RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES FAR EASTERN BRANCH Far Eastern Geological Institute

V.V. Golozoubov

TECTONICS OF THE JURASSIC AND LOWER CRETACEOUS COMPLEXES OF THE NORTH-WESTERN FRAMING OF THE PACIFIC OCEAN



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ Дальневосточный геологический институт

В.В. Голозубов

ТЕКТОНИКА ЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА



владивостк

2006

УДК 551.24:551.762/763 (571.6)

Голозубов В.В. ТЕКТОНИКА ЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с. + цв. вкл. ISB 5-8044-0661-2

По результатам многолетних исследований Сихотэ-Алинского и Корякского регионов с привлечением литературных данных по прилегающим регионам востока Китая, Японии и Кореи дана характеристика юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана, стилей проявленных в них дислокаций и их геодинамическая интерпретация. Разработаны признаки, позволяющие выделять режим трансформных окраин калифорнийского типа в структурах геологического прошлого, и показана важная роль этого режима при формировании современного облика восточноазиатской окраины в мезозойское и кайнозойское время.

Книга рассчитана на специалистов в области теоретической и региональной тектоники и геологов-съемщиков.

Ил. 90, табл. 1, библ. 320 + вкл.

Golozoubov V.V. TECTONICS OF THE JURASSIC AND LOWER CRETACEOUS COMPLEXES OF THE NORTH-WESTERN FRAMING OF THE PACIFIC OCEAN. Vladivostok: Dalnauka, 2006. 231 p. + color insert. ISB 5-8044-0661-2

A description of the Jurassic and Lower Cretaceous complexes of the north-western framing of the Pacific ocean based on the results of the multi-year studies of the Sikhote-Alin and Koryakia regions and available information on the neighbouring areas of East China, Japan and Korea is given. The styles of dislocations of the Jurassic and Lower Cretaceous complexes and their geodynamic interpretation are considered. Some criteria for recognition of the transform margin regime (Californian Type) in the past geological structures are worked out. The important role of this regime in the formation of present structures of the Eastern Asia margin in the Cenozoic and Mesozoic time is show.

The book is addressed to specialists in the field of theoretical and regional tectonics and to those specializing in geological mapping.

Ill. 90, tabl. 1, bibl. 320 + Insert

Ответственный редактор А.И. Ханчук Рецензенты Ю.Д. Захаров, А.О. Мазарович

Утверждено к печати Ученым советом ДВГИ ДВО РАН

© Дальнаука

© ДВГИ ДВО РАН. 2006

© Голозубов В.В., 2006

ISBN 5-8044-0661-2

введение

Континентальное обрамление северо-запада Тихого океана характеризуется гетерогенным строением, которое во многом является результатом крупномасштабных горизонтальных перемещений вдоль границы континент-океан в мезозое и кайнозое. Появляется все больше данных о том, что история формирования значительных по протяженности участков окраины в этот отрезок геологического времени представляет собой чередование эпизодов субдукции и трансформных скольжений океанической плиты вдоль края континента. И если древние активные окраины успешно распознаются достаточно давно, выявление режима трансформной окраины в геологическом прошлом представляет собой новое направление в палеогеодинамике, для которого пока нет общепризнанных структурных и вещественных индикаторов. В связи с этим возникает необходимость разработки таких индикаторов и выяснения на их основе роли режима трансформной окраины на различных участках континентального обрамления Тихого океана в отдельные периоды его формирования.

Основные задачи исследования заключались в том, чтобы: a) разработать признаки, позволяющие распознавать режим трансформных окраин в структурах геологического прошлого, включая выяснение влияния сдвиговых дислокаций на формирование бассейновых впадин и их заполнение; б) установить участки доминирования режимов субдукции или трансформной окраины в отдельные отрезки юрского и мелового времени; в) оценить масштабы перемещений вдоль систем окраинно-континентальных сдвигов.

В работе проанализирован материал по стратиграфии, магматизму, метаморфизму и тектонике мезозоид, широко распространенных вдоль континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Для создания целостной картины строения региона использовался террейновый анализ с уточнением границ террейнов и их геодинамической природы. Фактической основой работы являются данные многолетних исследований автора в пределах Сихотэ-Алиня (в первую очередь) и Пенжинских гор (Корякия), а также материалы геологических экскурсий в приграничных районах Северо-Восточного Китая, в Южной Корее и на о-ве Хоккайдо в Японии. Широко привлекались также литературные данные по отдельным аспектам геологии перечисленных регионов. Большое внимание уделялось исследованиям тектонических деформаций как в пределах террейнов, так и вдоль разломов, разделяющих эти террейны. При выяснении роли сдвиговых перемещений в процессе формирования раннемеловых эпиконтинентальных бассейнов Приморья, Корейского полуострова и Северо-Восточного Китая использовались элементы бассейнового анализа. При составлении геодинамических реконструкций для поздней юры-мела привлекались расчеты Д. Энгебретсона (Engebretson et al., 1985) направлений и скорости движения океанической плиты Изанаги относительно Евразии в этог период времени. Для оценки масштабов латеральных перемещений террейнов использованы палеобиогеографические и палеомагнитные данные.

Автор признателен В.А. Бажанову, Г.И. Говорову, Л.А. Изосову, С.В. Коваленко, А.О. Мазаровичу, М.В. Мартынюку, Л.А. Неволину, Л.М. Парфенову, В.Г. Сахно, В.Н. Силантьеву, С.М. Синице, В.П. Уткину, А.Н. Филиппову, коллегам из Японии Г. Кимуре, С. Коджиме, Д. Тазаве, К. Танабе за консультации, а также коллегам по совместным полевым и камеральным исследованиям и соавторам публикаций Г.Л. Амельченко, В.Н. Григорьеву, Л.А. Гусакову, А.Т. Кондаурову, И.В. Кемкину, К.А. Крылову, А.И. Малиновскому, В.С. Маркевич, П.В. Маркевичу, Ю.А. Мартынову, В.П. Нечаеву, М.Д. Рязанцевой и В.П. Симаненко. Особенно плодотворным было сотрудничество с Н.Г. Мельниковым, который первым распознал в Приморье олистостромовые комплексы и связанные с ними аллохтон-

ные структуры и совместно с которым был сделан ряд важных выводов о конседиментационной природе этих образований. Автор благодарен также корейскому геологу, профессору Донг-У Ли, в тесном сотрудничестве с которым получен ряд новых данных по тектонике синсдвиговых бассейнов. Особенно признателен автор А.И. Ханчуку – за помощь в постановке исследований и обсуждение полученных результатов, а также С.Д. Соколову – за ценные советы и конструктивную критику. Автор выражает также искреннюю признательность Т.М. Михайлик, взявшей на себя труд по подготовке рукописи к изданию.

ГЛАВА І. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ПАЛЕОПАЦИФИКИ В ЮРСКОЕ И РАННЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

Юрское и раннемеловое время - эпоха бурных геологических событий, во многом определившим современный облик структур северо-западного обрамления Тихого океана. Следы этих событий мы наблюдаем как в террейнах, аккретированных к Евразиатскому континенту, так и в осадочных и магматических комплексах, перекрывающих и «сшивающих» континент в его восточной части. Становится все более очевидным, что все многообразие структур этого времени, в конечном счете, является результатом взаимодействий между чрезвычайно мобильной океанической плитой Изанаги и относительно неподвижной восточной окраиной Азии. Относительная неподвижность последней в юрское и более позднее время подтверждается палеомагнитными данными (Колесов, 2003; Zhy, 1993 и др.). Мобильность плиты Изанаги в юрское и раннемеловое время доказывается расчетами Д. Энгебретсона и др., выполненными на основании анализа линейных магнитных аномалий и поведения этой плиты относительно горячих точек (Engebretson et al., 1985) и предполагается на ряде реконструкций (например, Кононов, 1989; Scotese, 1997, Scotese et al., 2001). Согласно этому анализу, в течение поздней юры – раннего мела эта плита перемещалась с различной скоростью в северо-западном, а порою – в северном и даже север-северо-восточном направлениях, что определило преимущественно конвергентный характер ее северо-западной и северной границ. Подтверждением этому являются фрагменты мезозойских активных окраин (поясов известково-щелочных вулканитов, задуговых и преддуговых бассейнов), достаточно давно прослеженные вдоль северо-западного побережья Охотского моря, на севере Камчатки и в Корякии. Речь идет, в первую очередь, об Удско-Мургальской активной окраине (Парфенов, 1984; Тильман, Натапов, 1989; Зоненшайн и др., 1990; Соколов, 1992; Ханчук, 1993; Соколов и др., 1999; и др., рис. 1).

Такой важный элемент активных окраин, как аккреционные призмы (или клинья), выделяется также достаточно давно (Seely et al., 1974; Сили и др., 1978; Westbrook et al., 1987; Moore, Birn, 1987; Proceedings..., 1995 и др.). Сложены они, как правило, счешуенными пластинами, наклоненными в сторону континента или островной дуги и омолаживающимися в сторону океана. Представления об их строении и механизме формирования развивались, главным образом, на примерах современных аккреционных призм, располагающихся на внутренних склонах глубоководных желобов, таких, как Каскадия, Барбадос, Алеутской, Нанкай и др. При исследованиях использованы данные многоканального сейсмического профилирования и результаты глубоководного бурения, а также прямых наблюдений в тех немногочисленных районах, где аккреционная призма поднята выше уровня океана (Seely et al., 1974; Сили и др., 1978; Westbrook et al., 1987; Moore, Birn, 1987; и др.). Снизу призмы ограничены поверхностями главного срыва (decollement), располагающимися внутри осадочного разреза (иногда проникающими в нижние горизонты, вплоть до базальтового слоя океанической коры), полого наклоненного под континент или островную дугу и отчетливо прослеживаемый на сейсмограммах на многие десятки километров от глубоководного желоба. В строении многократно повторяющихся чешуй принимают участие отложения глубоководных равнин, желоба, континентального склона и шельфа, причем возраст этих отложений закономерно омолаживается по мере перемещения от верхних структурных уровней к нижним. Предполагается, что формирование этих структур является прямым отражением поддвигания океанической плиты под континент или островную дугу и связано оно с реализацией различных механизмов: фронтальной аккреции, базальной



Рис. 1. Распределение юрских и нижнемеловых комплексов вдоль северо-западного обрамления Тихого океана

1 – доюрские террейны; 2 – вулканические пояса позднеюрской-раннемеловой активной континентальной окраины : УМП – Удско-Моргальский, ВКП – Восточно-Китайский; 3 – юрские террейны: фрагменты окраинно-континентального турбидитового бассейна (а) и аккреционного клина (б); 4 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрских аккреционных призм и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований: І – Окраинско-Сергеевский комплекс, II – террейны Абакума и Южный Китаками; 5 – раннемеловые террейны: 6 – области распространения юрских и раннемеловых эпиконтинентальных синсдвиговых бассейнов (а) и наиболее крупные из этих бассейнов (б): 1 – Буре-инский, 2 – Зейско-Буреинский, 3 – Сунляо, 4 – Кенсан; 7 – позднемеловые и кайнозойские террейны; 8 – разломы (а), в том числе левые свдиги системы Тан-Лу (б): 1 – Куканский, 2 – Мишань-Фушунский (Алчанский, 3 – Илан-Итунский, 4 – Западно-Приморский, 5 – Арсеньевский, 6 – Центрально Сихотэ-Алинский, 7 – Хидака,

9 – Ялудзян-Циньдао, 10 – Кванджу-Ёндон, 11 – Фосса-Магна, 12 – Тан-Лу, 13 – Тьсимушан-Байдцзишан, 14 – Лишуй-Хайфен, 15 – Чанлс-Нанао, 16 – Корейско-Тайваньский, 17 – Медианная тектоническая линия.

Fig. 1. Distribution of the Jurassic and Lower Cretaceous complexes along North-Western Frame of Pacific Ocean..
1 – Pre-Jurassic terranes; 2 – volcanic belts of Late Jurassic-Early Cretaceous active continental margin: VMII – Udsko-Murgalsky, BKII – Eastern Chinese; 3 – Jurassic terranes – fragments of margin-continental turbidite basin (a) and accretion wedge (6); 4 – fragments of Pre-Cambrian-Early Paleozoic continent, involved in Jurassic accretion wedge structure and subjected together with them to cycle sin- and postaccretional reformations: I – Okrainka-Sergeevka complex, II – Abakuma and South Kitakami terranes; 5 – Early Cretaceous terranes; 6 – areas of distribution of Jurassic and Early Cretaceous epicontinental strike-slip basins (a) and largest of these basins: 1 – Bureya, 2 – Seya-Bureya, 3 – Songliao, 4 – Kensan; 7 – Late Cretaceous and Cenozoic terranes; 8 – faults and fault zones (a), including left-lateral strike-slip faults and fault zones of Tan-Lu Wrench Fault System (6): 1 – Kukansky, 2 – Mishan-Fushung (Alchan), 3 – Ilan-Itun, 4 – Zapadno-Primorsky, 5 – Arsen'evsky, 6 – Central Sikhote-Alin, 7 – Hidaka, 8 – Tanakura, 9 – Yalu Jiang-Quindao, 10 – Kwangju-Yondong, 11 – Fossa-Magna, 12 – Tan-Lu, 13 – Tienmushan-Bajishan, 14 – Lishui-Haifong, 15 – Changle-Nanao, 16 – Korea-Taiwan, 17 – Median Tectonic Line.

аккреции, субдукционной эрозии и др. (Dickinson, 1971; Ernst, 1975; Karig, 1974; Seely et al., 1974; Platt et al., 1986, Кеннет, 1987). При фронтальной аккреции объемы смещаемых с океанической плиты и причленяемых к призме осадков практически полностью совпадают (яркий пример – призма Каскадия, Чамов и др., 2001; Чамов, 2003). При базальной аккреции часть чехла пододвигаемой плиты проскальзывает под призму и на некоторой глубине может причлениться к ней. Такой способ поступления материала иногда обозначается как подслаивание (underplating) (Ernst, 1975; Platt et al., 1986; Davis et al., 1983; Hashimoto, Kimura, 1999). Известны примеры реализации в одной призме механизмов как фронтальной, так и базальной аккреции, когда верхняя часть пододвигаемой плиты срезается и причленяется к аккреционной призме за счет фронтальной аккреции, а нижняя - «подслаивается» под призму (призма Макран, Оманский залив, Platt et al., 1986). При субдукционной эрозии осадочный чехол субдуцируется в глубокие горизонты литосферы вместе с океанической плитой. Этот механизм привлекается для объяснения отсутствия аккреционных призм на внутренних склонах ряда глубоководных желобов (Karig, 1974; Warsi et al., 1983).

Параллельно в орогенных поясах, главным образом, Циркум-Тихоокеанского региона стали выделяться фрагменты древних (как палеозойских, так и мезо-кайнозойских) аккреционных призм, в том числе - содержащих зоны меланжей с фрагментами офиолитовых пластин (Blake, Jones, 1974; Парфенов, 1984; Lash, 1987; Taira, Tashiro, 1987; Григорьев и др., 1987; 1988; Mizutany et al., 1990; Pre-Cretaceous ..., 1990; Натальин, 1991; Соколов, 1992; Ханчук, 1993; Парфенов и др., 1998; Nokleberg et al., 1998;. Соколов и др. 1999 и др.). Такого рода террейны образуют большую часть Сихотэ-Алиня и Японских островов (см. рис. 1). На карте, составленной в рамках медународного научного проекта по тектонике, геодинамике и металлогении севера Тихоокеанского обрамления выделено два типа террейнов – фрагментов аккреционных призм: типа \mathbf{A} – сложенных преимущественно турбидитами при небольшой роли океаническихи пород (которые могут отсутствовать) и типа $\mathbf{Б}$ – сложенных преимущественно океаническими породами при подчиненном распространении турбидитов (Парфенов и др., 1998)

Изучение фрагментов аккреционных призм в орогенных поясах восточной окраины Азии продолжается до настоящего времени. В частности, российскими и японскими геологами выполнена гигантская по объему работа по выявлению, выделению и определению микрофаунистических остатков (радиолярий и конодонтов) с целью определения возраста вмещающих кремнистых, в меньшей степени терригенных пород на всех уровнях реконструированных тектоностратиграфических последовательностей. Результаты этих исследований, большей частью опубликованные, кратко обсуждаются в предлагаемой работе со ссылками на источники. Принципы расчленения и картирования фрагментов аккреционных призм, достаточно давно разработанные на примерах францисканского комплекса Калифорнии и пояса Тамба в Японии (Hsu, 1968; Nakae, 1993) в практике российской геологической съемки до настоящего времени не применяются. На примере Самаркинского и Таухинского террейнов Южного Сихотэ-Алиня автором продемонстрировано расчленение аккреционных призм на тектоно-стратиграфические комплексы, либо субтеррейны, отвечающие отдельным этапам формирования этих призм (главы II и III).

На карте террейнов северного обрамления Пацифики (Nokleberg et al., 1994) выделены так называемые флишевые террейны или террейны турбидитовых бассейнов, которые могут иметь самое различное происхождение и, соответственно, геодинамическая типизация которых представляется затруднительной (Парфенов и др., 1998).

В пределах современных пассивных окраин многокилометровые толщи турбидитов накапливаются вдоль подножий континентальных склонов, главным образом, в приустьевых частях рек-гигантов (Лисицын, 1988). Примером бассейна палеозойской пассивной окраины является Верхоянский прогиб вдоль восточного обрамления Северо-Азиатского кратона (Парфенов, 1984).

В пределах активных окраин турбидиты накапливались в задуговых и преддуговых бассейнах, а также в глубоководных желобах (в последнем случае они участвуют в строении аккреционных призм, как, например, в поясе Симанто Внешней Японии [Taira, Tashiro, 1987]). Седиментация в этих бассейнах происходила на фоне интенсивного островодужного вулканизма, отличающегося высокой степенью эксплозивности и, в связи с этим, поставляющего в окружающие седиментационные бассейны большое количество вулканической кластики. Горизонты вулканитов и вулканокластических турбидитов характерны для шельфовых и склоновых отложений преддуговых, частью – задуговых бассейнов, а также отложений глубоководных желобов. (Ботвинкина, 1974; Хворова, 1987). Отложениями ископаемых аналогов таких бассейнов считаются палеозойские и мезозойские турбидиты Корякии и нижнемеловые турбидиты Киселевско-Маноминского террейна на Севере Сихотэ-Алиня (Геосинклинальное ...; 1987; Маркевич и др., 1997). В отложениях задуговых окраинных морей, особенно граничащих с континентами, влияние надсубдукционного вулканизма по мере удаления от фронтальных частей дуг ослабевает, однако все же сказывается благодаря постоянному присутствию примеси пирокластики, причем некоторые интервалы разрезов ею обогащены. (Хворова, 1987).

Фрагментом турбидитового бассейна совершенно иного типа является раннемеловой Журавлевский террейн Сихотэ-Алиня, который образован сильно дислоцированной очень мощной толщей нижнемеловых аркозовых терригенных пород, накапливавшихся, как правило, без какого-либо влияния вулканизма. Крайне редкие потоки базальтов и только на валанжинском уровне разреза характеризуются внутриплитными геохимическими характеристиками (Левашов и др., 1989). По составу, характеру и скоростям лавинной седиментации турбидиты Журавлевского террейна могут сопоставляться с отложениями современных бассейнов пассивных континентальных окраин. Однако в том же Сихотэ-Алинском орогенном поясе установлены террейны также раннемелового возраста, представляющие фрагменты активных окраин. В частности, аркозовые турбидиты Журавлевского террейна замещаются по латерали (в рамках одной окраины) как образованиями фронтальной части дуги (пояс Монерон – Ребун - Кабато) и задугового бассейна (Кемский террейн), так и комплексами аккреционных призм (Таухинский и Киселевско-Маноминский террейны). Анализ полученных данных привел нас к выводу о том, что формирование турбидитов Журавлевского террейна происходило вдоль границы континент-океан на фоне крупномасштабных левосторонних трансформных скольжений плиты Изанаги относительно Евразиатского континента. Поверхностным выражением этих скольжений является система окраинно-континентальных левых сдвигов Танченг-Луджиянг – Тан-Лу (Xu et al., 1989; Xu, 1993; см. рис. 1). Сочетание в пределах одной окраины участков доминирования субдукции и участков трансформных скольжений нами объяснялось наличием разноориентированных участков окраины при дрейфе плиты Изанаги с юга на север и, соответственно, различными углами относительной конвергенции (Голозубов и др., 1990; Голозубов, Ханчук, 1995). В связи с этим был поставлен вопрос о выделении турбидитовых бассейнов трансформных окраин, характеристике которых (на примере Журавлевского террейна) посвящен раздел в главе Ш предлагаемой работы.

Соответственно, возникла проблема более общего плана - о выделении режима трансформной окраины в структурах геологического прошлого. Как показали расчеты П. Патчетта и К. Чейза, протяженность современных трансформных окраин составляет около 8% протяженности окраин вообще, то есть этот тип окраин имеет достаточно большое распространение (Patchett, Chase, 2002). Между тем, на достаточно многочисленных геодинамических реконструкциях, в том числе недавних, трансформные границы плит просто не показаны – даже на участках, где океанические плиты скользят под острым (менее 30°) углом или даже параллельно краям континентальных плит, на схемах показаны субдукционные границы (например, Городницкий и др., 1978; Кононов, 1989; Зоненшайн и др., 1990; Scotese, 1997). Исключение составляют последние реконструкции К. Скотиза и др., на которых продемонстрированы трансформные границы для отдельных эпизодов становления западной окраины Северной Америки в мезозое и кайнозое. (Scotese et al., 2001). В связи с этим представляется полезным рассмотреть ситуацию в этом общепринятом тектонотипе обстановки современных трансформных скольжений с тем, чтобы определить структурные и вещественные признаки, характерные именно для трансформных границ плит. Сопоставление современной западной окраины Северо-Американской плиты и раннемеловой Восточно-Азиатской окраины представляется вполне правомерным, поскольку, как отмечал еще Б.А.Иванов (1972), в структурном отношении эти окраины имеют много общих черт.

Севернее экватора Восточно-Тихоокеанский спрединговый хребет ориентирован в северо-восточном (почти поперечном относительно края Северо-Американской плиты) направлении (рис. 2). Ряд мелких его фрагментов установлен в пределах Калифорнийского залива, а возможным его продолжением на северо-западе считается хребет Хуан Де Фука. Соответственно, вдоль границы малоподвижного Северо-Американского континента с Тихо-океанской плитой, до настоящего времени перемещавшейся в северо-западном направлении со средней скоростью 6,0-6,4 см/г (Engebretson et al., 1985), практически на всем ее протяжении (вплоть до Алеутской дуги) имели место крупномасштабные правосторонние скольжения (Crowell, 1962; Plafker, 1990 и др.). Отражением этих скольжений являются системы окраинно-континентальных сдвигов Калифорнии и Королевы Шарлотты, протяженность (каждой из них) составляет около 1500 км и которые являются трансформными разломами типа хребет-дуга (Wilson, 1965). Проявления субдукции, разделяющие по латерали участки трансформного скольжения, установлены в районе Каскадных гор, где происходит погружение плиты Хуан Де Фука под континент и где вплоть до настоящего времени происходит формирование аккреционной призмы (Brendon et al., 1998; Чамов, 2001; Чамов, 2003 и др.).

