее 110 млн лет присутствует в большом объеме только в отложениях Амура (~47%), а в остальных образцах имеет гораздо меньшее значение (~10-25% возрастов ~250-110 млн лет). Наиболее значимым является пик, близкий по возрасту известково-щелочному магматизму Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Акинин и др., 2011) – 106-77 млн лет (см. рис 3.58.). Более молодые зерна циркона в образцах Западно-Камчатского прогиба единичны (см. рис. 3.58.) и, по-видимому, связаны с синхронным вулканизмом Кинкильского вулканического пояса. Четкий раннеэоценовый пик проявлен только в песчаниках укэляятского флиша.

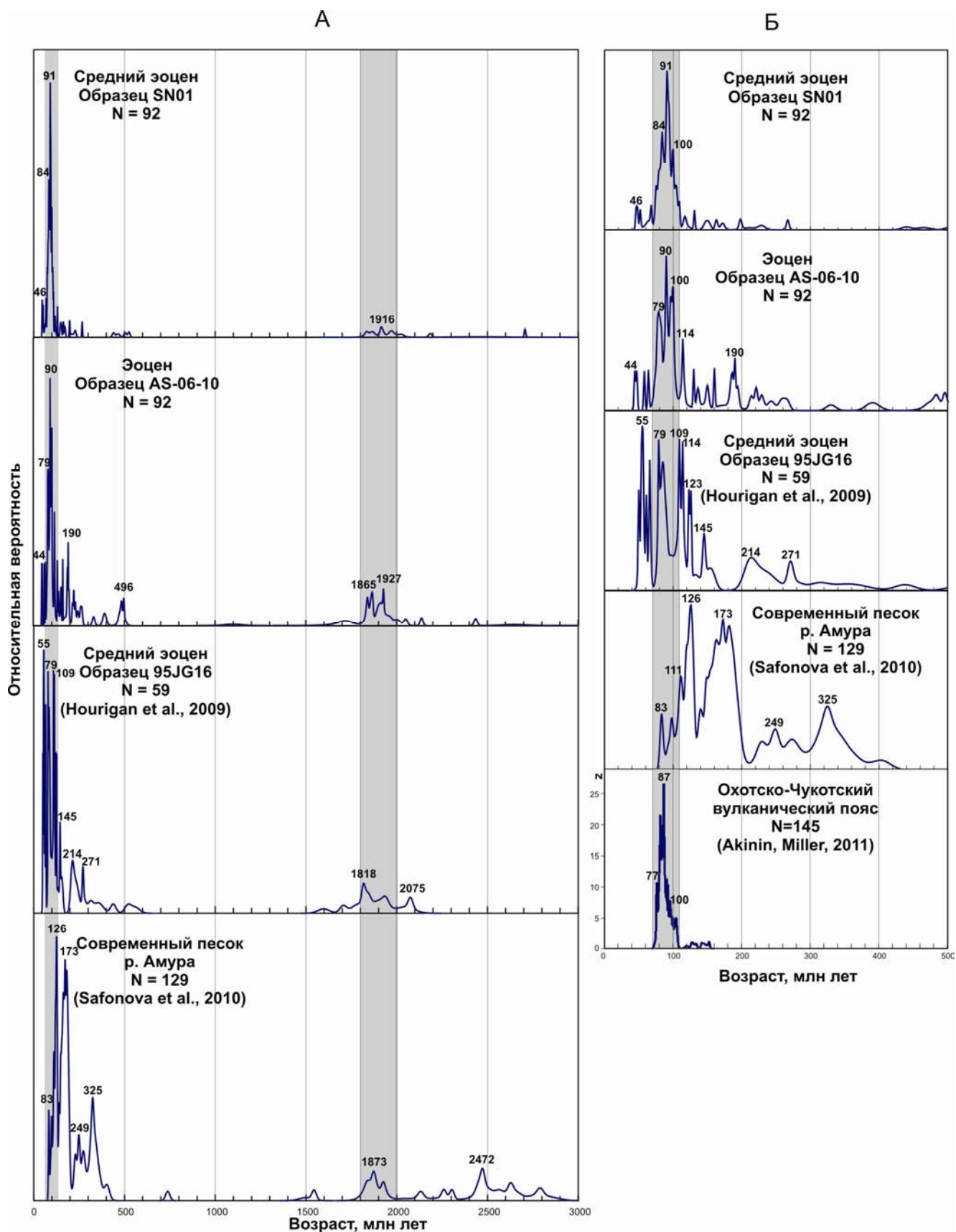


Рисунок 3.58. Распределения возрастов обломочного циркона.

а – в интервале 0-3500 млн лет, б – в интервале 0-500 млн лет, n – число проанализированных зерен.

4. Реконструкция источников сноса. Палеогеографические схемы.

Палеогеновый этап развития Западно-Камчатского осадочного бассейна является ключевым для понимания эволюции северо-восточной окраины Азии. Изучение терригенных пород, сформировавшихся на этапе заложения прогиба и слагающих нижнюю часть разреза помогает оценить влияние приключившейся в эоцене Ачайваям-Валагинской островной дуги на состав поступающего обломочного материала (Соловьев, Шапиро 2011). Датирование галек из конгломератов является проверкой существующей концепции развития Охотоморского региона (Шапиро, 1995), согласно которой континентальное и мелководноморское осадконакопление в пределах Западной Камчатки возможно лишь начиная со среднего эоцена.

Слагающие нижние горизонты бассейна терригенные толщи рассматриваются исследователями как возможные коллекторы скоплений углеводородов (Свистунов и др., 1977; Геология..., 1980; Кайнозой..., 1981; Супруненко и др., 1985; Белонин и др., 2003 и др.), а описанные в пределах Тигильского района нефтепроявления (Дьяков, 1955; Отчёт..., 1986) обуславливают новые поисково-разведочные работы. Схожие черты строения, возраст осадков и история развития Западной Камчатки и Сахалина, лишь усиливает стремление геологов сформулировать поисковые критерии, основанные на геологических, геодинамических и геофизических данных.

Палеогеографические реконструкции являются одним из необходимых инструментов, используемым при нефтепоисковых работах. Для Западной Камчатки существуют два подхода при построении палеогеографических схем для раннего этапа формирования осадочного прогиба.

Коллектив Гладенкова Ю.Б., ГИН РАН, в работе (Гладенков и др., 1997) основываясь на анализе литологических и большей частью палеонтологических данных, предлагает палеогеографические схемы для 5ти этапов: раннего дания, позднего дания-раннего танета, позднего танета-раннего ипра, позднего нижнего-раннего среднего эоцена и для позднего среднего – раннего верхнего эоцена. Так, например, для раннего дания предполагалось наличие большого участка суши на востоке от современной береговой линии Западной Камчатки, южнее располагалась область континентального осадконакопления. С востока территорию современной Западной Камчатки окаймляли субмеридионально вытянутые вулканические постройки (рис 4.1.). На некоторых схемах показаны основные направления сноса обломочного материала, области угленакпления. Схемы охватывают всю территорию Камчатки и для своего времени являлись актуальными.

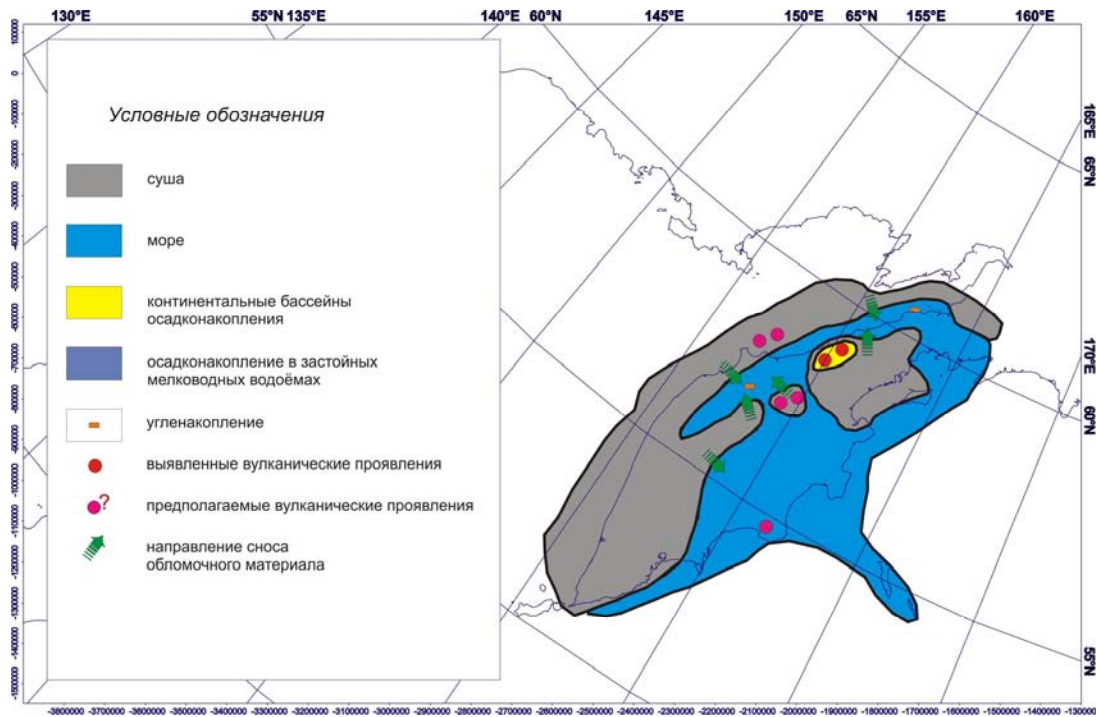


Рисунок 4.1. Палеогеографическая схема для раннего дания по (Гладенков и др., 1997)

Палеогеографические реконструкции **коллектива ВНИГРИ** основываются на обширных данных, полученных при изучении наземных разрезов Западной Камчатки, и на результатах обработки керна параметрических скважин. Свыше 10 скважин были пробурены от Тигильского района на севере до Соболевского района на юге.

Приведённые в (Белонин и др., 2003) схемы основаны на литологических данных и палеонтологической характеристике толщ. Так как в работе в первую очередь рассматривается разведочный потенциал Западной Камчатки, то палеогеографическая карта приведена для потенциально продуктивной позднеэоценовой хромовской подсвите ковачинской свиты. Для более ранних этапов, отвечающих формированию осадочного бассейна, карты не приведены. По-видимому, это связано с описанными в главе 2 дискуссиями о стратиграфическом расчленении нижней части разреза и неоднозначности применяемой ныне схемы деления (см. Решения..., 1998).

