



На правах рукописи

ГРАННИК Валерий Маерович

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА
В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Специальность: 25.00.01 – общая и региональная геология

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Владивосток, 2006

Работа выполнена в Институте морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения Российской Академии Наук

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук Кириллова Галина Леонтьевна

доктор геолого-минералогических наук Сорокин Андрей Анатольевич

доктор геолого-минералогических наук Говоров Георгий Иванович

Ведущая организация:

Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт

ДВО РАН, г. Магадан

Защита состоится 19 октября 2006 г. В 10 час. на заседании
Диссертационного совета Д 005 006 01 при Дальневосточном
геологическом институте ДВО РАН; адрес: 690022, г. Владивосток,
проспект 100-летия Владивостока, 159, ДВГИ ДВО РАН

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Дальневосточного
геологического института ДВО РАН; адрес: 690022, г. Владивосток,
проспект 100-летия Владивостока, 159, ДВГИ ДВО РАН

Отзывы, заверенные гербовой печатью учреждения, в двух экземплярах
просим направлять на имя ученого секретаря Диссертационного совета
по адресу: 690022, г. Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159,
ДВГИ ДВО РАН

Факс: (7-4232)317847

E-mail: fegi@online.marine.su

Автореферат разослан

2006 г.

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



Б.И. Семеняк

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Проблемы развития складчатых структур континентальных окраин рассматриваются длительное время с позиций различных концепций: геосинклинальной, тектоники литосферных плит, коллажа террейнов, тектонической расслоенности литосферы, плюмтектоники. Континентальные окраины постоянно привлекают внимание исследователей и изучение их актуально, так как они являются областями проявления современных активных геологических процессов, формирующих в конечном итоге складчатые структуры земной коры, островные дуги и окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса, вмещающие месторождения разнообразных рудных и нерудных полезных ископаемых. Кроме того, именно на шельфе прибрежных акваторий континентальных окраин располагаются многочисленные месторождения нефти и газа – энергетического сырья, так необходимого для развития экономики стран Азиатско-Тихоокеанского региона. Таким образом, изучение континентальных окраин позволяет получить представления о реальных геодинамических обстановках формирования геологической структуры континентальной земной коры и месторождений полезных ископаемых и использовать получаемые новые данные для расшифровки аналогичных процессов, происходивших в прошлые геологические эпохи, что составляет основу принципа актуализма.

Цель и задачи. Цель настоящей работы - выявить особенности геологического строения и закономерности развития структурных элементов региона в мезозое и кайнозое. Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи: 1) проанализировать геотектонические концепции образования складчатых структур земной коры и континентальных окраин, выяснить состояние рассматриваемой проблемы; 2) установить главные особенности геологического строения, тектоники и магматизма структурных элементов региона; 3) осуществить реконструкции Центрально-Сахалинской, Охотоморской, Камуикотан и Токоро субдукционных палеозон; 4) изучить петрогеохимический состав океанского, окраинно-морского, островодужного и континентального рифтового магматизма структурных элементов региона; 5) выяснить геодинамические обстановки формирования структурных элементов региона в мезозое и кайнозое; 6) произвести оценку перспектив рудоносности магматических и вулканогенно-осадочных комплексов о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий; 7) обобщить и проанализировать геологические и геофизические данные по смежным территориям.

Фактический материал и методы исследований. Южная часть Охотоморского региона включает мезозойские и кайнозойские структурные элементы Сахалина и Хоккайдо и кайнозойские структурные элементы дна акваторий Татарского пролива, Охотского моря, южной Камчатки и Курильских островов (рис.1). Вдоль западной границы региона расположен Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулcano-плутонический пояс (ОКВП), а вдоль восточной – краевой океанский вал Хоккайдо.

В работе использован фактический материал, полученный автором при экспедиционных исследованиях в перечисленных выше районах, но главным образом на Сахалине и о-ве Кунашир. Успешному выполнению предлагаемой работы способствовали исследования современных и древних вулканов Камчатки (Ключевская группа), вулканов о-ва Кунашир и извержения вулкана Тятя, произошедшего в 1973 г. В представленной работе использованы также фактический материал и аналитические данные из многочисленных отечественных и зарубежных литературных источников.

Методы исследований включали несколько подходов. Изучение в процессе выполнения экспедиционных работ геологического строения обследуемых площадей, выяснение их тектонической однородности или гетерогенности, особенностей структуры и состава участвующих в их строении структурно-вещественных (осадочных,

вулканогенно-осадочных, вулканических, субвулканических и интрузивных) комплексов, разрывных нарушений, хаотических горизонтов (микститов) и зон меланжа, фациального

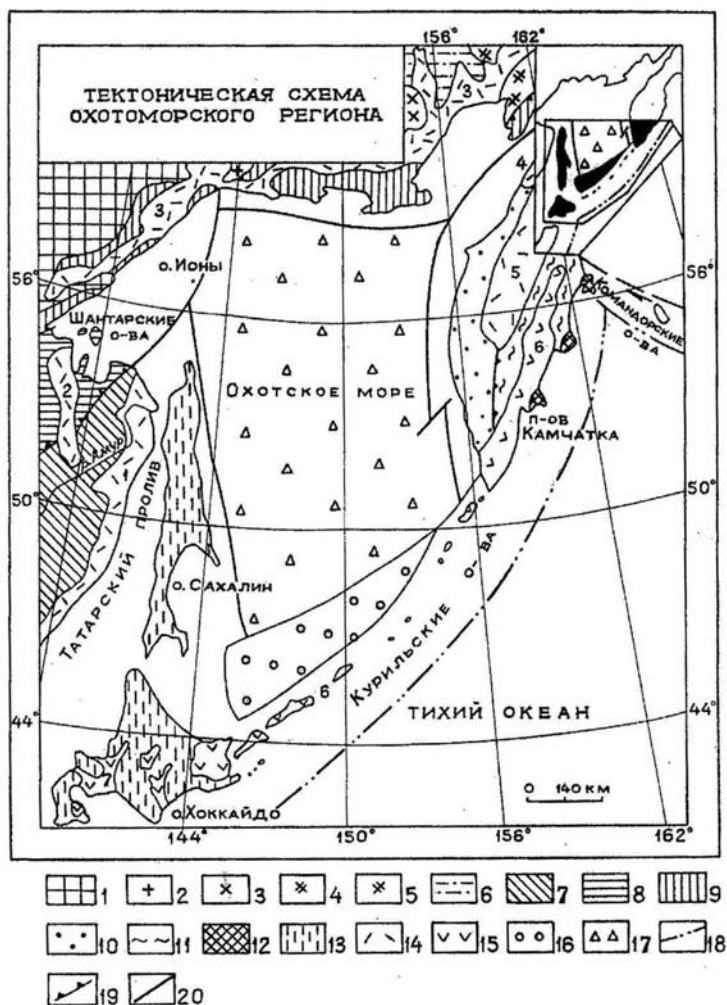


Рис. 1. Тектоническая схема Охотоморского региона. Составлена по данным (Объяснительная записка ..., 2000) с изменениями и добавлениями.

1 – Сибирский кратон; 2-5 – массивы: 2 – Охотский, 3 –Бальгычанский, 4 – Омолон-ский, 5 – Тайгоносско-Пареньский; 6 – Сугойский прогиб; 7-13 – складчатые области: 7 – Сихотэ-Алинская, 8 – Монголо-Охотская, 9 – Северо-Охотская, 10 – Западно-Камчатская, 11 – Восточных хребтов, 12 – Восточных полуостровов, 13 – Хоккайдо-Сахалинская; 14 – вулcano-плутонические пояса: 1-5 – цифры на схеме: 1 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 2 – Хингано-Охотский, 3 – Охотско-Чукотский, 4 –Южно-Корякский, 5 – Центрально-Камчатский (Западно-Камчатский (Объяснительная записка ..., 2000); 15 – островные дуги: 6-7 – цифры на схеме: 6 – Курило-Камчатская, 7 – Тохоку-Хонсю; 16 – Курильская (Южно-Охотская) глубоководная впадина; 17 – Охотоморская плита (микроконтинент, супертеррейн); 18 – осевая зона Курило-Камчатского глубоководного желоба; 19 – надвиги; 20 – прочие разрывные нарушения. На врезке показаны район исследований и изученные складчатые и островодужные системы (залитое черным).

и формационного состава отложений. Камеральная обработка полевых материалов, включая изучение петрографического, химического и геохимического состава вулканогенно-осадочных и магматических пород.

Основные защищаемые положения. 1. Мезозойские структурные элементы Сахалина и Хоккайдо представлены террейнами аккреционных призм, субдукционных сутур, аккреционно-коллизонных комплексов, преддуговых и тыловых прогибов, энсиалических и энсиматических островных дуг, входящих в состав складчатых зон, систем, тектонических поясов.

2. Кайнозойские структурные элементы региона представлены задуговыми рифтами, приуроченными к ним осадочными бассейнами, вулканоплутоническими поясами и локальными вулканическими зонами, включенными в состав кайнозойской активной окраины Пацифики, а также Тохоку-Хонсю и Курило-Камчатской островодужными системами. Формирование их сопровождалось деструкцией, преобразованием и наращиванием континентальной земной коры.

3. В мезозое и кайнозое структура и мощность континентальной земной коры формировались за счет аккреционно-коллизионных комплексов континентальных окраин и террейнов, перемещенных по сдвигам и надвигам. В кайнозое отмеченные процессы осложнялись деструкцией и преобразованием ранее сформированной земной коры.

4. Установлены и охарактеризованы океанские, окраинно-морские, островодужные и континентальные магматические ассоциации, офиолиты и гранитоиды, участвующие в строении структурных элементов региона. Выявлена потенциальная рудоносность на широкий круг элементов магматических и вулканогенно-осадочных пород Сахалина и дна прилегающих акваторий.

Научная новизна. 1. Установлено, что мезозойские структурные элементы о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий представлены Западно-Сахалинской, Восточно-Сахалинской складчатыми системами, Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционными сутурами или палеозонами, Поронайским и Охотоморским микроконтинентами. На о-ве Хоккайдо дополнительно выделены Камуикотан и Токоро субдукционные сутуры или палеозоны. Складчатые системы включают террейны интенсивно дислоцированных отложений преддуговых и тыловых прогибов, аккреционных призм и аккреционно-коллизионных комплексов, энсиалических и энсиматических островных дуг (Гранник, 2003, 2005). 2. Кайнозойские структурные элементы региона представлены задуговыми рифтами, приуроченными к ним осадочными бассейнами и вулканоплутоническими поясами или локальными вулканическими зонами, а также Тохоку-Хонсю и Курило-Камчатской островодужными системами. При этом, рифтовые системы и вулканно-плутонические пояса включены в состав кайнозойской активной окраины Пацифики (Гранник, Сергеев, 2001; Гранник, 2004). 3. Показано, что в мезозое и кайнозое происходило последовательное наращивание континентальной земной коры региона за счет аккреционно-коллизионных комплексов, сформировавшихся в геодинамических обстановках континентальных окраин, и террейнов, перемещенных по сдвигам и надвигам. В кайнозое отмеченные процессы сопровождались деструкцией и преобразованием ранее сформированной земной коры в западной, центральной и южной частях Охотоморского региона (Гранник, 2004 и др.). 4. Установлены и охарактеризованы океанские, окраинно-морские, островодужные и континентальные магматические комплексы и произведена теоретическая оценка перспектив рудоносности о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий (Гранник, 2003, 2004 и др.).

Практическое значение. 1. Выполненные исследования позволили выявить основные закономерности строения и закономерности формирования структурных элементов региона в мезозое и кайнозое. 2. Полученные новые данные по тектонике и магматизму Сахалина и дна прилегающих акваторий, расположению древних субдукционных зон (зон Бениоффа) позволили оценить перспективы рудоносности структурных элементов обозначенной территории и акватории. 3. Результаты работы использовались (о-в Сахалин) и могут быть использованы в практике геологического картирования отдельных площадей региона. Они также могут служить хорошей основой для выполнения более детальных исследований по разработке геологической основы для выяснения особенностей развития структурных элементов континентальных окраин, их сейсмичности и металлогении.

Вклад автора в разработку проблемы. Фактический материал, привлеченный для обоснования защищаемых положений, получен автором при проведении геологического картирования и поисков рудных полезных ископаемых во время работы в СахТГУ и при

выполнении тематических исследований, являвшихся составной частью планов научно-исследовательских работ СахКНИИ СО АН СССР, ДВНЦ АН СССР и ДВО РАН, позже переименованного в Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН.

Публикации и апробация работы. Сформулированные выводы и фактические данные изложены в 2 монографиях, 57 статьях и 55 тезисах докладов. Некоторые результаты исследований опубликованы в совместных статьях, но основные выводы опираются только на личные разработки автора.

Результаты исследований докладывались на Всесоюзном совещании по вулканогенно-осадочному литогенезу (Южно-Курильск, 1974), II Всесоюзном палеовулканологическом симпозиуме (Петрозаводск, 1975), III Советско-Японском симпозиуме по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Южно-Сахалинск, 1976), международном совещании по геодинамике западной части Тихого океана (Южно-Сахалинск, 1981), семинаре «Серии магматических горных пород – происхождение и металлогения» (Москва, 1985), международном симпозиуме «Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления» (Благовещенск, 1988), X Всесоюзном литологическом совещании (Ереван, 1988), IV Дальневосточном региональном петрографическом совещании (Южно-Сахалинск, 1988), международном симпозиуме «Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики (Хабаровск, 1989), международной конференции памяти Л.П. Зоненшайна по тектонике плит (Москва, 2001), международном научном симпозиуме «Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты» (Южно-Сахалинск, 2002), XXXVI Тектоническом совещании «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы» (Москва, 2003), Третьей международной конференции «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы» (Туапсе, 2003).

Структура диссертации. Диссертация состоит из «Введения», шести глав основного текста, «Заключения» и «Текстовых приложений». Диссертация общим объемом 432 страницы включает 261 страницу текста, 137 иллюстраций на 92 страницах, 1 таблицу на 1 странице, список литературы на 23 страницах (362 наименования) и текстовые приложения на 55 страницах.

В главе 1 «Общие сведения об Охотоморском регионе, состояние рассматриваемой проблемы, терминология» приведены общие сведения о регионе, состоянии рассматриваемой проблемы, геотектонических концепциях формирования структурных элементов земной коры, особенностях строения и развития современных континентальных окраин, пликативных и дизъюнктивных деформациях континентальных окраин, принятой в работе терминологии.

В главе 2 «Мезозойские структурные элементы острова Сахалин» охарактеризованы мезозойские структурные элементы острова: Западно- и Восточно-Сахалинские складчатые системы и слагающие их террейны, субдукционные сутуры или палеозоны, Поронайский и Охотоморский микроконтиненты, магматические породы структурных элементов.

В главе 3 «Структурные элементы острова Хоккайдо» приведена характеристика структурных элементов о-ва Хоккайдо: террейна Осима – фрагмента юрской-раннемеловой аккреционной призмы, тектонических поясов Центрального и Западного Хоккайдо, субдукционных сутур или палеозон Камуикотан и Токоро. Проведено сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо. Кратко охарактеризованы магматические породы структурных элементов Хоккайдо.

В главе 4 «Кайнозойские структурные элементы южной части Охотоморского региона» охарактеризованы кайнозойские структурные элементы региона: рифтовые системы, рифтовые и пострифтовые осадочные бассейны, Курило-Камчатская и Тохоку-Хонсю островодужные системы, магматические породы задуговых рифтовых и систем и отмеченных островных дуг.

В главе 5 «Геодинамические обстановки формирования структурных элементов южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое» приведена характеристика геодинамических обстановок формирования структурных элементов региона в мезозое и кайнозое.

В главе 6 «Теоретическая оценка перспектив рудоносности острова Сахалин и дна прилегающих акваторий» рассмотрена связь магматизма и рудообразования с тектоническими структурами, металлогеническая зональность Дальневосточной окраины Евразии, Сахалина и Хоккайдо и оценены перспективы рудоносности магматических и вулканогенно-осадочных пород Сахалина и дна прилегающих акваторий на широкий круг элементов.

Текстовые приложения включают таблицы модального, нормативного, химического и геохимического состава магматических пород Сахалина.

Автор благодарен Б.В. Левину, К.Ф. Сергееву, Б.Н. Пискунову, А.И. Ханчуку, В.В. Голозубову, С.Д. Соколову, Н.В. Короновскому, М.Г. Ломизе, П.В. Маркевичу, С.А. Щеке, В.П. Уткину за плодотворные консультации по отдельным вопросам.

Я выражаю глубокую благодарность также сотрудникам лаборатории геологии островных дуг, группы оформления, вулканологии и вулканопасности, геодинамики, отдела информации, других подразделений института за помощь в обработке полевых материалов, оформлении рисунков и электронного варианта графических приложений.

ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

Содержание специальных терминов, использованных в диссертационной работе, приведено в главе 1. Ниже кратко охарактеризованы только оригинальные термины, не имеющие широкого распространения.

Субдукционная сутура – ограниченная разломами зона крупноблокового меланжа, формирующаяся при блокировке субдукционных палеозон микроконтинентами и другими крупными неоднородностями земной коры. Состоит она из блоков пород поддвигающейся океанской плиты и аккреционной призмы с включениями зеленых и глаукофановых сланцев, сцементированных серпентинитовым или терригенным тонкоперетертым цементом (Казьмин, 1999; Гранник, 2003).