Система Калифорнийских сдвигов представляет собой серию сближенных, часто ветвящихся разломов северо-западного (с отклоненими до широтного) простирания, установленные как вдоль побережья, так и на прилегающем бордерленде (рис. 3).. Ширина



Рис. 2. Направления перемещения Тихоокеанской плиты относительно Северо-Азиатского континента (по Engebretson et al., 1985). Протяженность стрелок - перемещения за последние 10 млн. л.

Система правых свигов:

КШ – Королевы Шарлотты

КЛ – Калифорнийская

Fig. 2. Directions of movement of Pacific plate concerning North-American continent (after Engebretson et al., 1987). Length of arrows – movements for last 10 mln years.

Right-lateral strike-slip faults systems:

КШ – Queen Charlotte, КЛ – California

Рис. 3. Калифорнийская система окраинноконтинентальных правых сдвигов (по Crowell, 1962).

СА – разлом Сан-Андреас

Fig. 3. California system of the margincontinental right-lateral strike-slip faults (after Crowell, 1962).

CA - San-Andreas Fault

полосы распространения этих разломов достигает 450 км. Правосторонние перемещения по наиболее изученному разлому Сан-Андреас установлены по изломам гидросети, разобщениям маркирующих комплексов (в том числе – слоев с характерной фауной), ориентировкам приразломных складок и ромбовидных бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins). Подсчитано, что только после нижнего миоцена амплитуда перемещений по этому разлому составила, по одним данным – около 260 (Crowell, 1962), а по другим – около 315 км (Matthews, 1976). Калифорнийское побережье и в настоящее время отличается повышенной сейсмичностью, причем зарождение некоторых из разломов путем формирования системы сближенных сколов Риделя наблюдалось во время одноактных землетрясений; амплитуда правосторонних перемещений составляла при этом до 4,5 м (Tchalenko, 1970). В перерывах между землетрясениями, как показали повторные триангуляции, вдоль разлома Сан-Андреас происходят плавные правосторонние скольжения со скоростью 1,5-2,2 см/г.

В связи с крупномасштабными перемещениями вдоль системы калифонийских сдвигов на всем ее протяжении происходило и происходит формирование достаточно многочисленных бассейнов синсдвигового растяжения, в том числе – рифтовая долина озера Солтон Си на продолжении Калифорнийского залива, а также система параллельных грабенов в так называемой провинции Хребтов и Бассейнов, в числе которых - классический ромбовидный грабен (pull-apart basin) Долины Смерти, опущенный на 85 м ниже уровня моря (Burchfiel & Stewart, 1966). На участках разветвлений сдвиговых зон располагаются крупные нефтеносные бассейны калифорнийского бордерленда (рис. 4), характеризующиеся чрезвычайно высокими (до 3600 м/млн л.) скоростями лавинного осадконакопления (Christie-Blick & Biddle, 1985).

Седиментация вдоль непосредственной границы океанической и континентальной плит в условиях трансформного скольжения, по-видимому, практически не отличалась от



Рис. 4. Сдвиги и осадочные бассейны Калифорнийского бордерленда (по Christie-Blick, Biddle, 1985).

1 - кайнозойские бассейны, 2 - оси антиклиналей, 3 - разломы.

Fig. 4. Strike-slip faults and sedimentary basins in the California borderland (after Christe-Ålick, Biddle, 1985).

 $1-Cenozoic\ basin;\ 2-anticline;\ 3-fault$

накопления терригенных толщ в условиях пассивной окраины. Главным фактором, обеспечивающим вынос с континента больших объемов обломочного материала является, как известно, наличие дельт крупных рек. В условиях засушливого климата Калифорнии, однако, даже такие относительно крупные реки, как Колорадо, не доходят до морского побережья. Значительная часть обломочного материала осаждалась и осаждается сейчас, как уже говорилось, в пределах эпиконтинентальных синсдвиговых бассейнов. По-видимому, по этим причинам седиментация вдоль калифорнийского подножья континентального склона происходит в условиях дефицита обломочного материала и мощность осадочных отложений, перекрывающих базальты ложа океана, не превышает здесь 700 м (Лисицын, 1988). При наличии рек – гигантов в условиях трансформных скольжений плит можно ожидать появления окраинных бассейнов с лавинным характером седиментации, таких, например, как изученный нами во фрагментах раннемеловой Журавлевский турбидитовый бассейн.

Проявления магматизма для Калифорнийской окраины также характерны и приурочены они к бассейнам синсдвигового растяжения. В позднекайнозойских разрезах некоторых из этих бассейнов установлены дайки, силлы и потоки базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Геохимические особенности этих вулканитов свидетельствуют о смешанных источниках магм, включающих как субдукционную, так и внутриплитовую, а иногда – и коровую компоненты (Bacon et al., 1997; Asmeron et al., 1994). По мнению некоторых исследователей, состав вулканитов во многом определяется интенсивностью синсдвигового растяжения в конкретных бассейнах – при больших скоростях растяжения изливаются лавы основного, а при меньших – кислого составов (Asmeron et al., 1994).

В процессе скольжений вдоль системы сдвигов Королевы Шарлотта с эоцена до наших дней вдоль окраины осуществлялась транспортировка террейнов на расстояния в сотни и тысячи километров, что наглядно продемонстрировано в работах Т. Брунса, Д. Плафкера и др. (Bruns, 1983; Plafker, 1990; Scotese et al., 2001, рис. 5). Таковым, например, является композитный террейн Якутат, состоящий из фрагментов позднемеловой и третичной активной окраины и океанической коры и который за последние 45 млн. лет перемещен на расстояние около 2500 км (Bruns, 1983, рис. 6). В процесс этих перемещений вовлекались также фрагменты палеозойских и раннемезозойских пассивных и активных окраин. Таковы композитные террейны Стикиния, Врангелия и ряд более мелких, а также фрагменты аккреционных призм с офиолитами, например, террейн Ангаючам. Конечным пунктом этих перемещений являлся участок излома края Северо-Американской плиты, где сдвиговые перемещения в той или иной мере трансформировались в надвиговые (точнее, поддвиговые) и где эти террейны, интенсивно сминаясь, нагромождались друг на друга. В настоящее время северо-западное окончание Северной Америки (Аляска и прилегающие к ней участки Канады) представляют собой коллаж террейнов различного состава, возраста и происхождения. Неудивительно, что террейновая концепция возникла на материалах именно этого региона (Coney et al., 1980; Jones et al., 1983).

Можно считать, таким образом, установленным, что трансформные окраины калифорнийского типа могут замещать по латерали участки активных окраин, составляя с ними своеобразные динамопары, причем характер взаимодействия на каждом из участков определяется геометрическими соотношениями направления дрейфа океанической плиты и ориентировок краевых частей малоподвижного прилегающего континента. С учетом данных о Калифорнийской окраине (частично приведенных выше) попробуем сформулировать признаки трансформных границ плит, которые можно использовать при выделении этих границ в структурах геологического прошлого:

а) наличие вдоль границ плит сдвиговых зон с перемещениями в сотни и тысячи километров, активных в рассматриваемый отрезок времени.

б) формирование бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), которые в континентальной части окраины заполнялись терригенным материалом и вулканитами, а вблизи континента, на океаническом основании, характеризовались лавинной седиментацией.

в) проявления вулканизма со смешанными субдукционными и внутриплитными характеристиками приурочены к бассейнам синсдвигового растяжения и распределены вдоль окраин крайне неравномерно.



Puc. 5. Транспортировка фрагментов юго-западной окраины Северо-Американского кратона вдоль системы сдвигов Королевы Шарлотты и формирование коллажа террейнов Аляски (по Plafker, 1990, упрощено).

1 – Северо-Американский кратон и его фрагменты (включая пассивные континентальные окраины); 2 – магматические дуги палеозойского и раннемезозойского возраста; 3, 4 – аккреционные призмы: 3 – с преобладанием океанического материала (Аг – террейн Ангаючам), 4 – с преобладанием турбидитов, в том числе палеозойского и раннемезозойского и кайнозойского (б) возраста; 5 – позднемезозойские и кайнозойские синсдвиговые граниты Берегового магматического пояса; 6 – позднемезозойские и кайнозойские образования перекрывающего комплекса; 7 – правые сдвиги (а) (в том числе БР – Береговой, Де – Денали, Ти – Тинтина и Фв – Фейрвезе) и надвиги (б); 8 – приблизительная восточная граница распространения кордильерских деформаций.

Fig. 5. Transportation of fragments of North-American craton South-Western margin along Queen Charlotte strikeslip fault system and formation of Alaska terranes collage (after Plafker, 1990, simplified).

1 – North-American craton and its fragments (including passive continental margin); 2 – Paleozoic and Early Mesozoic magmatic arcs; 3,4 – accretional wedges: 3 – with prevalence of oceanic material (Ar – Angayucham terrane), 4 – with prevalence of turbidites, including Paleozoic- Early Mesozoic (a) and Late Mesozoic-Cenozoic (5) turbidites; 5 – Late Mesozoic and Cenozoic sin-strike-slip faults granites of the Coast Magmatic Belt; 6 – Late Mesozoic and Cenozoic overlap assåmblage; 7 – right-lateral strike-slip faults (a) including – **DP** – Coast, Ae – Denali, **Tu** – Tintina, **Φ**B – Fairweather) and thrusts (6); 8 – approximated eastern margin of cordillerian deformations



Рис. 6. Траектория перемещения Якутата Относительно Северной Америки (по Bruns, 1983)/

Двойными линиями обозначено предполагаемое расположение спрединговых хребтов.

Fig. 6. Travel path of Yakutat block with respect to North America (after Bruns, 1983).

Double line indicates approximate position of spreading center

Режим трансформных окраин, таким образом, не в меньшей степени, чем режим субдукции, ответственен за формирование структур тихоокеанского обрамления и, соответственно, требует комплексного изучения. Результаты этого изучения на материале раннемеловых структур северо-западного обрамления Пацифики составляют основную часть предлагаемой работы (глава III). Каждый из перечисленных признаков существования трансформных окраин является отдельным направлением исследований.

Сдвиговым дислокациям, широко распространенным вдоль восточной окраины Азии, посвящено много публикаций (Иванов, 1960, 1961, 1972; Уткин, 1980, 1989; Xu et al., 1989, Xu et al., 1993 и др.), в связи с чем их характеристика дана в работе в виде краткого обзора. Детально рассмотрены лишь некоторые проявления сдвиговой тектоники, которым раньше не уделялось достаточного внимания и которые, на взгляд автора, внесли весомый вклад в становление современной структуры региона. Речь

идет о структурах кинк-банда, в рамках которых происходило формирование магмо- и рудовмещающих раздвигов (Голозубов, 1991), а также о гигантских складках с крутопадающими шарнирами (структурных петлях) на севере СихотэАлиня (Ханчук и др., 2004). Отдельное направление исследований автора (совместно с проф. Донг-У Ли из университета г. Конджу, республика Корея) составляло изучение некоторых из достаточно многочисленных меловых седиментационных бассейнов, приуроченных к разломам системы Тан-Лу (см. рис. 1), с целью выяснения динамики их формирования. При всей детальной изученности некоторых из этих бассейнов (что связано с их угленосностью и нефтеносностью) вопрос об их происхождении на фоне сдвиговых перемещений ранее не обсуждался. В результате выяснилось, что во всех изученных нами случаях их формирование так или иначе связано с крупномасштабными левосдвиговыми перемещениями вдоль контролирующих размещение этих бассейнов разломов (Lee, Paik, 1990; Голозубов, Ли, 1997; Голозубов и др., 1998; Lee, 1999; Голозубов и др., 2000; Ли и др., 2001; Голозубов и др., 2002). Третье направление исследований, в которых автор принимал лишь косвенное участие изучение геохимии вулканитов трансформных окраин на материале северо-западного обрамления Тихого океана – в настоящее время активно разрабатывается. Так, Ю.А.Мартыновым получены данные о том, что кайнозойские вулканиты Циркум-Япономорского региона отнюдь не являются надсубдукционными (как считалось ранее), а сформировались в условиях растяжения при активизации правых перемещений вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов и сочетают в себе геохимические признаки судукционного и внутриплитного источников (Ханчук и др., 1997; Мартынов, 1999). К аналогичным выводам пришел П.И.Федоров, изучавший кайнозойский вулканизм зон растяжения вдоль всей восточной окраины Азии (Федоров, 2003). Им отмечалось, что роль внутриплитного источника нарастает по мере омоложения вулканитов, а в одновозрастных вулканитах она сильно варьирует от места к месту. Совмещение геохимических признаков субдукционного и внутриплитного источников присуще и ранне-позднемеловым базальтам синсдвиговых бассейнов системы Тан-Лу (Симаненко и др., 2002). Такое совмещение характерно, как уже говорилось, для вулканитов синсдвиговых бассейнов Калифорнийской окраины.

Крупномасштабные сдвиговые перемещения вдоль сдвигов системы Тан-Лу значительно нарушили первоначальную картину распределения структур вдоль Восточно-Буреинского и Сихотэ-Алинского участков окраины. Автором выполнены геодинамические реконструкции (приведенные в главе IV) для различных отрезков позднеюрского и раннемелового времени с использованием палеобиогеографических данных (в первую очередь – о нарушенной климатической зональности флористических комплексов [Golozoubov et al., 1999]) и с учетом имеющихся литературных данных по палеомагнетизму перемещенных комплексов. Оказалось, что для разных террейнов эти перемещения составляют от 5 до 25° по широте.

Складчатые, сдвиговые и надвиговые дислокации, происходившие в связи с перемещениями террейнов вдоль Восточно-Буреинского и Сихотэ-Алинского участков окраины, привели к значительному сокращению площади распространения этих террейнов при резком увеличении их вертикальной мощности. Эти дислокации (обсуждаемые в главе V предлагаемой работы), сопровождавшиеся внедрением больших объемов гранитных магм, завершили процессы формирования орогенных поясов и, в целом, новообразованной континентальной литосферы.

ГЛАВА II. ЮРСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Юрские террейны занимают западные отроги хр. Сихотэ-Алинь на всем его протяжении от Охотского до Японского морей (рис. 7). Среди них наиболее широко распространены террейны, образованные гидротектонитами и олистостромами с глыбами, блоками и крупными конседиментационными аллохтонными пластинами пород различного возраста, состава и генезиса. Таковым является Самаркинский террейн Южного Сихотэ-Алиня, его продолжения в Приамурье и аналоги на Северо-Востоке Китая и в Японии. Второй тип террейнов, образованных преимущественно песчаниковыми турбидитами, представлен Ульбанским террейном Северного Сихотэ-Алиня.

1. Самаркинский террейн и его аналоги

Самаркинский террейн в виде полосы шириной 30 – 70 км прослеживается в северсеверо-восточном направлении от побережья Японского моря до бассейна р. Хор на расстоянии около 600 км. Западной границей террейна на этом участке является Арсеньевский разлом, а восточной – Центральный Сихотэ-Алинский разлом или одно из его ответвлений. Севернее долины р. Бикин аналогом Самаркинского террейна является террейн Наданьхада (Mizutany et al., 1990), или Наданьхада-Бикинский (Кемкин, 2003). На левобережье нижнего течения р. Амур продолжения Самаркинского террейна выделяются под названиями Хабаровского и Баджальского террейнов (Кемкин, 2003). Аналогами Самаркинского террейна в Японии являются террейны Мино, Тамба, Ашио и др (Pre-Cretaceous ..., 1990).

В его строении участвуют главным образом терригенные породы, среди которых значительную роль играют образующие матрикс алевролиты и алевроаргиллиты преимущественно аркозового состава, содержащие обломки, глыбы и конседиментационные тектонические пластины различного состава, возраста и генезиса. Среди последних наиболее обычны кремнистые породы и песчаники, значительно реже встречаются базальты, габброиды и известняки. Долгое время эти образования датировались палеозоем на основании фауны фораминифер из глыб (считавшихся линзами) известняков, располагающихся на различных уровнях разреза (Геология СССР..., 1969). Со второй половины 70-х годов прошлого столетия в связи с успехами в изучении фауны радиолярий и конодонтов из кремнистых и терригенных пород выяснилась доминирующая роль мезозойских образований в геологическом строении этого региона и было установлено, что глыбы и пластины известняков, базальтов, кремней и части терригенных пород являются экзотическими образованиями (Елисеева и др., 1976; Голозубов, Мельников, 1986). Глыбы и пластины кремнистых пород во многих местах были дагированы триасом-ранней юрой, значительно реже - палеозоем (Мазарович, 1985; Волохин и др. 1990; Волохин и др., 2003; Кемкин, Голозубов, 1996). Терригенные породы матрикса содержат, как оказалось, радиолярии юрского возраста (Кемкин, Ханчук, 1992). Одновременно было установлено широкое распространение в этих комплексах олистостромовых горизонтов и структур конседиментационных тектонитов (гидротектонитов), распознано чешуйчатое строение района, причем на некоторых примерах было показано, что наволакивания аллохтонов и многократные сдваивания разрезов происходили как в конседиментационную стадию, так и позднее, при формировании складчато-чешуйчатых структур (Мельников, Голозубов, 1980; Голозубов, Мельников, 1986). Эти данные привели к полному пересмотру существовавших до этого представлений о геологическом строении и истории развития этого региона. На первых порах некоторыми исследователями



Рис. 7. Террейны Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий.

1 – докембрийские-раннепалеозойские террейны и супертеррейны: СБ – Сибирский, БР – Буреинский, ХН – Ханкайский; 2 – палеозойские террейны: ДК – Джагдинско-Кербинский, ГЛ – Галамский, ЛГ – Лаоэлин-Гродековский; 3,4 – юрские террейны: З – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджальский), 4 – приконтинентального турбидито-вого бассейна (УЛ – Ульбанский); 5 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований (СР - Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 6 – 9 - раннемеловые террейны – фрагменты: 6 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 7 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевский), 8 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 9 – альбской аккре-

ционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 10 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, КР – Курский, ЛМ – Лимурчанский, МФА – Мишань-Фушунский (Алчанский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП – Западно-Приморский, ФР – Фурмановский; 11 – надвиги, в том числе – ПК – Пауканский

Fig. 7. Terranes of the Sikhote-Alin orogenic belt and adjacent territories.

1 – Pre-Cambrian-Early Paleozoic terranes and Superterranes: CE – Sibirian, EP – Bureya, XH – Khanka;

2 – Paleozoic terranes: $\underline{J}K$ – Dzhagdy-Kerbinsky, $\underline{\Gamma}I$ – Galamsky, $\underline{J}\Gamma$ – Laoelin-Grodekovsky; 3-4 – Jurassic terranes: 3 – fragments of accretional prisms ($\underline{C}M$ – Samarka, $\underline{H}E$ – Nadanhada-Bikin, $\underline{X}E$ – Khabarovsk, $\underline{E}\underline{I}$ – Badzhal), 4 – fragments of near-continental turbidite basin ($\underline{V}I$ – Ulban); 5 - fragments of the Pre-Cambrian-Early Paleozoic continent, involved in Jurassic accretion wedge structure and subjected together with them to cycle sin- and postaccretional deformations ($\underline{C}P$ – Okrainka-Sergeevka complex of the Samarka terrane); 6–9 – Early Cretaceous terranes – fragments of: 6 – Neocomian accretionary prism ($\underline{T}V$ – Taukha terrane), 7 – near-continental turbidite strike-slip basin ($\underline{W}P$ – Zhuravlevka terrane), 8 – Barremian-Albian island arc system ($\underline{K}M$ – Kema terrane), 9 - Albian accretionary prism ($\underline{K}C$ – Kiselevka-Manoma); 10 – left-lateral strike-slip faults, including: $\underline{K}K$ – Kukansky, $\underline{K}P$ – Kursky, JIM – Limurchansky, $\underline{M}\PhiA$ – Mishan-Fushung (Alchansky), $\underline{A}P$ – Arsenievsky, IICA – Central Sikhote-Alin, 3II – Zapadno-Primorsky, $\underline{\Phi}P$ – Furmanovsky; 11 – thrust (IIK – Paukansky)

(в том числе и автором) делались попытки объяснить получившуюся во многом противоречивую картину в рамках «геосинклинальной» парадигмы с предположением о формировании кремнисто-базальтовых и терригенных толщ в пределах внутриконтинентальных рифтов при важной роли конседиментационной гравитационной тектоники (Голозубов, Мельников, 1986). С получением новых данных о возрасте и природе аллохтонных тел выяснилось, что многие из них (в частности, офиолитовые или фрагменты палеогайотов) имеют океаническое происхождение (Ханчук и др., 1989), причем значительный размах возраста этих тел (от позднего девона до поздней юры – около 200 млн лет) определял сомнительность предположения о существовании столь долгоживущих внутриконтинентальных рифтов. Как известно, древнейшие породы постоянно омолаживающегося в зонах спрединга дна Тихого океана датируются средней юрой (Karl et al., 1988), и с учетом того, что «мобильность» океанической коры в мезозое мало отличалась от современной (Engebretson et al., 1985; Кононов, 1989), получалось, что "самаркинский" внутриконтинентальный рифт имел размеры, сопоставимые с современным Тихим океаном, что, конечно, абсурдно.

Этот и ряд других доводов послужили основой выдвинутой А.И. Ханчуком (1993) идеи о том, что Самаркинский и подобные ему террейны, характеризующиеся хаотическим строением с гидротектонитами и олистостромами, являются фрагментами аккреционных призм, формирование которых происходило на внутренних склонах океанических желобов над зонами субдукции. Предполагается, что формирование таких призм происходит вдоль границы континент (или островная дуга) – океан путем последовательного причленения (с поддвигом) все более молодых фрагментов океанической коры преимущественно осадочного слоя, реже – подводных возвышенностей и гор и в единичных случаях – спрединговых хребтов (Ханчук и др., 1990).

Указанные особенности строения террейнов аккреционных призм резко выделяют их в ряду геологических тел, образованных осадочными образованиями, что необходимо учитывать при их изучении и картировании (Ханчук и др., 1990). Достаточно сказать, что здесь практически неприменим "Стратиграфический кодекс", предусматривающий выделение свит, перекрывающих друг друга и, по закону Стено, омолаживающихся снизу вверх по разрезу. В рамках «кодекса» молчаливо предполагается также, что дислокации пород имели место после их накопления. Для террейнов аккреционных призм, как говорилось, обычны проявления конседиментационного, в том числе гравитационного тектогенеза и нарушения возрастных последовательностей напластования, причем в подошвах залегающих выше заведомо более древних образований нередко не обнаруживаются ясно выраженные надвиги. Накопленный нами опыт изучения и картирования Самаркинского террейна показывает, что оптимальным является выделение здесь не свит, а тектоно-стратиграфических комплексов, представляющих собой залегающие на различных структурных уровнях геологические тела, формирование каждого из которых происходило на различных этапах становления аккреционных призм. Следует отметить, что аналогичные принципы расчленения и картирования аккреционных комплексов разработаны достаточно давно (Hsu, 1968; Nakae, 1993), однако в практике российской геологической съемки до настоящего времени эти принципы не применялись.