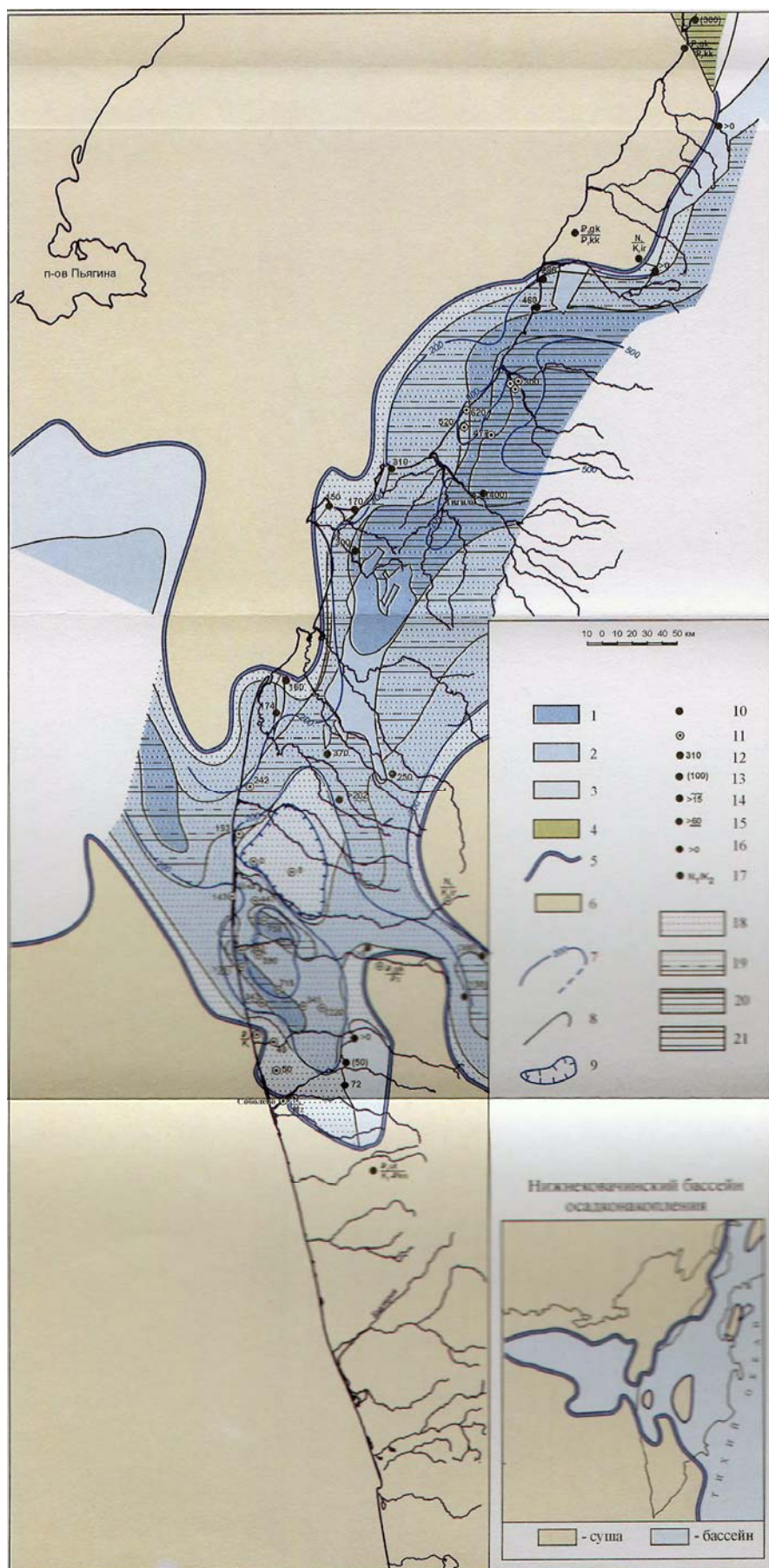


Рисунок 4.2. Обстановки осадконакопления в позднем эоцене (возможно продуктивные отложения хромовской подсвиты ковачинской свиты) по (Белонин и др., 2003)

1-6 - палеогеографические обстановки: 1-4 - море: 1 - глубокая часть шельфа, 2 - неглубокий шельф, 3 - прибрежная зона, 4 - низменности, в том числе временами заливавшиеся морем, 5-береговая линия (максимальная граница морского бассейна), 6 - суша, главным образом области размыва; 7 - изопахиты (штрихами показаны изопахиты, проведенные только по сейсмическим данным), 8 - границы площадей: с разной палеогеографической обстановкой, с разным составом картируемой толщи, с отсутствием картируемых отложений в результате размыва, 9 - границы участков древних размывов картируемой толщи; 10-17 - точки опорных разрезов: 10-разрез по обнажениям, 11-разрез по скважинам, 12 - мощность полная, 13- мощность, установленная путем деления нерасчлененной толщи, 14-мощность неполная, отсутствуют данные по верхней части, 15 - мощность неполная, отсутствуют данные по нижней части, 16 - мощность неизвестная, 17-отсутствие отложений данного

возраста: залегание молодых с перерывом на более древних; 18-21 - состав осадков: 18 - преимущественно пески, 19- пески и алевролиты с прослоями глин, 20- глины с прослоями песков и (или) алевролитов, 21 - преимущественно глины.

На палеогеографических картах ВНИГРИ выделены фациальные обстановки накопления терригенных осадков, показаны глубины бассейна, но не показаны возможные направления сноса обломочного материала.

Современные исследования Камчатки (Соловьев и др., 1998, 2002, 2005, 2008, 2011; Леднева, 2002, 2006; Богданов и др., 2002, 2003; Шапиро, 1995; Шапиро и др., 2001) обусловили необходимость дополнения существующих схем с учётом новых данных о формировании и развитии центральной и западной частей Камчатки.

Предлагаемые дополнения к палеогеографическим схемам.

Для объяснения особенностей осадконакопления в снатольское время, двучленного строения сформировавшейся толщи были построены палеогеографические схемы для раннего этапа накопления грубообломочной толщи и для позднего этапа накопления псаммитового материала. На начальном этапе формирования Западно-Камчатского бассейна осадконакопление происходило в межгорных долинах и предгорьях, детально и доказательно об этом написано в работах (Григоренко, 1981, 2011). Основными типами отложений являются осадки пролювиальных конусов и горных рек. Состав и возраст галечного материала конгломератов, свидетельствуют о близости источников сноса. Базальные конгломераты Западно-Камчатского осадочного бассейна детально описаны в главе 4. Среди обломков в конгломератах доминируют вулканы основного, среднего, реже кислого состава. В подчиненном количестве встречаются фрагменты терригенных пород. Возраст галек, определенный методом К-Аг датирования (51.5 ± 3.5 , 51.2 ± 2.0 , 35.5 ± 6.5 , 87 ± 3.5 , 50 ± 1.5 , 57.3 ± 2 млн лет), свидетельствует о наличии двух разновозрастных источников сноса – позднемелового и раннеэоценового.

Базальные конгломераты, объединяемые в хулгунскую (и/или снатольскую) свиту по [4, 6, 10], по-видимому, не всегда являются одновозрастной толщей. В разрезах Увучинском и Майначском для конгломератов доказан постпалеоэоценовый возраст на основании нахождения в толще конгломератов галек риодацитов и андезитов, соответственно, танетского и ипрского возрастов. Танетский возраст датированной гальки дацита из Увучинского разреза сопоставляется нами с палеоэоценовыми вулканическими образованиями полуострова Утхолок. По (Багдасарян и др., 1994, Гладенков и др., 1997) утхолокский вулканогенный комплекс сложен субэоценовыми, реже субквaternальными вулканическими дифференцированной известково-щелочной серии. Ипрско-лютетский возраст галек конгломератов Майначского разреза позволяет утверждать, что накопление базальной толщи в этой части осадочного бассейна началось не раньше среднего эоцена.

Конгломераты пёстрые, различные по петрографическому составу обломков, формируют неравномерно развитые фрагменты нижней грубообломочной части разреза осадочного бассейна. Состав обломков изменяется в зависимости от близости и состава размываемых комплексов. Формирование конгломератов происходит при интенсивной денудации магматических пород окраинно-морских вулканических поясов (Утхолокский, хребта Омгон, Кинкильский) и Ачайваям-Валагинской островной дуги, аккретированной в эоценовое время к северо-восточной окраине Евразии (Соловьев, Шапиро, 2011).

В наиболее южном из опробованных разрезов – бухты Квачина, - состав галек конгломератов напрямую коррелирует с вулканогенным комплексом Утхолокского полуострова. В расположенном севернее Майначском разрезе толща конгломератов имеет наибольшую мощность и разнообразие обломков. По-видимому, здесь существовала крупная речная система с обширной площадью водосбора.

В разрезах по рекам Половинка и Рассошина на состав конгломератов повлияла близость фрагментов позднемеловой островной дуги, выведенных в область эрозии и ограничивавших с востока зарождающийся осадочный бассейн, начиная с эоцена.

Петрохимия галечного материала в сравнении с вулканическими комплексами палеоэоценового и эоценового возрастов, обнажённых в пределах Западной Камчатки, обладает схожими чертами. Это породы, на диаграмме AFM лежащие в поля толеитовой и известково-щелочной серий, среднего-кислого составов, относящиеся к конечным членам дифференциации. Обобщая полученные петрохимические данные и их сопоставление с данными (Федоров и др., 2008, 2011, Шанцер и др., 1999), можно доказательно утверждать близость составов вулканитов Омгонского и Утхолокского комплексов и галек базальных конгломератов, обнажённых в описанных разрезах.

Таким образом, полученные данные дополняют палеогеографические построения групп Гладенкова Ю.Б., Григоренко Ю.Н. (Гладенков и др., 1997, 2005; Белонин и др., 2003), (рис. 4.3.) чётче обозначая территории, выведенные в область эрозии к моменту накопления базальных конгломератов Западно-Камчатского осадочного бассейна. Так, для центральной части Западной Камчатки автором показан снос обломочного материала в юго-западном направлении с Кинкильского вулканического пояса, а также снос с Ачайваям-Валагинской островной дуги. А полученные данные по K-Ar датированию галек вулканитов корректируют стратиграфическое расчленение нижней части осадочного разреза.