Аккреционно-коллизийные комплексы слагают террейны восточной зоны Восточно-Сахалинской складчатой системы (Гранник, 2005). Состоят они из серий надвиговых пластин, сложенных вулканогенно-карбонатно-кремнистыми и вулканомиктово-терригенными отложениями Восточно-Сахалинской островодужной системы и позднеюрской-раннемеловой энсиматической Шельтингской ВОД. Они включают зоны меланжа, горизонты тектоно-гравитационных микститов, серии покровно-надвиговых пластин с внутренней чешуйчатой структурой (фрагменты аккреционной призмы), многочисленные тектонические блоки и останцы офиолитовых аллохтонов (Разницын, 1982; Рихтер, 1986; Старожилов, 1990; Гранник, 2003). Формируются они в процессе аккреции и последующей коллизии.

Установлены следующие закономерности формирования структурных элементов южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое:

Положение 1. Мезозойские структурные элементы Сахалина и Хоккайдо представлены террейнами аккреционных призм, субдукционных сутур, аккреционно-коллизийных комплексов, преддуговых и тыловых прогибов, энсиалических и энсиматических островных дуг, входящих в состав складчатых зон, систем, тектонических поясов.

Представления о геологическом строении о-ва Сахалин в течение длительного периода его изучения неоднократно изменялись. Высказывались мнения о горстово-грабеновом, складчато-надвиговом, эпиплатформенном, антиклинорном или мегантиклинорном, миогеосинклинально-эвгеосинклинальном, а также аккреционно-

коллизии, чешуйчато-надвиговом и покровно-складчатом его строении. В настоящее время наиболее обоснованы представления о формировании геологической структуры о-ва Сахалин в геодинамических обстановках разновозрастных континентальных окраин Палеопафики и Пацифики (Парфенов и др., 1981; Парфенов, 1984; Рихтер, 1986; Ханчук и др., 1988; Рождественский, 1988, 1993; Пушаровский и др., 1989; Зоненшайн и др., 1990; Зябрев, 1992; Гранник, 1997, 1998, 2002, 2003-2005; Жаров, 2003, 2004 и др.).

Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский и Ребун-Монеронский террейны, перекрытые залегающими с разрывом кайнозойскими отложениями.

Западно-Сахалинский террейн сложен отложениями преддугового прогиба и окраинного моря, представленными в нижней части флишоидно переслаивающимися или слагающимися пачки аргиллитами, алевролитами и песчаниками с редкими прослоями туффитов, туфов среднего, кислого состава и линзами глинистых известняков (айская, найбинская, побединская свиты). На севере в верхней части этого разреза присутствуют континентальные угленосные и прибрежно-морские отложения (верхнепобединская подсвита). Верхняя половина разреза сложена сенон-датскими туфогенно-терригенными отложениями быковской, красноярковской, тымовской, верблюжегорской, арковской и жонкьерской свит, сформировавшимися в окраинно-морской и континентальной обстановках. В структурном отношении это сложно построенная моноклираль с общим наклоном слоев на запад, осложненная крупными узкими антиклинальными и пологими, широкими синклинальными складками, а также диагональными и продольными разломами (рис. 2, 3).

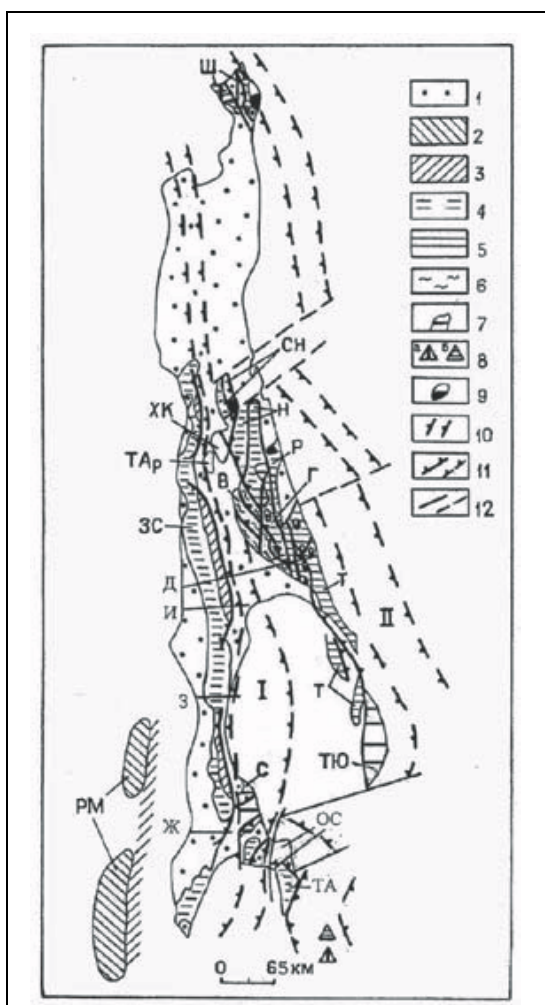


Рис. 2. Тектоническая схема о-ва Сахалин (Гранник, 1998, 2002, 2003, 2005).

1 – кайнозойские отложения; 2–4 – образования Западно-Сахалинской складчатой системы: 2 – ребун-монеронские вулканогенно-осадочные раннемеловой Монероно-Самаргинской островной дуги, 3 – туфогенно-осадочные раннемелового Западно-Сахалинского преддугового прогиба, 4 – окраинно-морские вулканогенно-осадочные поздне-мелового-палеогенового Сахалинского окраинного моря; 4-9 – образования Восточно-Сахалинской складчатой системы: 4 – средне-меловые аккреционные, перекрытые окраинно-морскими вулканогенно-осадочными поздне-мелового-палеогенового Сахалинского окраинного моря, 5 – вулканогенно-осадочные поздне-меловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужной системы, 6 – океанские и окраинно-морские динамометаморфизованные юрско-раннемеловые и поздне-меловые, слагающие чешуйчато-надвиговые пакеты и покровные пластины, 7 – зеленокаменно-измененные океанской плиты, перекрытые окраинно-морскими поздне-меловыми-палеогеновыми, 8 – установленные по данным драгирования: а – океанские поздне-меловые, б – островодужные поздне-меловые-палеогеновые, 9 – останцов офиолитовых аллохтонов; 10 – субдукционные сuture: I – Центрально-Сахалинская, II – Охотоморская; достоверные и предполагаемые надвиги и взбросо-надвиги; 12 – достоверные и предполагаемые сбросы, сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. Буквами на схеме обозначены террейны: ЗС – Западно-Сахалинский; РМ – Ребун-Монеронский; ХК – Хановско-Краснотымовский; ТАр – Таулан-Армуданский; С – Сусунайский; ТЮ – Тюлений; В, Г, Н, ТА – террейны средне-меловых аккреционных призм и глубоководных желобов Восточно-Сахалинского составного террейна, перекрытые окраинно-морскими образованиями: В – вальзинский, Г – Гомонский, Н – Набилский, ТА – Тонино-Анивский; Ш, Р, Т – террейны поздне-меловых-палеогеновых аккреционно-коллизиионных комплексов: Ш – Шмидтовский, Р – Рымникский, Т – Терпеньеvский; СШ, ОС – террейны Охотоморской субдукционной сuture, перемещенные по надвигам и сдвигам: СШ – Северо-Набилский, ОС – Озерско-Свободненский; Д – расположение разреза, показанного на рис. 3.

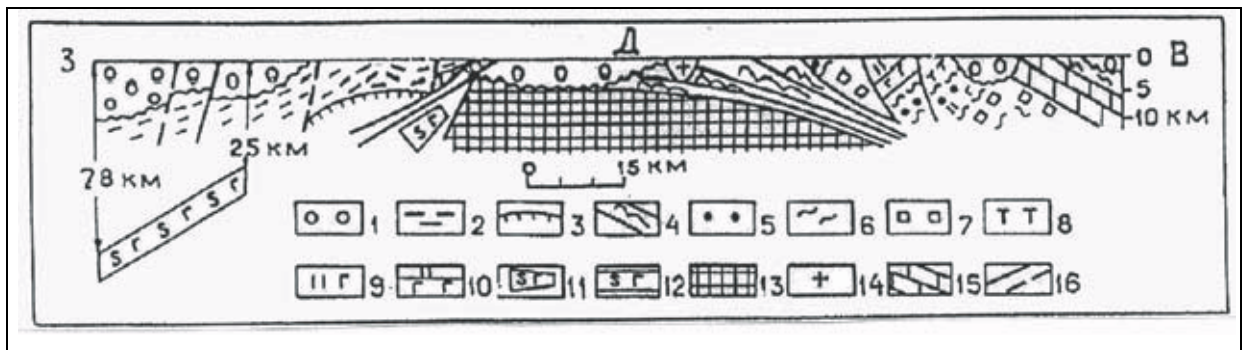


Рис. 3. Схематический геологический разрез через среднюю часть о-ва Сахалин. Составлен с использованием геологических и геофизических данных из работ (Геология СССР ..., 1970; Меланхолина, 1973; Разницын, 1982; Рихтер, 1986; Старожилов, 1990; Гранник, 2003, 2005).

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнемеловые отложения; 3 – альб-сеноманские отложения преддугового прогиба; 4-12 – мезозойские породы: 4 – метаморфические вальзинского террейна, 5 – песчаники и турбидиты, 6 – кремнисто-глинистые алевролиты и аргиллиты, 7 – олистостромы, 8 – туфы, 9 – яшмы, кремнистые породы и базальты Сахалинского окраинного моря, 10 – то же юрско-раннемеловой океанской плиты, 11 – крупноблоковый меланж Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры с блоками (террейнами) триасово-раннемеловой океанской плиты, 12 – субдуцированный террейн палеозойско-мезозойской океанской плиты (соответствует Красногорскому гравитационному максимуму); 13 – Поронайский микроконтинент; 14 – гранитоиды; 15 – покровно-надвиговые пластины, включающие пакеты юрско-раннемеловых и позднемеловых-палеогеновых пород, осложненные чешуйчатыми надвигами, тектонические блоки и останцы офиолитовых аллохтонов; 16 – надвиги, сбросы, взбросы, сдвиги достоверные и предполагаемые. Расположение разреза см. на рис. 2.

Ребун-Монеронский террейн является фрагментом Монероно-Самаргинской вулканической островной дуги (ВОД). Сложен он преслаивающимися лаво-пирокластическими, вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми образованиями.

Отложения Западно-Сахалинской складчатой системы были деформированы в австрийскую (альб-сеноман), ларамийскую (поздний мел-палеоген) и сахалинскую (поздний плиоцен-квартер) фазы сжатий. Существенно усложнена структура системы в процессе надвигового перемещения Западно-Сахалинского аллохтона (террейна), продолжающегося и в современное время (Гранник, 2003-2005).

Восточно-Сахалинская складчатая система располагается между Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционными сутурами (рис.2, 3). В ее строении выделяется две зоны террейнов: западная (Вальзинский, Гомонский, Набильский, Тонино-Анивский Восточно-Сахалинского составного террейна) и восточная (Шмидтовский, Рымникский, Терпеньеvский), а также террейны Охотоморской субдукционной сутуры (Северо-Набильский и Озерско-Свободненский), перемещенные в центральные районы острова (Гранник, 2003-2005). Террейны западной зоны представляют фрагменты апт-сеноманской или альб-сеноманской аккреционных призм когерентного и хаотического сложения и глубоководных желобов, перекрытых окраинно-морскими кремнисто-глинистыми и терригенными отложениями с турбидитами, олистостромами и зонами серпентинитового меланжа. Террейны восточной зоны представляют фрагменты позднемеловых-палеогеновых аккреционно-коллизийных комплексов, состоящих из серий надвиговых пластин, сложенных отложениями позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужной системы и позднеюрской-раннемеловой энсиматической Восточного Сахалина (Высоцкий и др., 1998) или Шельтингской (Говоров, 2005) ВОД. Перечисленные террейны перекрыты кайнозойскими отложениями, залегающими с размывом и структурным несогласием.

Вальзинский террейн является фрагментом интенсивно дислоцированной и метаморфизованной аккреционной призмы, надвинутой на Поронайский микроконтинент.

Он состоит из Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков (субтеррейнов), имеющих внутреннее чешуйчато-надвиговое строение. Перечисленные блоки сложены главным образом юрскими-поздне меловыми в различной степени метаморфизованными в фации зеленых сланцев карбонатными, вулканогенными, кремнистыми и терригенными породами, образующими комплексы с различными соотношениями перечисленных пород. Предположительно, могут присутствовать также более древние (в виде олистолитов) и более молодые образования, но возраст их фаунистически не доказан. Изверженные породы образуют слабо дифференцированные толеитовую и известково-щелочную, субщелочную и щелочную серии, сформировавшиеся в океанской и окраинно-морской обстановках. Состав и структурно-текстурные особенности отложений свидетельствуют о том, что в юрское-раннемеловое или более раннее время Вальзинский террейн находился в пелагической и гемипелагической обстановке океана, в альбское-сеноманское время – в области конвергентного взаимодействия плит, а в поздне меловое-палеогеновое время – на акватории задугового окраинно-морского бассейна (Гранник, 1992, 2004).

Гомонский террейн является фрагментом аккреционной призмы и глубоководного желоба, перекрытым верхнемеловыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями. Аккреционная призма сложена раннемеловыми и альб-сеноманскими, карбонатными, кремнистыми, вулканогенными и терригенными отложениями, образующими комплексы с различными сочетаниями перечисленных пород, а также микститами и олистостромами, в том числе и меланжированными. Окраинно-морские отложения представлены широко распространенными сеноманскими, сеноман-туронскими и коньяк-сантонскими терригенными песчано-глинистыми, микситовыми, флишевыми и вулканогенно-осадочными комплексами. Петрогеохимический состав магматических пород свидетельствует о том, что в Гомонском террейне присутствуют океанские изверженные породы, представленные высокомагнезиальными габброидами и базальтами, ассоциированными с ультрамафитами, слагающими блоки, глыбы и обломки в зонах серпентинитового меланжа и меланжированных микситов. Окраинно-морские породы представлены менее магнезиальными габброидами и базальтами, слагающими интрузии и лавовые потоки, локализованные среди терригенно-кремнисто-пирокластических пород, а также глыбы и обломки в микситовых горизонтах (Гранник, 1992, 2004).

Набильский террейн является фрагментом аккреционной призмы преимущественно хаотического сложения с преобладанием в составе юрских-меловых брекчий, грейнитов и олистостром, перекрытых поздне меловыми-палеогеновыми окраинно-морскими вулканогенно-осадочными образованиями. Состав юрских отложений свидетельствует об их формировании в подводной пелагической и гемипелагической обстановках абиссальной впадины, располагавшейся рядом с подводным вулканическим хребтом. В конце юрского и в меловое время существенно возросла поставка в бассейн терригенного материала, образовались также барьерные рифы. Начиная с альб-сеноманского времени, формируется вулканогенно-терригенный микситовый комплекс, свидетельствующий об образовании аккреционной призмы преимущественно хаотического сложения. В поздне меловое-палеогеновое время осадконакопление и вулканические извержения происходили в окраинном море, имевшем глубоководную котловину. Петрогеохимический состав магматических пород свидетельствует об их океанском и окраинно-морском происхождении (Гранник, 1992, 2004).

Тонино-Анивский террейн сложен отложениями юрско-раннемеловой скальной, ранне-поздне меловой утесинской толщ, перекрытыми турон-маастрихтской и ранне-среднемиоценовой верхнедуйской свитами (Жаров, 2004).

Скальная толща имеет кремнисто-вулканогенный состав внизу и вулканогенно-терригенный сверху. В нижней и средней частях ее развиты толеитовые и субщелочные вулканыты, а в верхней части - щелочные базальты и пикритобазальты. В составе толщи

присутствуют также пачки флишоидно переслаивающихся яшм и известняков, кварцево-яшмовых и кварцево-полевошпатовых граувакк с включением обломков альбитофиринов, андезитов и базальтов. Возраст толщи установлен по присутствию среднеюрских-раннемеловых радиолярий.

Утеснинская толща представляет собой аккреционную призму, сложенную олистостромами, турбидитами и тектоническими меланжами с чешуйчато-надвиговыми дислокациями восточной вергентности. В олистолитах преобладают обломки пород скальной толщи. Турбидиты имеют кварцевый и кварц-полевошпатовый состав. Мощность отдельных пластин призмы до 1 км, а суммарная тектоническая мощность аккреционного комплекса превышает 4-5 км. По радиоляриям из олистолитов и матрикса установлен апт-сеноманский диапазон формирования толщи.

Евстафиевская свита сложена алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками и пачками флишоидно переслаивающихся песчаников и алевролитов. В нижней части свиты преобладают кремнистые алевропелиты и кремнистые песчаники, в верхней части - пачки флиша с градационной слоистостью и примесью туфогенного материала. В свите обнаружены кампан-маастрихтские радиолярии и позднемеловые иноцерамы. Мощность свиты 2600 м.