В бассейне среднего течения р. Уссури И.В. Кемкин (2003) выделил два субтеррейна Эльдовакский (снизу) и Себучарский (сверху). В Эльдовакском субтеррейне возраст матрикса средне-позднеюрский, а в вышележащем себучарском – ранне-среднеюрский. Главное внимание И.В. Кемкин уделял определению возраста переходных слоев от кремнистых пород к терригенным, поскольку этот переход, как считается, фиксирует момент приближения пелагических осадков к зоне субдукции. Разрезы переходных слоев образуют чрезвычайно редкие аллохтонные пластины в аккреционных призмах. К настояшему времени в Сихотэ-Алине детально изучено пять таких разрезов, в которых наблюдается скольжение времени прекращения кремненакопления от тоарского яруса нижней юры до подошвы оксфордского яруса верхней юры (Кемкин, Филиппов, 2002). Сведение этих пяти чрезвычайно удаленных друг от друга разрезов (от бассейна р. Катэн на севере до верховий р Уссури на юге) в одну тектоностратиграфическую колонку, характеризующую строение аккреционной призмы (как это делают И.В. Кемкин и А.Н. Филиппов), на взгляд автора, не совсем корректно, поскольку выявить с достаточной определенностью, какой разрез располагается структурно выше или ниже относительно других разрезов, в условиях сильной, в том числе и постседиментационной дислоцированности террейна, не представляется возможным в принципе. Эта колонка (которая в конечном итоге может оказаться верной, хотя и неполной) построена с использованием заданной модели формирования призмы в условиях поддвига все более молодых фрагментов океанической плиты и, соответственно, не может являться подтверждением этой модели. По мнению автора, доказательства субдукционной модели следует искать на участках, где структурное положение комплексов не вызывает сомнения и где достаточное количество датировок пород как матрикса, так и аллохтонных тел. Таким участком является верховья р. Уссури и бассейны ее правых притоков – рек Журавлевка, Павловка и Малиновка (рис. 8).

Принцип одновозрастности матрикса при расчленении аккреционной призмы, использованный И.В. Кемкиным, является, конечно, предпочтительным, однако его пока невозможно выдержать в полном объеме из-за недостаточности датировок и, порою, из-за их расплывчатости. В связи с этим автор использовал также данные о составе, структурах и количественных соотношениях пород как матрикса, так и аллохтонных тел.

Тектоностратиграфические комплексы в верховьях р. Уссури и в бассейнах ее крупных правых притоков – рек Журавлевка, Павловка и Малиновка

Структура этого района изучена в процессах геологических съемок масштаба 1:50 000. Наблюдающаяся здесь последовательность юрских тектоностратигра-фических единиц в раннемеловую этоху смята в серию складок северо-восточного простирания, нарушенных многочисленными продольными надвигами и левыми сдвигами север-северо-восточного простирания при сохранении присущих каждой из этих единиц особенностей структуры и состава (Голозубов, Мельников, 1986). Наиболее крупной положительной структурой райо-



Рис. 8. Схема строения южной части Самаркинского террейна в верховьях р. Уссури (по: Голозубов, Мельников, 1986).

1– комплексы верхнепермского и мезозойского чехла восточной части Ханкайского супертеррейна; 2–7 – Самаркинский террейн: 2 – Тудовакский комплекс (алевролиты, кремни, реже базальтоиды), 3 – Усть-Журавлевский комплекс (гидротектониты и олистостромы с алевролитовым матриксом, реже переслаивания песчаников и алевролитов), 4 – Удековский комплекс (переслаивание песчаников и алевролитов), 5 – Себучарский комплекс (а – базальты, микститы, 6 – гипербазит-габбровая часть офиолитов Калиновского комплекса), 6 – Окраинско-Сергеевский комплекс (интрузивно-метаморфические породы додевонского основания, перекрытые чехлом пермских, триасовых и юрских территенных образований и вулканитов), 7 – Ариадненский комплекс (переслаивание песчаников и алевролитов, микститы); 8 – раннемеловые бассейны, выполненные прибрежноморскими терригенными отложе-ниями; 9 – Журавлевский террейн (раннемеловые турбидиты); 10 – раннемеловые интрузии габбро и пироксенитов (а) и гранитов (б); 11 – позднемеловые вулканиты; 12 – оси складчатых структур: синформ (а), антиклиналей и антиформ (б), в том числе Кокпаровско-Малиновской брахиантиклинали (1), Васильевской антиформы (2), Чугуевской (3) и Бреевской (4) синформ; 13 – надвиги: юрские консе-диментационные (а), раннемеловые синскладчатые (б); 14 – левые сдвиги (а), в том числе разграни-чивающие террейны (б)

Fig. 8. Geological setting of south part of Samarka terrane in the upper part of Ussuri River basin (after Golozoubov, Melnikov, 1986).

1 -Upper Permian and Mesozoic cover complexes of the east part of the Khanka superterrane; 2-7 -Samarka terrane complexes: 2 -Tudovaka complex (siltstone, chert, more rarely basaltoid), 3 -Ust'-Zhuravlevka comlex (hydrotectonite and olistostrome with the siltstone matrix, more rarely sandstone-siltstone alternation), 4 -Udeka complex (sandstone-siltstone alternation), 5 -Sebuchar complex (a - basalt, mixtite, 6 -ultramafic-gabbro part of the Kalinovka ophiolytic complex), 6 -Okrainka-Sergeevka complex (intrusive and metamorphic rocks of the Pre-Devonian basement, overlapped by the Permian, Triassic and Jurassic cover complex of the terrigenous deposits and volcanites), 7 -Ariadnoye complex (sandstone-siltstone alternation, mixtite); 8 -Early Cretaceous shallow-marine terrigenous deposits of the epicontinental basins; 9 -Zhuravlevka terrane (Lower Cretaceous turbidite); 10 -Lower Cretaceous gabbro and pyroxenite (a) and granite (6); 11 -Upper Cretaceous volcanite; 12 -fold axes: sinform (a), antiform and anticline (6) including: Koksharovka-Malinovka anticline (1), Vasil'ev antiform (2), Chuguevka (3) and Breevka (4) sinforms; 13 -thrusts: Jurassic sinsedimentational (a), Early Cretaceous sinfolded (5); 14 -left-lateral strike-slip faults (a), including boundaries of terranes (6)

на является Кокшаровско-Малиновская брахиантиклиналь, в широкой (до 10 км) приосевой части которой наблюдаются пологие (до горизонтальных) залегания, сменяющиеся на крыльях более крутыми (до вертикальных) падениями слоев. Вдоль Меридионального разлома – крупного левого сдвига – восточная приосевая часть складки перемещена на север на расстояние около 40 км (Силантьев, 1963). Последовательность тектоно-стратиграфических единиц показана на примере блока, располагающегося западнее Меридионального разлома в районе приустьевых частей рек Журавлевка и Павловка, а также верховий р. Малиновка.

Для этого района В.Н. Силантьевым предложена стратиграфическая схема, включающая тудовакскую (S-D), верхняя кремнистая часть которой иногда выделялась в особую, эльдовакскую свиту, маляновскую (C_1), самаркинскую (C_{2-3}), удековскую (C_3), себучарскую (P_1) и ариадненскую (P_2) свиты (Силантьев, 1964). При всей несостоятельности возрастных датировок, основанных на изучении фораминифер из экзотических глыб известняков, следует констатировать тем не менее, что перечисленные свиты представляют собой относительно однородные по составу и действительно существующие в природе геологические тела, структурное положение которых друг относительно друга полностью подтвердилось в ходе последующего крупномасштабного геологического картирования. Другими словами, комплекс пород, картировавшийся ранее, для примера, как самаркинская свита, залегает действительно структурно выше, чем породы тудовакской, эльдовакской и маляновской свит. Согласно имеющимся к настоящему времени данным, аккреционная призма на этом участке террейна может быть расчленена на шесть пластообразных тектоно-статиграфических комплексов (снизу вверх): Тудовакский, Усть-Журавлевский, Удековский, Себучарский, Окраинско-Сергеевский и Ариадненский.

Тудовакский комплекс занимает наиболее низкое структурное положение, располагаясь в осевой части Кокшаровско-Малиновской антиформы. Кроме того, его фрагменты выведены на поверхность по зонам постседиментационных пологих надвигов в пределах северозападного крыла этой структуры, где наблюдается многократное повторение пластин кремней (иногда в ассоциации с базальтами), по-видимому, верхних структурных уровней, перекрытых гидротектонитами и олистостромами вышележащего Усть-Журавлевского (правобережье р. Уссури и приустьевые части рек Журавлевка и Павловка, рис. 9). В отличие от конседиментационных эти надвиги деформируют и породы лежачих боков (в том числе – и олистостромовые горизонты), к ним нередко приурочены дайки раннемеловых базитов и гипербазитов.

Выходы Тудовакского комплекса включают площади развития выделявшихся ранее тудовакской, эльдовакской и маляновской свит. В ядре структуры закартирована значительная по мощности (до 800 м) пачка плитчатых алевролитов и алевроаргиллитов с редкими прослоями песчаников (тудовакский тип разреза), выше которой залегают «чередующиеся» друг с другом пластины аналогичных алевролитов и сложно дислоцированных кремнистых пород, иногда в ассоциации с базальтовыми вулканитами. Суммарная мощность тектоностратиграфической последовательности на водоразделе рек Горная и Малиновка составляет более 3200 м, а на южном продолжении структуры западнее Меридионального разлома – более 2000 м. Среди алевролитов отмечены отдельные линзовидные горизонты микститов – алевролитов с мелкими изометричными включениями и глыбами песчаников, кремней и базальтов. Мощность таких прослоев до 130 м, и играют они в целом незначительную роль, составляя до 5% объема пород субтеррейна. В строении пластин верхних структурных уровней в приустьевой части р. Журавлевка кроме кремней иногда участвуют туфы и лавы базальтов (маляновский тип разреза у с. Плахотнюки и в руч. Малянов Ключ). Химический состав этих базальтов достаточно специфичен. Для них характерна высокая титанистость (TiO2 >2,5%), магнезиальность (MgO>7%) и калиевость (K₂O до 4%). Эти особенности отвечают щелочным внутриплитным базальтам океанических островов и гайотов, в частности базальтоидам ряда щелочные базальты – гавайиты – муджиериты (Голозубов, Мельников, 1986).

Пластины кремнистых и кремнисто-базальтовых пород имеют мощности от первых метров до 150-800 м. Относительно маломощные, видимые в обнажениях пластины кремней, имеют резкие границы, нередко осложненные срывами, а зачастую и без таковых, и неудивительно, что их принимали за прослои в терригенной толще. Прослоями эти пласты, однако, не являются, поскольку, как уже говорилось, кремни во всех изученных случаях являются более древними, чем "вмещающие" их терригенные породы. В принципе, такие прослои не запрещены, однако задокументированных примеров такого рода пока не установлено.

Подошвы некоторых из крупных пластин кремней наблюдались в специально пройденных канавах; во всех случаях вскрывались полого (до 30°) падающие преимущественно на северо-запад зоны надвигов, причем срывы обычно приурочены к горизонтам кремнисто-глинистых сланцев. Эти надвиги, вероятно, первоначально конседиментационные, в дальнейшем в той или иной степени "подновлены" в процессе раннемеловых складчато-чешуйчатых деформаций. Кремни имеют ритмичное строение – плитки-слойки стекловидных кремней мощностью обычно 1 - 5 см, редко до 10 - 20 см разделены тонкими (обычно до 2 мм) слойками кремнисто-глинистых пород. Состоят кремни из сильно растворенных скелетов радиолярий, между которыми располагается связующее вещество халцедонового состава с переменным количеством примеси глинистых частиц. Породы обычно гофрированы, крупные пластины состоят из серии более мелких, разделенных как полого падающими срывами, в свою очередь деформированными, так и крутопадающими срывами с близгоризонтальными штрихов-ками скольжения. Стратиграфические



Рис. 9. Нижние структурные уровни Самаркинского террейна на правобережье р. Уссури в приустьевой части р. Павловка. Положение района см. на рис. 8. Условные обозначения см. на с. 26

Fig. 9. Lower structural levels of the Samarka terrane on the right hand of the Ussuri River and near-mouth part of the Pavlovka River. Location see on the fig. 8



Рис. 9 (продолжение).

1 – четвертичный аллювий; 2 – алевролиты с редкими прослоями песчаников; 3 – кремни и кремнистые аргиллиты; 4 – базальты; 5 – гидротектониты и олистостромы с алевролитовым матриксом, разлинзованными прослоями песчаников, содержащие обломки, глыбы и пластины песчаников и кремней, реже базальтов и известняков; 6 – переслаивание песчаников и алевролитов; 7 – габброиды Калиновского комплекса; 8 – раннемеловые граниты; 9 – позднемеловые вулканиты; 10 – ориентировки слоистости; 11 – разломы: сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги (а), взбросы и надвиги (б); 12 – места отбора образцов с остатками радиолярий, упоминаемых в тексте, и их номера

Fig. 9 (continuation).

1 - Quaternary alluvium; 2 - siltstone with the rare sandstone interbeds; 3 - chert and siliceous argillite; 4 - basalt; 5 - hydrotectonite and olistostrome with siltstone matrix, included the sandstone interbeds, and also blocks and slices of sandstone and chert, more rarely basalt and limestone; <math>6 - sandstone-siltstone alternation; 7 - gabbroids of the Kalinovka complex; 8 - Early Cretaceous granite; 9 - Late Cretaceous volcanite; <math>10 - bedding; 11 - faults; a - strike-slip faults, 6 - thrust; 12 - location and numbers of the points with radiolarian fauna, mentioned in the text

мощности кремней чрезвычайно малы, – по оценкам Ю.Г. Волохина, с анизийского века раннего триаса до начала юры накопилась толща мощностью всего лишь до 70 м (Волохин и др., 1990; Волохин и др., 2003).

О происхождении плитчатых кремней. Весьма низкие скорости седиментации, а также отсутствие сколько-нибудь значимой терригенной примеси континентального происхождения свидетельствуют о том, что кремни составляют часть осадочного слоя океанической коры, формирование которого происходило на значительном удалении от континентов. Сказанное относится не только к описываемым, но и ко всем плитчатым кремням аккреционных призм как Сихотэ-Алиня, так и Японии, где размах возраста их более значителен (вплоть до позднего мела, Onishi, Kimura, 1995).

Любопытно отметить, что скважина 801 глубоководного бурения (проект DSDP) в западной, наиболее древней части дна Тихого океана (бассейн Пифагетта восточнее Марианского желоба), выше базальтов типа MORB (пробуренная мощность 129,3 м) вскрыла разрез среднеюрских-валанжинских кремней, радиоляритов, глинистых радиоляритов и глинистых пород общей мошностью 141.3 м (Karl et al., 1988). Нередко эти породы (как и описываемые кремни) имеют ритмичное строение: радиоляриты почти без глинистой примеси чередуются с глинистыми радиоляритами и глинистыми породами с небольшим количеством скелетов радиолярий. Отличие заключается в том, что эти породы хотя и перекрыты чехлом меловых и кайнозойских отложений мощностью около 320 м, слаболитифицированы. Окремнение в них развито локально, и нередко кремнистые стяжения секут слоистость. Вероятно, радиоляриты мезозойских и кайнозойских аккреционных призм восточной окраины Азии испытали дополнительную гравитационную нагрузку уже после приближения их к желобам, где они были перекрыты турбидитами многокиломстровой мощности, поступавшими с континента или с островных дуг. Без такой нагрузки радиоляриты остаются слабо литифицированными, как показывает сважина 801, неопределенно долго. Следует особо подчеркнуть, что растворение скелетов радиолярий и перераспределение образовавшегося кремнистого вещества с формированием стекловидных кремней происходило до любых деформаций, включая связанных с субдукцией, поскольку плитки-слойки имеютчрезвычайно выдержанную мощность и в ядрах даже очень сложных складок они "предпочитают" дробиться без "перетекания" кремнистого вещества из крыльев в ядра складок.

О возрасте кремнистых и терригенных пород комплекса. Древнейшие датировки в разрезах плитчатых кремней верхних уровней комплекса отвечают анизийскому ярусу среднего триаса (Волохин и др., 1990; Волохин и др., 2003). В кровлях некоторых пластин кремней наблюдаются согласные переходы в вышележащие терригенные породы. Наиболее показателен контакт, изученный автором в обнажении на левом берегу р. Уссури в 3 км выше устья р. Журавлевка (Кемкин, Голозубов, 1996). Плитчатые кремни и алевролиты, образующие здесь единую пластину, разделены горизонтом кремнисто-глинистых и глинистых пород мощностью около 6 м. Детальное опробование разреза и выполненное И.В. Кемкиным определение выделенных методом растворения радиолярий позволили установить, что верхняя возрастная граница кремней этого обнажения – начало аалена, кремнисто-глинистые породы и глинистые сланцы накапливались вплоть до середины бата, а видимая часть разреза алевролитов (более 10 м) датируется батом-келловеем. Аналогичные взаимоотношения пород установлены В.С. Руденко и И.В. Кемкиным в обнажении у устья р. Медведка, однако верхняя граница накопления кремней здесь несколько моложе, в пределах раннего байоса, вышележащие кремнисто-глинистые и глинистые сланцы накапливались вплоть до среднего келловея, а завершающие разрез алевролиты - в келловее-оксфорде (Кемкин, Руденко, 1998). Изучение таких переходов (наблюдающихся чрезвычайно редко) имеет важное значение, поскольку позволяет датировать переход от преимущественно биогенной седиментации в условиях пелагиали (или гемипелагиали) к накоплению терригенных пород, образованных за счет сноса с континента, у подножья континентального склона в жёлобе. Другими словами, датируется момент приближения океанической плиты к желобу. Дальнейшее событие – субдуцирование этой плиты – фиксируется появлением горизонтов хаотического строения: гидротектонитов и олистостромов. Соответственно, радиоляриевые датировки кремней определяют время, предшествовавшее субдукции, а возраст перекрывающих терригенных пород (включая матрикс гидротектонитов и олистостромов) отвечает приблизительному времени непосредственного погружения конкретного участка океанической плиты.

Возраст кремнистых и терригенных пород нижних структурных уровней Тудовакского комплекса изучен недостаточно. Породы нижней алевролитовой толщи на всех участках ее распространения в той или иной степени ороговикованы, и нет возможности для выделения из них органических остатков. Среди кремней первой снизу из залегающих структурно выше тектонических пластин в междуречье Широкой Пади и р. Прав. Синяя (левые притоки р. Павловка, см. рис. 9, обр. 6280) в 1976 г. Л.М. Олейник в шлифах установила конодонты и радиолярии Saturnosphaera gracilis Kozur, известные из верхнего триаса, а в сургучно-красных кремнисто-глинистых породах этого же выхода кремней (обр. 1362) ею так же в шлифах определен комплекс радиолярий (Голозубов, Мельников, 1986). Использованная Л.М. Олейник систематика радиолярий во многом устарела, однако некоторые из определенных ею видов (например, Dictiastrum spesiosum Parona) в настоящее время датируются не древнее титона. В целом же этот комплекс радиолярий Л.М. Олейник датировала как позднеюрский-раннемеловой. Соответственно, возраст перекрывающих терригенных пород на этом структурном уровне не древнее титонского, то есть они значительно моложе, чем подошва терригенных пород из описанного выше обнажения на берегу р. Уссури в 3 км выше устья р. Журавлевка.

Таким образом, в свете имеющихся данных верхняя возрастная граница кремней обнаруживает тенденцию к омоложению при перемещении от верхних структурных уровней к нижним в рамках одного Тудовакского комплекса. В целом же можно предполагать, что в процессе формирования этого комплекса аккретировались главным образом образования биогенно-осадочного слоя океанической плиты, перекрытые дистальными турбидитами глубоководного желоба. Лишь на верхних структурных уровнях в пластинах появляются фрагменты склонов вулканических построек (когда в разрезе перемежаются внутриплитные базальты и кремнистые породы). Можно также отметить, что субдукция происходила в целом без каких-либо затруднений, поскольку проявления конседиментационного меланжирования для этого субтеррейна малохарактерны.

Усть-Журавлевский комплекс ("самаркинская свита") картируется по массовому появлению гидротектонитов и олистостромов с алевролитовым матриксом, в котором содержатся в различной степени деформированные прослои, а порою и относительно мощные (до нескольких сотен метров) пачки аркозовых песчаников с линзами гравелитов и конгломератов, иногда в чередовании с нормально-слоистыми алевролитами. Во включениях установлены линзовидные, пластообразные и изометричные фрагменты разрезов триасово-юрских, реже верхнепермских кремнистых пород, глыбы и пластины базальтов, относительно редкие глыбы карбоново-пермских известняков и, в единичных случаях, гранитоидов и полосчатых габброидов неизвестного возраста. Соотношения пород меняются от места к месту. Мощности наиболее крупных пластин кремней достигают первых сотен метров, и прослеживаются они по простиранию на расстояния до 5 – 10 км. Суммарная мощность комплекса на юго-восточном крыле Кокшаровско-Малиновской антиформы составляет не менее 4000 м.

Глыбы известняков и базальтов (иногда в ассоциации с глыбами габброидов и гранитоидов) обычно локализуются в олистостромовых горизонтах мощностью до 400 м. Размеры глыб достигают десятков метров, между ними располагаются алевролиты с разлинзованными плоскими и изометричными включениями песчаников и кремней. Такие горизонты составляют относительно небольшую (до 15 %) часть объема пород комплекса, а в основном он образован алевролитами с невыдержанными по простиранию тектонизированными прослоями и пластинами песчаников и кремней.

О возрасте карбонатных, кремнистых и терригенных пород комплекса.

Глыбы известняков содержат остатки фораминифер, возраст которых от раннего карбона (визейский век) до поздней перми (Геология СССР ..., 1969). В бассейне р. Горная Усть-Журавлевский комплекс условно может быть расчленен на две структурные единицы. Для нижнего структурного уровня характерны глыбы и пластины песчаников, базальтов и кремней, причем кремни во всех исследованных случаях оказались среднепозднетриасовыми. Среди глыб аналогичного состава в микститах верхнего структурного уровня впервые появляются верхнепалеозойские известняки, а также кремни с остатками позднекарбоновых-позднепермских радиолярий, конодонтов и фораминифер (Смирнова, Лепешко, 1991). Отмечается, таким образом, тенденция к омоложению возраста аллохтонных тел в направлении от верхних структурных уровней к нижним.

Среди терригенных пород комплекса в ряде мест обнаружены остатки макрофауны. В частности, на левобережье р. Горная в непосредственной близости от глыбы пермских известняков Б.А. Иванов нашел остатки юрских моллюсков (Иванов, 1972). В верховьях руч. Сидаева (окрестности с. Окраинка) среди песчаников, переслаивающихся с гравелитами, В.И. Надежкин нашел *Inoceramus ex gr. retroscus* Keys. (определение А.В. Сибиряковой), указывающий на среднеюрский возраст вмещающих пород. В аналогичных породах, обнажающихся у северной окраины с. Уборка, В.Н. Силантьевым обнаружен обломок ростра юрского белемнита (Геология СССР ..., 1969). Содержащие фауну породы образуют здесь линзовидные прослои или отгорженцы среди "фоновых" гидротектонитов и олистостромов.