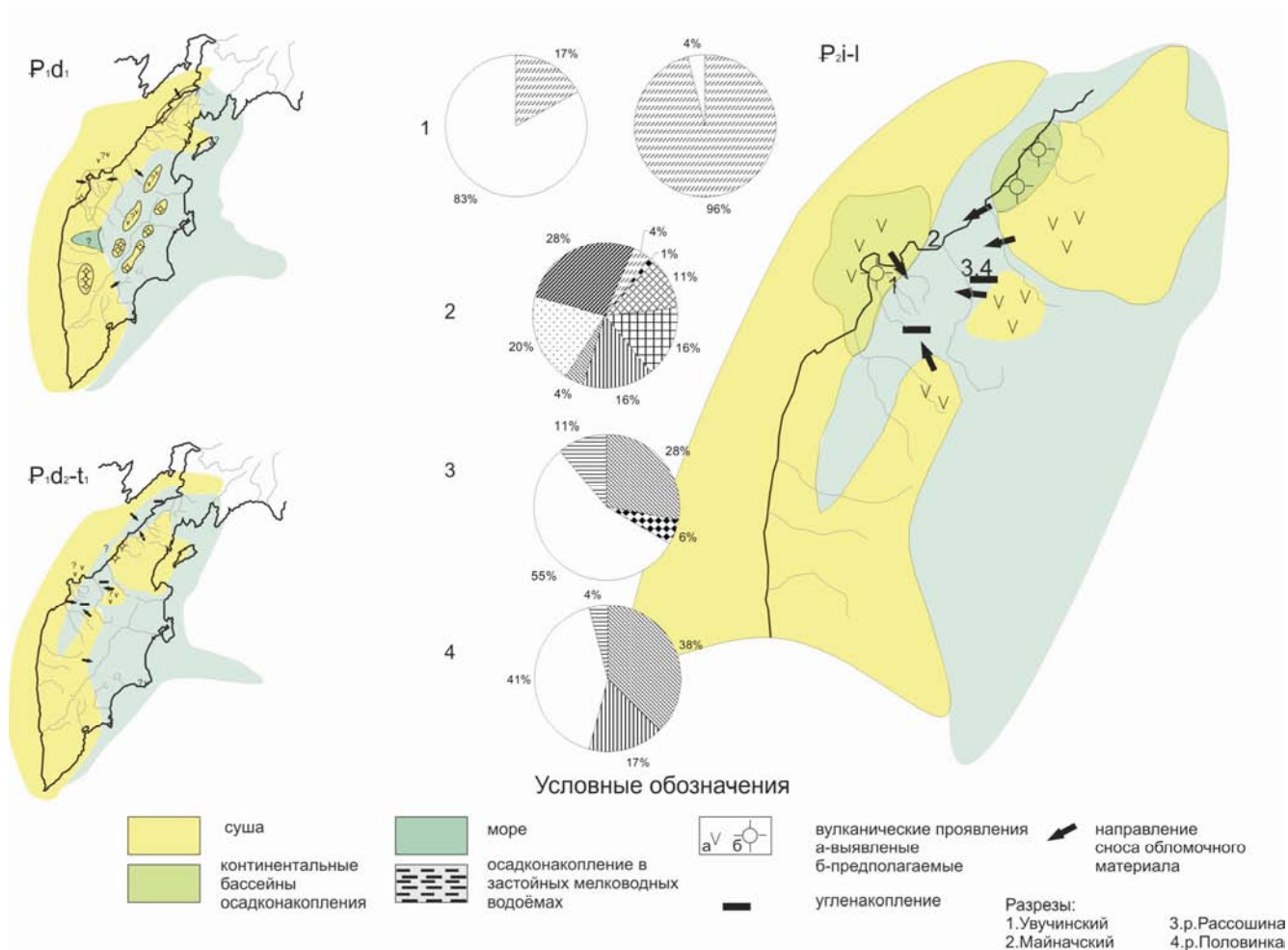


Рисунок 4.3. Палеогеографическая схема для этапа накопления базальных конгломератов палеогена Западной Камчатки (ипр-лютет). Круговые диаграммы состава конгломератов, подробности в главе 3.1.

Возраст глыб андезитов $87 \pm 3,5$ млн. лет, обнажающихся на контакте мела/палеогена в пляжевых отложениях Майначского разреза (рис. 3.2.) позволяет говорить о разрушении фрагментов Ачайваям-Валагинской островной дуги, вулканизма в пределах хребта Омгон с последующей значительной эрозией, приведшей к полному разрушению вулканической постройки.

По-видимому, основными поставщиками обломочного материала конгломератов были фрагменты вулканической островной дуги, расположенные на востоке от формирующегося бассейна (Соловьев, Шапиро, 2011) и палеогеновые вулканические комплексы, окаймляющие его с востока и расположенные в центральной его части (рис 4.4.).

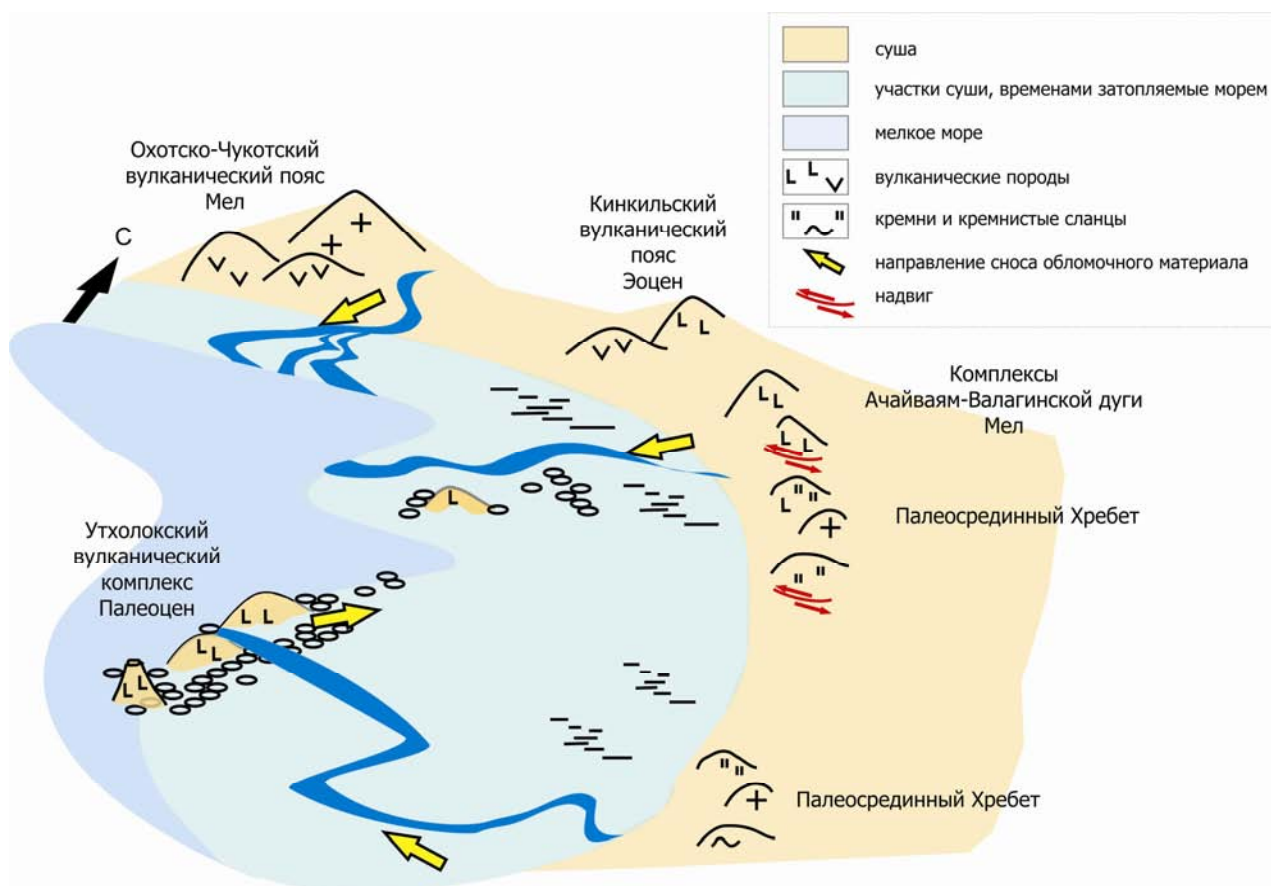


Рисунок 4.4. Палеогеографическая схема для этапа накопления среднеэоценовых конгломератов, ипрско-лютетский век

Позже грубообломочная толща сменяется песчаниками, происходит трансгрессия моря (Гладенков и др., 1991, 1997). Источники сноса меняются, теперь в бассейн поступает мелкообломочный материал, перемещение которого, согласно замерам косой слоистости, происходило с севера и северо-востока (рис 4.5.). Речная сеть палео-Пенжины поставляет основную массу обломочного материала в Западно-Камчатский прогиб. Локальные поднятия оказывают менее значимое влияние на осадконакопление, выраженное в вариациях грубообломочных фаций вблизи них. Основными питающими провинциями, поставлявшими обломочный материал в это время, являлись Охотско-Чукотский вулканический пояс (север-северо-запад), комплексы Ачайваям-Валагинской островной дуги, расположенной на востоке бассейна, вулканиты Кинкильского пояса и Утхолокского полуострова. Возможно, часть обломочного материала в южных частях бассейна накапливалась за счет размыва комплексов Срединного хребта Камчатки, выведенного в область эрозии к среднему эоцену (см. рис 4.6.).