В северной половине Тонино-Анивского террейна ранние надвиги и меланжи восточной вергентности нарастили мощность аккреционного комплекса и обеспечили его надвигание на евстафиевскую свиту. Поздние складчато-надвиговые структуры имеют обратную вергентность и отражают сжатие аккреционного комплекса со стороны океана. Южная часть террейна имеет субвертикальную линзовидно-чешуйчатую и изоклиналную складчатую структуру, обязанную позднему сжатию в направлении восток, юго-восток – запад, северо-запад (Жаров, 2003, 2004).

Состав отложений свидетельствует о том, что кремнисто-вулканогенные комплексы были сформированы в океане при подводных трещинных излияниях в условиях абиссальных плато и поднятий, а вулканомиктово-вулканогенные и карбонатно-вулканомиктово-вулканогенные – при трещинных извержениях, формировавших подводные вулканические горы и вулканические острова. Кремнистые и терригенно-кремнистые комплексы накапливались в районах вулканических центров в межэруптивные периоды и на значительном удалении от них в местах разгрузки гидротерм. Примерно с конца сеноманского времени осадконакопление происходило в палеобассейне типа окраинного моря (Гранник, 1989, 1991; Гранник и др., 1990).

Сложное строение Тонино-Анивского террейна обязано аккреционно-коллизийным процессам, а также сдвиговым и надвиговым перемещениям.

Тюлений террейн (горст), предположительно, является фрагментом океанской плиты, перекрытой аккреционно-коллизийными комплексами.

Рымникский террейн сложен мощной толщей карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, объединенных в рымникскую (коньяк (?)-ранний сантон, мощность 1600 м) и березовскую (поздний сантон-даний, мощность 3000-4000 м) серии (Гранник, 1978, 1991). В составе серий широко развиты песчаники, алевролиты, олистостромы, турбидиты, грейниты, глинистые, кремнистые, пирокластические и смешанные породы. На разных стратиграфических уровнях присутствуют пачки кремнистых аргиллитов и глинистых яшм (210-250 м), кремнистых туффитов и пепловых туфов (80-270 м), линзы эффузивных (спилиты, базальты, кварцевые альбитофиры), кремнистых и карбонатных пород (250-400 м), горизонты олистостром (300 м и более), пачки флиша и флишоидного чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников. В пределах рымникского террейна установлены зоны серпентинитового меланжа: Богатинская субмеридиональная, приуроченная к основанию крупного надвига, и Нампинская или Приморская субширотная, фиксирующая северную границу Поронайского микроконтинента. Вулканогенно-осадочные отложения сформировались главным образом в обстановке Сахалинского окраинного моря. В ларамийскую фазу

сжатия они были перекрыты офиолитовыми аллохтонами (Разницин, 1982; Гранник, 1991, 2004).

Терпеньеvский и Шмидтовский террейны представляют собой позднемеловые-палеогеновые аккреционно-коллиззионные комплексы, состоящие из серии надвиговых пластин, сложенных вулканогенно-карбонатно-кремнистыми и вулканомиктово-терригенными отложениями, слагающими фрагменты структурных элементов позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужной системы: Сахалинского окраинного моря, тылового прогиба, Восточно-Сахалинской энсиалической ВОД, одноименных междугового и преддугового прогибов и позднелюрской-раннемеловой энсиматической Шельтингской ВОД (Гранник, 2004 и др.). В составе террейнов отмечены зоны меланжа, горизонты тектоно-гравитационных микститов, серии покровно-надвиговых пластин (Западно-Шмидтовская, Елизаветинская, Промежуточная, Восточно-Шмидтовская, Пионерская, Клязьменская, Березовско-Гераньская, Нерпическо-Ягодинская, Шельтингско-Песковская), включающие пакеты пород, осложненные чешуйчатыми надвигами, многочисленные тектонические блоки и останцы офиолитовых аллохтонов (Старожилов, 1990; Гранник, 1991, 2004). Слагающие охарактеризованные террейны образования первоначально формировались на акватории, занятой в настоящее время Охотским морем. В ларамийскую фазу сжатия они были перемещены по надвигам на территорию о-ва Сахалин.

Северо-Набильский террейн представляет собой фрагмент Охотоморской субдукционной сутуры, перемещенный в центральную часть Сахалина в маастрихтское время (Гранник, 2002). Со всех сторон он ограничен разломами: с запада надвигом, с востока – зоной меланжа, с юга – Хребтовым, а с севера - Тымовским разломами (рис. 2). Сложен он юрским-нижнемеловым вулканогенно-кремнистым океанским комплексом, перекрытым альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями (грейнитами, дресвяными брекчиями, олистостромами), осложненными Набильской зоной серпентинитового меланжа (Разницин, 1982; Рихтер, 1986). Охарактеризованные комплексы смяты в сложные складки северо-западного простирания, опрокинутые на северо-восток. Кроме того, они нарушены большим количеством мелких чешуйчатых надвигов, плоскости которых наклонены на юго-запад, в результате чего комплексы имеют складчато-чешуйчатое строение. В Набильском хребте имеются надвиговые чешуи, по которым кремнисто-вулканогенные образования надвинуты на терригенные. Приведенные данные позволяют предполагать, что в данном случае мы имеем дело с фрагментами аккреционной призмы, которые расположены западнее зоны серпентинитового меланжа – фрагмента Охотоморской субдукционной сутуры (Гранник, 2003-2005).

Меланж Набильской зоны (протяженность 50 км, ширина 3-5 км) состоит из глыб и блоков (от нескольких метров до сотен метров в поперечнике) ультрабазитов, габброидов, амфиболитов, зеленых сланцев, родингитов, офикальцитов, листовитов, плагиогранитов, красных и сургучных яшм, спилитов, туфов основного состава, известняков, граувакк, щелочных интрузивных и эффузивных образований (Разницин, 1982). Среди глыбовых включений меланжа преобладают сургучные яшмы и спилиты. В глыбах известняков меланжа обнаружены юрские-нижнемеловые кораллы. Отдельные относительно крупные тела серпентинизированных ультрабазитов представляют собой субгоризонтальные пластины (например, массив Хребтовой площадью около 3 км²). В нижней части пластин отмечается интенсивное рассланцевание, брекчирование серпентинитов, в которые закатаны глыбы ультраосновных пород и подстилающих образований. Серпентинитовый цемент меланжа представлен апогарцбургитовыми серпентинитами. Примечательно, что ультрабазиты Набильского хребта по петрографическому и петрохимическому составу аналогичны ультраосновным породам п-ва Шмидта (Разницин, 1982), принадлежащим, по мнению автора, также Охотоморской субдукционной сутуре (Гранник, 2004, 2005).

Озерско-Свободненский террейн является фрагментом позднемеловой-палеогеновой Охотоморской сутуры (Гранник, 2005), перемещенным в восточные районы Юго-Восточного Сахалина после ее блокировки в более северных районах Охотоморским микроконтинентом и после предполагаемого, но маловероятного, столкновения океанского хребта и желоба на юго-востоке Сахалина (Kimura et al., 1992). Озерско-Свободненский террейн (аллохтон) состоит из фрагментов океанской плиты позднепермского-альбского возраста, пластин апт-сеноманских субаркозовых турбидитов горбушинской толщи, блоков верхнемеловых-нижнепалеогеновых терригенных пород (Тунайчинский и Чайкинский субтеррейны (Жаров, 2004)), сцементированных терригенным и серпентинитовым материалом с включениями линз серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и офиолитовых габброидов. Кайнозойские деформации, усложнившие структурный план региона, связаны с коллизионными надвиговыми перемещениями, рифтогенными процессами, обусловившими формирование кайнозойских структурных элементов, и синсдвиговыми перемещениями и деформациями. Не исключено, что надвигание Озерско-Свободненского террейна на Тонино-Анивский и субширотная ориентировка надвигов и зон меланжа связана с раскрытием Японского моря, вращением о-ва Хоккайдо и разворотом Курильской впадины (Maquyama et al., 1997; Гранник 2003-2005).

Вавайский меланж, по мнению А.Э. Жарова (2004), является шовной структурой, сформировавшейся в процессе коллизии Озерского (Озерско-Свободненского) и Тонино-Анивского террейнов. Он подстилает структуры Озерского террейна, перекрывает аккреционный комплекс Тонино-Анивского террейна и трассируется линзами серпентинитов и офиолитовых габброидов, зонами серпентинитового и терригенного меланжей. Меланж включает крупные пластины триас-нижнемеловых и меловых-палеоценовых толщ, распространенных в Озерско-Свободненском и Тонино-Анивском террейнах и Водопадненскую пластину серпентинизированных перидотитов. Время формирования меланжа ограничено серединой среднего эоцена (Жаров, 2004).

Мерейская шовная зона включает три литостратиграфические единицы, сходные с разновозрастными образованиями смежных террейнов, и зоны глинисто-сланцевого меланжа с широким спектром тектонических включений (Жаров, 2004). Тектонические включения представлены наиболее широко развитыми верхнемеловыми-палеогеновыми алевропелитами, нижнемеловыми туфотерригенными и альб-сеноманскими кремнисто-глинистыми толщами, развитыми соответственно в южной и северной частях зоны, и разделенными зонами тектонических меланжей. Западная часть Мерейской зоны образована милонитами по верхнемеловым-палеоценовым алевропелитам, трассирующими сдвиговые зоны сложной кинематики. Восточная часть зоны состоит из круто стоящих пластин, разделенных левыми сдвигами. Шовная структура зоны прослеживается через Анивский залив по положительным гравитационным и магнитным аномалиям в направлении сутуры Идоннаппу о-ва Хоккайдо.

Центрально-Сахалинская и Охотоморская субдукционные сутуры или палеозоны впервые установлены автором и дополнительно включены в состав структурных элементов раннемеловой и позднемеловой-палеогеновой активных окраин региона (Гранник, 2002, 2003-2005).

Поронайский микроконтинент установлен автором по геолого-геофизическим данным (Гранник, 2003). В геофизических полях он выражен обширным гравитационным минимумом и отрицательной магнитной аномалией. В западной части микроконтинент перекрыт покровом динамометаморфизованных океанских и окраинно-морских пород небольшой мощности (не выраженных в гравитационном и магнитном полях). В районе Пронайского микроконтинента Сахалин имеет максимальную мощность земной коры (35-37 км) и гранитного слоя (14-16 км) (Терещенков и др., 1982). Предполагаемые размеры микроконтинента не менее 200-250x150-200 км.

Центрально-Сахалинская субдукционная сутура представлена ограниченной глубинными разломами зоной крупноблокового меланжа шириной 65-70 км. Цементирующая масса представлена офиолитовым меланжем или тонко перетертыми отложениями. Установлено западное падение субдукционной палеозоны под углом от 13 до 56° (рис.4). В конце раннемелового-начале позднемелового времени Центрально-Сахалинская субдукционная зона была заблокирована Поронайским микроконтинентом. Это событие вызвало деформации отложений и перестройку активной раннемеловой окраины главным образом в приокеанской части, сопровождавшуюся откатом зоны субдукции в восточном направлении в область восточного ограничения Поронайского микроконтинента. В приконтинентальной части на месте Монероно-Самаргинской ВОД в позднемеловое время сформировался и продолжил свое унаследованно-наложенное развитие Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПИ (Гранник, 2003).

Охотоморская субдукционная палеозона состояла из нескольких сколовых поверхностей, имела мощность не менее 80 км и угол наклона около 45° в западном направлении (Гранник, 1999). Выход ее на дневную поверхность совпал с выходом Охотоморской субдукционной сутуры, представленной довольно мощной (40-70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего полный набор пород офиолитовой ассоциации. Охотоморская субдукционная сейсмоактивная зона в начале палеогенового времени была заблокирована Охотоморским микроконтинентом (Парфенов, 1984; Натальин, Фор, 1991; Гранник, 1997, 2005), имеющим «базальтовый» и «гранитный» геофизические слои. Как установлено микроконтинент состоит из океанского плато (Богданов, Добрецов, 2002), перекрытого палеозойско-мезозойскими образованиями активных окраин (Емельянова и др., 2003) и кайнозойскими рифтовыми и пострифтовыми отложениями (Гранник, Сергеев, 2001). Коллизия Охотоморского микроконтинента, энсиматической Шельтингской дуги (Высоцкий и др., 1998; Говоров, 2005), располагавшейся западнее микроконтинента, и энсиалической Восточно-Сахалинской дуги (Гранник, 1991, 2003), располагавшейся вдоль восточной кромки Поронайского микроконтинента, вначале вызвала образование одноименной субдукционной сутуры. Далее происходили интенсивные деформации отложений, преобразование аккреционных комплексов в аккреционно-коллизионные, надвигание офиолитовых аллохтонов, формирование горно-складчатого сооружения, т.е. проявление ларамийской геотектонической фазы и откат зоны субдукции в восточном направлении (Гранник, 2004, 2005).

Остров Хоккайдо подразделяется на Западный, Центральный и Восточный Хоккайдо. Западный Хоккайдо представлен юрско-раннемеловым аккреционным комплексом террейна Осима и кайнозойскими образованиями дуги Тохоку-Хонсю. Восточный Хоккайдо включает пояс (террейн) Немуро и образования кайнозойской Курильской дуги. Центральный Хоккайдо объединяет пять субмеридионально вытянутых тектонических поясов (с запада на восток): Сорачи-Иезо, Идоннаппу, Хидака, Юбетсу, Токоро (Geology of Hokkaido ..., 1992; Kimura, 1997; Takashi, 1997). Кроме того, автором установлены две субдукционные сутуры или палеозоны: Камуикотан и Токоро, соответствующие зоне Камуикотан пояса Сорачи-Иезо и поясу Токоро.

Террейн Осима является фрагментом юрской-раннемеловой аккреционной призмы, сложенной аркозовыми турбидитами и терригенными меланжами с блоками известняков, яшм, базальтов, кремнистых алевролитов позднекарбонового-юрского возраста, прорванными раннемеловыми (120-96 млн лет) гранитоидами.

Пояс Сорачи-Иезо включает террейны Ребун-Кабато раннемеловой островной дуги, Иезо баррем-палеоценового преддугового прогиба и окраинного моря, Сорачи юрско-раннемелового океанского плато и зону Камуикотан, являющуюся, по мнению автора, субдукционной сутурой (Гранник, 2005).

Субдукционная сутура Камуикотан (рис. 4, 5) сложена серпентинитовым меланжем с жадеит-глаукофановым типом метаморфизма высокого давления и низкой температуры

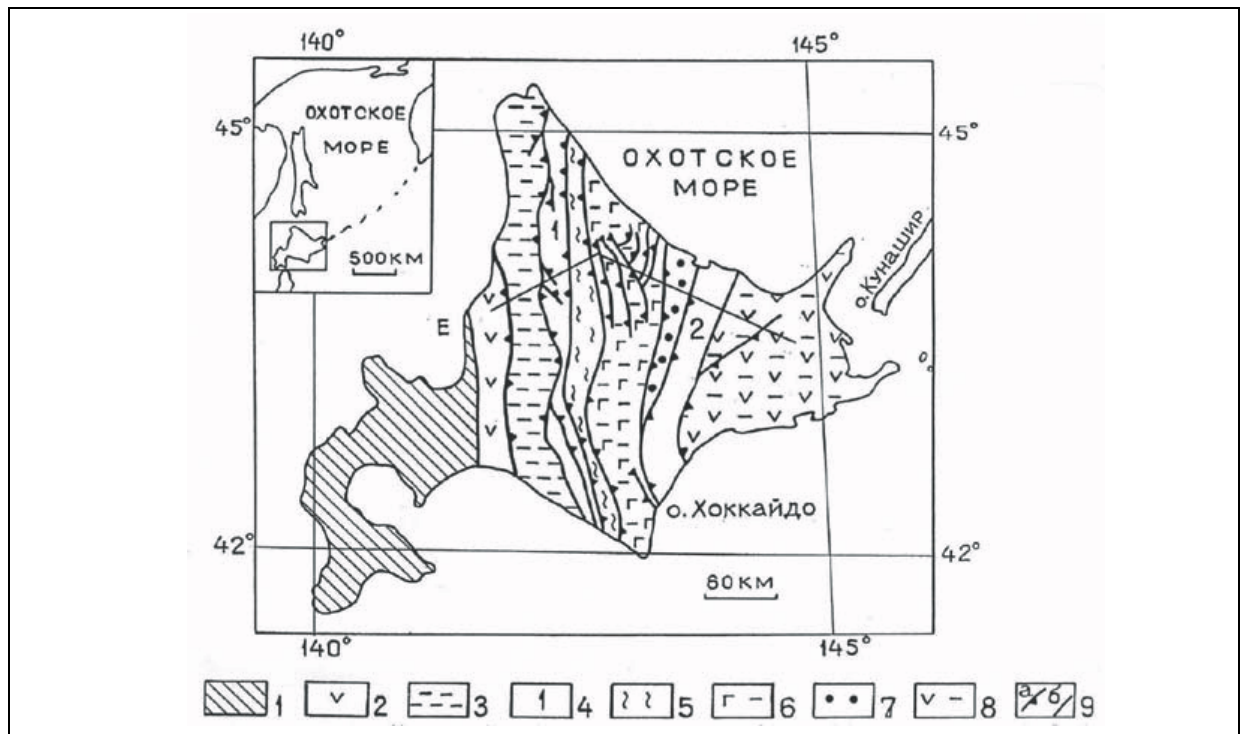


Рис. 4. Тектоническая схема о-ва Хоккайдо (Kimura, 1997) с изменениями.