Алевролиты, образующие матрикс гидротектонитов и олистостромов, в ряде мест охарактеризованы остатками радиолярий средне-позднеюрского возраста (Кемкин, Ханчук, 1992).

Условия формирования гидротектонитов и олистостромов. Относительно маломощные (до первых метров) прослои и пластины песчаников и кремней обычно превращены в будины, на продолжении которых по падению и простиранию нередко наблюдается рассеянный обломочный материал этих пород во вмещающих алевролитах. Последние залечивают поперечные трещины в будинах, нередко оставаясь при этом совершенно не катаклазированными. Такие взаимоотношения возможны только в результате конседиментационного деформирования, когда песчаники и кремни в значительной степени литифицированы, а осадки алевролитовой группы представляют собой плывун, способный к растеканию. При этом возможен переход во взвесь и части песчаного материала (у некоторых будинированных прослоев песчаников наблюдаются постепенные переходы во вмещающие алевролиты), в то время как включения и пластины катаклазированных кремней имеют с алевролитами всегда резкие контакты. Аналогичные образования были описаны Ю.Н. Размахниным (1963), а позднее Н.Г. Мельниковым (1971) под названием «гидротектонитов» в отличие от собственно тектонитов – продуктов катаклаза полностью литифицированных пород. Формирование этих пород в настоящее время связывается с их деформациями (в том числе и только что отложившихся) в зоне глубоководного желоба при "засасывании" в зону субдукции, то есть большая их часть может быть названа субдукционным меланжем. Интенсивное меланжирование пород Усть-Журавлевского комплекса связано, по-видимому, с тем, что при его формировании субдуцировались подводные горы (гайоты) и их карбонатные "шапки" (Ханчук и др., 1989), фрагменты которых составляют экзотические глыбы базальтов и известняков. Эти горы представляли собой гигантские сооружения, которые при погружении под континентальную плиту или островную дугу дробились, дуплексировались с широким проявлением различных структур сжатия и глинистого диапиризма. Поддвиг океанической плиты в этих случаях был, по-видимому, затруднен и сопровождался время от времени встречными надвиганиями нависающей континентальной плиты или ранее аккретированных фрагментов в направлении глубоководного желоба. Фронтальные части образовывавшихся при этом тектонических покровов разрушались с формированием олистостромовых горизонтов.

Удековский комплекс образован толщей характерных зеленовато-серых мелкозернистых плитчатых песчаников, переслаивающихся с алевролитами, мощностью до 1000 м. Контакты с породами нижележащего Усть-Журавлевского комплекса повсюду тектонические. Толща прослежена в качестве прекрасного маркирующего горизонта на крыльях ряда складок от верховий р. Откосная на севере до района с. Бреевка на юге (около 200 км), повсеместно разделяя образования Усть-Журавлевского комплекса и офиолитовые аллохтоны вышележащего Себучарского комплекса (см. рис. 8). Роль песчаников и алевролитов в составе толщи приблизительно одинакова. В отдельных разрезах нижняя ее половина сложена преимущественно песчаниками, в то время, как в верхней половине роль алевролитов значительно выше. По составу обломочной части песчаники приналежат аркозам. Цемент песчаников базальный хлоритовый и глинисто-хлоритовый. В составе тяжелой фракции песчаников некоторых разрезов толщи, по данным Г.С. Белянского, наблюдаются повышенные (10 – 87%) содержания пироксенов и оливина (Белянский, Никитина, 1978). Возможно, эти песчаники на отдельных участках формировались с участием продуктов размыва располагающихся рядом ранее аккретированных офиолитовых аллохтонов. Об этом же, по-видимому, свидетельствуют результаты химического анализа этих песчаников – они близки по составу к бескварцевым диоритам (Белянский, Никитина, 1978).

Возраст пород. Вплоть до недавнего времени "удековская свита" оставалась "немой"; имелись лишь единичные находки остатков радиолярий, не позволяющих судить о возрасте вмещающих отложений (Голозубов, Мельников, 1986). Из тонкообломочных пород комплекса И.В. Кемкиным выделены конодонты, по предварительному заключению Г.И. Бурий, характерные для верхней перми (Ханчук и др., 1988). Значительно позднее в процессе геологических съемок масштаба 1:50 000 в породах удековской свиты на правобережье р. Журавлевка (между ручьями Шавкуновский и Конкин) В.А. Лосивым обнаружены остатки радиолярий, среди которых представители байос-верхнеюрского рода *Pseudoeucyrtis*, свидетельствующие о средне-позднеюрском возрасте вмещающих отложений (Лосив и др, 2002). Позднепермские конодонты, обнаруженные И.В. Кемкиным в этом же разрезе, по-видимому, переотложены.

Таким образом, формирование Удековского комплекса отвечает эпизоду относительно спокойной средне-позднеюрской терригенной седиментации вблизи ранее аккретированных офиолитов Себучарского комплекса.

Себучарский комплекс включает в себя пластины Калиновских офиолитов, перекрытых кремнисто-вулканогенно-терригенными образованиями, выделявшимися ранее как себучарская свита (Белянский и др., 1984).

Калиновские офиолиты образуют аллохтоннную пластину, прослеживающуюся на протяжении около 200 км от правобережья р. Откосная на севере до района с. Бреевка на юге на крыльях и в ядрах серии синформных и антиформных складок и образованную преимущественно полосчатыми габброидами, в меньшей мере гипербазитами и базальтоидами (рис. 10, см также рис. 8). Повсеместно офиолиты тектонически перекрывают песчаниково-алевролитовые образования Удековского комплекса. Подошва аллохтона и тектоническая сланцеватость офиолитов во всех изученных случаях ориентирована субпараллельно ориентировкам слоистости подстилающих и перекрывающих стратифицированных образований (рис. 11). В ядре Чугуевской синформы подошва аллохтона



Рис. 10. Верхние структурные уровни Самаркинского террейна на правобережье приустьевой части р. Журавлевка. Положение района см. на рис. 8.

1 – четвертичный аллювий; 2 – комплекс пермского и триасового чехла Ханкайского супертеррейна; 3 – гидротектониты и олистостромы с алевролитовым матриксом, разлинзованными прослоями песчаников, содержащие обломки, глыбы и пластины песчаников, кремней, базальтов, редко известняков; 4 – песчаники, алевролиты, кремнистые туффиты; 5 – кремни; 6 – туфогенно-обломочные породы; 7, 8 – Калиновские офиолиты: 7 – базальты, 8 – габброиды; 9 – переслаивание песчаников и алевролитов; 10 – раннемеловые граниты (а), габбро и пироксениты (б); 11 – разломы: сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги (а), взбросы и надвиги (б); 12 – ориентировки слоистости; 13 – места находок определимых радиолярий Fig. 10. Upper structural levels of the Samarka terrane on the right hand of the near-mouth part of the Zhuravlevka River. Location see in the fig. 8.

1-Quaternary alluvium; 2-Upper Permian and Triassic cover complex of the Khanka superterrane; 3-hydrotectonite and olistostrome with siltstone matrix, included the sandstone interbeds, and also blocks and slices of sandstone and chert, more rarely basalt and limestone; 4- sandstone, siltstone and siliceous tuffite; 5- tuffaceous terrigenous rock; 6-chert; 7-8-Kalinovka ophiolite: 7-basalt; 8-gabbro and pyroxenite; 9-sandstone-siltstone alternation; 10-Early Cretaceous granite (a), gabbro and pyroxenite (6); 11-faults: a-strike-slip fault, 6-thrust; 12-bedding; 13-location of the points with radiolarian fauna



Рис. 11. Ориентировки полюсов разрывов и зон рассланцевания на различных участках подошвы Себучарского комплекса. Верхняя полусфера. Расположение точек а – г см. на рис. справа

Fig. 11. Orientations of the faults and fault zones poles in the different places of the Sebuchar complex sole. Apper hemysphere. Location of points $a_{-\Gamma}$ see in fig. on the right

сохранила первоначальное очень пологое залегание. Здесь она изучена в специально пройденной бульдозерной канаве 2867 (рис. 12, 13). В строении надвиговой зоны этого участка участвуют три тектонические пластины: нижняя (около 700 м), сложенная зелеными сланцами (милонитами по базальтам), габброидами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и неметаморфизованными алевролитами неизвестного возраста; средняя (около 150 м), образованная кристаллическими сланцами и амфиболитами; и верхняя, составляющая основной объем аллохтона, образованная габброидами, в меньшей степени серпентинитами. Габброиды практически повсеместно в той или иной мере катаклазированы и амфиболизированы.

Метаморфические породы, обнаруженные на некоторых участках в подошве офиолитового аллохтона, представлены зелеными сланцами, гранат-биотитплагиоклаз-кварцевыми сланцами с прослоями кварцитов, эпидотовыми и эпидот-



Рис 12. Подошва Себучарского комплекса в приосевой части Чугуевской синформы. Положение района см. на рис. 8.

1-5 – Себучарский комлекс: 1 – габброиды, 2 – серпентинизированные пироксениты; 3 – кристаллические сланцы и амфиболиты, 4 – базальты, 5 – алевролиты; 6 – Усть-Журавлевский комплекс: алевролиты с включениями и пластинами песчаников и кремней; 7 – Удековский комплекс: песчаники с прослоями алевролитов; 8, 9 – позднемеловые вулканиты (8) и граниты (9); 10 – четвертичный аллювий; 11 – надвиги; 12 – сдвиги и сбросы

Fig. 12. Sebuchar complex bottom in the near-axial part of the Chuguyevka synform.

Location see on the fig. 8.

1-5 – Sebuchar complex: 1 – gabbroid, 2 – serpentinized pyroxenite, 3 – metamorphic shist and amphibo-lite, 4 – basalt, 5 – siltstone; 6 – Ust'-Zhuravlevka complex: siltstone with inclusions and slices of the sandstone and chert; 7 – Udeka complex: sandstone with the interbeds of the siltstone; 8, 9 – Late Cretaceous volcanite (8) and granite (9); 10 – Quaternary alluvium; 11 – thrust; 12 – normal and strike-slip faults

альбит-кварцевыми сланцами, а также отдельными относительно маломощными прослоями магнетитовых пород и магнетитовых гондитов. Приблизительно в одинаковом соотношении с перечисленными выше породами присутствуют горизонты амфиболитов, состав которых отвечает толеитовым и щелочным базальтам. Ранее эти метаморфиты сопоставлялись с докембрийскими образованиями Ханкайского массива (Беляевский и др., 1955;



Рис. 13. Чешуйчатое строение подошвы себучарского комплекса в приосевой части Чугуевской синформы.

Разрез вдоль канавы 2867 (см. рис. 12). Вверху – диаграммы густоты полюсов слоистости и разрывов на верхнюю полусферу и направлений погружений штрихов скольжения на нижнюю полусферу.

1 – габброиды; 2 – серпентинизированные пироксениты; 3 – слюдистые кристаллические сланцы; 4 – базальты; 5 – алевролиты; 6 – песчаники; 7, 8 – позднемеловые гранит-порфиры (7) и диабазы (8); 9 – милониты с реликтами исходных пород

Fig.13. Structure of the imbricating in the axial part of the Chuguyevka synform. Cross-section along the trench 2867 (see fig. 12). Above – diagrams of the bedding and faults poles density (upper hemysphere) and directions of traces sliding immersings (lower hemysphere).

1 - gabbroid; 2 - serpentinized pyroxenite; 3 - micas metamorphic shist; 4 - basalt; 5 - siltstone; 6 - sandstone; 7, 8 - Late Cretaceous granite (7), and diabase (8); 9 - mylonite

Голозубов, Мельников, 1986). Не исключено, однако, судя по составу пород и их структурному положению, что это продукты динамотермального метаморфизма при аккретировании крупных пластин офиолитов в ходе средне-позднеюрской субдукции и формировались они за счет базальтов и осадочных пород параавтохтона.

Первоначально существовало искусственное разделение гипербазит-габброидной и базальтоидной частей офиолитов (Силантьев, 1964; Голозубов, Мельников, 1986). Базальтоиды относились к пермской себучарской свите, а габброиды и гипербазиты расматривались как самостоятельный интрузивный комплекс, которому приписывался более древний (вплоть до протерозойского) возраст и который сопоставлялся с габброидами расположенного южнее додевонского Сергеевского террейна. Более поздние исследования А.И. Ханчука показали, что перечисленные образования представляют собой тектонически разобщенные фрагменты самостоятельного единого офиолитового комплекса (Ханчук, 1993). Отдельные раздувы габбро-гипербазитовой части офиолитов (шириной до 5 км) описаны в литературе как Самаркинский, Чугуевский и Бреевский массивы (Щека и др., 1973).

Нижняя часть разреза офиолитов сложена серпентинизированными гарцбургитами, лерцолитами и дунитами. Выше наблюдается кумулятивный комплекс, состоящий из плагиоклазовых дунитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов и оливиновых габбро-норитов. Состав залегающей выше габброидной части разреза меняется от двупироксеновых и клинопироксеновых до амфиболовых габбро. На последних залегает базальтовая толща, контакт между ними повсеместно тектонический. В зоне перехода отмечены жилы гранофировых плагиагранитов с низкими содержаниями К₂О (0.28%). Осадочная часть офиолитов сложена гиалокластитами, эдафогенными осадками, перекрытыми кремневыми или карбонатными отложениями. Пачка кремней мощностью до 35 м, перекрывающая базальты (вдоль контакта прослой эдафогенных образований продуктов размыва базальтов – мощностью 15 – 20 см), изучена на правобережье руч. Степанов Ключ. Из кремней подошвы разреза здесь выделены конодонты позднего девона, выше по разрезу – раннего и среднего карбона, а в кровле разреза – конодонты ранней перми (Кемкин, Ханчук, 1993). Карбонатные постройки образованы как массивными известняками, так и карбонатными брекчиями, состоящими из обломков известняков и базальтов. В ряде случаев глыбы и обломки известняков сцементированы эдафогенным осадком, образовавшимся за счет разрушения эффузивов. Ранее эдафогенные породы ошибочно принимались за лавы, имеющие с известняками "горячие" контакты.. В карбонатных брекчиях и известняках одного из выходов на правобережье руч. Степанов Ключ А.П. Никитина обнаружила и определила фораминиферы визейского века раннего карбона, среднего и позднего карбона и ранней перми (Никитина, 1971).

Определение возраста калий-аргоновым методом мусковита и турмалина из пегматитовой жилы в габброидах руч. Каменский (Голозубов, Мельников, 1986), а также роговой обманки из пегматоидных роговообманковых габбро (окраина с. Медвежий Кут (Ханчук, 1993) дало цифры 405 – 410 млн л. (ранний девон). С учетом этих данных возраст офиолитов в целом можно считать девонским, а возраст их осадочной части – позднедевонским-раннепермским.

По геохимическим признакам офиолиты, содержащие обогащенные железом и титаном (до 4,2 % TiO²) базальты, относятся к офиолитам внутриплитных океанических обстановок. Предполагается, что их формирование присходило в основании океанического плато, рост которого был обусловлен внедрением мантийного плюма.

Находка габбро с высокомагнезиальным гранатом свидетельствует об аномально высоких давлениях при формировании габброидной части офиолитов

(Ханчук, Панченко, 1991).

Кремнисто-вулканогенно-терригенные образования перекрывают и замещают по латерали пластины Калиновских офиолитов. В их составе в переменных соотношениях наблюдаются в той или иной мере тектонизированные алевролиты (матрикс) с глыбами и пластинами кремней, базальтов, редко – габброидов и известняков с карбон-раннепермскими фораминифрами До середины 1980-х годов эти образования, как и вышележащая "ариадненская свита", датировались пермью (Голозубов, Мельников, 1986), причем микрофауна этого возраста была установлена как в известняках, так и в терригенных породах (Белянский и др., 1984). Более поздние исследования В.М. Лосива при геологическом картировании этого района в масштабе 1: 50 000 показали, что содержащие микрофауну породы представляют собой глыбы и блоки, погруженные в алевролитовый матрикс, в котором в свою очередь в ряде мест обнаружены остатки средне-позднеюрских радиолярий. Образованные верхнепалеозойскими породами глыбы представляют собой фрагменты разрезов как одного состава (например, кремней), так и чередования пластов кремней и известняков (мощности тех и других – до нескольких десятков метров), содержащих карбон-пермскую микрофауну (определения А.П. Никитиной и Е.С. Панасенко). Кроме того, установлены блоки размерами до 500 м в поперечнике, образованные темно-серыми алевролитами с прослоями туфов среднего или основного состава, базальтов и кремнистых туффитов, общая мощность которых достигает 150 м. Указанные осадочные и вулканогенноосадочные образования в ряде пунктов охарактеризованы фауной позднепермских радиолярий, главным образом, рода Follicuculus (определения В.С. Руденко и Е.С. Панасенко). Ряд пластин, образованных кремнистыми породами (иногда в ассоциации с базальтами) охарактеризован радиоляриями среднего и позднего триаса (определения Л.М. Олейник и А.Б. Тихомировой). Таких пластин немного; примечательно, что, в отличие от нижележащего Усть-Журавлевского комплекса, здесь не установлены кремни юрского возраста. В составе матрикса верхних структурных уровней Себучарского комплекса кроме обычных взмученных алевролитов значительную роль играют не встречавшиеся в нижележащих комплексах пачки чередования алевролитов и кремнистых туффитов. В ряде мест в матриксе как алевролитового, так и алевролит-кремнисто-туффитового состава установлены юрские радиолярии, в том числе Gongylothorax sakawaensis Matsuoka (J₂, kl-ox), Dictyomitra kamaensis Mizutany (J,) и др. (определения Л.М.Олейник) (Лосив, 2002). По данным недавних определений И.В. Кемкина, прослои кремнистых туффитов в алевролитах из обнажений вдоль окраины с. Пожига (рис. 14) содержат раннеюрский комплекс радиолярий; в горизонтах алевролитов, в той или иной степени взмученных, обнаружены радиолярии несколько более молодого ранне-среднеюрского возраста (Кемкин, 2003).

Можно считать, таким образом, что при формировании Себучарского комплекса на первых порах аккретировались фрагменты подводных гор позднепалеозойского возраста и перекрывающих их известняковых шапок, а также вулканогенно-терригенных пород склонов этих гор. В меньшей степени присутствует аллохтонный материал, образованный базальтами и кремнями фрагментов вулканических построек триасового возраста. По химическому составу, по крайней мере, часть базальтов (например, района пос. Лесогорье) характеризуется низкой титанистостью и калиевостью и отвечает океаническим толеитам (Голозубов, Мельников, 1986). Завершающим эпизодом формирования Себучарского комплекса является аккретирование верхнепалеозойского океанического плато (калиновские офиолиты). В отличие от нижележащих комплексов формирование призмы в рассматриваемом отрезке времени происходило на фоне вулканизма (пачки кремнистых туффитов, содержащих до 20 % частиц пепла кислого состава). Поддвиг океанической плиты, как



Рис. 14. Геологическая карта верховий р. Малиновка у с. Пожига. Положение района см. на рис. 8. 1 – четвертичный аллювий; 2 – песчаники; 3 – переслаивание песчаников и алевролитов; 4 – крем-нистые аргиллиты; 5 – кремнистые туффиты в чередовании с алевролитами; 6 – алевролиты с включениями песчаников, кремней, редко базальтов; 7 – кремни (в глыбах); 8 – меловые диабазы (штоки); 9 – ориентировки слоистости; 10 – геологические границы (а), разломы (б); 11 – места находок остатков радиолярий. Комплексы: **Sb** - Себучарский., **Ar** – Ариадненский

Fig. 14. Geological map of the Malinovka River basin near Pozhiga village. Location see on the fig. 8.

1 -Quoternary alluvium; 2 - sandstone; 3 - sandstone-siltstone alternation; 4 - siliceous argillite; 5 - siliceous tuffite-siltstone alternation; 6 - siltstone with the inclusions of the sandstone, chert, more rarely basalt; 7 - chert (in blocks); 8 - Cretaceous diabase; 9 - bedding; 10 - geological boundaries (a), faults (6); 11 - points with the radiolarian fauna. Complexes: **Sb** - Sebuchar, **Ar** - Ariadnoye

и в ранее описанном случае Усть-Журавлевского комплекса, был, по-видимому, затруднен и сопровождался время от времени встречными надвиганиями нависающей континентальной плиты или ранее аккретированных фрагментов в направлении глубоководного желоба. Одним из фрагментов нависающей континентальной плиты, включенных в аккреционную призму, является, по-видимому, описанный ниже Окраинско-Сергеевский комплекс.
Окраинско-Сергеевский аллохтонный комплекс обнажен в юго-восточной, прилегающей к Центральному Сихотэ-Алиньскому разлому, части рассматриваемой территории от с. Окраинка (см. рис. 8) на юг до междуречья рек Партизанка и Киевка. Вблизи морского побережья выходы комплекса значительно расширяются и занимают пространство западнее Центрального Сихотэ-Алиньского разлома вплоть до восточного побережья Уссурийского залива (около 110 км). В его составе выделяются породы фундамента (докембрийские-раннепалеозойские габброиды, в меньшей степени гранитоиды и метаморфические породы), и осадочного, в меньшей степени вулканогенного чехла, девонского, пермского, триасового и юрского возраста. Эти породы обнажены в составе крупных аллохтонных пластин, включенных в состав Самаркинской аккреционной призмы и испытавших весь комплекс деформаций, присущих средне-верхнеюрским терригенным породам матрикса этой призмы (Голозубов, Мельников, 1986). Поэтому представляется логичным рассматривать этот комплекс пород в качестве структурного элемента Самаркинской аккреционной призмы, а не в ранге самостоятельного террейна, как это делалось ранее (Ханчук и др., 1995). "Сергеевские габброиды" одно время считались также аналогами Калиновских офиолитов (Голозубов, Мельников, 1986), однако, как уже говорилось и как мы увидим ниже, сопоставляемые комплексы пород имеют совершенно различную геодинамическую природу.

Строение комплекса. На участке от района с. Окраинка на севере до водораздела рек Уссури и Партизанская на юге мощность габброидов, гранитоидов и ассоциирующих с ними метаморфических пород фундамента не превышает 500 м. В бассейне р. Партизанская и южнее, в окрестностях г. Находка, мощность этих пород, образующих несколько залегающих друг на друге пластин, достигает нескольких километров. В этом районе установлено, что габброиды представляют собой интрузии, внедрившиеся в метаморфические сланцы и в свою очередь прорванные несколькими генерациями гранитоидов (таудеминский и тафуинский комплексы). На левобережье р. Партизанская (руч. Алексеевка) вблизи подошвы аллохтона установлены кристаллические сланцы и амфиболиты глаукофанзеленосланцевой фации метаморфизма. Определение возраста мусковита К-Аг методом из двух проб гранат-слюдистых сланцев этой ассоциации дало цифры 255±9 и 290±7 млн лет (ранняя пермь). Rb-Sr датирование полосчатых габбро, располагающихся структурно выше, дало цифру 2106 млн лет – ранний протерозой (Коваленко, Ханчук, 1991). Определение U-Pb возраста циркона из габброидов дало цифры 504±2,6 и 528±3 млн лет, а из таудеминских гранитов – 492±12 млн лет с реликтовыми ядрами 1742±5 млн лет. Ar-Ar возраст тафуинских гранитов - 492±2 млн лет (Ханчук, 1993). К-Аг датирование гранитоидов и метаморфических пород террейна в разные годы давало относительно широкий спектр цифр возраста – преимущественно от 514 до 710 млн лет (Мишкин и др., 1970), отвечающих позднему докембрию-раннему палеозою.