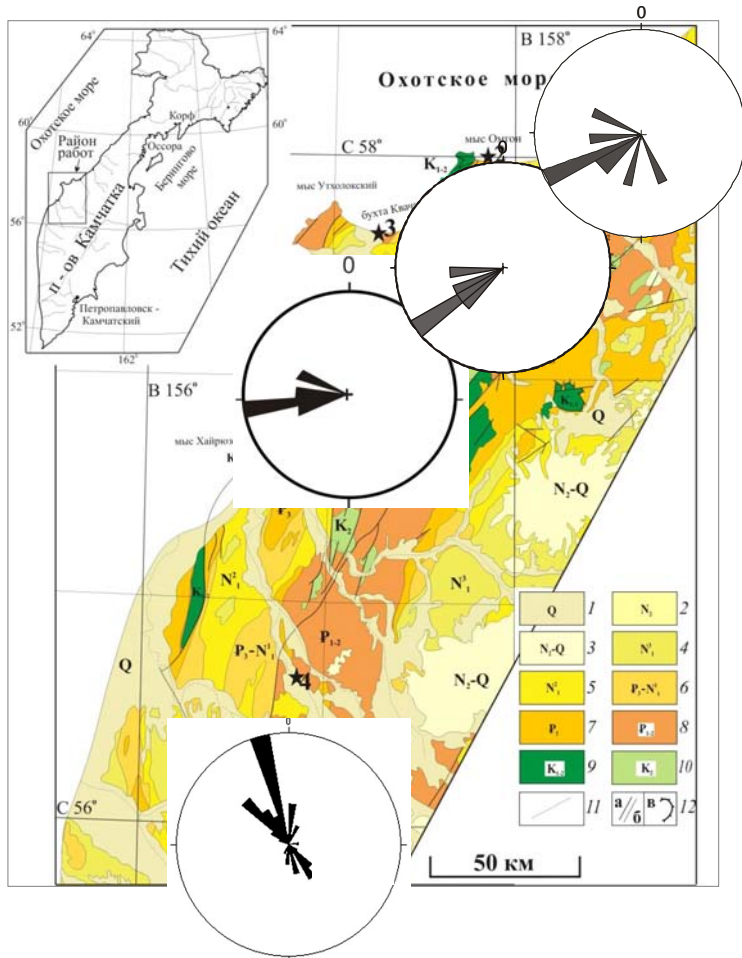


Рисунок 4.5. Диаграммы направления косой слоистости в песчаниках среднеэоценовой снетольской свиты.

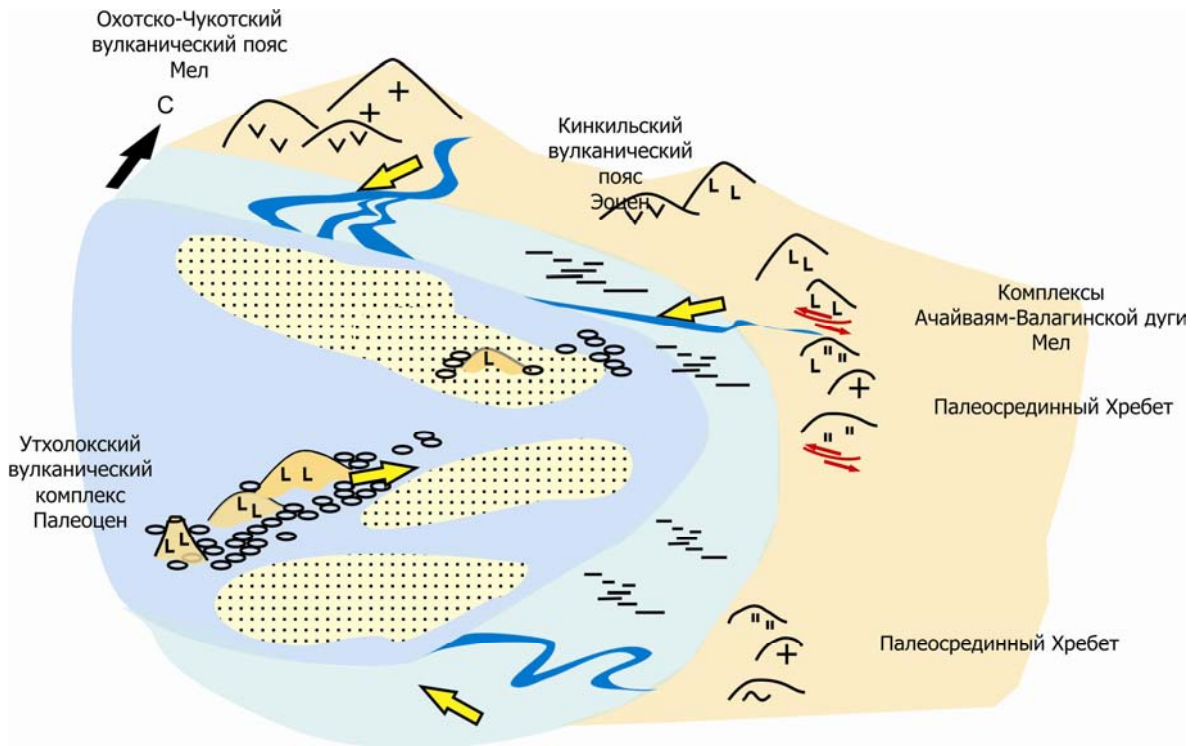


Рисунок 4.6. Палеогеографическая схема для этапа накопления среднеэоценовых песчаников снетольской свиты. Условные обозначения смотри на рис. 4.4.

Заключение

В диссертации представлена обработка фактического материала, полученного автором в ходе полевых исследований отрядов ГИН РАН в 2005-2008 годах на Западной Камчатке. Объектом исследования являлась палеогеновая часть разреза Западно-Камчатского осадочного бассейна, отвечающая начальному этапу его формирования.

Реконструкция эволюции Западно-Камчатского осадочного бассейна в кайнозой представляет интерес как с точки зрения расшифровки геодинамических процессов в Охотоморском регионе, так и в связи с потенциальной нефтегазоносностью данной структуры.

На основе полученных данных сделаны следующие выводы.

Для базальных конгломератов установлен танетско-лутетский возраст слагающих их галек. Эти данные позволяют судить о нижней возрастной границе осадконакопления грубообломочной толщи в центральной части Западной Камчатки. Базальные конгломераты обладают пёстрым составом, различным от разреза к разрезу. Состав изменяется не только по латерали, но и по вертикали. Доминирование в обломках конгломератов вулканических и интрузивных пород, их соотношения и состав связаны с обстановкой накопления и близостью источника сноса. Петрохимические данные по галькам конгломератов и палеоцен-эоценовым вулканическим комплексам обладают схожими чертами. Наибольшей близостью составов по сравнению с гальками конгломератов обладают вулканы Омгонского и Утхолокского комплексов.

Песчаники среднеэоценовой снатольской свиты относятся к незрелым грауваккам кварц-полевошпатового и полевошпат-кварцевого состава по классификации (Шутов, 1975). Среди обломочных зерен пород преобладают продукты размыва вулканических комплексов: фрагменты вулканических стекол и пород с фельзитовой, лейстовой, реже микроклиновой структурой основной массы. Состав песчаников существенно не меняется по направлению от кровли к подошве толщи, постоянным он остается и по латерали. С геодинамической позиции состав песчаников свидетельствует о доминировании среди источников сноса обломочного материала островодужных комплексов с разным уровнем эрозионного среза, разрушающихся орогенных построек и областей смешанного источника.

Минеральный состав тяжелой фракции песчаников свидетельствует о наличии двух разных по составу размываемых пород источников сноса: комплексов магматических и вулканических пород кислого состава и магматических пород основного состава.

Морфология кристаллов обломочного циркона свидетельствует о размыве преимущественно субщелочных (известково-щелочные) гранитоидов при незначительной доле

высокоглиноземистых мусковитовых гранитов. Этот вывод согласуется с результатами U-Pb-изотопного датирования циркона из песчаников снатольской свиты, основным источником которых был Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, где известны значительные объемы известково-щелочных магматических пород, включая контаминированные гранитоиды мантийно-корового происхождения (Акинин и др., 2011).

Применённый комплекс методов позволил предложить палеогеографическую схему, где доминирующим источником для осадочных систем Западно-Камчатского осадочного прогиба в палеогене являлась наиболее выраженная в рельефе горная система Охотско-Чукотского вулканического пояса. Речная сеть палео-Пенжины поставляла основную массу обломочного материала в Западно-Камчатский прогиб. Локальные поднятия оказывали менее значимое влияние на осадконакопление, выраженное в вариациях грубообломочных фаций вблизи них. Эффузивные породы Утхолокского полуострова и хребта Омгон, выведенные в зону денудации, поставляли обломочный материал главным образом в центральную часть бассейна. Вулканогенно-кремнистые комплексы Ачайваям-Валагинской островной дуги поставляли незначительное количество терригенного материала с востока. Незначительный снос обломочного материала в северо-западном направлении со Срединного Хребта Камчатки начался в конце среднего эоцена.

Список литературы:

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Багдасарян Г.П., Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Изотопное датирование вулканогенных толщ палеогена и неогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2., № 3. С. 87–91.
3. Белонин М.Д., Григоренко Ю.Н., Маргулис Л.С. и др. Разведочный потенциал Западной Камчатки и сопредельного шельфа (нефть и газ). СПб.: Недра, 2003. 120 с.
4. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
5. 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 хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
6. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
7. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 97–110.
8. Буданцев Л.Ю. Раннепалеогеновая флора Западной Камчатки // Труды БИН РАН. Вып. 22. СПб.: Наука, 2006. 480 с.
9. Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Свистунов Е.П. и др. Геотермический режим Колпаковского прогиба Западной Камчатки // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 1998. № 1. С. 49–53.
10. Вержбицкий В.Е., Соловьев А.В. Новые данные о кайнозойских деформациях Западной Камчатки и их значение для новейшей тектоники востока Охотоморского региона // Океанология. 2009. Т. 49. № 4. С. 568–585.
11. Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В. Биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам. // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: 2005. Научный мир. С. 6–54
12. Власов Г.М., Ярмолюк В.А. Структурно-тектонические районы Камчатки. Доклады АН СССР. 1959. Т. 127. № 1, С. 156–158.
13. Геология и нефтегазоносность Камчатки // Сборник трудов Л.: 1980. ВНИГРИ. 128 с.
14. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. М.: Недра, 1964. 734 с.
15. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) // Труды ГИН РАН. Вып. 488. М.: GEOS, 1997. 367 с.
16. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Биосфера – экосистема – биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики. Эоцен – олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов. М.: GEOS, 2005. 480 с.
17. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Геологические события раннего палеогена Западно-Камчатского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 71–84.
18. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., и др. Эоцен Западной Камчатки // Труды ГИН РАН. Вып. 467. М.: Наука, 1991. 184 с.
19. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Беньямовский Н.А., Фрегатова Н.А. Стратиграфия морского палеоцена и нижнего эоцена Западной Камчатки. М.: Геокарт, GEOS, 2013, 160 с.