1-3 –террейны: 1 - Осима (Ошима), 2 – Ребун-Кабато, 3 – Иезо (Эдзо); 4 – субдукционные сuture: Камуикотан (1) и Токоро (2); 5 – тектонический пояс (шовная сдвиговая зона) Идоннаппу; 6-8 – тектонические пояса (террейны): 6 - Хидака, 7 – Юбетсу; 8 – Немуро; 9 – надвиги (а) и прочие разрывные нарушения (б).

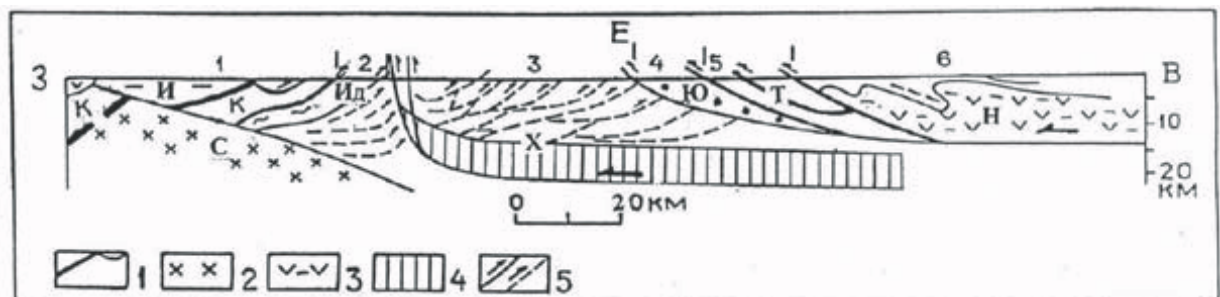


Рис. 5. Схематический геологический разрез через среднюю часть о-ва Хоккайдо (Kimura, 1997) с изменениями.

1 – офиолиты; 2 – юрско-нижнемеловые комплексы террейна Сорачи, прорванные меловыми плутонами; 3 – вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы террейна Немуро; 4 – метаморфические породы и плутоны террейна Хидака; 5 – достоверные и предполагаемые разрывные нарушения и направления перемещения по ним. Буквы на разрезе террейны, шовные зоны и субдукционные сuture: К – Камуикотан, И – Иезо, С – Сорачи, Ид – Идоннаппу, Х – Хидака, Ю – Юбетсу, Т – Токоро, Н – Немуро.

Цифры на разрезе: 1-6 - тектонические пояса (Kimura, 1997): 1 – Сорачи-Иезо, 2 – Идоннаппу, 3 – Хидака, 4 – Юбетсу, 5 – Токоро, 6 – Немуро. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

метабазитовых пород и метапелитов, метапесчаников и метабазитов промежуточного типа метаморфизма высокого давления (Kimura, 1997 и др.). Субдукционная палеозона Камуикотан была заблокирована в альб-сеноманское время океанским плато Сорачи. Она является продолжением Центрально-Сахалинской субдукционной сuture.

Пояс Идоннаппу (шовная сдвиговая зона) сложен микститами и меланжем, состоящими из пермско-триасовых и апт-альбских блоков кремней и известняков,

погруженных в черный сланцевый матрикс, имеющий готерив-барремский, апт-альбский, сеноманский, турон-сантонский и сантон-кампанский возраст (Kimura, 1997 и др.). В юго-восточной части пояс тектонически перекрыт пластиной перидотитов Порошири, отделяющей его от пояса Хидака. В структуре шовной зоны проявлены разновременные левосдвиговые (ранние) и правосдвиговые (поздние) деформации (Kiyokawa, 1992). Эта зона сопоставляется с Мерейской шовной сдвиговой зоной (Жаров, 2004; Гранник, 2005).

Пояс Хидака включает одноименный террейн, сложенный турбидитами, базальтами и меланжем поздне мелового аккреционного комплекса. Пояс представляет собой фрагмент коры островной дуги, в котором можно проследить постепенное изменение степени метаморфизма от фактически не метаморфизованных поздне меловых-палеогеновых образований к образованиям амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Пояса Сорачи-Иезо, Идонаппу и Хидака в верхней части выполнены преддуговыми отложениями, накопившимися в мелу и палеогене в преддуговых прогибах, располагавшихся вдоль Евразийской континентальной окраины.

Пояс Юбетсу образован главным образом кампан-маастрихт-эоценовыми турбидитами (группа наканагава на юге и хидака на севере), перекрытыми надвинутыми на них с востока надвиговыми пакетами. Внутри надвиговых пакетов поверхности наиболее молодых пластов наклонены в восточном направлении. В нижней части надвиговых пластин присутствуют гемипелагические красные сланцы, которые переслаиваются с терригенными черными сланцами.

Пояс или субдукционная сутура Токоро (Гранник, 2005) сложена метаморфическими породами высокого давления, офиолитами, верхнемеловыми-нижнепалеоценовыми конгломератами и турбидитами группы сарома и средне-верхнеюрскими-сеноманскими кремнисто-вулканогенными отложениями группы никоро, считающимися комплексами преддугового прогиба и аккреционной призмы, сформированными в процессе субдукции (Kimura, 1997). Эта сутура является продолжением Охотоморской субдукционной сутуры. Субдукционная палеозона Токоро была заблокирована в поздне меловое-палеогеновое время Охотоморским микроконтинентом (Гранник, 2005).

Пояс Немуро соответствует одноименному террейну, сложенному кампан-эоценовыми флишевыми отложениями преддугового прогиба и островодужными вулканогенными образованиями, дайками и силлами Малокурильской (Гранник, 1998) или Палеокурильской (Geology of Hokkaido ..., 1992) вулканической дуги.

Аккреционные комплексы, слагающие тектонические пояса Центрального Хоккайдо, эпизодически росли в восточном направлении в раннем мелу и в конце позднего мела-палеогене. Эти два эпизода быстрой аккреции: экзотических океанских фрагментов и быстрого заполнения турбидитами желоба, совпадают с двумя группами радиологических возрастов метаморфических (135-100 и 75-50 млн лет) и гранитных (130-85 и 70-50 млн лет) пород, распространенных на северо-востоке Японии (Kimura, 1997).

Формирование геологической структуры о-вов Сахалин и Хоккайдо продолжается в настоящее время совместно с развитием структурных элементов дна Японского и Охотского морей, Курило-Камчатской и Тохоку-Хонсю островодужных систем.

Положение 2. Кайнозойские структурные элементы региона представлены задуговыми рифтами, приуроченными к ним осадочными бассейнами, вулканоплутоническими поясами и локальными вулканическими зонами, включенными в состав кайнозойской активной окраины Пацифики, а также Тохоку-Хонсю и Курило-Камчатской островодужными системами. Формирование их сопровождалось деструкцией, преобразованием и наращиванием континентальной земной коры.

Кайнозойские структурные элементы южной части Охотоморского региона представлены *Курило-Камчатской ВОД, одноименным глубоководным желобом и субдукционной сейсмоактивной зоной, Тохоку-Хонсю ВОД, краевым океанским валом Хоккайдо (Зенкевича), Курильской (Южно-Охотской) глубоководной впадиной Охотского моря, задуговыми рифтовыми системами (Восточно-Япономорской, Западно-*

Сахалинской, Исикари-Румои, Центрально-Сахалинской, Восточно-Сахалинской, Макаровской, Атласовско-Голыгинской, Дерюгинской, Восточно-Дерюгинской, Тинровской, Западно-Камчатской) и рифтовыми вулcano-плутоническими поясами (Западно-Сахалинским, Тымь-Поронайским, Оленереченским, Лиманским, Западно-Шмидтовским, Океанологии, Академии Наук) или локальными зонами вулканизма (рис. 6) (Гранник, Сергеев, 2001).

Приведена краткая характеристика складчатых структур рифтовых и пострифтовых осадочных бассейнов, Курильской (Южно-Охотской) глубоководной впадины, Курило-Камчатской и Тохоку-Хонсю ВОД, Курило-Камчатской сейсмоактивной субдукционной зоны, одноименного глубоководного желоба, краевого вала Хоккайдо.

Перечисленные выше задуговые рифтовые системы южной части Охотоморского региона развивались на новообразованной континентальной земной коре в форме системы кайнозойских рифтов, развитие которых привело к возникновению и заполнению осадками рифтовых и пострифтовых осадочных бассейнов, а также сопровождалось неоднократными проявлениями магматизма в интрузивной и вулканической форме. Рифтогенез сопровождался частичной деструкцией и преобразованием пород ранее сформированной земной коры и интенсивным осадконакоплением и магматизмом, которые наращивали одновременно земную кору. Рифтогенез проявлялся в раннем палеоцене, позднем олигоцене, среднем и позднем миоцене, плиоцене, и проявляется в настоящее время с неодинаковой интенсивностью в различных частях региона (Гранник, Сергеев, 2001).

Анализ особенностей строения складчатых структур осадочных бассейнов рифтовых систем, показал, что складкообразование в них характеризуется конседиментационным развитием, формированием узких антиклинальных и широких синклинальных складок, смещением осей бассейнов осадконакопления от древних к более молодым образованиям. Широко развиты складки, связанные с перемещениями блоков фундамента. Наиболее интенсивная складчатость и степень тектонической нарушенности приурочена к разломам различного заложения, на удалении от которых наблюдается слабая дислоцированность отложений. Дополнительное осложнение формирующихся складок происходит под воздействием вулканической, субвулканической и интрузивной деятельности и сейсмичности, сопровождающей образование разрывных нарушений и вызывающей оползневые явления.

Курильская глубоководная впадина имеет протяженность 800 км, ширину 300 км на западе и менее 50 км на северо-востоке. Поверхность фундамента во впадине погружена на глубину от 4 до 7 км. Системой поднятий (Буссоль и Простор) северо-западной ориентировки она разделена на три впадины меньшего ранга: Итуруп, Уруп и Атласова (Объяснительная записка ..., 2000). В пределах поднятий, на островодужном склоне и в юго-восточном ее борту располагаются потухшие вулканы и вулканические постройки, поднимающиеся на высоту 1000-1500 м. Неровности рельефа фундамента впадины сnivelированы толщей глубоководных глинистых отложений мощностью до 2-3 км, верхняя часть которых имеет олигоценовой-нижнемиоценовой возраст. Депрессия Курильской впадины характеризуется сокращением мощности земной коры до 20 и 10-7 км. Выполненные оценки времени формирования осадочного чехла Курильской впадины при принятой средней скорости осадконакопления 60 м/млн лет дали значение 75 млн лет (кампан) (Объяснительная записка ..., 2000).

Курильская впадина считается реликтовым фрагментом океанской коры, новообразованной структурой, сформированной при рифтогенезе и разрыве сиалической коры, задуговой спрединговой структурой. При отсутствии данных глубоководного бурения нельзя признать обоснованной в полной мере ни одну из приведенных точек зрения. Наиболее соответствуют имеющимся данным представления об океанской реликтовой природе Курильской впадины (Объяснительная записка ..., 2000). Однако следует подчеркнуть, что активные тектонические и магматические деструктивно-

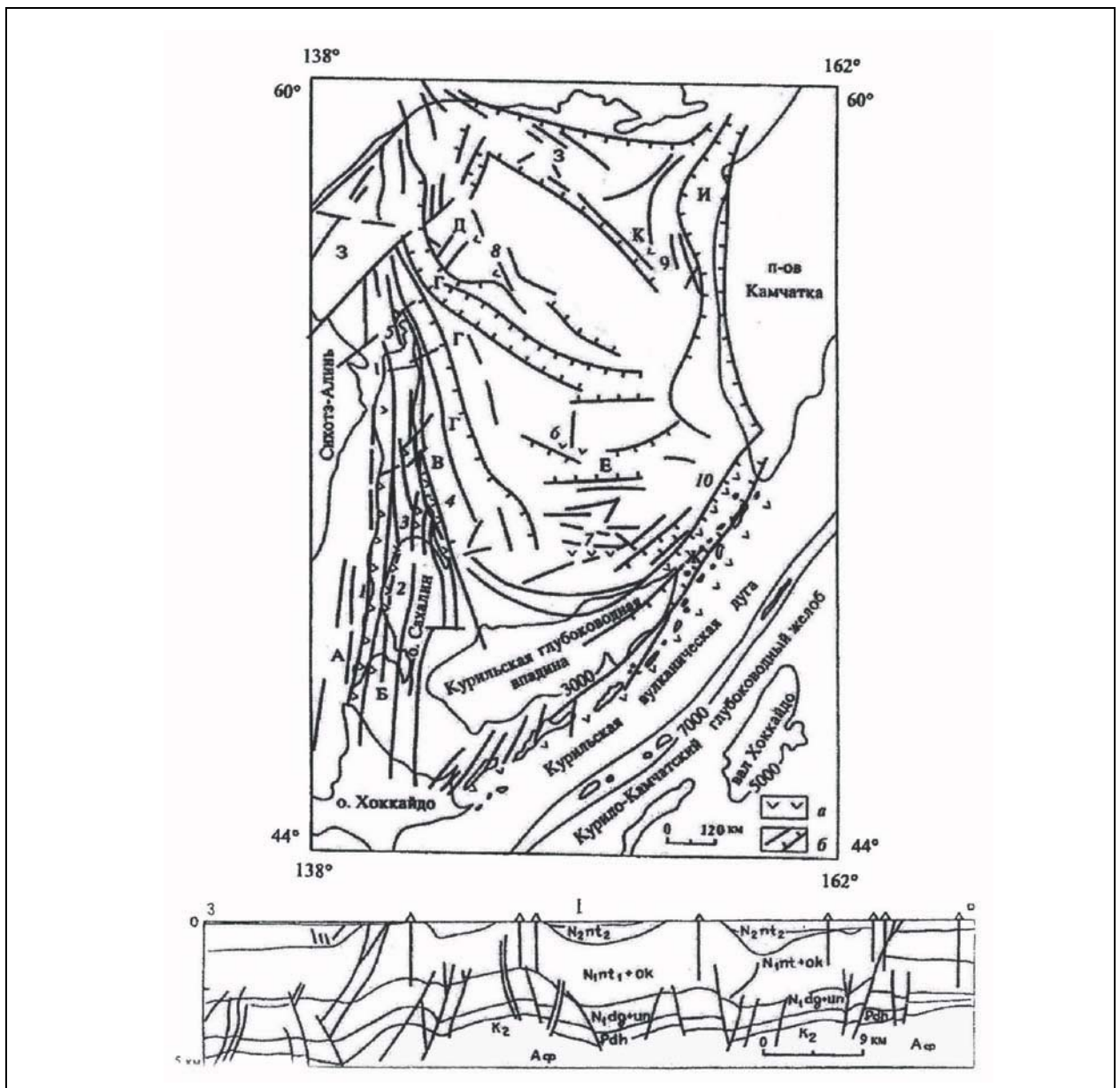


Рис. 6. Тектоническая схема и сейсмический разрез кайнозойских структурных элементов южной части Охотоморского региона (Гнибиденко, 1976, 1979; Структура и динамика литосферы ..., 1996; Харахинов, 1998; Гранник, Сергеев, 2001; Гранник, 2004).

а – вулcano-плутонические пояса; б – основные разломы рифтовых систем. Рифтовые системы: А – Восточно-Япономорская, Западно-Сахалинская, Сорачи-Иезо; Б – Центрально-Сахалинская; В – Восточно-Сахалинская; Г – Дерюгинская, включая Восточно-Дерюгинскую; Д – Кашеваровская, Е – Макаровская, Ж – Атласовско-Гольгинская; З – Северо-Охотская; И – Западно-Камчатская, К - Тинровская. 1-10 - вулcano-лутонические пояса и локальные проявления вулканизма: 1-7 – вулcano-плутонические пояса (1 - Западно-Сахалинский, 2 - Тымь-Поронайский, 3 - Оленереченский, 4 - Лиманский, 5 - Западно-Шмидтовский, 6 - Океанологии, 7 - Академии Наук), 8-10 – локальные проявления вулканизма (8 - впадины Дерюгина, 9 - впадины Тинро, 10 - Гольгинского и Атласовского прогибов). I – на схеме сейсмический разрез кайнозойского структурного этажа (проходит через скважины нефтегазовых месторождений Северного Сахалина). Буквы на разрезе – названия свит: N₂ nt₂ – верхненутовская, N₁ nt₁+ok – нижненутовская и окобыкская, N₁ dg+un – дагинская и уйнинская, P dh – даехуринская. K₂ – верхнемеловые отложения акустического фундамента (Аф).

преобразовательные процессы океанской коры во впадине происходили в кайнозое и происходят в настоящее время.

Курильская ВОД представлена цепочкой одноименных островов, соответствующих вершинам двух крупных подводных хребтов (ширина 100-200 км, превышение над дном Курильской впадины более 5000 м, над дном Курило-Камчатского глубоководного желоба около 11000 м), разделенных продольно ориентированной Срединно-Курильской депрессионной зоной (Гранник, 1998 и др.). Восточный подводный хребет Витязь в юго-западной части фиксируется цепью небольших островов Малой Курильской гряды (так называемая внешняя дуга). Западный хребет на поверхности выражен многочисленными островами Большой Курильской гряды (внутренняя дуга).