Локальные выходы верхнедевонских гравелитов, песчаников, туфов кислого состава и алевролитов, с размывом перекрывающих габброиды и гранитоиды фундамента комплекса, установлены на западном побережье п-ова Трудный (окрестности г. Находка), где мощность их не превышает 150 м. Возраст подтвержден находками остатков растений (Назаренко, Бажанов, 1989). На остальных участках габброиды и гранитоиды с размывом перекрыты пермскими прибрежно-морскими терригенными, карбонатными и вулканогенными породами. В бассейне р. Партизанская эти отложения имеют максимальную мощность (более 2000 м) и наибольший размах возраста – от верхних уровней нижней перми до границы перми и триаса (Олейников и др., в печати).

По мере перемещения на север наблюдается постепенное выклинивание нижних гори-

зонтов и общее сокращение мощности пермских отложений. Так, на широте с. Соколовка базальные слои отнесены по фораминиферам к мидийскому, а на наиболее северном участке у с. Окраинка – дорошамскому ярусам верхней перми. На последнем из перечисленных участков верхнепермские отложения представлены извилинской свитой слюдистых аркозовых песчаников (состоящих из слабоперемытой дресвы гранитов) и алевролитов мощностью 130–140 м. Валунные конгломераты, залегающие здесь на размытой поверхности габброидов, не содержат, однако, обломков подстилающих пород: гальки и валуны сложены исключительно известковистыми песчаниками (Силантьев, 1964). На изученных южнее участках базальные слои пермского возраста залегают на размытой поверхности, главным образом гранитов, которые и образуют подавляющую часть галек и валунов.

Триасово-среднеюрские отложения чехла на правобережье р. Уссури и в бассейне р. Партизанская представлены монотонной толщей алевролитов с прослоями аркозовых песчаников мощностью до 1300 м. На правобережье р. Уссури остатки фауны собраны на верхнетриасовом, нижне- и среднеюрском уровнях разреза. Средне-верхнеюрские образования этого района представлены толщей туфов и лав щелочных базальтоидов – до 700 м (Голозубов, Мельников, 1986). В бассейне р. Партизанская этому уровню разреза соответствует толща также вулканитов, но уже кислого и умеренно кислого состава (Олейников и др., в печати).

Условия залегания комплекса. Пластины, образованные породами Окраинско-Сергеевского комплекса, как уже говорилось, практически повсеместно перекрывают (как и образования Себучарского комплекса) песчаники и алевролиты Удековского комплекса. Получается, таким образом, что Окраинско-Сергеевский и Себучарский комплексы располагаются практически на одном структурном уровне аккреционной призмы, сменяя друг друга по латерали. В редких случаях их сонахождения Калиновские офиолиты (например, выход троктолитов и дунитов у с. Владимиро-Александровское) образуют самостоятельные пластины, зажатые среди "сергеевских" габброидов и гранитоидов. На рис. 15 показана синформа, в ядре которой обнажены превращенные в милониты габброиды и гранитоиды, перекрытые непрерывным разрезом также интенсивно катаклазированных терригенных пород, в том числе фаунистически охарактеризованных слюдистых песчаников и алевролитов верхней перми и алевролитов с прослоями песчаников, содержащих фауну норийских монотид. На крыльях синформы обнажены зеленые плитчатые песчаники и алевролиты Удековского комплекса. Сходные породы (перетертые плитчатые песчаники со слойками сланцев) нами наблюдались под подошвой Окраинско-Сергеевских габброидов в русловых обнажениях среднего течения р. Кривая.

На левобережье р. Партизанская среди габброидов установлены эрозионные окна, в пределах которых обнажена подошва аллохтона и параавтохтон. Последний представлен алевролитами с глыбами и пластинами базальтов и кремней, содержащими остатки радиолярий келловей-оксфордского возраста, по определению О.Л. Смирновой (Коваленко, Ханчук, 1991), и является аналогом Усть-Журавлевского комплекса. Границы аллохтона и автохтона здесь, однако, сильно осложнены более поздними крутопадающими левыми сдвигами, то есть о первичных взаимоотношениях говорить здесь можно только предположительно.

Редкий случай залегания пластин, образованных породами Окраинско-Сергеевского комплекса непосредственно на гидротектонитах и олистостромах Усть-Журавлевского комплекса (промежуточное звено – Удековский комплекс – отсутствует), установлен нами в междуречье рек Журавлевка и Павловка. В бассейне р. Синяя (правый приток р. Павловка) закартированы Васильевская антиформа и сопряженные с ней Шумнинская и Пограничная синформы (рис. 16). Антиформа представляет собой наклонную складку с крутым



Рис. 15. Фрагмент Окраинско-Сергеевского комплекса в ядре синформы на левобережье руч. Староверова. План и разрез по линии горных выработок. Положение района см. на рис. 8.

1 – алевролиты; 2 – алевролиты рассланцованные с разлинзованными прослоями песчаников; 3 – песчаники мелкозернистые плитчатые с прослоями алевролитов; 4 – песчаники слюдистые с криноидным детритом; 5 – милониты с реликтами габброидов; 6 – милониты с реликтами гранитоидов; 7 – интенсивно милонитизированные алевролиты и песчаники; 8 – разломы; 9 – канавы; 10 – ориентировки слоистости (а) и зон рассланцевания и милонитизации (б)

Fig. 15. Fragment of the Okrainka-Sergeevka complex in the synform axial part on the left hand of the Staroverov Creek. Plane and cross-section along the trench line. Location see on the fig. 8.

1 - siltstone; 2 - tectonized siltstone with the sandstone interbedding; 3 - fine-grained sandstone with the siltstone interbedding; 4 - micas sandstone with crinoids detritus; 5 - mylonite after gabbroid; 6 - mylonite after granitoid; 7 - intensively tectonized siltstone and sandstone; 8 - fault; 9 - trench; 10 - orientations of the bedding (a) and tectonic zone (6)

(60-80°) юго-восточным и более пологим (20-50°) северо-западным крыльями. В ее ядре обнажен параавтохтон, представленный (снизу вверх):

1. Пачкой осадочных брекчий, состоящих из угловатых обломков песчаников, алевролитов, базальтов, кремней, редко габброидов и слюдистых кристаллических сланцевболее 150 м

2. Пачкой гидротектонитов-алевролитов с разлинзованными прослоями и пла-



Puc 16. Фрагменты Окраинско-Сергеевского комплекса на крыльях Васильевской антиформы (пояснения в тексте). Положение района см. на рис. 8.

1–5 – параавтохтон (Усть-Журавлевский комплекс): 1 – гидротектониты с разлинзованными прослоями песчаников, пластинами песчаников и кремней, 2 – алевролиты с обломками, глыбами и пластинами песчаников и кремней, реже габброидов, гранитоидов, метаморфических пород и верхнепермских слюдистых песчаников, 3 – песчаники, 4 – осадочные брекчии, 5 – кремни; 6 – песчаники и гравелиты валанжина; 7–10 – аллохтон (Окраинско-Сергеевский комплекс): 7 – катаклазированные гранитоиды (а) и габброиды (б); 8 – верхнепермские слюдистые песчаников (поздняя юра-берриас); 11 – ранне-меловые нефелиновые сиениты; 12 – позднемеловые вулканиты; 13 – надвиги; 14 – сдвиги и сбросы; 15 – ориентировки слоистости; 16 – линия разреза

Fig. 16. Fragments of the Okrainka-Sergeevka complex in the Vasiliev antiform (explanatory on the text). Location see on the fig. 8.

1-5 – paraautochtone (Ust³-Zhuravlevka complex): 1 – hydrotectonite with siltstone matrix, interbeds and slices of the sandstone and chert, 2 – siltstone with the fragments, blocks and slices inclusions of the sandstone and chert, more rarely gabbroid, granitoid, metamorphic rocks and Upper Permian micas sandstone, 3 – sandstone, 4 – sedimentary breccia, 5 – chert; 6 – Valanginian sandstone and gravelite; 7–10 – allochthone (Okrainka-Sergeevka complex): 7 – tectonized granitoid (a) and gabbroid (6), 8 – Upper Permian micas sandstone, 9 – Triassic-Middle Jurassic siltstone with the sandstone interbeds, 10 – Upper Jurassic-Berriasian alcaline basalt; 11 – Early Cretaceous nepheline syenite; 12 – Late Cretaceous volcanite; 13 – thrust; 14 – normal and strike-slip faults; 15 – bedding; 16 – line of the cross-section

Аллохтон обнажен на обоих крыльях антиформы и представлен катаклазированными габброидами и гранитоидами фундамента описываемого комплекса (собственно надвиговая зона), на которых с размывом залегают породы чехла – слюдистые песчаники и алевролиты верхней перми, алевролиты с прослоями песчаников триаса-средней юры и туфы щелочных базальтоидов средне-верхнеюрской погской свиты (Мельников, Голозубов, 1980; Голозубов, Мельников, 1986). Суммарная мощность этих образований составляет около 1100 м. Каких-либо перерывов и несогласий в этой последовательности не установлено. В пределах описываемого участка руководящей фауной охарактеризованы верхнепермский и верхнетриасовый уровни разреза.

Полосы катаклазированных габброидов и гранитоидов на обоих крыльях антиформы имеют сходное строение и мощности от 80 до 500 м. Участки этих полос, непосредственно соприкасающиеся с подстилающим олистостромовым горизонтом и имеющие мощность от 40 до 150 м, отличаются наибольшей степенью катаклаза и представлены милонитами– очень плотными породами стекловидного облика, содержащими мелкие реликты катаклазированных габбро или гранитов.

На контакте габброидов и гранитоидов с подстилающим олистостромовым горизонтом милониты распадаются на глыбы округлой или овальной формы, которые густо покрыты бороздами и зеркалами скольжения. Среди них появляются мелкие обломки и глыбы катаклазированных кристаллических сланцев, кварцитов и верхнепермских криноидных слюдистых песчаников и алевролитовый связующий материал. Крупные глыбы постепенно удаляются друг от друга, уступая место связующему материалу, и происходит, таким образом, переход зоны разлома в олистострому.

В ядре располагающейся юго-восточнее Шумнинской синформы аллохтонный блок перекрыт в свою очередь олистостромовым горизонтом – алевролитами с обломками и глыбами песчаников, кремней и туфов базальтов. Это свидетельствует о том, что аллохтонная пластина была "запечатана" новообразованными осадками. Мощность верхней олистостромовой пачки невелика (50–100 м), и она перекрыта в свою очередь аллохтонной пластиной, сложенной полосчатыми габброидами.

Поскольку аллохтонные пластины перекрывают слои, образованные за счет их разрушения, можно предполагать, что они перемещались с большей скоростью, нежели происходило разрушение их фронтальных частей. А в целом можно говорить о том, что включение аллохтона в состав аккреционной призмы происходило в процессе ее становления. Далее, в процессе раннемеловой складчатости, олистостромы параавтохтонного комплекса и аллохтонный блок с зоной катаклаза в основании были смяты в одном структурном плане и наблюдаются в настоящее время в ядрах синформных складок.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что Окраинско-Сергеевский комплекс представляет собой фрагмент нависающей над зоной субдукции части докембрийскогораннепалеозойского континента. Надвигание и перемещение аллохтонных пластин в направлении к желобу происходило, по-видимому, при частичном заклинивании зоны субдукции в процессе аккретирования океанического плато (частью которого являются Калиновские офиолиты). В условиях непрекращающегося давления океанической плиты "самым слабым звеном" могла оказаться зона срыва у подошвы чехла континентальной плиты. Выдвинутые на поверхность фрагменты этой плиты вовлекались в гравитационное скольжение вниз вплоть до глубоководного желоба. В рамках этого сценария находит объяснение нахождение практически на одном структурном уровне Себучарского и Окраинско-Сергеевского комплексов.

Ариадненский комплекс образован почти исключительно терригенными породами – песчаниками и алевролитами, порою часто чередующимися, объединенными в одноименную свиту. Верхний структурный уровень комплекса образован толщей преимущественно алевролитов. В основе описания комплекса лежат материалы геологической съемки масштаба 1:50 000, выполненной В.М. Лосивым и др. в 1990 г.

Ариадненская свита расчленена на три подсвиты. Нижняя и верхняя образованы преиму щественно песчаниками, в то время, как средняя представлена часто чередующимися песчаниками и алевролитами. Нижняя песчаниковая толща (около 750 м) содержит прослои кремнистых туффитов мощностью до нескольких метров, содержащих остатки юрских радиолярий родов Archaespongoprunum, Parahsuum и др. (определения В.С. Руденко). Средняя подсвита (около 500 м) обнаруживает цикличное строение с мощностями крупных ритмов 60–200 м, при переменных соотношениях алевроаргиллитов и песчаников как в разрезе, так и по латерали. Среди алевролитов присутствуют прослои, насыщенные мелкими угловатыми и слабоокатанными включениями базальтов и кремнистых туффитов. Верхняя подсвита (до 420 м) образована песчаниками с прослоями алевролитов (до 40 м).

Вышележащая толща мощностью до 750 м сложена преимущественно алевролитами как слоистыми относительно хорошо сортированными, иногда содержащими прослои кремнистых туффитов, так и микститами – алевролитами плохо сортированными, замусоренными разнозернистым песчаным материалом и содержащими разновеликие включения песчаников, базальтов, кремней и кремнистых туффитов. Эта толща образует матрикс, в котором располагаются глыбы и блоки кремнисто-базальтового, вулканогеннотерригенного и известняково-кремнистого состава карбон-пермского возраста. Кроме того, отдельные инородные блоки образованы туфоконгломерато-брекчиями, содержащими остатки позднепермских мшанок и криноидей, по которым ранее датировалась ариадненская свита (Силантьев, 1964). Глыбы и пластины мезозойских (в первую очередь триасовых) кремней, обычные для нижеописанных Себучарского, Усть-Журавлевского и Тудовакского комплексов, достоверно на этом структурном уровне не установлены. По составу обломочной части песчаники ариадненской свиты и алевролитовой толщи являются преимущественно граувакковыми аркозами, содержащими порою значительную (до 40 %) примесь обломков вулканитов кислого и умеренно кислого, реже среднего состава. Это обстоятельство также, как и наличие прослоев кремнистых туффитов, свиде-тельствует о том, что формирование этого комплекса, как и Себучарского, происходило на фоне синхронного вулканизма. В алевролитах и кремнистых туффитах толщи в ряде местонахождений обнаружены остатки радиолярий большей частью плохой сохранности. Среди них Л.М. Олейник в шлифах установила виды *Stichocapsa naradaniensis* Matsuoka, *S. robusta* Matsuoka, *Unuma typicus* Ichikawa et Yao, характерные для средней юры.

Судя по имеющимся данным, при формировании комплекса аккретировались фрагменты позднепалеозойских подводных гор и их склонов. Часть аллохтонных тел (пермские туфоконгломерато-брекчии), вероятно, первоначально составляла часть нависающей континентальной плиты. Накопление ариадненской свиты отражает, по-видимому, эпизод относительно спокойной терригенной седиментации у подножья континентального склона.

Следует отметить, что строение комплекса нельзя считать достаточно изученным. Не исключено, например, что по крайней мере часть пачек типично «ариадненских» песчаников или чередующихся песчаников и алевролитов могут оказаться пермскими, зажатыми в юрском матриксе. С другой стороны, мезозойский возраст установлен в результате изучения радиолярий в шлифах (определения Л.М. Олейник) и лишь иногда – в выделенном виде, в результате просмотра с помощью оптического микроскопа (определения В.С. Руденко). Изучение выделенных радиолярий с помощью сканирующего электронного микроскопа, несомненно, во многом уточнит видовой состав радиолярий и, соответственно, возраст вмещающих образований.

Обсуждение и выводы. Таким образом, расчленение Самаркинского террейна – фрагмента аккреционной призмы на комплексы дает основу для средне- и крупномасштабного картирования этих образований. При этом каждый из комплексов отвечает какому-либо этапу формирования призмы и может прослеживаться на значительные расстояния. Так, комплексы, образованные субдукционным меланжем и олистостромами (в нашем случае Усть-Журавлевский и Себучарский комплексы), могут коррелироваться с эпизодами затрудненной субдукции при поддвиге подводных возвышенностей и гор, фрагменты которых они обычно содержат. Выделяются также этапы относительно спокойной субдукции, когда комплексы образованы преимущественно нормально-слоистыми терригенными образованиями (Удековский и Тудовакский комплексы).

При разработке тектоностратиграфических колонок аккреционных призм большое значение приобретают микрофаунистические исследования, поскольку, с одной стороны, находки макрофауны в этих комплексах практически отсутствуют, а с другой – внешне однотипные образования – те же кремни и алевролиты – нередко имеют разный возраст и располагаются на различных структурных уровнях. Каждый из субтеррейнов требует самостоятельного цикла исследований возраста как матрикса, так и аллохтонных тел.

Приведенные выше материалы по возрастным взаимоотношениям выделенных тектоностратиграфических комплексов (они сведены на рис. 17) демонстрируют ясно выраженную тенденцию омоложения возраста как матрикса, так и аллохтонных тел по мере передвижения от верхних структурных уровней к нижним. Можно считать, таким образом, доказанной модель формирования Самаркинской аккреционной призмы путем последовательного причленения (с поддвиганием) все более молодых фрагментов океанической плиты в ходе субдукции.

Северные продолжения Самаркинского террейна

Бассейн среднего течения р. Бикин. По данным геологических съемок масштаба 1:50 000, выполненных здесь В.Н. Оковитым, Н.Г. Сутуриным и др. в конце 70-х и в 80-е годы прошлого сталетия с применением большого объема горных выработок и массового опробования пород на микрофауну, Самаркинский террейн обнаруживает строение, во многом сходное с вышеописанным в бассейне рек Журавлевка и Павловка. Вдоль западной границы террейна здесь установлена полоса развития офиолитов (в том числе серпентини-



Рис. 17. Возрастные соотношения тектоностратиграфических комплексов южной части Самаркинского террейна.

1 – алевролиты с разлинзованными прослоями песчаников, включениями, глыбами и пластинами песчаников, кремней, реже базальтов и известняков (гидротектониты и олистостромы); 2 – песчаники и алевролиты; 3 – кремнистые туффиты; 4 – алевролиты; 5 – щелочные базальтоиды; 6 – кремнистые аргиллиты; 7 – туфовые гравелиты; 8 – кремни; 9 – известняки; 10 – базальты; 11 – габброиды; 12 – гипербазиты; 13 – метаморфические породы, габброиды и гранитоиды

Fig. 17. Age relationships of the tectonostratigraphic complexes of the south part of the Samarka terrane.

1 - siltstone with the sandstone interbeds, containing the fragments, blocks and slices inclusions of the sandstone, chert, more rarely basalt and limestone (hydrotectonite and olistostrome); 2 - sandstone and siltstone; 3 - siliceous tuffite; 4 - siltstone; 5 - alcaline basaltoid; 6 - siliceous argillite; 7 - tuffaceous gravelstone; 8 chert; 9 - limestone; 10 - basalt; 11 - gabbroid; 12 - ultramafite; 13 - metamorphic rocks, gabbroid and granitoid тового меланжа), которые вместе с комплексом тектонизированных терригенных, кремнистых и базальтовых образований по зонам пологих надвигов в раннем мелу были надвинуты на краевую часть Ханкайского супертеррейна и которые, по-видимому, являются аналогами калиновских офиолитов Себучарского комплекса. Несколько восточнее обнажены немые преимущественно песчаниковые турбидиты (момбиосанская толща), которые условно отнесены к карбону, но скорее всего являются аналогом пород юрского Ариадненского комплекса. Еще восточнее, в приустьевых частях рек Тахоло и Амба, по данным Н.Г. Мельникова и Н.Г. Сутурина (1987), закартированы продолжения Усть-Журавлевского комплекса (самаркинской свиты), представленные "чередующимися" в разрезе алевролитами, кремнями, туфами и лавами базальтов. Для верхней половины "разреза" характерно большое количество олистостромовых горизонтов с глыбами и обломками песчаников, кремней, базальтов и, редко, известняков с остатками карбон-пермских фораминифер. Радиолярии, конодонты и, реже, фораминиферы, обнаруженные в кремнистых и кремнисто-глинистых породах, датируют вмещающие породы поздней пермью, триасом и ранней юрой (включая ранний тоар). Залегающая структурно выше толща зеленовато-серых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев сопоставляется с породами Удековского комплекса (Мельников, Сутурин, 1987). Тем не менее построение достаточно обоснованной тектоностратиграфической последовательности для этого участка террейна упирается в недостаточную биостратиграфическую изученность, в первую очередь терригенных отложений, и чрезвычайно сложную дислоцированность пород.

Левобережье р Хор (басссейны рек Матай и Катэн) детально изучено лишь на отдельных участках. Так, на правобережье верховий р. Матай (ручьи Балаза и Лямфана) пластины кремней содержат остатки конодонтов и радиолярий нижней и верхней перми и триаса. На одном из участков установлен согласный переход кремней в терригенные породы. Переходная пачка образована глинистыми кремнями и кремнистыми аргиллитами с радиоляриями нижней и средней юры (включая байос-бат). Выше залегают алевроаргиллиты с остатками бат-келловейских радиолярий. Разделяющие эти пластины алевролиты и микститы в ряде мест охарактеризованы среднеюрскими (?) радиоляриями. Некоторые из олистостромовых горизонтов представлены микститами с алевролитовым матриксом, включающим глыбы и обломки песчаников, триасовых и пермских кремней, палеозойских известняков и вулканитов основного состава (Филиппов и др., 2000).

Наданьхада-Бикинский террейн расположен в бассейне нижнего течения р. Уссури от устья р. Черная Речка до устья р. Наолихэ и протягивается вдоль клинообразного выступа Ханкайского супертеррейна в виде полосы северо-восточного простирания шириной около 60 км и протяженностью около 350 км. Западной и южной его границами, отделяющими от Ханкайского супертеррейна, являются Дахечженьский и Мишань-Фушун-Алчанский разломы. Северная и восточная границы, отделяющие его от Хабаровского и Самаркинского террейнов, достаточно условны и проводятся по разломам Ляолихэ и Арсеньевский.