20. Григоренко Ю.Н. Граувакковая формация Западной Камчатки // Литолого-петрографические исследования в нефтяной геологии // Труды ВНИГРИ. 1969. Вып. 279. С. 58-79.
21. Григоренко Ю.Н. Палеоцен-эоценовый граувакковый комплекс тыловых прогибов Притихоокеанской окраины (строение и формирование). СПб.: ВНИГРИ, 2011. 322 с.
22. Григоренко Ю.Н. Типы и ассоциации обломочных пород в палеогеновых свитах Западной Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока // Труды ВНИГРИ. 1981. С. 63-91.
23. Дитмар К. Поездки и пребывание на Камчатке в 1851– 1855 гг. Исторический отчет по полевым дневникам. 1901. Ч.1. 756 с..
24. Дмитриева Т.В. Прикладные аспекты микропалеонтологии на примере изучения фораминифер из продуктивных отложений верхнего палеогена и неогена Западной Камчатки // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. <http://www.ngtp.ru/rub/2/027.pdf>
25. Двали М.Ф. Геологическое строение района Точилинской и Хромовской антиклиналей (Западной побережье Камчатки, Тигильский район). Отчёт. Фонды ВНИГРИ. 1939.
26. Дьяков Б.Ф. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки. Тигильский район. // Л. 1936. Труды НГРИ. Серия А. Вып. 83. с. 73.
27. Дьяков Б.Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Отчёт. Фонды ВНИГРИ. 1939.
28. Дьяков Б.Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. // Л. Гостоптехиздат: 1955. Труды ВНИГРИ. Спец. серия. Вып. 14. с. 255.
29. Дьяков Б.Ф. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тигильского района Западной Камчатки. // Л. Гостоптехиздат. 1957. Труды НИГРИ. Вып. 102. С.180-242. (Сборник статей)
30. Западная Камчатка. Геологическое развитие в мезозое. Коллектив авторов. М.: Научный мир, 2005. 224 с.25.
31. Запорожец Н.И., Синельникова В.Н., Ахметьев М.А. Органикостенный фитопланктон палеогена разрезов Западной Камчатки. // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 94 – 116.
32. Запорожец Н.И., Ахметьев М.А., Витухин Д.И., Синельникова В.Н., Фрегатова Н.А., Соловьев А.В., Хисамутдинова А.И. Шкала морского нижнего палеогена Западной Камчатки (Тигильский район) по диноцистам // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2015. Т.90, вып. 1. с. 18-41.
33. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
34. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М.: Наука, 1990. 352 с.
35. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Гунбина Л.В., Макки К., Фуджита К. Сейсмичность и современные границы плит и блоков северо-восточной Азии // Геотектоника. 2000. №5. С. 44-51.
36. Кайнозой Дальнего Востока СССР. Сборник трудов. Л.:1981. ВНИГРИ. 102 с.
37. Карнюшина Е.Е. Основные причины возникновения зон карбонатной седиментации в толщах нефтегазоносных бассейнов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2012. № 5. С. 47-49.
38. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патока, Б.А. Марковского. СПб.: ВСЕГЕИ, Камчатприродресурс, 1999.
39. Кленов Е.П. Стратиграфия третичных отложений Западной Камчатки. Унеифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат 1961 С. 151-155.

40. *Криштофович Л.В.* Биостратиграфия третичных отложений Точилинского, Воямпольского и Хромовского разрезов. Отчёт. Фонды ВНИГРИ. 1957
41. *Криштофович Л.В.* Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки. Л.1947. 151 с. (Труды ВНИГРИ. Н.С.; Вып. 23)
42. *Криштофович Л.В., Ильина А.П.* Биостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Тигильского района Западной Камчатки// Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 170-180.
43. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. Тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Научный мир, 2003. 256 с.
44. *Копченова Е.В.* Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М.: Недра, 1979. 247 с.
45. *Кузьмичев А.Б., Сухов А.Н.* Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследования литосферы. М. Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН. 2000. С 33-36.
46. *Курилов Д.В.* Новые местонахождения юрских и меловых радиолярий на Западной Камчатке. // Западная Камчатка: Геологическое развитие в мезозое. М.: 2005. Научный мир. С.55-76.
47. *Курилов Д.В., Богданов Н.А.* Первая находка юрских радиолярий в районе р. Усть-Палана на Западной Камчатке // ДАН. 2001. Т. 379. № 3. С. 417-422.
48. *Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Киришин А.В.* Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103-122.
49. *Леднева Г.В.* Петрология и геохимия верхнемезозойских интрузивных пород Западной Камчатки (район горы Морошечной) // Современные вопросы геологии. Сборник научных трудов. М.: Научный мир. 2002. С. 45-51.
50. *Леднева Г.В., Носова А.А., Соловьев А.В.* "Известково-щелочной" магматизм хребта Омгон: свидетельство растяжения Западно-Камчатского сегмента окраины Евразийского континента в раннем палеоцене // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 168-202.
51. *Малиновский А.И., Маркевич П.В.* Тяжелые обломочные минералы островодужных комплексов Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 81-93.
52. *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 Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2006. № 8. С. 97-111.
53. *Маркин Н.М., Миронов К.Н.* Геологическое строение, перспективы нефтеносности северной части Тигильского района, западного побережья Камчатки и план нефтепоисковых и разведочных работ. Отчёт. Фонды ВНИГРИ. 1957.
54. *Моисеев А.В., Соловьев А.В.* Новые данные о деформациях Третичных отложений Западной Камчатки (Тигильский район) // Геология и разведка. 2010. № 1. С. 13-19.
55. Новиков Ю.Н. Некоторые проблемы изучения и освоения углеводородного потенциала морской периферии России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т.7. №4. http://www.ngtp.ru/rub/5/68_2012.pdf
56. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
57. Отчёт по теме «Обработка материалов бурения параметрических скважин Тигильского района Западной Камчатки» / отв. исполнитель Л.В. Гома, РФГФ, 1986.
58. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.

59. Палечек Т.Н., Барабошкин Е.Ю., Соловьев А.В. и др. Новые данные о строении и возрасте мезозойских и кайнозойских отложений мыса Хайрюзова (Западная Камчатка) // В кн.: Западная Камчатка: Геологическое развитие в мезозое. М. Научный мир. 2005. С.77-91
60. Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений паланского разреза (западная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 57-74.
61. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.
62. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов // Гостоптехиздат. 1961. 21 с.
63. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. М.: ГЕОС, 1998. 146 с.
64. Рожкова Д.В., Соловьев А.В., Хисамутдинова А.И., Ипатьева И.С. Информативность обломочных цирконов при реконструкциях источников сноса на примере палеогена Западно-Камчатского бассейна // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2012. Т. 87. Вып. 6. С. 57-62.
65. Свистунов Е.П. Перспективы нефтегазоносности палеогеновых отложений Западной Камчатки // Материалы III научной конференции аспирантов и молодых ученых. Серия геология, том 2, № 297-77. 1977. с. 34-42
66. Свистунов Е.П., Карнюшина Е.Е., Шлыкова Т.М. Отчёт по теме Литолого-геохимическая характеристика мезозойских и кайнозойских отложений Западной Камчатки (Ичинский, Тигильский, Пусторецкий районы), М.: 1977г. РФ
67. Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики // Труды ПИН РАН. Т. 279. М.: Наука, 2001. 215 с.
68. Сингаевский Г.П., Бабушкин Д.А. Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист - О-57-XX, XIX. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
69. Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки // Геотектоника. 1971. N 3. С. 104-117.
70. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
71. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа // Тр. ГИН РАН. Вып. 577. М.: Наука, 2008. 319 с.
72. Соловьев А.В. Структура северной части области сочленения Олюторской и Укэляятской зон (Корякское нагорье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 3. с. 23-31.
73. Соловьев А.В. Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 163-194.
74. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. № 6. 2002. С. 45-59.
75. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В. Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и Геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1292 - 1302.
76. Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Эоценовая геодинамика северо-восточной окраины Азии (Южная Корякия, Камчатка) // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток, 2011. С. 132-134.
77. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 178 с.

78. Супруненко О.И., Кудрявцева Е.И., Сайфутдинов С.З. Некоторые вопросы нефтегазоносности неогеновых отложений юго-западной Камчатки // Проблемы нефтегазоносности кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока СССР. Л.: ВНИГРИ. 1985. С. 49-62
79. Схема тектонического районирования. Дальневосточный федеральный округ, Камчатский край. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
http://vsegei.ru/ru/info/gisatlas/dvfo/kamchatka/tecton_rai.jpg
80. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря: к 60-летию основания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. Под ред. К.Ф.Сергеева. М.: Наука, 2006. 130 с.
81. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы, 1992. 54 с.
82. Тучкова М.И., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Маркевич В.П. Особенности раннемеловой терригенной седиментации в Пенжинском преддуговом прогибе // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. №3. С. 93-106.
83. Тюшев В.В. По Западному берегу Камчатки. // Записки императорского русского географического общества по общей географии. СПб. 1906. Т. XXXVII. 521 с.
84. Ухина Т.В. Литолого-петрографическое изучение палеоген-миоценовых отложений Северо-Тигильского района Западного побережья полуострова Камчатки. Отчёт. Фонды ВНИГРИ. 1957 г.
85. Фёдоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки// Петрология. 2008. Т.16, № 3, С. 277-295.
86. Фёдоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования//Геохимия. 2011. №8, С. 813-838.
87. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
88. Харахинов В.В. Тектоника и история развития осадочных бассейнов // Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Ред. А.Г.Родников и др. М.: РАН Нац. Геоф. Ком., 1996. С. 91-111.
89. Хисамутдинова А.И., Захаров Д.О., Соловьев А.В. Источники сноса базальных конгломератов Западно-Камчатского осадочного бассейна: возраст и вещественный состав галек // Тихоокеанская геология. 2015. № 3. С. 1-20.
90. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.
91. Чейз Ф. Количественно-минералогический анализ шлифов под микроскопом. М.: ИЛ, 1963. 126 с.
92. Челебаева А.И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л.: Наука. 1971. 103 с.
93. Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов хребта Омгон (западное побережье Камчатки) // Физика Земли. 2001. № 5. С. 68-77.
94. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
95. Шанцер А.Е., Федоров П.И. Геохимия нижнекайнозойских вулканических пород Западной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 14. Вып. 6. С.20-26.
96. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики //Геотектоника. 1995. №1. С. 58-70.

97. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корякии и Западной Камчатки // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374-389.
98. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
99. Шутлов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов // Труды ГИН АН СССР. Вып. 278. М.: Наука, 1975. 112 с.
100. Altis S. Tectonic stress state in NE Japan as part of Okhotsk plate // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 311-329.
101. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids // J. of Petrology. 2006. V. 47. № 2. P. 329-353.
102. Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // Geological Society of America Bulletin. 1983. V. 94. P. 222-235.
103. Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. Q03017, doi:10.1029/2007GC001805.
104. Gehrels G.E. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities // Recent Advances in Tectonics of Sedimentary Basins / Eds C. Busby, A. Azor. Wiley-Blackwell, 2011. P. 47-62.
105. Hindle D., Fujita K., Mackey K. Current deformation rates and extrusion of the northwestern Okhotsk plate, northeast Russia // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L02306. doi:10.1029/2005GL024814.
106. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // American J. of Science. 2009. V. 309. P. 333-396.
107. Konstantinovskaia E.A. Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific; an example from Kamchatka (NE Russia) // Tectonophysics 2001. V. 333. P.75-94.
108. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California. 2003. Spec. Pub. 4. 71 p.
109. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V. et al. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // Geology. 1997. V. 64. № 6. P. 467-471.
110. Mange M.A., Otvos E.G. Gulf coastal plain evolution in West Louisiana: Heavy mineral provenance and Pleistocene alluvial chronology // Sediment. Geology. 2005.V. 182. P. 29-57.
111. Morton A.C. Heavy minerals in provenance studies // Provenance of Arenites / Ed. G.G. Zuffa. Dordrecht, Reidel. 1985. P. 249-277.
112. Morton A.C., Hallsworth C.R. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // Sediment. Geology. 1994.V. 90. P. 241-256.
113. Morton A.C., Hallsworth C.R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones // Sediment. Geology. 1999. V. 124. P. 3-29.
114. Morton A.C., Whitham A.G., Fanning C.M. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data // Sediment. Geology. 2005. V. 182. P. 3-28.
115. Nesbitt H.W., Young G.M. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering, effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy // Sedimentology. 1982. V. 43. P. 341-358.

116. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. 1523-1534 p.
117. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.M.H. et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific // US Geological Survey. Open File. 1998. Report 98-754. 125 p.
118. *Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1980. V. 73. P. 207-220.
119. *Riegel S.A., Fujita K., Koz'min B.M. et al.* Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, Northeast Asia // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. №7. P. 607–610.
120. *Rosen O.M.* Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // *Russian J. of Earth Sci.* 2002. V. 4. P. 103–119.
121. *Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. of Geology*. 1986. V. 94. P. 635-650.
122. *Safonova I., Maruyama S., Hirata T. et al.* LA ICP MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications from major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // *J. of Geodynamics*. 2010. V. 50. P. 134-153.
123. *Stavsky A.P., Chekhovich V.D., Kononov M.V., Zonenshain L.P.* Plate tectonics and palinspastic reconstruction of the Anadyr-Koryak region, northeast USSR // *Tectonics*. 1990. V. 9. P. 81-101.
124. *Steiger R.H., Jøger E.* Subcommittee on geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.
125. *Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk implications for the Pacific Basin / Ed. D.G. Howell // *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Houston, TX, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*. 1985. P. 333-348.
126. *Worrall D.M.* Tectonic history of the Bering sea and the evolution of the tertiary strike-slip basins of the Bering shelf // *Geological Society of America*. 1991. Special paper 257. 120 p.

Приложение 1. Представительные анализы магматических и вулканических галек из базальных конгломератов Западнокамчатского осадочного бассейна

Компоненты	Майнацкий разрез (образцы М)														
	м1а	м1б	м1г	м2	м4	м5	м6	м8	м9	м11	м13	м15	м17	м18	м19
SiO ₂	71,6 2	71,2 5	69,4 9	73,1 7	73,7 0	73,8 9	74,2 4	76,6 0	74,7 7	74,0 1	75,7 5	75,5 7	72,5 3	72,7 7	71,4 8
TiO ₂	0,57	0,53	0,58	0,45	0,54	0,51	0,38	0,52	0,45	0,47	0,40	0,38	0,44	0,52	0,45
Al ₂ O ₃	13,5 8	13,8 8	14,9 6	15,1 5	15,7 3	16,9 8	14,6 2	13,1 0	15,8 3	15,1 8	14,2 5	14,9 3	14,2 3	15,5 9	13,8 9
Fe ₂ O ₃	1,11	1,23	1,26	1,54	1,32	0,93	1,08	1,22	1,17	1,14	0,95	0,70	1,15	1,19	1,95
FeO	3,08	2,83	3,31	0,87	0,13	0,13	0,72	0,54	0,48	0,15	0,30	0,15	1,88	1,67	2,50
MnO	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
MgO	1,46	1,50	1,49	0,62	0,33	0,48	0,60	0,56	0,51	0,62	0,40	0,39	1,07	0,89	1,12
CaO	1,26	1,80	1,04	2,08	1,94	0,33	1,96	1,05	0,44	1,72	1,61	1,69	0,96	0,35	1,77
K ₂ O	1,75	2,11	2,66	1,74	1,56	2,41	2,06	1,22	1,61	2,00	1,61	1,32	2,55	1,80	1,66
Na ₂ O	5,41	4,76	5,08	4,35	4,64	4,29	4,26	5,08	4,65	4,64	4,68	4,83	5,09	5,12	5,09
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,13	0,02	0,08	0,05	0,05	0,08	0,09	0,06	0,03	0,04	0,09	0,08	0,06
S (PPM)	447	267	140	341	244	114	150	141	148	123	127	129	187	129	566
Sc (PPM)	8,7	8,7	11	7,1	9,4	3,5	8,3	11	6,6	12	8,0	5,8	7,2	7,3	7,3
V (PPM)	75	72	84	42	69	70	43	26	64	74	46	52	50	89	59
Cr (PPM)	83	74	60	35	31	33	33	30	69	36	32	33	42	73	47
Co (PPM)	11,7	12	6,6	2,8	<1,0	<1,0	<1,0	3,1	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	8,3	2,1	3,7
Ni (PPM)	31	32	22	20	5,2	8,3	19	20	17	10	11	5,2	19	17	18
Cu (PPM)	19	20	18	16	20	3,9	9,3	18	16	6,5	8,8	10	16	14	13
Zn (PPM)	54	57	69	20	8,5	20	67	13	49	20	27	10	37	67	50
Ga (PPM)	17	19	20	15	13	17	16	8,8	18	14	14	16	18	19	18
As (PPM)	1,5	3,6	2,8	9,0	1,7	<1,5	4,2	<1,5	4,7	1,7	<1,5	1,4	9,0	<1,5	<1,5
Rb (PPM)	66	80	86	59	50	94	78	34	63	58	48	37	90	69	58
Sr (PPM)	299	289	273	256	269	250	260	218	258	255	240	247	292	215	269
Y (PPM)	21	21	22	16	15	16	17	15	17	16	15	14	20	19	20
Zr (PPM)	177	164	173	179	203	198	174	213	199	213	212	211	161	182	155
Nb (PPM)	4,3	4,6	6,4	3,3	3,6	6,9	2,9	3,5	2,7	3,3	2,1	2,7	5,7	4,2	3,4
Ba (PPM)	536	566	870	654	544	406	867	673	362	1012	746	511	603	261	442
Pb (PPM)	16	16	10	13	8,7	13	9,2	6,1	7,8	6,8	8,3	5,6	17	8,2	8,0
Th (PPM)	5,7	5,6	6,4	6,0	6,2	6,3	6,0	6,2	6,3	6,2	6,2	6,3	5,8	6,0	5,6
U (PPM)	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	1,9	<1,5	<1,5

Продолжение таблицы

Компоненты	Майнацкий разрез (образцы М)								Увучинский разрез (образцы ХА)							
	м21	м23	м25	м28	ха-08-6	ха-08-7б	ха-08-7а	ха-08-15	ха-08-75/27	ха-08-75/35а	хм-08-82/5	ха-08-82/8	ха-08-82/9	ха-08-82/10	ха-08-82/11	
SiO ₂	74,55	69,99	74,48	65,73	70,29	48,59	72,21	70,57	73,77	69,44	74,08	72,46	73,35	73,75	71,04	
TiO ₂	0,37	0,53	0,43	0,93	0,35	1,20	0,47	0,40	0,37	0,37	0,08	0,09	0,08	0,08	0,46	
Al ₂ O ₃	14,26	15,04	15,70	15,29	14,39	16,99	13,50	13,57	13,98	14,79	14,68	15,40	15,09	14,66	14,84	
Fe ₂ O ₃	1,21	2,01	2,36	3,03	3,12	4,70	2,00	2,55	2,59	2,52	0,91	0,96	0,73	1,07	3,38	
FeO	1,33	2,29	0,37	5,20	0,67	5,84	1,38	1,53	0,14	1,71	0,13	0,10	0,14	0,12	0,42	
MnO	0,01	0,02	0,01	0,05	0,06	0,10	0,03	0,04	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
MgO	0,68	1,29	0,52	2,22	1,64	3,07	1,12	1,89	0,63	2,31	0,23	0,28	0,16	0,17	1,18	
CaO	1,55	1,28	0,68	1,11	3,01	14,62	2,12	2,53	0,87	2,25	1,58	1,62	1,62	1,71	2,01	
K ₂ O	1,48	2,71	1,61	2,60	2,63	0,49	1,79	2,69	4,81	1,69	4,28	4,61	4,49	3,91	2,32	
Na ₂ O	4,53	4,70	3,74	3,76	3,72	3,96	5,30	4,08	2,73	4,70	4,01	4,44	4,32	4,49	4,32	
P ₂ O ₅	0,03	0,15	0,10	0,06	0,12	0,46	0,09	0,15	0,10	0,17	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	
S (PPM)	119	161	1890	173	96	246	142	386	2900	2500	1050	708	430	1270	5430	
Sc (PPM)	9,9	5,8	11	27,5	3,5	28	12	7,4	5,4	6,8	3,5	3,5	5,6	3,5	7,0	