Курильская ВОД сформирована на континентальной земной коре мощностью до 30-40 км, состоящей из вулканогенно-осадочного слоя (до 5 км), гранитно-метаморфического слоя (8-10 км) и гранулитно-базитового слоя (12-16 км). Вулканогенно-осадочные отложения расчленены на региональные вулканические или структурно-вещественные комплексы, охватывающие временной интервал от позднего олигоцена до четвертичного периода (Сергеев, 1976; Происхождение ..., 1985; Пискунов, 1987; Богатиков, Цветков, 1988; Федорченко и др., 1989; Авдейко и др., 2003 и др.). Структура дуги формируется в процессе конвергентного взаимодействия литосферных плит (Зоненшайн, Савостин, 1979; Хаин, Ломизе, 1995; Авдейко и др., 2003 и др.). Значительная роль в усложнении структуры Курильской ВОД принадлежит дизъюнктивным дислокациям, обусловившим складчато-блоковое строение рассматриваемой территории (Бевз и др., 1971; Стрельцов, 1976; Сергеев, 1976 и др.), что подтверждается и сейсмическими данными (Сергеев, 1984). Разломы группируются в две системы продольных и поперечных разрывов, сопряженно развивавшиеся в неогеновое-четвертичное время и обусловившие северо-восточную и северо-западную ориентировки пликативных дислокаций. К зонам крупных разломов приурочены центры кайнозойского вулканизма. Кайнозойские отложения, вскрывающиеся на островах Большой Курильской гряды (БКГ), дислоцированы в систему складок северо-восточного простирания с общим наклоном осевых плоскостей складок в сторону океана. Многочисленные продольные разломы представлены преимущественно взбросами и взбросо-надвигами с северо-западным наклоном плоскостей сместителей. По характеру и степени дислоцированности кайнозойские отложения БКГ разделяются на два подъяруса (неогеновый и четвертичный), разграниченные поверхностью регионального несогласия (Бевз и др., 1971). М.И. Стрельцов (1976) подразделяет их на три структурных яруса (олигоценый-среднемиоценовый, среднемиоценовый-плиоценовый и четвертичный).

По мнению автора, в районе БКГ проявились два гомодромных цикла вулканизма (Гранник, 1998): завершенный олигоценый-плиоценовый (зеленотуфовый и вулканогенно-кремнисто-диатомовый комплексы) и незавершенный позднеплиоценовый-четвертичный (базальтоидный и андезитовый комплексы). Формирование циклов начиналось с расколов и погружений фундамента и извержений вначале существенно основных, а затем контрастно или последовательно дифференцированных серий и заканчивалось последовательным подъемом отдельных блоков, сопровождавшимся извержениями средних и кислых магм. Развитие интрузивного магматизма также начиналось с внедрений основных магм, но происходило по более сложной схеме многофазового и многостадийного внедрения главным образом средних и кислых расплавов, осложненных процессами их смешения и взаимодействия с вмещающими вулканогенно-обломочными или ранее внедрившимися интрузивными породами. В итоге, в пределах Курильской вулканической дуги были сформированы две вулканические андезитовые (олигоценая-плиоценовая и позднеплиоценовая-четвертичная) и одна интрузивная габбро-диорит-плагιοгранитная (палеогеновая-неогеновая) формации.

По данным геолого-съемочных работ, выполненных в последние годы, на Курильских островах широко распространены только неогеновые и более молодые образования (Курильские острова ..., 2004). Стратифицированные образования верхнемиоценового, верхнемиоцен-плиоценового и плиоценового возраста формируют

островодужный комплекс, сложенный гиалокластитами, туффитами, и вулканогенно-осадочными породами. В плиоценовой части разреза встречаются туфы кислого состава, в том числе и спекшиеся. Общая мощность отложений не превышает 2000 м. Плиоцен-раннеплейстоценовые вулканогенно-осадочные образования мощностью 400 м являются продуктами ареального вулканизма. Интрузивные образования имеют неогеновый возраст и представлены крупными массивами сложного состава, многочисленными субвулканическими телами и дайками.

Курило-Камчатский глубоководный желоб на юге сочленяется с Японским желобом под углом 130° , а на севере – с Алеутским желобом под углом 70° . В зоне его сочленения с Японским желобом располагается возвышенность Эримо (подводный вулкан высотой 1800 м с диаметром основания 30 км). Кроме того, Курило-Камчатский желоб смещен здесь левосторонним трансформным сдвигом относительно Японского желоба на 20 км по азимуту $120-300^\circ$ (Deer scientific ..., 1987). В области его сочленения с Алеутским желобом располагается подводная возвышенность Обручева (гайот Мейдзи). Ширина плоского дна желоба достигает 20 км. Крутизна склонов желоба изменяется от $5-6^\circ$ в верхней части до $20-30^\circ$ в нижней. На приостровном склоне желоба на глубине примерно 4000 м располагается глубоководная терраса (выступ фундамента, перегиб склона), а на глубинах 4700 и 8600 м – разделенные уступами ступени. На океанском склоне желоба располагается серия полого наклоненных к его осевой зоне ступеней шириной 5-10 км, разделенных крутыми уступами высотой до 500 м, наклоненными в ту же сторону (Сергеев, 1984; Геолго-геофизический атлас ..., 1987). Изолированные выходы сейсмоакустического фундамента на глубинах 3-4 км на юго-западе до 7-8 км на северо-востоке образуют субпараллельный желобу Хидака-Фронтальный горст (Геолого-геофизический атлас ..., 1987). По данным драгирования в его строении участвуют метаморфизованные граувакковые песчаники, туфы, туфобрекчии основного и среднего состава, базальты, андезиты и роговики предположительно до верхнемелового и верхнемелового возраста. Параллельные горсту линейные прогибы выполнены осадочными отложениями мощностью от 1000 до 2500-3000 м. В нижней части склона желоба осадочные отложения слагают аккреционную призму, подстилающуюся вторым океанским слоем, протягивающимся сюда со стороны океанского склона желоба. На отдельных участках аккреционная призма контактирует с горизонтально залегающими терригенными образованиями турбидитового клина, перекрывающего гемипелагические отложения океанского склона.

Курило-Камчатская сейсмоактивная субдукционной зона выходит на дневную поверхность в приосевой области континентального склона глубоководного желоба (примерно в 125 км от вулканической дуги; Токарев, 1968; Tokarev, 1971). Наклонена она в сторону Азиатского континента под углом $40-45^\circ$ (Сергеев, 1984; Геолого-геофизический атлас ..., 1987). Как показали детальные исследования строения сейсмофокальной зоны (Тараканов и др., 1976), наклон ее уменьшается в направлении от северного фланга дуги ($50-52^\circ$) к южному - ($37-39^\circ$). На глубинах до 50-70 км она выполаживается до 15° и меньше. Мощность ее оценивается в 60-80 км, а по данным П.И. Токарева (1968; Tokarev, 1971) может достигать 150 км. Основной максимум сейсмической активности приурочен к верхней части зоны до глубины 60-100 км. Второстепенный максимум соответствует ее нижней кромке, располагающейся в центре зоны на глубине 650 км, а на флангах – на глубине 300-350 км. В промежутках между отмеченными максимумами наблюдается гнездовое распределение гипоцентров, обусловленное очевидно особенностями строения среды и характером действующих в зоне тектонических напряжений. Резкое уменьшение сейсмичности отмечается под районами активного вулканизма на глубинах от 100 до 150 км, что объясняется повышенной пластичностью здесь среды. Вторая асейсмичная полоса, соответствующая астеносферному слою пониженной скорости, расположена на глубине от 200 до 300 км. В пределах земной коры сейсмическая активность заметно выше на флангах, нежели в

центре рассматриваемой сейсмофокальной зоны. Своеобразную сейсмофокальную поверхность образует группа гипоцентров землетрясений, располагающаяся за осью глубоководного желоба. Одни исследователи относят ее к второстепенной сейсмофокальной зоне, наклоненной в сторону Тихого океана (Sychev, Tarakanov, 1976; Геолого-Геофизический атлас ..., 1987), а другие связывают с пластическими деформациями поддвигаемой плиты (Сорохтин, 1982), происходящими на глубинах не превышающих толщину поддвигаемой литосферы (до глубин 80-90 км). В дислокационной структуре Курило-Камчатской сейсмоактивной субдукционной зоны установлены сбросово-поддвиговые в разрезе и сдвиговые в плане деформации (Алексеев и др., 1984), а также субвертикальные подвижки по крутым плоскостям разрывов (Древние сейсмофокальные зоны, 1981).

Курило-Камчатская система дуга-желоб активно развивается с позднего олигоцена до настоящего времени. В последние годы в ее строении установлено участие трех разновозрастных систем «островная дуга-глубоководный желоб», омолаживающихся в направлении океана: Западно-Камчатской (палеоген), Срединно-Камчатско-Курильской (верхний палеоген-четвертичное время) и современной Курило-Камчатской (средний миоцен-четвертичное время) (Авдейко и др., 2003).

Краевой океанский вал Хоккайдо морфологически выражен между 40° и 48° с.ш. Далее к северо-востоку он представлен отдельными подводными горами. Однако по характеру геофизических полей он прослеживается на всем протяжении желоба вплоть до возвышенности Обручева (Красный, 1990). Превышение вала над средним уровнем ложа океана составляет 200-300 м, а над ложем желоба – более чем 3000 м. Ширина его достигает 100-200 км. По данным драгирования и глубоководного бурения в пределах океанского склона Курило-Камчатского желоба и вала Хоккайдо распространены следующие три комплекса магматических пород: 1) толеиты, долерит-анортозиты, субщелочные базальты структур тектонического скупивания; 2) островодужные толеиты и известково-щелочные базальты, андезиты, дациты; 3) титанистые толеиты, субщелочные базальты, трахиты гавайского типа (Петрологические провинции ..., 1996). Установлено, что формирование вулканических пород вала Хоккайдо происходило в течение небольшого отрезка времени (134-132 млн лет - рубидий-стронциевый метод, готерив-баррем) путем поступления расплавов из разноглубинных одновременно действовавших магматических очагов. Широкое распространение в пределах вала Хоккайдо раннемеловой базальт-андезит-дацитовый ассоциации позволяет отмеченным выше исследователям рассматривать его как зачаточную островную дугу, возникшую в краевой части Палеоокеании.

Дуга Тохоку-Хонсю расположена в Западном Хоккайдо. Она включает палеогеновые и миоцен-четвертичные вулканогенные отложения о-ва Окусири, п-ва Осима, Камеда и Шакотан, гор Кабато, о-ва Рисири и Ребун. Палеогеновые отложения установлены только на о-ве Окусири, где они представлены спекшимися туфами. Неогеновые отложения в перечисленных районах представлены обломочными породами, андезито-базальтовыми гиалокластитам и риолитовыми лавами. Дуга Тохоку-Хонсю включает также многочисленные базальтовые, андезитовые и риолитовые активные вулканы в том числе и кальдерные, извергавшиеся в историческое и современное время (Geology of Hokkaido ..., 1992). Тохоку-Хонсю ВОД сопряжена с южной частью Курило-Камчатского желоба восточнее Хоккайдо и северной частью Японского желоба восточнее Северо-Восточной Японии.

Положение 3. В мезозое и кайнозое структура и мощность континентальной земной коры формировались за счет аккреционно-коллизийных комплексов континентальных окраин и террейнов, перемещенных по сдвигам и надвигам. В кайнозое отмеченные процессы осложнялись деструкцией и преобразованием ранее сформированной земной коры.

В складчатых структурах южной части Охотоморского региона установлены фрагменты образований мезозойских и кайнозойских окраинных морей, преддуговых прогибов, надсубдукционных окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов и островных дуг, субдукционных сатур, свидетельствующие о том, что в формировании геологической структуры региона важная роль принадлежала континентальным разновозрастным окраинам.

Фанерозойская история формирования геологической структуры Охотоморского региона начинается с позднего палеозоя: с конца карбона-начала перми на северо-востоке (Объяснительная записка ..., 2000), с девонского времени - в южной части (Гусев, Хаин, 1995; Сорокин, 2001; Гранник, 2003; Ханчук, Кемкин, 2003 и др.). С этого геологического времени после правосторонней ротации и становления Сибирского кратона в современной ориентации началось его постепенное обрастание разновозрастными аккреционно-коллизийными комплексами, омолаживающимися в восточном направлении, т.е. в направлении Тихого океана (рис. 7).

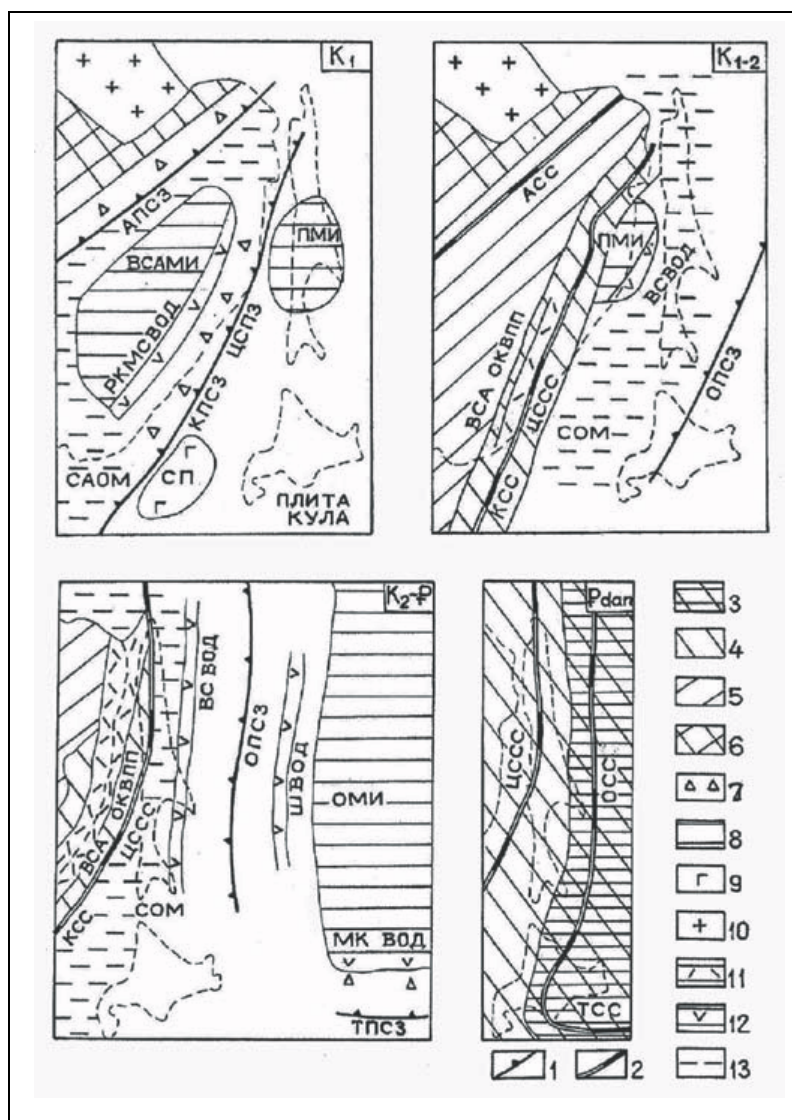


Рис. 7. Геодинамические обстановки формирования структурных элементов южной части Охотоморского региона в мезозое и раннем кайнозое (Натальин, Борукаев, 1991; Гранник, 1997, 2003, 2004; Maruyama et al., 1997; Маркевич и др., 2000; Объяснительная записка ..., 2000; Ханчук, Кемкин, 2003).

1 - Палеосубдукционные зоны (ПСЗ) (АПСЗ – Амурская, ЦПСЗ – Центрально-Сахалинская, КПСЗ – Камуйкотан, ОПСЗ – Охотоморская, ТПСЗ Токоро); 2 – субдукционные сатуры (СС) - (АСС – Амурская, ЦССС – Центрально-Сахалинская, КСС – Камуйкотан, ОСС – Охотоморская, ТСС – Токоро); 3-6 – аккреционно-коллизийные комплексы: 3 – позднемеловые-палеогеновые, 4 – апт-сеноманские и альб-сеноманские, 5 – триасовые-юрские и юрские-ранне-меловые, 6 – позднепалеозойские-раннемеловые; 7 – аккреционные призмы; 8 – микроконтиненты (МИ) (ВСАМИ – Восточно-Сихотэ-Алинский, ПМИ – Поронайский, ОМИ – Охотоморский); 9 – океанское плато (СП – Сорачи ский, ПМИ – Поронайский, ОМИ – Охотоморский); 9 – океанское плато (СП – Сорачи плато); 10 – Сибирски кратон; 11 – окраинно-континентальные вулcano-плутонические

пояса (ОКВПП) (ВСА – Восточно-Сихотэ-Алинский); 12 – вулканические островные дуги (ВОД) (РКМС – Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская, ВС – Восточно-Сахалинская, Ш – Шельтингская, МК – Малокурильская); 13 – окраинные моря (ОМ) (САОМ – Сихотэ-Алинское, СОМ – Сахалинское).