Юго-западная часть террейна, расположенная на территории Китая в междуречье Наолихэ-Цихулиньхэ – Уссури (хр. Наданьхада), изучена в ходе программы китайскояпонских исследований в середине 1980-х годов. Было установлено, что хр. Наданьхада образован сложным чередованием терригенных, в том числе хаотических, образований и пластин кремней. В некоторых кремневых пластинах установлен постепенный переход от кремней к терригенным породам. Возраст кремней (по данным изучения остатков радиолярий и конодонтов) установлен в интервале поздний триас–поздний плинсбах, кремнистоглинистых пород – поздний плинсбах–тоар, а терригенных пород аален–келловей (Mizutani et al., 1990). В олистостромовых горизонтах отмечены разновеликие глыбы и обломки каменноугольно-пермских известняков, базальтов, триасовых кремней, габброидов и серпентинизированных ультраосновных пород. В самой юго-западной части террейна в составе аллохтонных пластин распространены породы Дахэчженьской офиолитовой ассоциации, включающей серпентиниты, габброиды и базальты, которая является, по-видимому, аналогом Калиновских офиолитов (Кемкин, 2003). Перечисленные образования смяты в систему складок, простирания которых приблизительно параллельны границам террейна, то есть меняются от север-северо-восточного в западной его части до северо-западного и широтного на юге и до северо-восточного на востоке, в приустьевой части р. Бикин.

Северо-восточная Бикинская часть террейна, являясь прямым продолжением структур хр. Наданьхада, имеет аналогичное строение. Возрастной диапазон кремней здесь также с триаса по среднюю юру, в то время как терригенные породы содержат остатки среднепозднеюрских радиолярий (Кемкин, 2003).

Хабаровский террейн выделяется достаточно условно в виде полосы северовосточного простирания шириной до 130 км севернее устья р Наолихэ. Большая его часть перекрыта аллювием р. Амур и ее левых притоков, а также р. Уссури в приустьевой ее части. Выходы на поверхность установлены в пределах хр. Вандан, а также в береговых обрывах р. Амур в окрестностях г. Хабаровск и с. Воронежское. Террейн образован чрезвычайно дислоцированными "переслаиваниями" кремнистых, терригенных (в том числе микститовых), в меньшей мере – карбонатных и вулканогенных пород. Эти образования были выделены Б.А. Натальиным как хабаровский комплекс раннемеловой аккреционной призмы на основании заключения С.В. Зябрева о готерив-барремском возрасте радиолярий, извлеченных из матрикса микститов (Натальин, 1991). Имелись также данные Н.Ю. Брагина о раннемеловых радиоляриях из карбонатно-марганцевых конкреций среди прослоев алевролитов в турбидитовых горизонтах. Позднее эти результаты были уточнены и пересмотрены, и в настоящее время по результатам изучения микрофоссилий кремни датируются триасом-ранней юрой, кремнистые аргиллиты – ранней и средней юрой, а терригенные отложения (в том числе и хаотические образования) – средней и поздней юрой (Kojima et al., 1991). На отдельных участках (сопка Двух Братьев) аллохтонные пластины образованы кремнями, переслаивающимися с известняками; из всех пород выделены карнийско-норийские конодонты, а в известняках обнаружена фауна фораминифер, криноидей, брахиопод и аммонитов этого же возраста (Кемкин, 2003).

Баджальский террейн расположен вдоль восточной окраины Буреинского массива, граница проходит вдоль Куканской зоны разломов. Восточной границей террейна считается Центральный Сихотэ-Алинский разлом. От расположенного южнее Хабаровского террейна он отделен зоной Курского разлома. Вдоль северной границы террейна установлена полоса сближенных разломов широтного простирания (в том числе Пауканский и Южно-Тукурингрский разломы), отделяющих его от Ульбанского террейна. Эти разломы представляют собой падающие на север под углами до 50–60° надвиговые зоны, ширина которых в плане составляет до нескольких километров (Геологическая карта ..., 1999).

Исследование Баджальского террейна проводилось в 50–60-е годы прошлого сталетия, и на геологических картах, как составленных в те годы, так и в обобщающих сводках более позднего времени, показаны сложнодислоцированные верхнепалеозойские и нижнемезозойские терригенно-кремнисто-базальтовые комплексы, возраст которых определялся по находкам фауны в известняках и, в редких случаях, по остаткам макрофауны в терригенных породах. На современном уровне изучение микрофоссилий в кремнистых и терригенных породах террейна проведено лишь на его юго-западной части, в бассейне р. Кур, и, несколько северо-восточнее, в бассейне р. Горин (Шевелев, Кузьмин, 1990; Тихомирова, Заблотский, 1991). По данным Е.К. Шевелева, в бассейне р. Кур и в верховьях р. Горин террейн образован туфово-терригенными комплексами, состоящими из алевролитов, песчаников, образующих иногда пачки флишоидного переслаивания, пепловых туффитов и туфов кислого состава и олистостромовыми толщами с алевролитовым или туфоалевролитовым матриксом и олистолитами известняков, базальтов, кремней и песчаников. На правобережье р. Кур закартированы крупные (до 7 км длиной при ширине выходов до 1 км) пластины базальтов и ассоциирующихся с ними кремней и известняков. Все находки карбон-пермской фауны, как оказалось, приурочены к таким пластинам и олистолитам известняков, а в олистолитах и крупных пластинах кремней обнаружены остатки как пермской, так и триасовой микрофауны. В матриксе хаотических образований органические остатки не обнаружены, однако возраст их можно считать, по крайней мере, послетриасовым. Л.Б. Тихомирова и Е.М. Заблоцкий в бассейне р. Ульбин, на левобережье р. Кур и в долине р. Горин из кремнистых и терригенных пород выделили 11 комплексов радиолярий триасового и юрского возраста, в том числе 8 комплексов из триасовых-среднеюрских кремней. Три комплекса средне-позднеюрских радиолярий обнаружены как в кремнях, так и в алевроаргиллитах. Таким образом, несмотря на слабую изученность. Баджальский террейн можно считать продолжением описанных выше террейнов юрской аккреционной призмы.

До настоящего времени остаются неясными взаимоотношения описанных выше комплексов и пачек терригенных пород, содержащих многочисленные остатки позднетриасовых (норийских) монотид и галобий, например в бассейне р. Амгунь у устья р. Сонах (Осипов, 1974). Аналогичная ситуация с зажатыми между надвиговыми зонами северного ограничения террейна полосами развития терригенных пород (песчаников и конгломератов сивакской свиты вдоль р. Нилан и ее притока р. Сивак), содержащих остатки ранне-среднедевонских криноидей, брахиопод и мшанок. Не исключено, что вмещающие эту фауну прибрежноморские терригенные отложения образуют фрагменты чехла континентальной плиты, нависавщей над зоной субдукции и позднее включенные в состав аккреционной призмы, то есть в структурном отношении эти фрагменты являются аналогами описанного выше Окраинско-Сергеевского комплекса.

Аналоги Самаркинского террейна в Японии

К фрагментам юрской аккреционной призмы относятся занимающие большую часть островов Хонсю, Сикоку и Кюсю террейны Тамба, Мино, Ашио, Северный Чичибу и их метаморфизованные аналоги в поясах Риоке и Самбагава (Taira, Tashira, 1987; Pre-Cretaceous ..., 1990). Все эти террейны располагаются восточнее и южнее доюрских террейнов Внутренней Японии (Хида, Акиёси, Майдзуру и др.) и образованы терригенными (флишевыми и хаотическими) комплексами, "чередующимися" в структурах с пластинами кремней и базальтов. Хаотические комплексы, включающие как типично гравитационные образования (олистостромы), так и тектониты субдукционного меланжа, содержат глыбы и пластины песчаников, кремней, базальтов и известняков с карбон-пермской и, в редких случаях, триасовой фауной. Диапазон возраста кремней включает пермь, триас и раннюю юру. Возраст матрикса отдельных структурных уровней террейнов менятся от раннесреднеюрского до средне-позднеюрского. В ряде мест детально датированы переходы от кремнистых пород через горизонты кремнистых аргиллитов в вышележащие терригенные породы и установлено омоложение верхней границы кремненакопления от ранней до поздней юры при перемещении от верхних структурных единиц к нижним.

До недавнего времени в аккреционных призмах Японии не были установлены анало-

ги описанных выше Удековского, Себучарского и Ариадненского комплексов Самаркинского террейна (в том числе зеленоватые турбидиты, офиолиты Калиновского комплекса). Результатом исследований И.В. Кемкина типовых разрезов террейна Ультра-Тамба, по составу близкого породам перечисленных комплексов, явилось обнаружение в терригенных породах юрских радиолярий (Кемкин, 2003). Ранее в кремнях, известняках и терригенных породах были обнаружены только карбон-пермские радиолярии, фораминиферы и конодонты (Ishiga, 1990) и, соответственно, террейн датировался поздним палеозоем. Любопытно отметить, что история повторяется – Себучарский и Ариадненский комплексы первоначально также датировались пермью (Голозубов, Мельников, 1986), а юрские радиолярии в матриксе этих комплексов были обнаружены значительно позднее.

Офиолиты Якуно, перекрывающие по надвигам структуры террейна Ультра-Тамба и включаемые в состав палеозойского террейна Майдзуру (Pre-Cretaceous ..., 1990), по мнению И.В. Кемкина, вполне могут оказаться аналогами Калиновских офиолитов (Кемкин, 2003).

Особый интерес представляют террейны Южный Китаками и, по-видимому, Абакума северной части о-ва Хонсю. Западнее располагается террейн юрской аккреционной призмы Ашио (граница вдоль разлома Танакура), а северо-восточнее – террейн Северный Китаками – фрагмент раннемеловой аккреционной призмы (граница по разлому Хаяшине). Террейны Абакума и Южный Китаками образованы метаморфическими сланцами и амфиболитами (среди которых различаются метаморфиты как низких давлений и высоких температур, так и высокобарные голубые сланцы), гранитами и габброидами, на размытой поверхности которых залегают неметаморфизованные прибрежно-морские, участками континентальные отложения ордовика (?)-силура (терригенные и карбонатные образования), девона (тонко-обломочные туфы кислого состава, глинистые сланцы и песчаники, редкие прослои конгломератов и известняков), карбона (карбонатные и вулканогенно-терригенные фации). Выше с размывом залегают отложения перми (глинистые сланцы, песчаники, известняки, прослои конгломератов, туфов кислого и среднего состава), перекрытые преимущественно терригенными образованиями триаса, юры и вулканогенно-терригенными комплексами нижнего мела (Pre-Cretaceous ..., 1990). Состав фундамента и многие особенности строения палеозойского и мезозойского чехла позволяют сопоставлять эти террейны с Окраинско-Сергеевским комплексом Южного Приморья. Для пермских отложений сравниваемых структур установлены (по брахиоподам) тесные биогеографические связи. На предложенной И. Тазавой реконструкции для домелового времени Окраинско-Сергеевский комплекс, являясь прямым продолжением террейна Южный Китаками, располагался от него несколько севернее на палеоширотах 30-35° (Таzawa, 2001).

Простирания складчато-чешуйчатых структур Юго-Восточной Японии субширотные, а Северо-Западной Японии – субмеридиональные. К участку излома структур приурочена система разломов Фосса-Магна. Наиболее крупным разломом Юго-Западной Японии является Медианная тектоническая линия, располагающаяся в поле развития близких по составу и возрасту фрагментов юрской аккреционной призмы. Предполагается, что здесь имеет место дуплексирование структур в результате крупномасштабных левосдвиговых перемещений в раннемеловое время (Таzawa, 1993).

На сходство формаций, образующих террейны аккреционных призм Японии, с кремнисто-терригенно-вулканогенными (с известняками) образованиями территорий, включаемых ныне в Самаркинский террейн, обращали внимание многие исследователи, в том числе П.Н. Кропоткин (Кропоткин, Шахварстова, 1965), а позднее – А.О. Мазарович, выделивший, например, в качестве единой структуры Тамба-Западно-Сихотэ-Алинский пояс (Мазарович, 1985). Дальнейшие более детальные исследования полностью подтвердили

эти представления. На это указывает, в частности, сходство радиоляриевых комплексов как в пластинах кремней, так и в терригенных породах матрикса (Kojima, 1989; Mizutani et al., 1990; Kojima et al., 1991, Кемкин, 2003 и др.). С. Коджима, например, в одной из статей сравнил детальные геологические карты района с. Уборка (Самаркинский террейн) и района Камиассо (террейн Мино) в Японии и показал полную идентичность состава и чешуйчатых деформаций комплексов сопоставляемых территорий (Kojima, 1989).

2. Ульбанский террейн

Ульбанский террейн располагается на северном окончании хр. Сихотэ-Алинь, обнажаясь частично вдоль юго-западного побережья Охотского моря. В плане он представляет собой вытянутую в субширотном направлении и ограниченную падающими на север надвигами тектоническую линзу протяженностью около 400 км при наибольшей ширине в средней части около 200 км (см. рис. 7). Севернее Ульбанского террейна располагается полоса выходов палеозоид Монголо-Охотской складчатой области, а с юга он граничит с Баджальским террейном. Восточное окончание Ульбанского террейна вдоль одного из сместителей зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома перемещено на север на расстояние около 100 км.

Приведенная ниже краткая характеристика террейна основывается на материалах геологических съемок масштаба 1:200 000, выполненных на этой територии в течение 60-х годов прошлого сталетия (Конюшков и др., 1974; и др.).

Стратиграфическая схема юрских отложений террейна, разработанная А.М.Ахметьевым, Е.Д. Конюшковым, Г.И. Харитонычевым и др. в процессе этих съемок (Ахметьев и др., 1967) (рис. 18), до настоящего времени не претерпела существенных изменений (Решения ..., 1994). Эти отложения представлены мощной (более 11 тыс.м) толщей, главным образом терригенных отложений, в первую очередь – песчаников, в значительно меньшей степени – алевролитов и аргиллитов, а также гравелитов, конгломератов и осадочных брекчий. Редкие прослои сложены кремнисто-глинистыми породами с радиоляриями, на отдельных уровнях разреза отмечены также маломощные потоки базальтов. По литологическим признакам и по положению в разрезе выделено семь свит и толщ. Нижняя демьяновская толща и ее аналоги охарактеризованы аммонитовой фауной и флорой плинсбахского века; фаунистически доказан также ааленский и бат-келловейский возраст вышележащих уровней разреза. Кимеридж-титонский возраст завершающей части колонки основан на исследованиях радиолярий из прослоев кремнисто-глинистых сланцев.

Песчаники представлены аркозами и граувакковыми аркозами, они содержат до 30 % зерен, в первую очередь алевролитов и аргиллитов, реже – кремнисто-глинистых сланцев, кварцитов, базальтов, постоянно отмечаются также листочки биотита и мусковита. Гравелиты и осадочные брекчии цементируются песчаниковым материалом; псефитовая часть составляет до 60 % и представлена в различной степени окатанными обломками алевролитов, реже кварца и песчаников.

Таким образом, юрские терригенные породы Ульбанского террейна накапливались за счет весьма интенсивного размыва гранитно-метаморфического слоя континентальной коры; небольшая часть обломочного материала имеет внутрибассейновое происхождение. Самые приблизительные подсчеты показывают, что накопление осадков происходило со скоростью около 200 м/млн лет. Приблизительно такие же и даже более высокие скорости терригенной седиментации, относящейся к разряду лавинной, установлены в настоящее время у подножий континентальных склонов в приустьевых частях рек-гигантов (Амур, Амазонка, Инд и Ганг и др.) на пассивных окраинах континентов (Лисицын, 1988).



Рис. 18. Стратиграфические колонки Ульбанской серии (по: Ахметьеву и др., 1968).

1 – песчаники с прослоями алевролитов; 2 – алевролиты с прослоями песчаников; 3 – алевролиты с глыбами песчаников и базальтов; 4 – грубозернистые песчаники; 5 – гравелиты, конгломераты (а), осадочные брекчии (б); 6 – базальты; 7 – кремнисто-глинистые породы; 8 – места находок ископаемой флоры (а) и фауны (б)

Fig. 18. Stratigraphic columns of the Ulban Group (after Akhmet'ev et al., 1968).

1 – sandstone with siltstone interbeds; 2 – siltstone with sandstone interbeds; 3 – siltstone with sandstone and basalt blocks; 4 – coarse-grained sandstone; 5 – gravelstone, conglomerate (a) and sedimentary breccia (6); 6 – basalt; 7 – siliceous argillite; 8 – point of the findings of the fossil flora (a) and fauna (6)

Описываемые отложения смяты в систему тесно сжатых складок широтного и, в восточной части террейна, - северо-восточного простирания, в том числе наклонных и опрокинутых. Согласно наблюдениям Б.А. Натальина вдоль береговых обнажений Ульбанского залива, юрские проксимальные турбидиты террейна образуют тектонические пластины, каждая из которых обладает хорошей сохранностью внутренней структуры. Пластины разделены сравнительно узкими зонами интенсивных деформаций, приуроченных обычно к подошвам мощных горизонтов песчаников, либо к пачкам тонкоритмичных чередований с высокими значениями отношений алевроаргиллит/песчаник. В этих зонах наблюдаются рассланцевание, будинаж, мелкие асимметричные складки с субгоризонтальными шарнирами и дуплексовые структуры. Значительных нарушений последовательностей напластования вдоль этих зон не обнаружено: направления омоложения слоев редко меняются при переходе через разделяющие пластины послойные зоны разломов. Кинематический анализ в большинстве случаев указывает на южную вергентность движений по этим разломам; отражением более поздних (вероятно, раннемеловых) деформаций являются складки с крутопадающими шарнирами и многочисленные левые сдвиги восток-северо-восточного и меридионального простирания (Натальин, 1991).

Судя по этим наблюдениям, ранние складчато-чешуйчатые деформации происходили на фоне субмеридионального сжатия при доминирующем движении геомасс с юга на север. Вблизи южной границы террейна закартирована серия широтных разрывов, объединенных в зону Пауканского разлома (Геологическая карта...,1999). У этих разрывов наблюдались падения на север под углами до 60°, перемещения вдоль них имели значительную надвиговую компоненту (Осипов, 1974). Северо-западной границей террейна является также крупный надвиг. Можно предполагать, таким образом, что современная конфигурация и внутренняя структура Ульбанского террейна – результат скучивания перед блоком-упором (каковыми являются, по-видимому, расположенные севернее палеозоиды Галамского сегмента Монголо-Охотского пояса), и значительная (если не преобладающая) часть Ульбанского турбидитового бассейна находилась южнее современного расположения вдоль восточной кромки Буреинского массива. Соответственно, вряд ли правомерно включение Ульбанского террейна в структуры Монголо-Охотии – скорее всего этот террейн замещает по латерали террейна в структуры аккреционных призм восточного обрамления Евразии.

Выводы

1. Для юрского этапа становления северо-западного обрамления Тихого океана характерно доминирование режима субдукции, проявлениями которой являются Удско-Мургальский и Восточно-Китайский вулкано-плутонические пояса, а также фрагменты аккреционных призм, прослеживающиеся от хр. Наданьхада на северо-востоке через Сихотэ-Алинь, Японские (включая дугу Рюкю) и Филиппинские острова вплоть до о-ва Борнео (Mizutani et al., 1990).

2. Исключение составляет Восточно-Буреинский участок окраины протяженностью около 700 км, вдоль которой накапливалась мощная толща турбидитов с аркозовым составом кластики (Ульбанский террейн). Отсутствие проявлений субдукции на этом участке окраины может быть связано с тем, что граница континент-океан имела, как и сейчас, строго меридиональное простирание, в отличие от остальных участков рассматриваемой окраины, ориентированных в северо-восточном и северсеверо-восточном направлениях. При перемещении плиты Изанаги на северо-запад или север-северо-запад именно здесь, на участке схождения плит по острым углом, могли происходить трансформные скольжения этой плиты вдоль восточной кромки Буреинского кратона.

3. Соответственно, можно предполагать, что в течение юры вдоль северо-западного обрамления Тихого океана существовала активная окраина Андийского типа, переходящая по латерали в трансформную окраину.

4. Требует объяснения факт отсутствия вдоль Сихотэ-Алинского участка окраины магматического пояса, «родственного» Самаркинской аккреционной призме. Б.А. Натальин (1991), первый обративший на это внимание, предполагал, что Самаркинский террейн и его аналоги формировались на палеоширотах южнее 30° и в раннем мелу перемещены вдоль сдвигов к месту современного расположения. Сихотэ-Алинский и Восточно-Буреинский участки окраины, в рамках этой версии, в юрское время в одинаковой мере являлись ареной трансформных скольжений. Не исключено, однако, что вдоль Сихотэ-Алинского участка окраины субдукция все-таки происходила, но под острым углом к краю континента без образования магматического пояса. В пользу этого предположения свидетельствуют данные В.П. Нечаева с соавторами (1997) о том, что в тяжелой фракции пород матрикса Самаркинской аккреционной призмы отсутствуют минералы-индикаторы субдукционной геодинамической обстановки. Эти данные однако получены в результате изучения лишь единичных образцов терригенных пород призмы и требуют подтверждений на основе исследования литологии (в первую очередь состава тяжелой фракции) пород всей тектоностратиграфической последовательности Самаркинского террейна.

ГЛАВА III. НИЖНЕМЕЛОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

Более половины площади Сихотэ-Алиня и значительная часть Корякского Нагорья образованы раннемеловыми террейнами, имеющими различную геодинамическую природу. В пределах докембрийской-раннепалеозойской континентальной части окраины широким распространением пользуются раннемеловые бассейны, выполненные терригенными, часто угленосными и иногда нефтеносными отложениями и вулканитами. Динамика формирования этих бассейнов, как нам представляется, тесно связана с существовавшим тогда режимом взаимодействия Евразиатского континента и прилегающей океанической плиты Изанаги.

1. РАННЕМЕЛОВЫЕ ТЕРРЕЙНЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В Сихотэ-Алине выделены Таухинский террейн – фрагмент неокомской аккреционной призмы, Журавлевский террейн – раннемелового приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна и Кемский террейн – баррем-альбской островодужной системы (Ханчук и др., 1995; см. рис. 7). Для Таухинского и Кемского террейнов предполагаются продолжения на Японских и Филиппинских островах. Кроме того, на севере Сихотэ-Алиня выделен Киселевско-Маноминский террейн – фрагмент альбской аккреционной призмы.

Таухинский террейн

Таухинский террейн располагается в юго-восточной прибрежной части Приморья, где образует фундамент для слабонарушенных покровов позднемеловых и палеоценовых вулканитов и обнажен среди последних в изолированных «окнах». Доступная для наблюдения его часть прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние около 300 км при ширине до 70 км. Северо-западной границей террейна являются крупные левые сдвиги – Центральный Сихотэ-Алинский и Фурмановский разломы, за которыми располагаются, соответственно, Самаркинский и Журавлевский террейны. Юго-восточная граница скрыта под водами Японского моря. Структурные наблюдения вблизи северо-восточного окончания террейна показали, что развитые здесь складчатые и надвиговые дислокации обнаруживают отчетливую северо-западную вергентность, свидетельствующую о перемещениях материала в процессе надвигания с юго-востока на северо-запад (Голозубов, Мельников, 1986). Можно предполагать, таким образом, что северо-восточная часть Таухинского террейна надвинута на Журавлевский террейн.