V (PPM)	41	72	88	146	43	175	54	51	50	40	16	17	12	11	67
Cr (PPM)	32	54	92	76	26	397	50	32	59	34	22	23	20	24	56
Co (PPM)	4,3	3,4	25	29	4,6	24	6,7	4,9	9,1	6,7	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	8,9
Ni (PPM)	16	21	67	43	18	98	17	22	15	25	13	8,1	8,6	13	31
Cu (PPM)	14	16	14	22	25	44	14	22	14	18	12	5,4	5,6	5,3	30
Zn (PPM)	32	72	34	104	45	129	44	47	31	58	162	158	87	81	48
Ga (PPM)	16	18	14	17	15	17	19	16	13	18	23	24	22	26	16
As (PPM)	<1,5	<1,5	32,3	<1,5	<1,5	3,2	<1,5	2,2	<1,5	4,3	1,7	<1,5	<1,5	<1,5	8,6
Rb (PPM)	41	102	35	82	101	<1,5	61	100	76	36	118	118	130	114	37
Sr (PPM)	245	303	205	216	189	611	357	142	153	339	292	281	290	324	340
Y (PPM)	17	23	19	31	26	18	18	28	20	21	17	17	17	17	19
Zr (PPM)	194	151	171	184	142	157	164	168	175	130	95	90	91	95	161
Nb (PPM)	2,1	4,9	4,5	7,8	5,6	5,8	4,3	5,7	3,8	3,6	5,4	5,5	4,8	6,2	3,3
Ba (PPM)	569	753	556	989	474	342	630	570	837	439	943	935	907	911	525
Pb (PPM)	10	9,3	22	8,3	19	7,5	15	11	32	25	80	73	38	31	31
Th (PPM)	6,0	5,6	6,0	6,3	8,1	4,7	5,8	8,4	7,3	5,7	5,9	6,0	6,0	5,9	5,6
U (PPM)	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	2,7	2,4	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5

Продолжение таблицы

Компоненты	Река Рассошина (образцы ОК)		Река Половинка (образцы ОК)												
	ОК-04-2	ОК-04-4	ОК-5-9	ОК-5-10	ОК-5-11	ОК-5-12	ОК-5-18	ОК-5-19	ОК-5-20	ОК-5-21	ОК-5-22	ОК-5-23	ОК-5-24	ОК-5-27	
SiO ₂	54,09	76,74	78,12	62,82	75,42	71,41	74,85	70,24	74,14	70,99	71,74	75,84	77,26	73,97	
TiO ₂	1,25	0,63	0,32	0,59	0,48	0,44	0,42	0,37	0,41	0,43	0,41	0,34	0,39	0,40	
Al ₂ O ₃	17,75	11,76	14,94	21,16	17,12	17,42	14,76	15,09	17,65	18,20	19,26	15,46	15,12	16,09	
Fe ₂ O ₃	6,30	3,68	1,26	2,89	2,45	5,24	5,04	7,93	2,57	1,91	2,86	4,70	1,72	1,47	
FeO	3,75	0,34	0,14	2,33	0,14	0,14	0,11	0,14	0,16	1,76	0,14	0,13	0,40	1,94	
MnO	0,07	0,04	0,01	0,01	0,02	0,04	0,05	0,09	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	
MgO	3,33	1,39	0,18	0,88	0,17	0,25	0,18	0,15	0,17	0,62	0,27	0,13	0,34	0,61	
CaO	7,47	0,33	0,18	0,95	0,15	0,17	0,39	0,16	0,20	0,68	0,18	0,16	0,39	0,81	
K ₂ O	2,26	2,11	0,40	0,59	0,34	0,36	0,23	0,29	0,26	0,44	0,48	0,22	0,39	0,35	
Na ₂ O	3,15	2,87	4,43	7,66	3,66	4,50	3,96	5,52	4,35	4,90	4,63	2,94	3,90	4,28	
P ₂ O ₅	0,59	0,10	0,02	0,14	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	
S (PPM)	74	91	118	257	116	115	106	113	195	173	144	114	162	125	
Sc (PPM)	15	12	3,5	8,0	6,4	6,1	14	6,6	4,8	8,2	7,4	5,1	7,2	8,4	
V (PPM)	240	89	50	83	55	70	65	59	53	69	64	52	52	53	
Cr (PPM)	60	69	32	50	60	48	44	37	40	53	49	39	34	47	
Co (PPM)	26	7,5	12	54	6,4	13	10	16	2,2	25	5,0	6,3	2,8	31	
Ni (PPM)	39	31	20	115	26	45	45	83	16	99	23	32	17	120	
Cu (PPM)	52	18	15	20	19	28	21	24	27	21	22	18	16	18	
Zn (PPM)	98	52	22	59	56	60	48	68	32	32	29	66	58	33	
Ga (PPM)	14	11	13	14	10	11	10	12	13	10	13	11	8,1	7,3	
As (PPM)	<1,5	4,8	2,4	19,4	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	2,2	3,0	<1,5	<1,5	2,3	2,1	
Rb (PPM)	41	72	9,3	13	6,6	7,2	2,6	4,6	5,6	6,7	12	5,3	12	4,8	
Sr (PPM)	531	164	54	82	75	63	74	66	55	75	60	89	80	106	
Y (PPM)	27	22	14	18	15	16	18	16	15	14	14	16	15	15	
Zr (PPM)	143	224	162	170	169	125	150	128	118	105	89	120	163	152	
Nb (PPM)	4,9	7,4	3,0	2,8	4,0	2,2	2,5	2,7	2,5	3,1	2,3	2,0	3,2	2,8	
Ba (PPM)	678	558	218	241	186	200	341	306	160	309	168	220	291	361	
Pb (PPM)	5,5	4,7	5,0	6,4	1,3	5,3	5,4	7,5	4,0	5,0	2,1	6,5	3,6	3,1	
Th (PPM)	4,5	7,4	6,5	5,7	7,2	5,9	5,8	5,4	6,3	6,1	6,3	5,9	6,4	6,1	
U (PPM)	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	

Примечание. Породообразующие оксиды – масс., микроэлементы - ppm

Приложение 2. Состав песчаников снатовской свиты

Образец	Qm	Qp	Qq	P	Fq	Lvl	Lvm	Lvf	Lvv	Lm	Lssh	Lsa	Lss	Lsch	Lst	Lso	Op	nOp	U	T	Mtx	Aut
						Lv					Ls											
Точилинский разрез																						
AS-06-57	84	14	34	69	70	0	66	12	18	0	2	0	1	0	0	0	4	1	12	387	129	6
AS-06-59	133	41	20	85	20	0	21	5	23	0	5	0	0	0	0	0	6	4	6	369	94	14
SN01	60	22	5	28	3	10	4	5	30	15	0	0	5	10	0	0	2	2	4	203	88	7
AS-06-60	161	15	8	61	22	0	28	22	20	0	0	0	0	0	0	1	1	6	5	350	110	8
AS-06-61	135	21	5	78	31	0	21	0	5	0	0	0	0	0	0	1	2	6	11	316	112	13
AS-06-69	106	12	3	90	45	0	24	45	0	0	0	0	0	6	0	0	0	7	22	360	130	19
AS-06-70	91	13	12	41	23	0	27	9	88	1	0	0	0	0	0	3	0	2	6	316	96	6
AS-06-72	121	5	4	38	11	0	14	17	70	0	0	15	0	5	0	2	0	5	9	316	107	6
AS-06-73	72	11	21	22	31	0	46	32	56	0	0	12	0	0	0	0	0	2	2	307	105	8
AS-06-75	118	20	8	47	13	0	8	11	56	2	0	11	0	0	0	3	0	9	8	314	92	11
AS-06-76	68	14	8	63	9	25	30	21	15	0	4	0	0	0	0	1	9	4	8	279	89	11
AS-06-01	141	35	7	69	14	0	32	0	20	0	0	0	0	2	0	1	1	4	20	346	98	7
XA-08-98	76	15	8	74	21	13	25	38	16	3	6	5	7	1	0	1	5	3	5	322	130	3
XA-08-97	82	13	14	120	17	14	9	13	20	2	3	6	0	0	0	0	1	0	5	319	154	14
XA-08-99	89	20	11	114	20	25	12	12	25	5	0	4	0	0	0	0	4	5	2	348	65	5
XA-08-100	91	17	8	94	13	30	15	16	24	0	0	0	0	0	0	2	5	7	4	326	86	7
XA-08-101	74	12	15	57	7	30	35	26	22	0	0	0	0	0	0	1	10	5	4	298	88	7
XA-08-102	81	27	13	63	3	27	19	33	15	0	15	1	0	0	0	2	19	2	3	323	93	9
XA-08-103	68	17	15	83	10	16	19	56	48	0	11	0	0	0	0	3	7	6	4	363	54	10
XA-08-104	82	11	27	31	9	32	25	26	37	1	7	2	0	0	0	1	13	1	4	309	79	10
XA-08-105	57	16	11	21	5	17	32	70	12	0	15	0	0	0	0	0	4	0	5	265	100	9
XA-08-106	69	36	17	86	5	28	7	9	26	0	10	0	0	0	0	0	5	5	8	311	117	9
XA-08-107	70	20	25	55	13	37	35	15	10	0	9	7	0	0	0	3	11	3	4	317	119	12
XA-08-110	78	17	22	46	9	12	13	20	27	0	6	0	0	0	0	0	15	7	4	276	105	12