Силурийские-пермские и триасовые-раннемеловые изверженные и кремнистые породы, слагающие обломки, глыбы, олистолиты и олистоплаки в микститах Восточного

Сихотэ-Алиня, Сахалина и Хоккайдо, представляют собой фрагменты океанской плиты (Ханчук и др., 1988; Гранник, 2003, 2004), составными частями которой они и являлись. Океанская обстановка на Сахалине и Хоккайдо существовала вплоть до конца раннемелового времени, когда сформировалась раннемеловая континентальная окраина, включавшая Сихотэ-Алинское окраинное море, Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинскую ВОД, Иссикари-Румои и Западно-Сахалинский преддуговые прогибы, Центрально-Сахалинскую и Камуикртан палеосубдукционные зоны.

Сихотэ-Алинское окраинное море было достаточно обширным, включало многочисленные прогибы и поднятия и характеризовалось разнообразными фаціальными обстановками накопления отложений (Маркевич и др., 2000).

Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская ВОД заложилась на восточном крае Восточно-Сихотэ-Алинского (Объяснительная записка ..., 2000) микроконтинента. Дуга представляла собой эшелонированную систему вулканических поднятий и разделяющих их прогибов, простирающуюся в северо-восточном направлении. В прогибах накапливались терригенные осадки несколько увеличенной мощности при подчиненной роли вулканогенно-осадочного материала. Накопившиеся отложения прорваны многочисленными силообразными телами и дайками диабазов, долеритов, редко пикритобазальтов, образующих мощные протяженные дайковые поля, вытянутые согласно простиранию осадочных пород. Флишевые отложения в прогибах перекрыты молассовыми, накопившимися в мелководном морском бассейне и в континентальной обстановке (Симаненко, 1986; Гранник, 1997).

Центрально-Сахалинская субдукционная зона была заблокирована *Поронайским микроконтинентом*, что завершило развитие Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской активной окраины. Это событие вызвало образование Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры, деформацию накопившихся отложений, миграцию субдукционной зоны на восточный край микроконтинента и перестройку раннемеловой активной окраины, главным образом, в ее восточных районах (Гранник, 1997, 2002, 2003, 2004). В южной части Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД после незначительного перерыва началось развитие Восточно-Сихотэ-Алинского ОКВПП.

Субдукционная сутура Камуикотан, распложенная на юге региона, фиксирует раннемеловую зону субдукции, заблокированную предположительно в альб-сеноманское время *океанским плато Сорачи*. Японские геологи считают, что столкновение плато Сорачи с континентальной окраиной Азии произошло в готеривское время (Kimura et al., 1994). На западе Хоккайдо аккреция океанского плато вызвала перескок желоба в направлении к океану, а поверх аккрецированного плато был сформирован преддуговой бассейн.

Позднемеловая-палеогеновая активная окраина включала Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП, Западно-Сахалинский и Иссикари-Румои преддуговые прогибы, Сахалинское окраинное море, Восточно-Сахалинскую, Палеокурильскую (Малокурильскую) ВОД, Восточно-Сахалинский, Хидака, Идоннаппу и Немуро преддуговые прогибы, Охотоморскую и Токоро субдукционные палеозоны (рис. 7) (Гранник, 1997, 2001, 2003, 2005 и др.).

Сахалинское окраинное море в позднем мелу, начиная с туронского века, располагалось между Восточно-Сихотэ-Алинским ОКВПП и Восточно-Сахалинской ВОД, простиравшейся вдоль западного края Охотоморской субдукционной сутуры (Гранник, 1991, 2004). Структурно-вещественные комплексы окраинного моря сформировались в прибрежной, мелководной и относительно глубоководной зонах седиментационного бассейна открытого и обособленного типов. Высокая тектоническая и сейсмическая активность окраинно-морского бассейна способствовала формированию разнообразных гравитационных осадков (оползневых, грязекаменных, зерновых, суспензионных), отложения которых широко представлены среди характеризующихся образований. Наиболее отчетливо по литологическому составу выделяются отложения окраинно-морской

глубоководной котловины (тылового прогиба), представленные кремнистыми аргиллитами, глинистыми яшмами, кремнистыми туффитами и пепловыми туфами с редкими маломощными прослоями граувакковых или аркозовых песчаников.

Поздне меловая-палеогеновая Восточно-Сахалинская ВОД состоит из северного и южного секторов. Северный сектор ВОД образуют фрагменты вулканических островов, сорванные и перемещенные в ларамийскую фазу интенсивного сжатия в восточные районы центрального и северного Сахалина. При формировании Восточно-Сахалинской ВОД проявился преимущественно центральный тип вулканизма. Большая часть аппаратов центрального типа разрушена с образованием грубообломочных вулканомиктовых отложений. Южный сектор рассматриваемой ВОД расположен на охотоморском склоне острова Сахалин юго-восточнее Тонино-Анивского полуострова и сложен андезитами, трахиандезитами, дацитами, риолитами, сиенитами и гранит-аплитами с радиологическим возрастом 100,3-41,1 млн. лет (альб-поздний эоцен) (Гранник, 1997, 2003).

Восточно-Сахалинский преддуговой прогиб сложен вулканомиктово-терригенными и терригенно-пирокластическими комплексами, разнообразными микститами, пачками тефрового и вулканомиктово-терригенного флиша, являющимися продуктами вулканических извержений и гравитационных потоков осадков. В верхней части разреза прогиба местами присутствуют отложения прибрежных заболоченных равнин: бурые угли, углистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты с крупными фрагментами обугленной древесины.

Охотоморский микроконтинент состоял из океанского плато (Богданов, Добрецов, 2002), перекрытого аккреционными комплексами. В среднемеловое время микроконтинент располагался в непосредственной близости от спредингового хребта, разделявшего плиты Кула и Тихоокеанскую (Объяснительная записка ..., 2000). Вместе с Шельтингской энсиматической дугой Охотоморский микроконтинент перемещался в северном направлении до тех пор, пока не заблокировал в туронское время субдукционную зону Охотско-Чукотского ОКВПШ. После чего, плиту Кула вместе с отмеченными неоднородностями под действием спрединговых напряжений очевидно развернуло предположительно в юго-западном направлении, что привело к блокировке в конце мела-начале палеогена Охотоморской субдукционной зоны и способствовало формированию Охотоморской субдукционной сутуры. Вместе с Охотоморским микроконтинентом с юга на север перемещался крупный фрагмент океанской коры, который позднее стал фундаментом для кампан-плиоценового осадочного чехла Курильской (Южно-Охотской) глубоководной котловины (Объяснительная записка ..., 2000).

Аккреционно-коллизионные комплексы Восточно-Сахалинской складчатой системы сформировались, вероятно, в процессе дальнейшего коллизионного взаимодействия Шельтингской энсиматической дуги с энсиалической Восточно-Сахалинской дугой, располагавшейся вдоль восточной кромки Поронайского микроконтинента. В конечном итоге, в восточные районы Сахалина были перемещены тектонические покровно-надвиговые пластины с внутренней чешуйчато-надвиговой структурой, включающие фрагменты Восточно-Сахалинской островодужной системы, Шельтингской энсиматической ВОД, блоки субдукционных метаморфических пород (глаукофановых сланцев и амфиболитов) и пластины океанской литосферы.

На о-ве Хоккайдо в конце поздне мелового-раннепалеогеновое время происходили следующие эпизодические события (Kimura, 1994, 1997): 1) в период от 80 до 50 млн лет (кампан-ранний эоцен) пояс Хидака быстро рос в восточном направлении, что было обусловлено быстрым заполнением желоба турбидитами; 2) преддуговой бассейн в поздне меловое время быстро мелел; 3) интенсивная магматическая активность имела место в период от 70 до 50 млн лет (маастрихт-ранний эоцен); 4) эксгумация сформировавшихся в процессе субдукции метаморфических поясов Камуикотан и Сусунайского произошла в период от 70 до 50 млн лет.

Субдукционная сутура Токоро с метаморфическими породами высокого давления и офиолитами, фиксирует позднемеловую-раннепалеогеновую субдукционную зону, являющуюся продолжением Охотоморской субдукционной палеозоны. Вдоль юго-юго-восточной окраины Охотского (Палеоохотского) микроконтинента располагался преддуговой бассейн (группа немуро) Палеокурильской (Kimura, 1985) или Малокурильской (Гранник 1997 и др.) дуги, представленной щелочными базальтовыми породами (Geology of Hokkaido ..., 1992). Группа сарома была сформирована в преддуговом бассейне, а группа юбетсу – на некотором удалении от него.

Ларамийская фаза сжатия привела к формированию континентальной земной коры на большей части Охотоморского региона, включая рассматриваемую территорию (Объяснительная записка ..., 2000). В это время были сформированы также ларамийские структурные элементы Сахалина, Западной Камчатки, Хоккайдо и прилегающих акваторий, подвергшиеся в кайнозое, начиная с палеоцена, деструкции (рис. 7, 8).

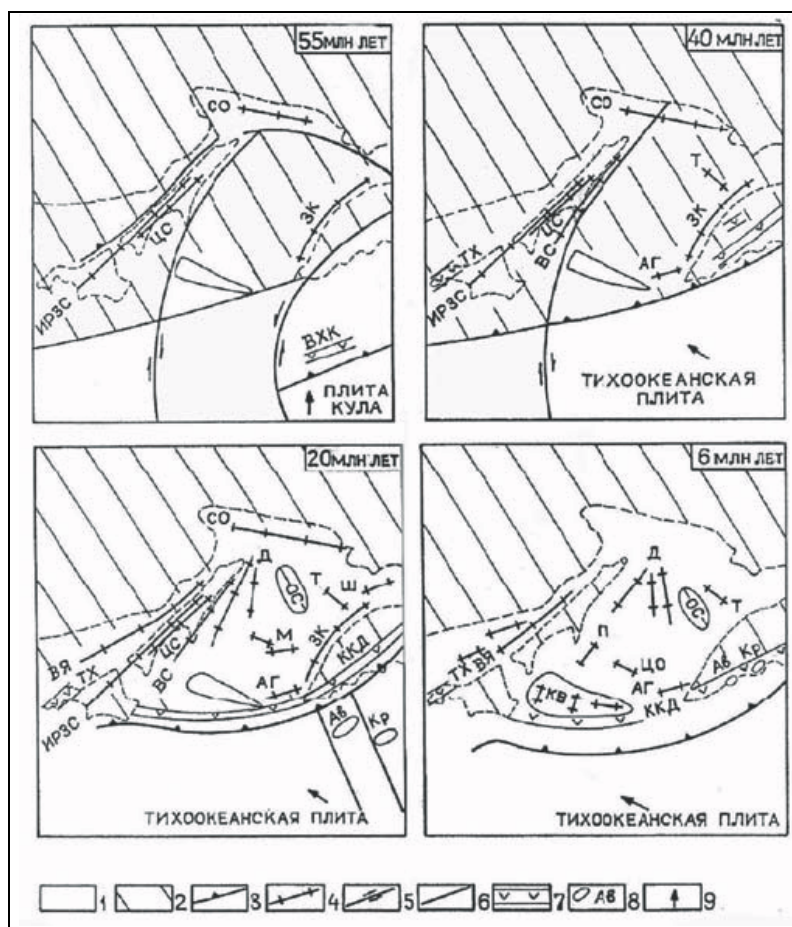


Рис. 8. Геодинамические обстановки формирования структурных элементов южной части Охотоморского региона в кайнозое (Структура и динамика литосферы ..., 1996; Объяснительная записка ..., 2000; Гранник, Сергеев, 2001; Тектоника и углеводородный потенциал ..., 2004) с изменениями и дополнениями.

1 - области с океанской, субокеанской и субконтинентальной корой; 2 - области с континентальной корой (буквы на схеме ОС – Охотский свод); 3 – зоны субдукции; 4 – рифтовые системы (буквы на схеме ИРЗС – Иссикари-Румои-Западно-Сахалинская, ЦС – Центрально-Сахалинская, СС – Северо-Сахалинская, СО – Северо-Охотская, ЗК – Западно-Камчатская, ВС – Восточно-Сахалинская, Т – Тинро, Д – Дерюгинская, Ш – Шелиховская, М – Макаровская, АГ – Атласовско-Гольгинская, ВЯ – Восточно-Япономорская, П – Пегаса, ЦО – Центрально-Охотская); 5 – трансформные границы; 6 – крупные разломы; 7 – островодужные террейны и блоки (буквы на схеме:

ВХК – Восточных хребтов Камчатки, ТХ – Тохоку-Хонсю, ДЗК – дуга Западной Камчатки, ККД – Курило-Камчатская дуга); 8 – полуострова Камчатки (буквы на схеме: Ав – Авачинский, Кр – Кроноцкий); 9 – направления перемещения плит; КВ на схеме – Курильская впадина.

Палеогеодинамические реконструкции кайнозойского этапа развития северо-запада Тихого океана (Nokleberg et al., 1998; Селиверстов, 1998; Чехович и др., 1998; Объяснительная записка ..., 2000 и др.) основаны на фиксированном положении Гавайской «горячей точки» и ее переходе с плиты Кула на Тихоокеанскую плиту на рубеже мела и палеогена. Обе плиты вплоть до второй половины эоцена продолжали перемещаться в субмеридиональном направлении. В позднем эоцене (43 млн лет назад) движение плит резко поменялось на субширотное. Эти реконструкции предусматривали субмеридиональное перемещение террейнов Хидака и Восточно-Сахалинского в

субмеридиональном направлении на значительное расстояние вплоть до позднего эоцена (40 млн лет). В этом же направлении перемещались блоки континентальной и субконтинентальной коры, служащие основанием для большинства островов Курильской ВОД, островодужные террейны и блоки Восточного хребта Камчатки, террейны полуостровов Восточной Камчатки (рис. 8).

Террейны Хидака и Восточно-Сахалинский, по мнению автора, в кайнозое были перемещены на значительные расстояния не только в меридиональном, но и в западном направлении по надвигам. Это объясняется расположением о-ва Хоккайдо на стыке правосторонних сдвигов Сахалина и аналогичных сдвигов Курильских островов, вызванных косою субдукцией Тихоокеанской плиты при ее движении в субширотном направлении (Рождественский, 2004). Взаимодействие отмеченных систем правосторонних сдвигов вызвало в позднем миоцене формирование коллизионного 2000; поднятия хребта Хидака (Kimura et al., 1983). Правосторонние сдвиговые смещения на Сахалине и Курильских островах в сочетании со сложными перемещениями террейна Осима, вызванного раскрытием Японского моря, очевидно трансформировались в Центральном и Восточном Хоккайдо в надвиги субмеридионального простирания (рис. 8).

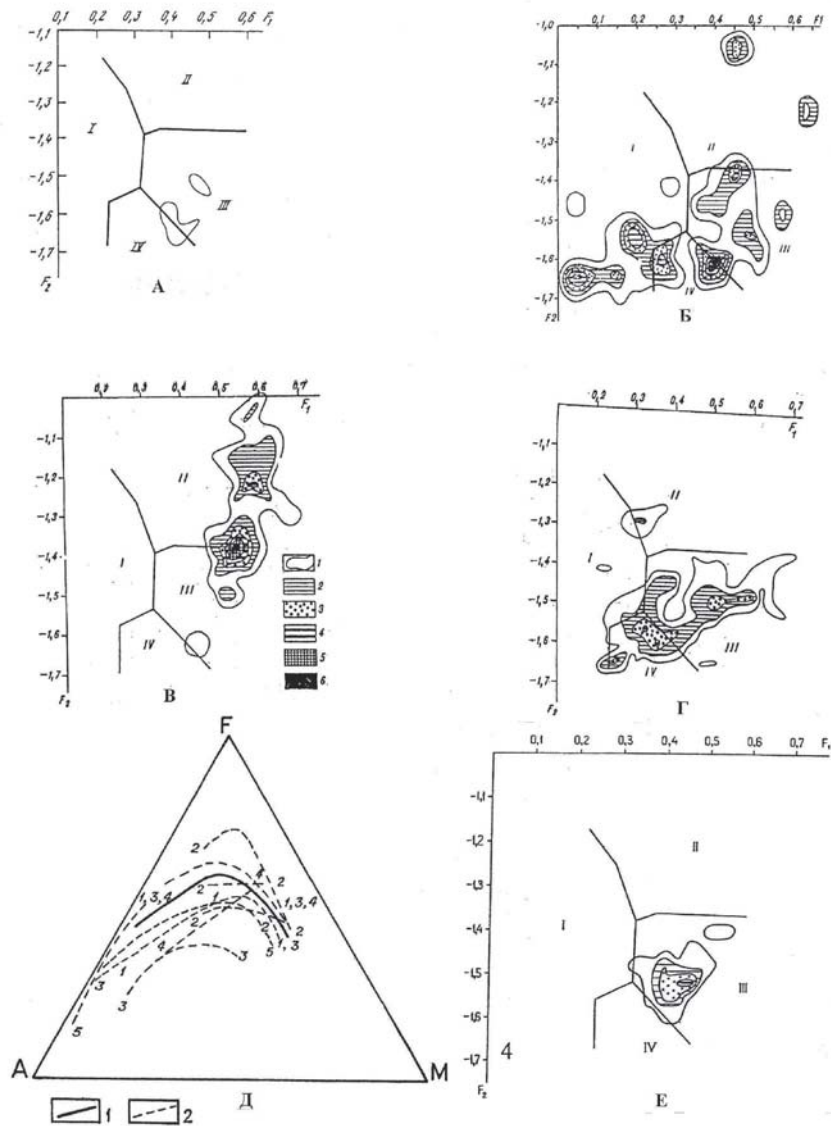
На Сахалине юго-запад-северо-восточное направление сжатия в позднем миоцене сменилось на субширотное, что вызвало трансформацию субмеридиональных сдвигов во взбросы, образование крупных субмеридиональных горстовых поднятий Западного и Восточного Сахалина и новой системы молодых сдвигов северо-западного (левые сдвиги) и северо-восточного (правые сдвиги) направлений (Рождественский, 2004). Движения блоков вдоль активных разломов, ограничивающих горстантиклинальные поднятия, вызвали интенсивные деформации кайнозойских отложений на прилегающих к ним участках и пологие конседиментационные деформации отложений в окружающих депрессиях.