Субтеррейны

Строение Таухинского террейна дается на примере Кавалеровского и Дальнегорского районов, детально изученных в связи с наличием здесь большого количества рудных месторождений. Здесь залегают три перекрывающие друг друга тектонические пластины, которые мы предлагаем именовать субтеррейнами – частями террейнов со сходной, но не идентичной историей формирования (Парфенов и др., 1998). Это (снизу вверх) Силинский, Горбушинский и Устиновский субтеррейны (Голозубов, Ханчук, 1995; рис. 19, 20). Аналоги этих субтеррейнов прослеживаются и южнее, в бассейне р Аввакумовка (Ольгинский район) и в междуречье Киевка–Черная (Голозубов и др., 1992). Надвигание субтеррейнов друг на друга предшествовало складчатости, поскольку они конформно смяты в систему сложных



Рис. 19. Субтеррейны Таухинского террейна в Кавалеровском и Дальнегорском рудных районах (Южный Сихотэ-Алинь). Расположение района см. на рис. 7

Fig. 19. Subterranes of the Taukha terrane in the Kavalerovo and Dal'negorsk ore regions (south Sikhote-Alin). Location see on the fig. 7



Рис. 20. Геологические разрезы к рис. 19.

1 – алевролиты с включениями, глыбами и пластинами песчаников, кремней, реже базальтов и известняков; 2 – алевролиты, флиш; 3 – песчаники; 4–5 – позднемеловые вулканиты (4) и интрузии гранодиоритов (5); 6 – кремнистые породы; 7 – известняки среднего и верхнего триаса (а) и карбона-перми (б); 8 – базальты (а), перекрытые кремнистыми породами (б) средней и верхней юры

Fig. 20. Geological cross-sections to fig. 19.

1 - siltstone with the fragments, blocks and slices inclusions of the sandstone, chert, more rarely basalt and limestone; 2 - siltstone, flysh; 3 - sandstone; 4-5 - Late Cretaceous volcanite (a) and granodiorite (6); 6 - chert; 7 - Middle-Upper Triassic (a) and Carboniferous-Permian (6) limestones; 8 - Middle-Upper Jurassic siliceous rocks, overlyind basalt

56

складок. Зеркало складчатости в данном районе полого погружается в юго-восточном направлении, поэтому нижний Силинский субтеррейн обнажен на северо-западе региона, в бассейне рек Кавалеровка и Мирная, а породы более высоких структурных единиц – юговосточнее, в басейнах рек Высокогорская и Зеркальная.

Силинский субтеррейн образован сдвоенным разрезом средней и верхней юры и берриас-валанжина. Надвигание одного разреза на другой произошло до момента складчатости, поскольку оба они так же конформно смяты в ряд опрокинутых на северозапад складок, что хорошо видно на рис. 20. Колонки отложений, образующих обе структурные единицы, в целом идентичны: они включают нормально-слоистые породы средней и верхней юры и берриас-валанжина, перекрытые валанжинской олистостромой. В этой связи дается их обобщенное краткое описание. Отличие заключается в том, что олистострома параавтохтона содержит исчезающе малое количество экзотических глыб и представляют собой, по сути, эндоолистострому, в то время как олистострома аллохтона изобилует таковыми.

Средняя и поздняя юра (ердагоуская свита) имеет двучленное строение и состоит из базальтов (до 120 м), перекрытых пестроцветными плитчатыми кремнями, переслаивающимися с кремнисто-глинистыми породами, кремнистыми туффитами и пепловыми туфами (до 50 м). Из линз кремнистых пород в базальтах и из кремнистых и кремнисто-пепловых пород верхней части разреза в многочисленных местонахождениях выделены радиолярии келловея и верхней юры (по титон включительно), в том числе Cvrtocapsa mastoidea Yao, Mirifusus guadalupensis Pessagno, Podobursa gelvetica (Rust), Parvicingula chabacowi Zhamoida, Pseudodictiomitra carpatica (Lozynyak), Alievium helenae Shaaf и др. (Тихомирова, 1986, Симаненко и др., 1999). Из пород кровли толщи выделены радиолярии позднетитонско-берриасского возраста (Кемкин, Кемкина, 2000). По распределению редких элементов вулканиты сочетают признаки базальтов срединно-океанических хребтов и толеитов островных дуг. По мнению В.П. Симаненко, здесь мы имеем дело с базальтами зон задугового спрединга (Симаненко и др., 1999). Этот вывод в какой-то мере противоречит существующим построениям относительно природы средне-позднеюрской окраины Азии до настоящего времени, как уже говорилось, для этого отрезка времени реконструируется окраина Андийского типа, без выдвинутых в сторону океана островных дуг.

Берриас-валанжинские образования (силинская толща) общей мощностью до 3500 м согласно перекрывают ердагоускую свиту и представлены терригенными породами алевролитами и аркозовыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов и конгломератов, расчлененными на четыре пачки. Первая пачка сложена алевролитами с горизонтами алевролито-песчаникового флиша и имеет мощность до 1000 м; вторая преимущественно песчаниковая (до 450 м); третья (до 1000 м) сложена флишем, в котором алевролитовая составляющая растет вверх по разрезу; она охарактеризована фауной берриас-валанжинских двустворок, брахиопод и аммонитов. В кровле толщи найдена Buchia sibirica, датирующая вмещающие породы валанжином. Четвертая толща - олистостромовая (до 1050 м). Она сложена микститами - алевролитами, содержащими прослои песчаников мощностью обычно в десятки сантиметров, реже – в первые метры и более, причем эти прослои в той или иной мере деформированы (в конседиментационную стадию или в стадию раннего диагенеза) и превращены в будины линзовидной, бочковидной и даже шаровой форм. В этих породах, ранее описанных Ю.Н. Размахниным (1963) под названием "гидротектонитов", часто содержатся глыбы экзотических пород. В первую очередь это карбон-пермские и средне-верхнетриасовые известняки, кремни и базальты, а также аркозовые песчаники с позднетриасовой фауной. Некоторые из глыб достигают значительных размеров (известняки, образующие скалу Арсеньева, имеют в плане размеры 800х250 м, известняки г. Кавалерово – 1х2,5 км). В районе пос. Кавалерово среди микститов располагается пластина, сложенная песчаниками и алевролитами с фауной норийских монотид. Мощность пластины до 100 м, она прослежена в ядре синформной складки на расстояние 5 км при ширине выхода 0,4–1 км.

Горбушинский субтеррейн прослежен от верховий р. Устиновка до бассейна р. Рудная на расстоянии около 30 км. Фрагменты этого же субтеррейна обнажены также южнее, в бассейнах рек Аввакумовка и Черная. Как и Силинский, данный субтеррейн включает нормально-слоистую часть, перекрытую олистостромовой толщей.

Нормально-слоистая часть образует пластину мощностью до 2300 м, которая состоит из нескольких (от 3 до 5) пластин, перекрывающих друг друга и имеющих мощность до 800 м; пластины сложены кремнистой и песчаниковой толщами горбушинской серии.

Кремнистая толща образована серыми и темно-серыми, редко – сургучно-красными ленточными кремнями и кремнисто-глинистыми сланцами. При относительно небольшой стратиграфической мощности (50–70 м) толща содержит микрофауну триаса и юры (Волохин и др., 1990). Кремни обычно сильно гофрированы и многократно повторены в разрезе, чем объясняются раздувы их мощностей до 600–700 м.

Песчаниковая толща (до 700 м) согласно перекрывает кремнистую (в подошве иногда наблюдается переходная алевролито-песчаниковая пачка) и имеет, по данным Н.Ю. Брагина (1991), раннемеловой (берриас-валанжинский) возраст. Однако верхняя граница кремненакопления датирована концом кимериджа и титоном (Кемкин, Кемкина, 2000), т.е. она несколько древнее, чем возраст переходных слоев, от описанных выше кремнисто-туффитовой ердагоуской свиты к турбидитам силинской толщи.

Песчаниковая толща состоит главным образом из характерных серых и светло-серых аркозовых песчаников, часто содержащих угловатые включения черных алевролитов, зеленоватых кремнисто-глинистых сланцев, реже – кремней и известняков. В верхних частях разреза толщи заметную роль играют линзы кремнекластических дресвяников и осадочных брекчий, представляющих собой результат дробления и переотложения материала нижележащей кремнистой толщи.

Подошва Горбушинского субтеррейна наблюдалась в ядре синформы в верховьях руч. Балаганного (рис. 21). Подстилающая олистострома (в кровле Силинского субтеррейна) содержит глыбы и небольшие пластины «горбушинских» песчаников и ленточных кремней с остатками конодонтов (вероятно, триасовых) либо средне-позднеюрских радиолярий (Голозубов и др., 1992; Голозубов, Ханчук, 1995). Количество таких глыб вверх по разрезу увеличивается, и матрикс порою виден лишь в треугольных промежутках между тесно сжатыми глыбами. В конце концов микститы перекрываются монолитной пластиной "горбушинских" кремней.

Таким образом, здесь налицо нарушение последовательности напластования: триасовые кремни перекрывают нижнемеловую олистострому. Важно отметить «постепенность» перехода олистостромы в пластину, проявившуюся здесь в отсутствии ясно выраженного надвига, а также в увеличении размеров и количества "горбушинских" кремней и песчаников по мере приближения к подошве субтеррейна. Эти данные, а также конформное залегание пластин относительно слоистости подстилающих олистостромов свидетельствуют о наволакивании Горбушинского субтеррейна на Силинский в ходе седиментации либо в диагенетическую стадию.

Олистостромовая толща горбушинского субтеррейна согласно перекрывает песчаниковую толшу и достигает мощности 1100 м (см. рис. 20). Как по составу матрикса, так и по составу экзотических глыб (включающих позднепермские известняки, верхнетриасовые



Рис. 21. Подошва Горбушинского субтеррейна в верховьях руч. Балаганного. Расположение участка см. на рис. 19.

1 – кремни; 2 – известняки; 3 – песчаники разнозернистые с угловатыми включениями алевролитов и кремнистых аргиллитов; 4 – песчаники мелко- и среднезернистве; 5 – алевролиты; 6 – алевролиты с включениями и глыбами песчаников и кремней; 7 – места находок остатков радиолярий (а), двуство-рок (б); 8 – надвиги, разделяющие пластины в Горбушинском субтеррейне (доскладчатые); 9 – надвиги син- и постскладчатые; 10 – левые сдвиги; 11 – ориентировки слоистости; 12 – линии разрезов

Fig. 21. Gorbusha subterrane sole in the upper part of the Balaganny Creek. Location see on the fig. 19.

1 - chert; 2 - limestone; 3 - coarse-fine-grained sandstone with the sharply angular inclusions of the siltstone and siliceous argillite; 4 - middle- to fine-grained sandstone; 5 - siltstone; 6 - siltstone with the fragments and

blocks of the sandstone and chert inclusions; 7 – points of the findings of the radiolarian fauna (a) and bivalvian fauna (6); 8 – devided the slices in the Gorbusha subterrane (pre-folding) thrust; 9 – syn- and post-folding thrusts; 10 – left-lateral strike-slip fault; 11 – bedding; 12 – line of cross-section

монотисовые песчаники, кремни, редко – базальтоиды) породы толщи практически не отличаются от олистостромов районов поселков Кавалерово и Дальнегорск.

Устиновский субтеррейн прослежен на правобережье р. Устиновка на расстояние около 12 км при ширине 2–4 км и образован одноименной толщей нормально-слоистых терригенных пород берриас-валанжина, согласно перекрытых олистостромовой толщей. Юго-западным продолжением устиновской толщи является таухинская свита, прослеженная в бассейнах рек Маргаритовка и Черная (Голозубов и др., 1992).

Устиновская толща представляет собой крупный ритм. Нижняя часть ее разреза сложена пачкой грубообломочных пород – конгломератов, гравелитов, грубозернистых гравийных песчаников – мощностью до 250 м. Гальки и гравий этих пород хорошо окатаны, представлены кремнями, реже песчаниками и алевролитами. Ранее считалось, что эта пачка является базальной и что она с угловатым несогласием залегает на микститах, датировавшихся поздним палеозоем или поздним триасом. Нами установлено, что в некоторых случаях под грубообломочными породами существует горизонт слоистых алевролитов, с флорой берриас-валанжина (который по надвигу контактирует с нижележащими микститами, см. рис. 20), т.е. данные грубообломочные породы являются внутриформационными, а не базальными, а в целом Устиновский субтеррейн надвинут на Горбушинский.

Выше по разрезу располагается пачка пород, представленная переслаиванием аркозовых песчаников и алевролитов мощностью до 300 м, причем в верхней ее половине алевролиты резко преобладают. Пачка охарактеризована флорой, главным образом папоротниками, датирующими, по мнению С.И. Неволиной, вмещающие породы берриас-валанжином (не исключая верхних горизонтов юры). Скопления растительных остатков весьма многочисленны, что составляет характерную особенность пород данного субтеррейна. Кроме того, в песчаниках средней части разреза устиновской толщи собраны остатки берриас-валанжинской прибрежно-морской фауны груборебристых брахиопод, тригониид и других двустворок.

Алевролитовая пачка, образующая кровлю толщи и также содержащая остатки берриасваланжинской флоры, согласно перекрыта микститами – алевролитами, содержащими мелкие включения и глыбы песчаников, кремнистых пород, реже – кремнекластических гравелитов и конгломератов. Мощность олистостромовой толщи составляет здесь не менее 500 м.

Таким образом, Таухинский террейн образован тремя резко различающимися типами слоистых терригенных отложений берриас-валанжинского возраста, которые, судя по аркозовому составу кластики, формировались в непосредственной близости от азиатской континентальной окраины. Данные отложения согласно подстилаются либо триасово-юрской кремнистой толщей (Горбушинский субтеррейн), либо средне-верхнеюрской кремнисто-базальтовой толщей (Силинский субтеррейн) и перекрываются близкими по составу олистостромовыми толшами, содержащими олистолиты – фрагменты пород как подстилающего разреза, так и явно экзотического материала, в первую очередь известняков и базальтов палеозоя и среднего-верхнего триаса, верхнепермских кремней и аркозовых песчаников среднего и позднего триаса. В результате такого совмещения получилась тектоностратиграфическая последовательность, насчитывающая около 13 000 м мощности (рис. 22).



Рис. 22. Тектоностратиграфические колонки Таухинского террейна.

I, II – Кавалеровский рудный район: I – к разрезу вдоль линии В-Г-Д на рис. 20; II – к разрезу вдоль линии Е-Ж на рис. 20; III – Дальнегорский рудный район, к разрезу вдоль линии А–Б на рис. 20

1 – известняки; 2 – кремни; 3 – кремнистые аргиллиты и кремнистые туффиты; 4 – базальты; 5 – конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники; 6 – разнозернистые песчаники с угловатыми включениями алевролитов; 7 – равномернозернистые песчаники; 8 – флиш; 9 – алевролиты с прослоями песчаников; 10 – микститы с алевролитовым матриксом, включениями, глыбами и пластинами песчаников, кремней, известняков и базальтов

Fig. 22. Tectonostratigraphic columns of the Taukha terrane complexes.

I, II – Kavalerovo ore region: I – to cross-section along the line B- Γ - Π on the fig. 20; III – Dal'negorsk ore region, to cross-section along the line A-B on the fig. 20

1 -limestone; 2 -chert; 3 -siliceous argillite and tuffites; 4 -basalt; 5 -conglomerate, gravelstone, 6 -coarse-finegrained sandstone with the sharply angular inclusions of the siltstone and siliceous argillite; 7 -middle- to fine-grained sandstone; 8 -flysh; 9 -siltstone with sandstone interbeds; 10 -mixtite with siltstone matrix. with the fragments, blocks and slices inclusions of the sandstone, chert, limestone and basalt

Включения океанического материала в Таухинском террейне

В качестве фрагментов палеоокеанической плиты нами рассматриваются упомянутые выше глыбы и пластины палеозойских и средне-верхнетриасовых известняков и ассоциирующихся с ними базальтов, а также кремнистая и кремнисто-базальтовая толщи, залегающие либо в основаниях разрезов Горбушинского и Силинского субтеррейнов, либо также образующие глыбы и пластины в олистостромовой толще.

Для известняков, являющихся, по общему мнению, рифовыми, характерны исключительная химическая чистота и отсутствие терригенной примеси. Преобладают фации рифового плато или банки-отмели. Небольшие биогермы, образованные кораллами,

мшанками и двустворками (для триаса), возможно, располагались в краевых частях плато.

Палеозойские известняки, как и в Самаркинском террейне, фораминиферововодорослевые. Биостратиграфическое расчленение этих известняков, проведенное по фораминиферам, позволило датировать их от фаменского века девона до поздней перми. Наиболее крупные из известных известняковых тел характеризуются значительным размахом возраста. Так, известняки г.Фудинов Камень (Ольгинский район) формировались в течение фаменского века позднего девона и всего карбона, известняки г. Кавалерово охарактеризованы фораминиферами позднего карбона и всей ранней перми. Каркасостроителями этих известняков являются водоросли, изредка ругозы и кишечнополостные неясного систематического происхождения, а также строматолиты. Поставщики детрита – фораминиферы, мшанки, криноидеи и сифониковые водоросли, "гости" – редкие брахиоподы, двустворчатые моллюски и остракоды (Ханчук и др., 1989).

Триасовые известняки охарактеризованы уникальными для триасовых отложений юга Дальнего Востока фаунистическими сообществами (двустворки, кораллы, фораминиферы), отличающимися от сообществ смежных структур и сходных с альпийской фауной (Краснов и др., 1989). Особенно впечатляют банки, образованные толстостенными раковинами мегалодонтид. Ближайшие сообщества такого типа обнаружены в сходных комплексах террейна Самбосан в Японии, на крайнем юге Китая и на ряде островов Индонезии (Татига, 1990).

В основании всех крупных известняковых массивов присутствуют выходы базальтов, имеющих с известняками "холодные" контакты. В частности, в подошве одного из известняковых тел позднетриасового возраста района пос. Дальнегорск наблюдаются грубообломочные базальные слои с обломками базальтов и известняков; иногда среди галек отмечаются окатанные фрагменты двустворок.

Базальты, подстилающие рифовые известняки, представлены фациями, типичными для палеовулканических построек океанического дна. Среди них наблюдаются массивные лавы, пиллоу-лавы, лавобрекчии, гиалокластиты и эдафогенные осадки. По минералогическим и геохимическим признакам они разделяются на толеитовые и щелочные, сопоставляются либо с толеитами, либо с щелочными базальтами океанических островов и гайотов, а по высокой железистости – с базальтами гайотов западной части дна Тихого океана (Ханчук и др., 1989).

Кремни и кремнисто-глинистые породы триаса и юры, премущественно биогенные, как уже говорилось, отличаются отсутствием примеси обломочного материала континентального или островодужного происхождения, чрезвычайной устойчивостью фаций по латерали при относительно небольшой стратиграфической мощности, низкими скоростями седиментации. Например, мощность кремневого триаса (с оленекского яруса) в Дальнегорском районе составляет всего 50 м (Волохин и др., 1990). В районе г. Зарод (Ольгинский район) сакмарский-мургабский ярусы перми установлены в кремневой пачке мощностью 11 м (Руденко, Панасенко, 1990). Перечисленные особенности кремневых разрезов позволяют предполагать, что они накапливались в открытом океане в значительном удалении от континентов либо островных дуг.

О моделях формирования Таухинского террейна

В основании разрезов Силинского и Горбушинского субтеррейнов присутствуют океанические фации, согласно перекрытые турбидитами подножья континентального склона (Маркевич и др., 1999). Поскольку смена режима седиментации приурочена приблизительно к одному возрастному рубежу – границе юры и мела, автором первоначально предполагалось, что эти субтеррейны представляют собой пространственно разобщенные фрагменты одной приконтинентальной окраины. (Голозубов, Ханчук, 1995). Однако полученые к настоящему времени уточненные данные о различном возрасте переходных слоев: в Горбушинском субтеррейне – поздний кимеридж-титон, в Силинском – берриас (Кемкин, 2000), так же, как приведенные выше данные о конседиментационном наволакивании Горбушинского субтеррейна на Силинский, допускают возможность и того, что субтеррейны с самого начала были объединены в одно геологическое тело.

Последовательность от кремнистых (или кремнисто-базальтовых) фаций к турбидитам иногда ошибочно рассматривалась как регрессивная, связанная с обмелением морского бассейна (Парняков, 1984). Более вероятным механизмом формирования такой последовательности, как уже говорилось, представляется погружение океанической плиты в глубоководный желоб в связи с субдукцией. Многократное повторение разреза горбушинской серии в одноименном субтеррейне, а также сдваивание разреза верхней юры и берриас-валанжина в Силинском субтеррейне являются, по-видимому, отражением процессов поддвигания, имевших место на внутреннем склоне желоба, т.е. субдукции. Согласное перекрытие нормальнослоистых турбидитов олистостромовыми пачками является, вероятно, отражением активизации субдукции и вовлечения в этот процесс материала нависающей плиты, в том числе аркозовых песчаников средне-позднетриасового возраста. Связанное с субдукцией скучивание материала на внутренних склонах желобов, последующее изостатическое "всплывание" многократно сдвоенных комплексов обеспечивают возможность попадания поднятого материала (в том числе – фрагментов океанической плиты) в виде конседиментационных, частью гравитационных аллохтонов, глыб и обломков в осадок, продолжающий накапливаться в осевой части желоба.

Современный структурный рисунок северо-восточной части Таухинского террейна (опрокинутая на северо-запад складчатость, многочисленные надвиги, полого наклонные на юго-восток) больше соответствует, однако, модели обдукции, то есть наволакивания океанической плиты на континентальную. С учетом этой вергентности И.В. Кемкин предположил, что Таухинская аккреционая призма образовалась в результате субдукции не под восточную окраину Азии, а под существовавший в пределах океана микроконтинент (Кемкин, Кемкина, 2000). Позднее он, однако, от этой идеи отказался (Кемкин, 2003). Действительно, огромный объем аркозового материала в турбидитах различных структурных уровней террейна заставляет предполагать существование рек-гигантов, транспортировавших обломочный материал со значительных по размерам водосборов. Более вероятным представляется формирование современной структуры террейна в результате не одного, а двух процессов. На первом этапе, в позднем титоне-валанжине происходила субдукция под восточную окраину Азиатского континента с формированием аккреционной призмы. На втором этапе, в готерив-позднеальбское время (до момента "сшивания" террейнов) происходила транспортировка террейна в север-северо-восточном направлении вдоль разломов системы окраинно-континентальных сдвигов Тан-Лу. В пользу того, что Таухинский террейн первоначально располагался значительно южнее современного расположения, свидетельствуют некоторые палеобиогеографические данные. Как уже давно замечено, берриас-валанжинские фаунистические комплексы Журавлевского и Таухинского террейнов сильно различаются: для Таухинского характерны тетические, а для Журавлевского – бореальные сообщества (Коновалов, 1988). Кроме того, флора Таухинского террейна принадлежит комплексу Риосеки, формирование которого происходило на палеоширотах южнее 32° (Kimura, 1987; Kimura, 1995). По-видимому, при столкновении Таухинского террейна с окраинно-континентальными турбидитами Журавлевского террейна и сформировался современный "обдукционный" облик структур Кавалеровского и Дальнегорского районов.

Вероятные аналоги Таухинского террейна в Японии

Таухинский террейн коррелируется с позднеюрским (?) – раннемеловым террейном Южный Чичибу в юго-восточной Японии, с раннемеловыми террейнами центральной части островной системы Рюкю и Филиппинских островов. Менее уверенная корреляция Таухинского террейна с некоторыми поясами западной части о-ва Хоккайдо и с террейном Северный Китаками.