XA-08-113	44	10	3	92	5	21	11	22	34	0	15	0	0	0	0	0	7	4	5	273	87	7
XA-08-114	78	11	8	83	12	12	16	23	37	0	7	0	0	0	0	0	15	2	3	307	103	8
Майначский разрез																						
MR-05AS08	53	15	16	46	15	10	23	45	10	10	6	0	5	0	0	0	5	3	11	263	115	19
MR-05EB97	51	13	14	44	9	18	35	32	16	5	2	0	10	0	0	0	6	3	16	274	121	9
XA-08-8	74	13	20	62	23	25	41	19	5	9	0	0	13	0	0	0	4	4	5	317	98	16
MR-05AS15	74	23	8	61	8	15	18	40	11	11	4	0	11	0	0	0	8	2	8	302	101	11
XA-08-13	97	15	2	90	0	2	67	41	22	13	0	0	7	0	0	0	3	5	4	368	116	8
XA-08-14	86	38	12	58	9	15	42	21	57	5	0	0	7	0	0	0	5	5	7	367	100	6
MAO-08	45	20	6	61	2	15	23	29	39	5	0	0	0	0	0	0	37	5	5	292	107	10
MR-05AS23	89	21	26	25	38	0	24	14	29	4	0	4	0	0	0	18	1	4	4	301	112	21
MR-05AS24	96	29	13	68	30	16	10	14	32	2	5	0	0	1	0	4	0	2	13	335	97	16
MR-05AS28	68	31	19	34	19	20	12	39	22	8	2	0	0	4	0	5	0	25	8	316	103	13
Увучинский разрез																						
XA-08-80	68	10	10	75	14	15	32	43	20	0	0	0	13	7	0	2	5	6	7	327	51	6
XA-08-81	76	12	15	41	17	19	36	26	32	0	0	0	15	8	0	0	5	9	4	315	47	11
XA-08-83	77	18	8	71	13	16	19	52	10	2	5	0	17	5	0	6	7	11	3	340	67	7
XA-08-86	67	24	12	43	5	3	9	31	56	0	7	0	4	6	0	0	9	11	5	292	85	5
Разрез по реке Россошине																						
06AS-08	69	41	37	48	7	13	19	27	15	2	9	0	0	0	0	0	0	8	12	307	108	8
06AS-09	74	31	43	56	4	15	17	34	10	1	7	0	0	0	0	0	0	4	8	304	98	5
AS-06-10	57	16	10	20	8	16	2	15	26	10	4	0	8	13	0	0	0	0	3	208	63	17
AS-06-11	67	20	24	66	15	10	26	34	30	1	4	0	1	0	0	0	5	1	7	311	91	13
Разрез по реке Половинке																						
AS-06-26	70	12	35	63	2	15	33	20	15	0	2	0	0	0	1	4	0	6	11	289	53	7
AS-06-27	61	33	20	51	5	19	27	43	22	0	0	0	5	0	0	0	5	6	5	302	77	9
AS-06-28	53	19	13	36	12	40	23	57	31	0	0	0	3	0	0	0	10	3	3	303	68	15

Разрез по реке Белоголовой																						
ХА-08-122	62	21	12	80	11	15	31	38	17	0	1	0	1	0	0	3	4	3	9	308	59	6
ХА-08-123	46	13	17	68	2	19	46	53	10	0	0	0	1	0	0	0	4	2	6	287	99	9
ХА-08-124	70	18	14	75	7	20	32	40	15	0	0	0	5	0	0	0	3	4	4	307	121	10
ХА-08-125	38	14	12	66	7	25	51	57	16	0	0	0	1	0	0	0	4	2	7	300	150	11

Примечание. Qm – монокристаллический кварц; Qp – поликристаллический кварц; Qq – кварциты; P – полевые шпаты; Fq – сростки кварца и полевого шпата; фрагменты горных пород: Lv – вулканыты, Lvl – вулканыты с лейстовой структурой (преимущественно основного и среднего состава), Lvm – вулканыты с микролитовой структурой (преимущественно андезиты, дациты и их аналоги), Lvf – вулканыты с фельзитовой структурой, Lvv – раскристаллизованное вулканическое стекло, Lm – метаморфические породы, Ls – осадочные породы, Lssh – глины, Lsa – аргиллиты и алевролиты, Lss – мелкозернистые песчаники, Lsch – кремни, Lst – туфы и туфогенные аргиллиты, Lso – другие осадочные породы (карбонаты, уголь), Op – рудные минералы, nOp – цветные минералы, U – сильно изменённые минералы; T – сумма подсчитанных зёрен в шлифе, Mtx – матрикс и цемент, Aut – аутигенные минералы.

Приложение 3. Химический состав песчаников снатольской свиты, (мас., %)

Номер образца	Разрез, свита	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	п.п.п.	Сумма	H ₂ O-	CO ₂	H ₂ O ⁺
Морские разрезы																	
AS-06-01	Точилинский разрез, sn	57.91	0.80	17.71	2.01	5.18	0.04	3.97	1.75	2.81	1.40	0.16	5.64	99.38		1.09	
AS-06-57	—“—	56.45	2.98	12.34	3.64	6.67	0.04	5.14	1.83	3.02	0.54	0.13	6.50	99.28		1.22	
AS-06-59	—“—	53.77	0.88	15.66	1.78	4.58	0.15	3.40	6.52	2.10	1.70	0.14	8.81	99.49		4.48	
AS-06-61	—“—	56.42	0.95	16.99	3.23	3.39	0.07	3.52	3.57	2.33	1.53	0.16	7.07	99.23		2.49	
AS-06-70	—“—	55.72	0.88	14.60	2.18	2.22	0.14	2.33	8.99	2.32	1.65	0.17	8.86	100.06		5.27	
AS-06-71	—“—	53.90	1.00	16.21	2.11	5.02	0.16	3.51	6.25	2.30	1.53	0.17	7.75	99.91		4.97	
AS-06-72	—“—	49.50	0.92	14.62	2.36	3.36	0.20	2.50	11.70	2.00	1.56	0.18	10.79	99.69		7.51	
AS-06-73A	—“—	55.91	0.89	15.04	2.28	3.37	0.12	2.96	7.30	2.47	1.62	0.15	8.16	100.27		4.91	
AS-06-73B	—“—	57.62	0.71	13.44	2.20	3.96	0.09	3.09	7.04	2.43	1.32	0.16	7.46	99.52		4.59	
AS-06-74	—“—	37.08	0.89	14.54	2.23	2.48	0.11	2.27	16.85	2.59	0.85	0.11	19.38	99.38		10.72	
AS-06-75	—“—	55.20	0.90	15.80	2.67	3.02	0.10	2.91	7.50	2.13	1.85	0.15	8.00	100.23		5.19	
XA-08-111	—“—	40.53	0.61	10.77	1.51	2.18	0.21	2.04	18.57	1.24	1.23	0.11	20.25	99.25	0.92	16.12	3.14
XA-08-114	—“—	62.33	0.81	13.91	2.85	1.66	0.04	1.54	4.59	3.21	1.41	0.10	7.25	99.70	1.12	3.58	2.52
MR-05-AS-23	Майначский разрез, sn	35.91	0.46	7.95	5.85	3.91	0.19	3.51	19.19	2.25	0.83	0.56	19.00	99.61		13.13	
MR-05-AS-24	—“—	43.78	0.53	9.74	1.28	1.47	0.17	1.52	21.84	2.60	1.04	0.06	15.50	99.53		11.78	
MR-05-AS28	—“—	67.60	0.52	10.55	4.23	2.66	0.03	1.86	1.40	1.84	1.66	0.08	6.94	99.37		0.20	
XA-08-13	—“—	65.14	1.15	13.46	2.85	2.43	0.04	1.94	2.09	3.67	1.77	0.09	4.80	99.43	0.95	1.07	2.05
XA-08-71	—“—	57.22	0.75	14.77	1.58	4.13	0.18	1.79	5.70	3.14	1.63	0.20	8.74	99.83	1.10	4.47	3.16
Разрезы по берегам крупных рек																	
AS-06-09	р. Рассошина, пр	34.44	0.47	9.90	3.49	4.15	0.15	5.00	18.50	1.52	0.45	0.11	21.24	99.42		19.37	
AS-06-11	—“—	60.50	0.60	12.99	1.42	3.11	0.20	2.50	5.41	2.35	1.36	0.17	8.90	99.51		5.77	
AS-06-26	р. Половинка, пр	34.25	0.50	10.20	3.19	4.46	0.14	4.90	18.44	1.62	0.50	0.09	20.93	99.22		18.14	
AS-06-27	—“—	65.93	0.50	17.00	1.10	1.99	0.04	0.87	2.21	2.44	1.23	0.14	6.60	100.05		3.28	
AS-06-28	—“—	65.92	0.79	13.77	2.72	3.87	0.03	2.98	0.53	3.31	1.25	0.19	3.88	99.24		0.20	
XA-08-123	р. Белоголовая, sn	74.44	0.45	12.72	1.47	1.05	0.02	0.98	0.50	2.98	1.95	0.10	3.05	99.71	1.00	0.22	1.84
XA-08-125	—“—	75.66	0.44	10.86	3.07	0.54	0.09	0.97	0.62	2.64	1.71	0.12	2.96	99.68	0.81	0.22	2.01

Примечание. Свиты: sn – снатольская, пр – напанская, —“— тот же разрез и свита, что и в предыдущей строчке.

Приложение 4. Содержание минералов тяжёлой фракции (%) в пробах снатовских песчаников (образцы выстроены в направлении от подошвы к кровле)

Номер образца	Циркон	Рутил	Апатит	Гранат	Турмалин	Сульфиды	Амфибол	Пироксен	Анараз	Шпинель	Ильменит	Лейкоксен	Барит	Эпидот	чёрный рудный
MR-05-AS-28	5	11	8	9	0	0.5	0	0	0	58	0	7	0	0	0
XA-08-132	0.2	0	0.8	0.01	0	0.5	0.01	98	0	0	0	0	0	0	0
XA-08-122	11	13	0	11	0	0.1	0.1	1	0	8	16	40	0	0	0
MR-05-AS-24	13	9	4.5	8	0	7	0.5	0	0	7	22	29	0	0	0
MR-05-AS-23	4	3	0	14	0	1	0	5	0	1	56	16	0	0	0
XA-08-106	11	4	0	12	0	20	0	0	0	17	10	26	0	0	0
AS-06-11	17	9	0	9	14	0	0	8	0	1	41	1	0	0	0
XA-08-99	24	3	2	10	0.1	7	0	0.1	0.1	15	0	39	0	0	0
SN-01	17	2	0.1	10	0	1	0	2	0	12	10	13	0	0	33
AS-06-27	1	2	0	1.5	1	0.5	0	0	0	25	1	63	5	0	0
XA-08-86	3	2	5	1	0	67	0	0.1	0.1	0	21	1	0	0	0
AS-06-10	4	4	1	2	0	0	0	0.1	0.1	14	0	75	0	0	0
AS-06-09	22	4	0.1	18	1	0	0.1	0	0	26	0	29	0	0	0
AS-06-08	34	4	0	8	0	14	0	0.1	0.1	21	4	15	0	0	0
XA-08-60	8	20	0	2	0	63	5	2.1	0	0.1	0	0	0	0	0
XA-08-69	29	3	0	7	0.1	36	0	0	0	3	6	16	0	0	0
MAO-08	0.1	0	0.1	1	0	74	3	1	0.1	2	16	1	0.5	1	0
XA-08-81	3	2	0	2	0.1	60	0.1	0	0.1	0.1	9	24	0	0	0