Процессы конвергентного и трансформного взаимодействия плит в кайнозое переместились на восточный край Охотоморского региона, где в позднем олигоцене и миоцене развивались *Курило-Камчатская и Тохоку-Хонсю островодужные системы*. Одновременно с этим на территории Сахалина, Хоккайдо и большей части дна Охотского моря происходило формирование задуговых структурных элементов кайнозойской активной окраины Пацифики (Гранник, 2004), в процессе которого происходила деструкция сформировавшейся континентальной коры, ее преобразование и разрушение, зарождение и развитие рифтовых и пострифтовых осадочных бассейнов, рифтогенных задуговых вулcano-плутонических поясов и зон локального вулканизма (рис. 9).

Периодическое рифтообразование, сопровождавшееся формированием осадочных бассейнов, проявлялось с неодинаковой интенсивностью в различных частях региона: *в раннепалеоценовое, средне-позднеэоценовое, позднеолигоценное, средне-позднемиоценовое, плиоценовое и четвертичное время*.

Орогенические процессы, локально проявившиеся в *плиоценовое-четвертичное время*, усложнили структурные элементы Сахалина, Хоккайдо и Западной-Камчатки, но проявившееся сжатие не завершило формирование их геологической структуры. Продолжается также развитие синеклизоподобных структур, приуроченных к крупным приразломным зонам, грабенообразных впадин и глубоководных трогов Дерюгинского, Тинровского и Восточно-Япономорского (Татарский прогиб) бассейнов, глубоководных котловин и грабенов Центрально-Охотоморской приподнятой зоны. Сформировавшиеся в это время правые сдвиги, взбросо-надвиги и сбросы вызвали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложнили структуру складчатых сооружений нижнего структурного этажа.

На Хоккайдо в течение среднего эоцена в рифтовой впадине между зонами Ребун-Кабато и Камуикотан была сформирована континентальная группа исикари Центрального Хоккайдо. В результате трансгрессии в позднем эоцене раскрылось Палеопоронайское море. На западе Хоккайдо этому морю принадлежат две вулканические зоны, вытянутые в



31

Рис. 9. Петрогеохимические особенности магматических комплексов о-ва Сахалин (Гранник, 1989-1993, 2003, 2004 и др.).

9А-Г, Е – факторные диаграммы Дж. Пирса (1976) для основных мезозойских-раннекайнозойских магматических пород террейнов Сахалина и кайнозойского Западно-Сахалинского рифтогенного вулканоплутонического пояса: А – Западно-Сахалинского, Б – Тонино-Анивского и Озерско-Свободненского, В-Г – островодужных (В) и окраинно-морских (Г) пород Шмидтовского, Рыбнического и Терпеньевского, Е – палеогенового (?) неогенового Западно-Сахалинского рифтогенного вулканоплутонического пояса. На диаграммах А-Г, Е I-IV – поля составов пород: I – внутриплитовых базальтов (континентальных и океанских внутриплитовых), II – шшонитов, III – островодужных базальтов (известково-щелочных и низкокалиевых), IV – базальтов океанского дна и задуговых бассейнов. На факторных петрохимических диаграммах оконтурены области с количеством проектируемых точек в единичном квадрате (условные обозначения рис. 7В) (в %): 1 – от 2 до 4; 2 – от 4 до 6; 3 – от 6 до 8; 4 – от 8 до 10; 5 – от 10 до 12; 6 – от 12 до 14.

1-2 – условные обозначения рис. 9Д: 1 – линия раздела толеитовой и известково-щелочной серий по Т. Ирвину и В. Барагару, 2 – тренды дифференциации магматических пород вулканических центров и магматических комплексов 1-5: 1 – Шебунинского, Холмского, Томаринского I фазы, 2 – Чеховского, Новоселовского, Леонтьевского, Ожидаевского II фазы, 3 – Крильонского, Атласовского III фазы, 4 – Ламанонского, Виндинского, Кузнецова, Замирайлова голова III фазы, 5 – Лесогорского III фазы.

субмеридиональном направлении (Geology of Hokkaido ..., 1992). На востоке Хоккайдо после продолжительного покоя в позднем миоцене образовалось угольное поле Кусино.

Японское море и Курильский бассейн, окружающие Хоккайдо, были открыты в раннем палеогене-миоцене под действием тектонического растяжения (Geology of Hokkaido ..., 1992). Современная структура о-ва Хоккайдо в основных чертах сформировалась в среднем миоцене при косой коллизии Евразийской и Северо-Американской плит, сопровождавшейся ориентированными с севера на юг сдвиговыми и с востока на запад надвиговыми перемещениями. Как свидетельствует расположение активных разломов и рудных жил эти движения продолжались в четвертичное время и продолжаются в настоящее время.

Субдукция *плиты Кула* в палеоцене и эоцене предположительно под террейны Западной Камчатки или Охотоморского микроконтинента возможно обусловила образование *дуги Западной Камчатки* (палеоценовая черепановская толща, эоценовая кинкильская свита). Субдукция этой плиты под Восточные хребты Камчатки в позднем олигоцене-раннем миоцене способствовала началу формирования *вулcano-плутонического пояса Срединного хребта Камчатки*. В позднем миоцене происходит субдукция по современной сейсмоактивной субдукционной зоне *Тихоокеанской литосферной плиты* под террейны Курильских островов и Камчатки (продолжающаяся после причленения ее восточных полуостровов под них), сопровождающаяся формированием *Курило-Камчатской ВОД*. Параллельно с этим продолжались субдукция фрагментов плиты Кула под *Срединный хребет* Камчатки и развитие вулcano-плутонического пояса этого хребта.

Таким образом, *развитие Курило-Камчатской островодужной системы* сопровождалось постепенной миграцией системы «островная дуга-глубоководный желоб» по направлению к Тихому океану. В палеогене на Западной Камчатке формировалась дуга Западной Камчатки. С конца олигоцена в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг – Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской. В плиоцене в результате причленения полуостровов, а возможно и других структур Восточной Камчатки, зона субдукции Тихоокеанской плиты на участке между Шипунинским п-овом и сочленением с Алеутской дугой оказалась заблокированной. Вследствие этого произошел перескок зоны субдукции на современное положение и Курило-Камчатская островодужная система сформировалась в современном виде (Авдейко и др., 2003).

Вдоль дуги Тохоку-Хонсю Западного Хоккайдо и Курильской дуги Центрального и Восточного Хоккайдо в течение позднего миоцена проявлялся островодужный тип вулканизма. Вулканическая активность создала стратовулканы, лавовые плато, лавовые купола, кальдеры и пирокластические потоки. Сформировавшиеся породы обладают признаками островодужного вулканизма и характеризуются вариациями химического состава вдоль и поперек простирающейся дуги. В плейстоценовых отложениях зафиксированы движения коры, проявление вулканической активности, ледниковые эвстатические движения, холодный климат, ледниковый рельеф на вершинах гор и медленное течение пропитанной водой почвы на холмах. В голоцене климат начал становиться более теплым и соответственно подниматься уровень моря в результате влияния теплого течения Цусима в Японском море (Geology of Hokkaido ..., 1992). В конечном итоге на Хоккайдо установилась современная физико-географическая обстановка.

Положение 4. Установлены и охарактеризованы океанские, окраинно-морские, островодужные и континентальные магматические ассоциации, офиолиты и гранитоиды, участвующие в строении структурных элементов региона. Выявлена потенциальная рудоносность на широкий круг элементов магматических и вулканогенно-осадочных пород Сахалина и дна прилегающих акваторий.

В строении структурно-вещественных комплексов ларамийских складчатых систем региона принимают участие океанские, окраинно-морские и островодужные вулканогенно-осадочные, субвулканические и интрузивные породы (Гранник, 1978, 1986,

1989-1993, 1997, 1998, 2003, 2004), а также офиолиты и гранитоиды (Геология СССР ..., 1970; Речкин, 1984 и др.).

Океанские магматические породы (офиолитовая ассоциация) принимают участие в строении террейнов верхнепермской, триасовой-раннемеловой и, предположительно, палеозойской (субдуцированные террейны) океанской плиты, и их фрагментов широко развитых в субдукционных сутурах, зонах меланжа и аккреционных и аккреционно-коллизионных комплексах Восточного Сахалина. Океанские магматические породы образуют толеитовую, субщелочную и щелочную серии, характерной особенностью которых является резкое преобладание в их составе основных разновидностей. Вулканические и субвулканические породы слагают потоки шаровых, подушечных или массивных лав (мощность от первых метров до первых десятков метров), пласты и пачки гиалокластитов, туфобрекчий и туфов (мощность до 130 м), выполняют неки, залежи и дайки, а также встречаются в виде обломков и глыб в эдафогенных брекчиях, олистостромах, грейнитах и гравелитах. Интрузивные породы залегают в виде мощных (до 70-100 м) залежей и силлов. По химическому составу они относятся к высокотитанистым, железистым и магнезиальным, иногда высококальциевым породам. На петрохимической факторной (рис.9Б) и геохимических корреляционных диаграммах составы магматических океанских пород локализуются внутри полей, характерных для базальтов океанского дна и задуговых бассейнов. Сформировались они в обстановке срединных хребтов, абиссальных плато и вулканических островных поднятий.

Островодужные магматические породы региона представлены образованиями позднеюрской-раннемеловой Шельтингской ВОД, раннемеловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД, позднемеловых-палеогеновых Восточно-Сахалинской и Малокурильской ВОД, палеогеновой Западной Камчатки ВОД, кайнозойских Тохоку-Хонсю, Срединно-Камчатской и Курило-Камчатской ВОД.

Восточно-Сахалинская ВОД состоит из северного и южного секторов. Вулканические и интрузивные породы Восточно-Сахалинской ВОД образуют толеитовую, известково-щелочную, субщелочную и щелочную последовательно дифференцированные серии с преобладанием в каждой из них пород среднего состава.

Малокурильская ВОД сложена базальтами, принадлежащими известково-щелочной повышенной щелочности и субщелочной слабо дифференцированным сериям, при незначительном преобладании субщелочных пород. Островодужным породам присуща повышенная глиноземистость, щелочность, высокая калиевоность и низкая титанистость. На петрохимической факторной (рис. 9В) и геохимических диаграммах большая часть магматических пород охарактеризованных ВОД тяготеет к трендам или полям, характерным для современных островных дуг.

Окраинно-морские магматические породы образуют толеитовую, известково-щелочную, субщелочную и щелочную серии с бимодальным распределением составов в толеитовой и известково-щелочной и преобладанием основных пород в субщелочной и щелочной сериях. Вулканические окраинно-морские породы слагают лавовые потоки, залегающие среди тонкообломочных терригенных пород, либо совместно с яшмами, кремнистыми породами и известняками, принимают участие в строении мощных (до 350-400 м) линз вулканогенно-кремнистых пород. Субвулканические и интрузивные породы представлены штоками, межпластовыми согласными телами и дайками мощностью от 0,5-2 м до 100 м. Характерными особенностями их химизма являются устойчивая высокая железистость основных и большей части средних пород и значительные вариации в концентрациях остальных петрогенных окислов. На петрохимической факторной (рис. 9Г) и геохимических корреляционных диаграммах составы магматических окраинно-морских пород локализуются внутри полей, характерных для базальтов океанского дна, задуговых бассейнов и островных дуг.

Магматические породы рифтовых вулканоплутонических поясов и локальных полей региона характеризуются большим разнообразием петрохимического состава. Они

образуют последовательно или контрастно дифференцированные толеитовую, известково-щелочную, субщелочную и щелочную серии (рис. 9Д). При этом соотношения между основными, средними и кислыми породами, а также распространенность серий пород различной щелочности существенно изменяются по простиранию поясов. На факторной петрохимической (рис. 9Е) и геохимических диаграммах составы магматических пород одних вулканических центров поясов тяготеют к трендам, присущим островодужным и континентальным рифтовым структурам, а других - локализируются исключительно внутри полей или вблизи трендов, характерных для островодужных серий.

Офиолиты участвуют в строении апт-сеноманских и альб-сеноманских аккреционных и позднемеловых-палеогеновых аккреционно-коллизионных комплексов (Речкин, 1984; Гранник, 2003-2005 и др.).

Гранитоиды Анивского массива относятся к коллизионным образованиям S-типа (Иванов и др., 1998). Палеоценовые-раннеэоценовые кварцевые диориты Охотского массива и дайки микродиоритов и среднеэоценовые дайки кислого и щелочного состава, прорывающие Охотский массив, отнесены к рифтовым образованиям, связанным с деструктивно-преобразовательными процессами, сопровождающими заложение и развитие активной кайнозойской окраины Пацифики. Образование гранитоидов Лангерийского комплекса Восточно-Сахалинских гор связано с коллизией или процессами наложенного на Поронайский микроконтинент рифтогенеза.

Курильская ВОД включает две вулканические андезитовые (олигоценую-плиоценовую и позднеплиоценовую-четвертичную) и одну интрузивную габбро-диорит-плагиогранитную (палеогеновую-неогеновую) формации (Гранник, 1998). К главным особенностям химического состава пород формаций следует отнести насыщенность кремнеземом, высокую глиноземистость, низкую титанистость и магнезиальность, высокую и умеренную железистость и кальциевость, преимущественное преобладание натрия над калием в составе щелочей. Породы формаций принадлежат толеитовой, известково-щелочной и в меньшей степени субщелочной сериям.

Установленная поперечная латеральная зональность Курильской ВОД выражена в возрастании от фронтальной к тыловой зоне щелочности пород, плотности и морфогенетических типов вулканов, минералогического и химического составов магматических пород (Пискунов, 1987 и др.). Включения четвертичных интрузивных пород фронтальной зоны представлены резко преобладающими разнообразными габброидами, а тыловой зоны - ультраосновными породами, свидетельствующими о различных глубинах зарождения магматических расплавов, питающих вулканы этих зон.

Магматические комплексы о-ва Хоккайдо представлены офиолитами плато Сорачи, тектонических поясов Сорачи-Иезо и Токоро. В виде обломков и глыб они присутствуют в аккреционных комплексах. Меловые гранитоиды западного Хоккайдо, раннемеловые вулканы зоны Ребун-Кабато, позднемеловые-палеогеновые образования пояса Немуро, олигоценые и миоценовые-четвертичные образования Тохоку-Хонсю Западного Хоккайдо и Курильской ВОД Восточного Хоккайдо, а также кайнозойские вулканы Центрального Хоккайдо принадлежат островодужным и континентальным рифтовым ассоциациям.

К настоящему времени предложено несколько схем металлогенического районирования островов Сахалин и Хоккайдо (Рождественский, 1966, 2004; Вулканизм и рудообразование, 1973; Верещагин, (Геология СССР..., 1974); Ротман, 1984; Радкевич, 1977; Данченко и др., 1997). Установленные особенности геологического строения и магматизма о-ва Сахалин, а также осуществленные реконструкции палеозон Бениоффа (Гранник, 1999, 2001, 2003) позволяют уточнить сформировавшиеся представления о металлогении острова и его перспективах в отношении некоторых типов оруденения. В первую очередь это касается оруденения, связанного с поясами и зонами офиолитового меланжа, островодужного и окраинно-морского магматизма (Тектоносфера Земли, 1978; Вулканические пояса ..., 1984; Авдейко, 1993; Филатова, 1988; Сахно, 1994 и др.).

Автором составлена схема потенциальной рудоносности мезозойских структурных элементов Сахалина и дна прилегающих акваторий, связанной с развитием активных разновозрастных окраин (рис. 10). На этой схеме выделены металлогенические зоны офиолитовых комплексов субдукционных сутур (палеозон Бениоффа), офиолитовых

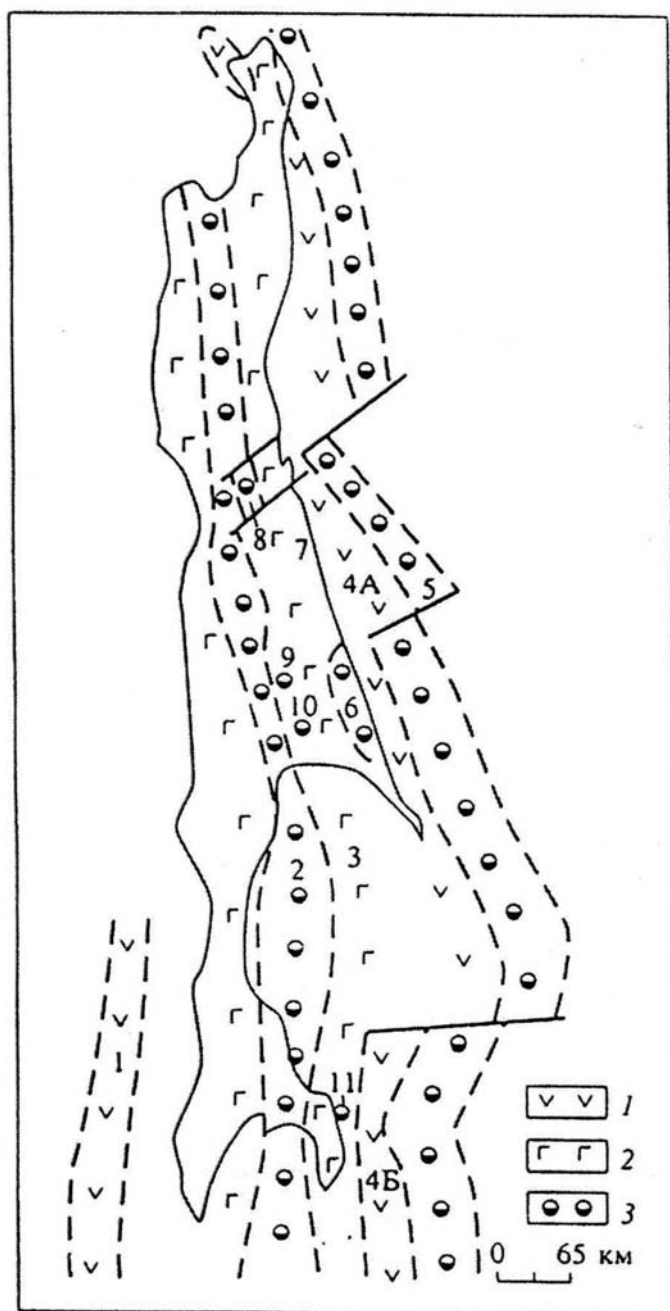


Рис. 10. Схема потенциальной рудоносности мезозойских структурных элементов о-ва Сахалин и прилегающих акваторий (Гранник, 2003).

1 - островодужные вулканогенно-осадочные комплексы с возможными проявлениями меди, свинца, цинка, золота, серебра и редких металлов; 2 - окраинноморские вулканогенно-осадочные комплексы с возможными проявлениями железа, марганца, меди, цинка, свинца, хрома, никеля, платины и др. металлов; 3 - офиолиты субдукционных сутур и зон меланжа с возможными проявлениями хрома, никеля, меди, платины, палладия, осмия, иридия, талька и др. полезных ископаемых. Цифрами на схеме обозначены структурно-вещественные комплексы: 1, 4А, 4Б - островных дуг: 1 - Самаргинской (Ребун-Монеронской зоны), 4А, 4Б - Восточно-Сахалинской (4А - северного сектора, 4Б - южного сектора); 2, 5 - субдукционных сутур: 2 - Центрально-Сахалинской, 5 - Охотоморской; 6 - офиолитовых аллохтонов (Богатинской, Березовской, Шельтингской зон); 7-11 - зон офиолитового меланжа: 7 - Приморской, 8 - Набильской, 9 - Первомайской, 10 - Светловской, 11 - Водопадненской.

аллохтонов и установленных ранее офиолитовых зон (Речкин, 1984), которые могут содержать месторождения хрома, никеля, меди, платины, палладия, осмия, иридия, талька и других полезных

ископаемых фемического профиля. Вулканогенно-осадочные комплексы Монероно-Самаргинской (Ребун-Монеронская зона) и Восточно-Сахалинской ВОД (северный и южный секторы) могут включать присущие островным дугам колчеданные, полиметаллические, золото-серебряные и редкометальные месторождения. Среди них вулканогенно-осадочные комплексы южного сектора Восточно-Сахалинской ВОД, содержащие кислые вулканические и интрузивные породы, могут оказаться наиболее продуктивными. С окраинно-морскими вулканогенно-осадочными комплексами могут быть связаны вулканогенно-метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения колчеданных руд меди, цинка, свинца, окисных руд железа и марганца, а также гидротермальные месторождения ртути и комплексных золото-серебряных руд.

Плутонические формации перидотитовых пород могут содержать магматические месторождения хромитов, осмия, иридия, а габбро-пироксенитовых пород - титаномагнетитов, платины, палладия.

На рис. 11 показана установленная рудоносность кайнозойских структурных

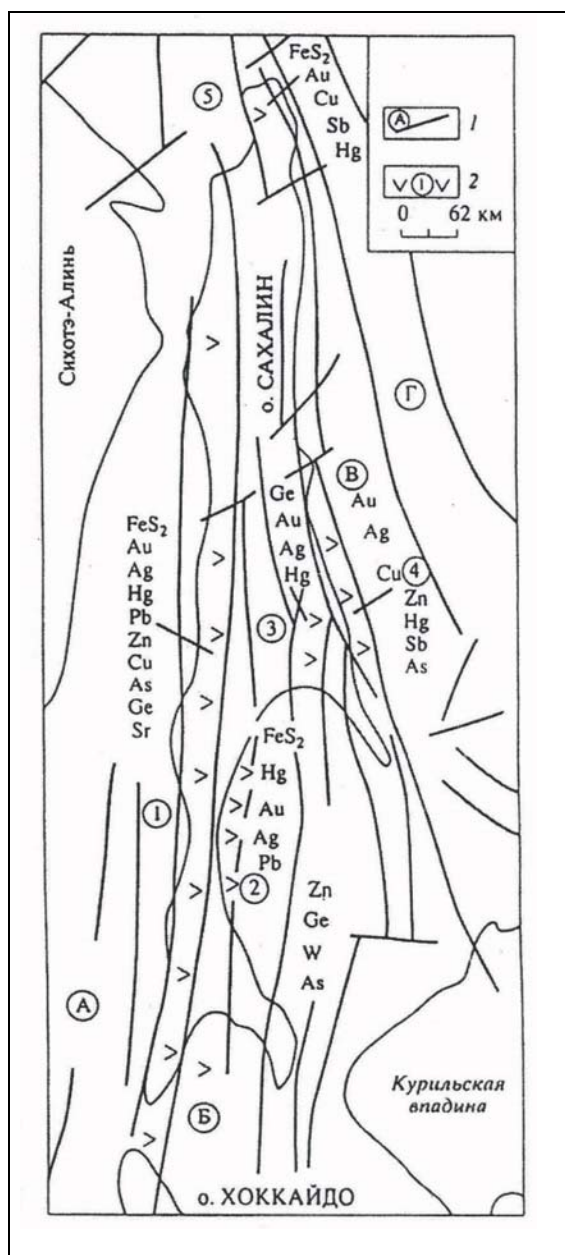


Рис. 11. Схема рудоносности кайнозойских структурных элементов о-ва Сахалин и прилегающих акваторий (Гранник, 2003).

1 - основные разломы рифтовых систем: А, Б, В, Г - на схеме: А - Северо-Япономорской, Б - Центрально-Сахалинской, В - Восточно-Сахалинской, Г - Йонской (Дерюгинской); 2- вулканоплутонические пояса: 1-5 на схеме: 1 - Западно-Сахалинский, 2 - Тымь-Поронайский, 3 - Оленереченский, 4 - Лиманский, 5 - Западно-Шмидтовский.

элементов Сахалина и дна прилегающих акваторий. С основными разломами рифтовых систем и ассоциированными с ними вулканоплутоническими поясами связаны, как правило, мелкие рудопроявления перечисленных на этом рисунке элементов (Геология СССР, 1974; Ротман, 1984; Данченко и др., 1997 и др.). Установлено, что различные по составу кайнозойские магматические комплексы Западно-Сахалинского, Тымь-Поронайского, Оленереченского, Лиманского, Западно-Шмидтовского поясов имеют следующую металлогеническую специализацию: диорит-андезито-базальтовые комплексы обнаруживают повышенные содержания золота, меди и ванадия; трахиандезитовые - золота, бериллия и стронция; трахидолерит-эссекситовые - титана и бериллия; базальтовые - кобальта и стронция (Геология СССР, 1974 и др.). По мнению автора, наиболее перспективными для промышленного освоения могут оказаться телескопированные ртутные,

колчеданно-полиметаллические, золото-серебряные рудопроявления такие как, например, Иньское рудопроявление ртути (Геология СССР, 1974 и др.). Велика вероятность обнаружения промышленных скоплений редких элементов в синхронных магматическим импульсам или более поздних угленосных толщах. В задуговых вулканоплутонических поясах, сложенных магматическими породами повышенной щелочности, могут быть обнаружены эпитермальные золото-серебряные рудопроявления.

Сравнение особенностей геологического строения и металлогении Дальневосточной окраины Азии и о-ва Сахалин (Гранник, 2003) привело автора к выводу, что ограниченный спектр и масштабы оруденения на территории острова могут быть обусловлены отсутствием здесь окончательно сформированной «гранитизированной» земной коры и слабым развитием кислого интрузивного и эффузивного магматизма в островодужных комплексах. В то же время прилегающие к Сахалину акватории могут оказаться весьма перспективными в рудоносном отношении. Как следует из приведенных

схем потенциальной рудоносности Сахалина (рис. 10, 11), основные объемы рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород островодужных и офиолитовых поясов располагаются в настоящее время именно на прилегающих к острову акваториях. Определенные перспективы акваторий могут быть также связаны с рифтовыми структурами и вулканно-плутоническими поясами Охотоморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики (Гранник, 2003).

Известно, что выяснение перспектив рудоносности акваторий требует больших капитальных вложений. Однако можно рекомендовать организациям, выполняющим поисково-разведочные работы на шельфе о-ва Сахалин, иметь в виду возможность обнаружения месторождений перечисленных выше металлов, как в породах фундамента кайнозойских нефтегазоносных структур, так и в одновозрастных с ними вулканотектонических структурах и зонах глубинных разломов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований установлены следующие закономерности геологического строения и развития структурных элементов южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое.

Складчатые системы и тектонические пояса Сахалина и Хоккайдо сложены главным образом террейнами континентальных разновозрастных окраин, сформировавшихся в процессе конвергентного и трансформного взаимодействия литосферных плит. Довольно часто они перекрыты отложениями кайнозойских преддуговых прогибов, рифтовых и пострифтовых вулканогенно-осадочных образований или осложнены наложенными впадинами, заполненными флишевыми и молассовыми отложениями.

В геологической структуре Сахалина и Хоккайдо установлены субдукционные сутуры или палеозоны, представленные зонами крупноблокового меланжа с включениями зеленых и глаукофановых сланцев.

Кайнозойские задуговые рифтовые системы, вулканно-плутонические пояса и зоны локального вулканизма вместе с островодужными системами включены в состав активной кайнозойской окраины Пацифики, продолжающей свое развитие в настоящее время.

В геологической структуре Сахалина и дна прилегающих акваторий установлены и охарактеризованы автором океанские, окраинно-морские, островодужные и континентальные ассоциации с характерным петрогеохимическим составом.

В мезозое и раннем кайнозое структура и мощность континентальной земной коры формировались за счет аккреционно-коллизийных комплексов континентальных окраин и террейнов, перемещенных по сдвигам и надвигам. В кайнозое отмеченные процессы осложнялись деструкцией и преобразованием ранее сформированной земной коры.

Выявлена потенциальная рудоносность структурных элементов Сахалина и дна прилегающих акваторий.

СПИСОК РАБОТ АВТОРА, ОПУБЛИКОВАННЫХ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ:

Монографии:

1. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 163 с.
2. Гранник В.М. Древние сейсмофокальные зоны Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 2003. 121с.

Статьи:

1. Гранник В.М. Определение объемов вулканитов в древних толщах при палеоэнергетических расчетах // Методы палеовулканологических реконструкций: Материалы Второго Всесоюзного палеовулканологического симпозиума (2-7 июня 1975 г.). Петрозаводск, 1976. С. 81-86.

2. Гранник В.М. Опыт реконструкций процессов древней вулканической и гидротермальной деятельности (на примере верхнеплиоценового эффузивно-интрузивного комплекса восточной части Южного Сахалина // Методы палеовулканологических реконструкций: Материалы Второго Всесоюзного палеовулканологического симпозиума (2-7 июня 1975 г.). Петрозаводск, 1976. С. 43-48.
3. Гранник В.М. Геохимические особенности метабазитов Сусунайского метаморфического комплекса (Южный Сахалин) // Докл. АН СССР, 1986. Т. 286, № 6. С.1476-1479.
4. Гранник В.М. Новые данные о палеозойско-мезозойском вулканизме Южного Сахалина // Докл. АН СССР, 1986. Т. 289, № 3. С.683-685.
5. Гранник В.М. Петрохимические особенности метабазитов Сусунайского метаморфического комплекса (Южный Сахалин) // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 37-48.
6. Гранник В.М. Новые данные о мезозойских отложениях Тонино-Анивского полуострова (Сахалин) // Докл. АН СССР, 1989. Т.307, № 6. С.1433-1436.
7. Гранник В.М. Вопросы стратиграфии мезозойских вулканогенно-осадочных толщ Сахалина // Вулканогенный мел Дальнего Востока (Проект 245 “Корреляция неморского мела“ Международной программы геологической корреляции). Владивосток, 1989. С.114-120.
8. Гранник В.М., Пискунов Б.Н., Сергеев К.Ф. Палеорифтовая природа мезозойского магматизма Тонино-Анивского полуострова (Сахалин) // Докл. АН СССР, 1990. Т.311, № 1. С. 171-174.
9. Гранник В.М. Петрохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова // Тихоокеанская геология, 1990, № 3. С. 78-89.
10. Гранник В.М. Эволюция магматизма при рифтогенезе и некоторые практические следствия // Докл. АН СССР, 1990.Т. 313, № 4. С. 955-958.
11. Гранник В.М. Мезозойские террейны Южного Сахалина // Докл. АН СССР, 1991.Т. 318, № 3. С. 675-678.
12. Гранник В.М. Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоокеанская геология, 1991, № 6. С. 67-86.
13. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Петрогеохимические критерии тектонической природы позднемезозойского магматизма Восточного Сахалина // Докл. АН СССР, 1991. Т. 317, № 4. С. 972-976.
14. Гранник В.М. Ассимиляция лавой глинисто-алевритовых пород (о. Сахалин) // Тихоокеанская геология, 1992, № 4. С.144- 145.
15. Гранник В.М. Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоокеанская геология, 1992, № 6. С. 67- 86.
16. Гранник В.М., Пискунов Б.Н., Сергеев К.Ф. Петрохимические критерии тектонической природы нижнемеловых базальтов Западно-Сахалинских гор // Докл. РАН, 1992. Т. 326, № 5. С. 887-891.
17. Гранник В.М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков Центрального Сахалина // Тихоокеанская геология, 1993, № 5. С. 50-67.
18. Гранник В.М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Таулан-Амуданской гряды, Хановского и Краснотымовского хребтов // Тихоокеанская геология, 1993, № 1. С. 68-86.
19. Гранник В.М. Формации и происхождение магматических пород Курильской вулканической дуги // Докл. РАН, 1998. Т. 361, № 1. С. 81-84.

20. Гранник В.М. Формации и тектоническая природа магматических пород Малой Курильской гряды // Докл. РАН, 1998. Т. 359, № 1. С.70-73.
21. Гранник В.М. Реконструкция сейсмофокальной зоны Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги по распределению редкоземельных элементов // Докл. РАН, 1999. Т. 366, № 1. С. 79-83.
22. Гранник В.М. Докембрийские комплексы в складчатой структуре Дальневосточной окраины Азии // Докл. РАН, 2000. Т.372, № 4. С. 525-528.
23. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Охотоморский сектор кайнозойской активной окраины Пацифики // Докл. РАН. 2001, Т.376, № 3. С. 369-372.
24. Гранник В.М. Теоретическая оценка перспектив рудоносности острова Сахалин и прилегающих акваторий / Докл. РАН, 2002. Т. 384, № 2. С. 227-231.
25. Гранник В.М. Палеосейсмофокальные зоны Сахалина / Тихоокеан. геология, 2002. Т. 21, № 3. С. 50-65.
26. Гранник В.М. Океанские, окраинноморские, островодужные и континентальные рифтовые магматические комплексы в складчатой структуре о. Сахалин / Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики: В 3-х т.: Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило (XII годовое собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Магадан, 3-6 июня 2003. - Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 174-178.
27. Гранник В.М. Фрагменты активных окраин Палеопацифики и Пацифики в структуре ДВ сегмента Тихоокеанского тектонического пояса / Там же. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 192-195.
28. Гранник В.М. Океанский, окраинноморский, островодужный и задуговой рифтовый вулканизм Сахалина, Курильских островов и прилегающих акваторий / Вулканизм и геодинамика: материалы докладов II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 243-248.
29. Гранник В.М. Геодинамические обстановки формирования геологической структуры Сахалина и прилегающих акваторий // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания, Новосибирск, 10-13 февраля 2004 г. Т.1. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 113-116.
30. Гранник В.М. Вулканогенные комплексы Сахалина, Курильских островов и прилегающих акваторий // Литосфера, 2004, № 3. С. 57-70.
31. Гранник В.М. Охотоморский сектор Западно-Тихоокеанского тектонического пояса: особенности строения и формирования // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 175-179.
32. Гранник В.М. Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо. Докл. РАН, 2005. Т. 400, № 5. С. 654-659.