Террейн Южный Чичибу располагается вдоль юго-восточной границы группы террейнов средне-позднеюрских аккреционных призм (Мино, Тамба, Ашио и др), являющихся продолжением Самаркинского террейна Сихотэ-Алиня, и отделяет последние от расположенного южнее и юго-восточнее позднемелового-третичного террейна Симанто (Pre-Cretaceous..., 1990; рис. 23). При ширине в 10–20 км он протягивается от западной оконечности о-ва Кюсю до центральной чассти о-ва Хонсю на расстояние около 1000 км.

Террейн Южный Чичибу разделен на два субтеррейна: Тогано и Самбосан (Mat-



Рис. 23. Аналоги Таухинского террейна в Японии. 1 – Таухинский террейн и его аналоги; 2 – Журавлевский террейн

Fig. 23. Taukha terrane analogues in Japan.

 $1-{\rm Taukha}$ terrane and its analogues; $2-{\rm Zhuravlevka}$ terrane

suoka, Yao, 1990). Субтеррейн Тогано образован кремнисто-терригенной группой Тогано, перекрытой с угловым несогласием грубообломочными породами группы Ториносу. Обращает на себя внимание аналогия в строении кремнисто-терригенной группы Тогано и комплекса пород горбушинской серии. В пределах кремнисто-терригенных пластин возраст кремней – от среднего триаса до поздней юры, при этом отмечается тенденция омоложения от верхних структурных единиц к нижним (от позднеюрского до раннемелового) возраста переходной от кремней к терригенным образованиям пачки.

Залегающий структурно ниже субтеррейн Самбосан образован гидротектонитами и олистостромами, которые по составу и возрасту как матрикса, так и включенных в этот матрикс обломков, глыб и пластин (включая известняки с мегалодонтовыми банками) полностью аналогичен комплексу пород Таухинского террейна (Силинский субтеррейн). Отличительной чертой Таухинского террейна является наличие в нем пластин и олистолитов среднеи/или верхне-триасовых шельфовых аркозовых песчаников и алевролитов. Устиновская толща литологически сходна с породами группы Ториносу, но

имеет более молодой берриас-валанжинский возраст.

Серьезным отличием в трактовке строения сравниваемых террейнов является

вывод японских геологов о том, что грубообломочные породы группы Ториносу (аналога устиновской толщи Таухинского террейна) залегают несогласно на кремнистых и терригенных породах группы Тогано (аналога горбушинской серии Таухинского террейна). Такие же взаимоотношения аналогичных комплексов предполагались ранее и для Таухинского террейна (Геология СССР...,1969), однако приведенные выше данные свидетельствуют об аллохтонном залегании грубообломочных пород устиновской толщи. Продолжая аналогию, следовало бы ожидать, что в террейне Южный Чичибу грубообломочная группа Ториносу не образует несогласно залегающий чехол, а является самостоятельным субтеррейном.

Раннемеловой террейн центральной части островной системы Рюкю обнажен в западных и юго-западных частях островов Амами-Ошима и Окинава и на наскольких мелких островах (Kizaki, 1990). Он представлен турбидитово-олистостромовым матриксом, охарактеризованным валанжин-барремскими радиоляриями, в котором располагаются глыбы и пластины карбон-пермских и средне-верхнетриасовых (в том числе и мегалодонтовых) известняков, часто в ассоциации с базальтами, а также кремней и кремнистых сланцев пермского, триасового и юрского (включая и начало раннего мела) возраста (Fujita, 1989). В целом перечисленные породы во многом характерны и для олистостромов Таухинского террейна, включая такую деталь, как аналогию видового состава валанжин-барремских радиолярий в матриксе олистостромов системы островов Рюкю и одновозрастных радиолярий в турбидитах Таухинского террейна (Fujita, 1989; Голозубов и др., 1992).

В юго-западной части о-ва Хоккайдо в поясе Ошима известны олистостромы, во многом сходные с олистостромами Таухинского террейна. Олистолиты представлены также известняками верхнего палеозоя и триаса, и, что особенно примечательно, здесь описаны мегалодонтовые банки. Кроме того, отмечаются глыбы и пластины триас-нижнеюрских кремнистых пород и кислых туфов и зеленокаменных пород неясного возраста (Kato, 1990). Однако имеющиеся радиоляриевые датировки как кремнистых, так и терригенных пород этого пояса не поднимаются выше средней и поздней юры. Соответственно, он считается частью аккреционной призмы юрского (а не раннемелового, как в Таухинском террейне) возраста. Этому району посвящено относительно мало публикаций, и, вероятно, он требует дальнейшего изучения.

По-видимому, к валанжинскому времени приурочено начало формирования по крайней мере части расположенного восточнее аккреционного пояса Сорачи-Йезо. Об этом свидетельствуют обнажающиеся здесь олистостромы с глыбами океанических базальтов, реже кремней (формация Чироро), в алевролитово-туффитовом матриксе которых обнаружены радиолярии этого возраста (Kato, 1990).

Террейн Северный Китаками занимает северную оконечность о-ва Хонсю. Главная его часть образована турбидитами и олистостромами, полностью аналогичными таковым пояса Ошима, южным продолжением которого он, по-видимому, является. В глыбах и пластинах триасово-юрских известняков возраст триасовой части разреза установлен по конодонтам, средне- или верхнеюрской части – по остаткам моллюсков, фораминифер и склерактиний. Данных о возрасте терригенных пород террейна пока не получено, и до настоящего времени он считается фрагментом позднеюрской аккреционной призмы (Minoura, 1990). Район также требует дальнейшего изучения.

Журавлевский террейн

Журавлевский террейн занимает большую часть хр. Сихотэ-Алинь и представляет собой полосу северо-восточного простирания, имеющую протяженность около 800 км при ширине

до 80 км. От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна он отделен системой разрывов зоны крупного левостороннего сдвига – Центрального Сихотэ-Алинского разлома или одного из его ответвлений. С юго-востока к Журавлевскому террейну примыкают Таухинский террейн раннемеловой аккреционной призмы и расположенный севернее широты 45° Кемский террейн баррем-альбской островодужной системы (Ханчук и др., 1995). В северном Сихотэ-Алине в бассейне р. Гур Журавлевский террейн выклинивается, однако его продолжения предполагаются западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома вдоль право- и левобережья р. Амур вплоть до приустьевой части р. Уссури (см. рис. 7).

Журавлевский террейн сложен главным образом терригенными породами – аркозовыми песчаниками и алевролитами раннемелового возраста общей мощностью около 15 тыс. м. Древнейшими породами террейна являются, по-видимому, зеленые и сургучно-красные кремнисто-глинистые породы, иногда в ассоциации с базальтами, известные в ряде мест осевой части террейна, в частности в приустьевой части р. Колумбе и содержащие комплекс позднеюрских радиолярий (Тихомирова, 1986). Взаимоотношения этих пород, являющихся, по-видимому, аналогом океанических образований Таухинского террейна (ердагоуской свиты), с вмещающими нижнемеловыми терригенными породами, к сожалению, не выяснены.

Колонка нижнемеловых отложений Журавлевского террейна, составленная на примере Кавалеровского района и, частично, правобережья р. Журавлевка, показана на рис. 24. Однако главные особенности состава и мощностей отдельных стратиграфических подразделений прослеживаются без существенных изменений и в более северные районы террейна, по крайней мере до верховий рек Бикин и Самарга, т.е. широты 48° (Маркевич и др, 2000). Следует отметить, что мы не наблюдали в одном обнажении непрерывного разреза вследствие плохой обнаженности и сложной тектонической обстановки и предлагаемая колонка сконструирована из многочисленных фрагментов, характеризующих строение различных размеров тектонических блоков. Тем не менее главные особенности разреза и порядок мощностей установлены, как нам представляется, достаточно достоверно.

Прежде всего отчетливо разделяются берриас-валанжинская и готерив-альбская части разреза. Для нижней, берриас-валанжинской, части (журавлевской и ключевской свит) характерно значительное преобладание в разрезе алевролитов и алевроаргиллитов и наличие горизонтов эндоолистостромов – алевролитов с разлинзованными прослоями ("гидробудинами"), обломками и глыбами песчаников, представляющими собой, повидимому, результат конседиментационных деформаций и связанных с этим процессом оползневых явлений. Экзотические глыбы кремней и верхнепалеозойских известняков встречаются в единичных случаях и только в разрезе журавлевской свиты (Силантьев, 1964; Маркевич и др., 2000). На отдельных участках журавлевская свита содержит потоки высокотитанистых пикритов и базальтов внутриплитного типа (Левашов и др., 1989). Журавлевская и ключевская свиты охарактеризованы фауной преимущественной бухий, значительно реже – аммонитов.

Важной особенностью берриас-валанжинского разреза является высокая скорость седиментации – около 500 м/млн лет, то есть ее следует относить к разряду лавинной (Лисицын, 1988). С учетом вероятного сокращения мощности осадка вследствии его обезвоживания при диагенезе можно предполагать, что первичная его мощность была значительно большей. По- видимому, горизонты эндоолистостромов являются прямым показателем аномально высоких скоростей лавинного осадконакопления.

Характерной особенностью готерив-альбской части разреза является значительная роль песчаниковой составляющей и наличие многочисленных горизонтов двух- и трехком-



Рис. 24. Колонка нижнемеловых отложений Журавлевского террейна (по Голозубову и др., 1992).

I – Кавалеровский рудный район, II – левобережье р. Журавлевка у руч. Тайменного.

алевролиты с прослоями песчаников;2 – песчанистые алевролиты, алевропесчаники;
песчанистые алевролиты, алевропесчаники;
песчаники; 4 – песчаники с прослоями алевролитов; 5 – флиш; 6 – глинистые кремни (а), конгломераты (б); 7 – алевролиты с разлинзованными прослоями и включениями песчаников; 8 – места находок фауны моллюсков. Справа от колонки - наиболее характерные ее виды

Fig. 24. Column of the Lower Cretaceous deposits of the Zhuravlevka terrane (after Golozoubov et al., 1992).

I – Kavalerovo ore region, II – left bank of the Zuravlevka River near Taymenny Creek. 1 – siltstone with sandstone interbeds; 2 – sandy siltstone, silty sandstone; 3 – sandstone; 4 – sandstone with siltstone interbeds; 5 – flysh; 6 – clay chert (a), conglomerate (6); 7 – siltstone with fragments inclusions of sandstone; 8 – place of finds bivalvia fauna. To the right of a column - the most typical species of molluscs

понентного флиша. Разрез состоит из четырех мегаритмов (в основаниях которых доминируют песчаники, а в кровле – алевролиты) мощностью 1,5-3 тыс. м, состоящих из ритмов более высоких порядков. Нижний макроритм слабо охарактеризован органическими остатками – в ряде мест установлены лишь призматические слои и единичные сохранившиеся экземпляры раковин готерив-барремских иноцерамов (рис. 25). Для апт-нижнеальбского уровня разреза типичными являются достаточно многочисленные ауцеллины, значительно реже – аммониты. В среднем-позднем альбе ауцеллины исчезают и появляется характерный тригониево-актеонелловый комплекс фауны, нередко образующей в подошвенной части завершающего макроритма прослои ракушняков.

Накопление этих толщ происходило, по-видимому, скачкообразно, о чем свидетельствуют многочисленные следы внутриформационных размывов в основаниях ритмов. В частности, песчаники часто содержат включения дресвы и мелкого щебня алевролитов, составляющих в основаниях ритмов до 10–20 % объема пород. Эти включения представляют собой фрагменты кровли предшествовавших ритмослоев, успевших литифицироваться до степени, достаточной для дробления и попадания в породы вышележащих уровней. Вероятно, наличием таких достаточно продолжительных перерывов можно объяснить вдвое меньшую, чем в берриас-валанжине, среднюю скорость седиментации, составляющую здесь около 250 м/млн лет.





1 – раннемеловые интрузии гранитов (а) и монцонитоидов (б); 2 – позднемеловые эффузивы; 3 – Таухинский террейн; 4 – разломы, разграничивающие террейны (а), а также в пределах террейнов, в том числе левые сдвиги (б) и надвиги (в); 5 – точки сборов ископаемой фауны берриас-валанжина (а, преимущественно бухий), готерив-баррема (б, преимущественно иноцерамов), апт-альба (в, преимущественно ауцеллин), и среднего-позднего альба (г, преимущественно тригоний)

Fig. 25. Schematic geological map of the south part of the Zhuravlevka terrane.

1 - Early Cretaceous intrusions of granitoid (a) and monzonitoid (6). 2 - Late Crtaceous volcanite; 3 - Taukha terrane; 4 - faults on the boundaries of terranes (a) and wihin the terranes, including the left-lateral strike-slip faults (6) and thrusts (B); <math>5 - points of collection of the fauna: a - Berriasian-Valanginian (Buchia genus mainly), 6 - Hauterivian-Barremian (Inoceramus genus mainly), B - Aptian-Albian (Aucellina genus mainly), r - Middle and Late Albian (Trigonia genus mainly)

Обращает на себя внимание относительная неизменность средней скорости лавинной седиментации в этот отрезок времени. Так, мощность готерива и баррема (12 млн лет) составляет около 3000 м, а апта (6 млн лет) – 1500 м. В наиболее продолжительное альбское время (15,5 млн лет) накопилась и наибольшая мощность – около 4000 м.

По составу обломочной части нижнемеловые песчаники достаточо однообразны и представляют собой аркозы, граувакковые аркозы, реже граувакки (Голозубов и др., 1992). Мелкозернистые разности чаще являются аркозами и на 80–100 % состоят из обломков кварца, кислого плагиоклаза и калиевых полевых шпатов; постоянна также примесь обломочного биотита (до 5 %). С увеличением зернистости песчаников все большее значение приобретают обломки пород как осадочных (алевролитов, кремней, редко – известняков), так и изверженных и метаморфических (гранитов, риолитов, реже – базальтов, слюдистых сланцев и кварцитов). Грубообломочные породы содержат хорошо окатанную гальку и гравий почти исключительно кремней, редко – песчаников и алевролитов, а угловатые обломки сложены всегда алевролитами и алевроаргиллитами. Преимущественно аркозовый состав раннемеловой кластики указывает на то, что она является продуктом перемыва, главным образом гранитно-гнейсового слоя континентальной коры.

Условия формирования турбидитов Журавлевского террейна

Раннемеловые образования Журавлевского террейна смяты в сложную систему тесно сжатых складок и чрезвычайно фрагментированы в процессе левосторонних перемещений по серии новообразованных сколов север-северо-восточного простирания, происходивших главным образом в позднеальбское время. Поэтому восстановление как координат, так и конфигурации палеобассейна, где эти осадки накапливались, с достаточной определенностью пока не представляется возможным. Однако вполне вероятным представляется предположение, что раннемеловые турбидиты накапливались на океаническом основании вдоль непосредственной границы континентальной и океанической плит. Как известно, преимущественно на таких участках происходит современная лавинная турбидитовая седиментация, приуроченная обычно к приустьевым частям рек-гигантов (Лисицын, 1988). Предположение о том, что рассматриваемый палеобассейн примыкал к континенту, а не, например, к островной дуге, определяется аркозовым составом раннемеловой кластики. Древнейшие породы террейна – верхнеюрские радиоляриевые кремнисто-глинистые породы и базальты приустьевой части р. Колумбе – представляют собой, по-видимому, фрагменты верхней части разреза палеоокеанической коры.

Вполне определенно можно судить также о положении запад-северо-западной границы палеоокеана и, соответственно, палеобассейна. На значительном протяжении ей отвечает Центральный Сихотэ-Алинский разлом, а севернее долины р. Бикин – субпараллельный ему Бикино-Анюйский разлом. Западнее этой границы в пределах Самаркинского и Сергеевского террейнов нижнемеловые терригенные отложения распространены локально, несут признаки эпиконтинентального происхождения, часто угленосны (Партизанский угольный бассейн) и относительно слабо дислоцированы. В некоторых районах нижнемеловые шельфовые терригенные отложения с размывом и угловым несогласием перекрывают юрские и более древние породы Самаркинского террейна. Это ключевская, соколовская и холминская свиты (Маркевич и др., 2000). Для рассматриваемого палеобассейна эти краевые разломы являются, по-видимому, синседиментационными со сбросовой составляющей. В процессе накопления нижнемеловых толщ вдоль краевого разлома происходили, вероятно, и леволатеральные перемещения, на что указывают его исключительная прямолинейность, фациальная выдержанность толщ к востоку от разлома при весьма значительной их мощности и практическом отсутствии переходных шельфовых фаций. Важным дополнительным подтверждением доминанты левосдвиговых перемещений в раннемеловую этоху на рассматриваемом участке восточноазиатской окраины является формирование в континентальной ее части многочисленных бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins) и синсдвигового сжатия (pull-push basins) (Голозубов и др., 2002), характеристика которых будет приведена ниже. Здесь отметим только, что главные импульсы перемещений, фиксируемые как по появлениям такого рода бассейнов, так и проявленным в этих бассейнах несогласиям, установлены для готеривского, апт-альбского и позднеальбско-раннесеноманского отрезков времени (Голозубов, Ли, 1997; Голозубов и др., 2002; и др.). В пределах Журавлевского террейна готеривский импульс перемещений коррелируется с резкой сменой режима седиментации, о которой говорилось выше. Апт-альбскому импульсу соответствует начало формирования верхнего мегаритма (см. рис. 24). Позднеальбское-раннесеноманское время – этап прекращения седиментации, синсдвиговой складчатости и гранитного магматизма.

Горизонты эндоолистостромов, характерные для валанжинской части разреза террейна, отражают, очевидно, активизацию синседиментационных тектонических перемещений. Эти перемещения не имели, по-видимому, отношения к субдукции, поскольку в пластинах и глыбах присутствует материал почти исключительно внутрибассейнового происхождения и здесь практически отсутствуют фрагменты океанического материала, обычные для аккреционных призм.

Рассматриваемый участок палеобассейна в берриас-валанжинское время являлся, повидимому, полностью открытым в сторону океана. Об этом можно судить по факту наличия многочисленных фрагментов океанической коры в расположенном западнее Самаркинском террейне, которые попадали без каких-либо препятствий в юрскую аккреционную призму вплоть до берриасского времени. Вероятными фациями открытого океана, прилегающими к раннемеловому турбидитовому окраинному бассейну, являются ленточные кремни валанжинского и готеривского возраста, известные в нижнем течении р. Амур (Маркевич и др., 1997), а также во фрагментах среди аккреционных призм более молодого, позднемелового и третичного возраста как на Сахалине, так и в поясах внешней Японии (Ханчук, 1993). Таким образом, для берриас-валанжинского времени нет необходимости предполагать юго-восточный борт палеобассейна с корой континентального типа, как это делалось рядом исследователей, в том числе и автором (Голозубов, Мельников, 1986; Маркевич, 1970). Существование блоков континентальной коры юго-восточнее Журавлевского террейна, на которое ссылались сторонники данной концепции, вполне может быть объяснено более поздними причинами. Эти блоки (например, массивы Хида, Абакума и Китаками на о-ве Хонсю) переместились к месту современного расположения, скорее всего с юга или даже юго-запада по системе окраинно-континентальных левых сдвигов. Эти перемещения начались, по- видимому, в готериве, то есть они являлись также конседиментационными, а наибольшая их интенсивность вероятна в позднеальбское время (Голозубов, Ханчук, 1995).

Кемский террейн

Кемский террейн располагается вдоль восточной прибрежной части Сихотэ-Алиня севернее широты 45° в виде полосы север-северо-восточного простирания протяженностью около 900 км (вплоть до правобережья р. Амур) при ширине 80–150 км (см. рис. 7). Как и Таухинский, этот террейн обнажен в изолированных "окнах" среди позднемеловых и

третичных вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. С запада-северозапада к Кемскому террейну последовательно причленяются (с юга на север) Журавлевский, Самаркинский и Киселевско-Маноминский террейны.

Кемский террейн образован баррем-альбскими терригенными, главным образом флишевыми отложениями с пачками вулканитов преимущественно основного, значительно реже – среднего и кислого составов. Граница с располагающимся западнее Журавлевским террейном в ряде случаев установлена недостаточно надежно, что связано как с плохой обнаженностью, так и с тем, что терригенные породы Кемского террейна, составляющие значительную, а иногда и большую часть его разреза, практически неотличимы от одновозрастных пород Журавлевского террейна. В целом граница состоит из отрезков субмеридионального и северо-восточного простираний. Отрезки субмеридионального простирания являются, по-видимому, левыми сдвигами. В бассейне р. Кема вблизи участка границы террейна, имеющего северо-восточное простирание, нами, вслед за В.П. Уткиным (1980), обнаружены следы ранних складчато-чешуйчатых деформаций (рис. 26). Здесь развиты опрокинутые на северо-запад лежачие складки, осложненные надвигами, имеющими пологие (10-45°) падения на юго-восток. Можно допустить, таким образом, что на таких участках Кемский террейн наволакивался на Журавлевский. В целом же динамопары, образованные боковыми левыми сдвигами и фронтальными надвигами, представляются для западного ограничения террейна вполне реальными, хотя вопрос о характере границ требует дальнейших исследований.

Долгое время Кемский террейн выделялся в качестве структурно-формационной подзоны в Восточной зоне Сихотэ-Алиня (в данной работе – в Журавлевском террейне) (Геологическая карта..., 1986). В 1995 г. при составлении тектонической карты Приморья (Ханчук и др., 1995) мы выделили Кемский островодужный террейн в качестве самостоятельной структурной единицы. За основу его выделения был принят принцип обязательного участия в баррем-альбских разрезах проявлений специфического преимущественно базальтового вулканизма (Ханчук и др., 1995). Эти вулканиты впервые были обнаружены при геологических съемках бассейна р. Кема в 60-е годы прошлого столетия (Бурдэ, Мостовой, 1965). Их принадлежность к островодужному типу установлена В.П. Симаненко и С.В. Коваленко более 20 лет назад (Симаненко, 1984, 1986, 1990, 1991; Коваленко, 1980). Предполагается что Кемский террейн в целом составляет фрагмент тыловой части Самаргинско-Монеронской островодужной системы (Малиновский и др., 2002). Фрагменты фронтальной части этой дуги обнажены на островах Ребун и Монерон и, частично, на юго-западе о-ве Хоккайдо и в северной части о-ва Хонсю (террейны Северный и Южный Китаками, Каwamura et al., 1990).

Доступные для наблюдения участки Кемского террейна включают бассейны рек Кема, Самарга и междуречье Гура, Тумнина и Амура.

В бассейне р. Кема нами изучены обнажения меандровской и кемской свит вдоль основного русла реки и вдоль ее крупных правых притоков – рек Холмогорка, Смеховка и Сица (Малиновский и др., 2002; рис. 27). Несколько южнее, в междуречье Кема – Таежная, нами изучена также лужкинская свита, образующая верхнюю часть нижнемеловых отложений террейна.

Меандровская свита мощностью около 1100 м представлена флишем – ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями гравелитов и конгломератов. Песчаники преимущественно мелкозернистые, по составу обломочной части аркозовые. В верхней части разреза свиты В.П. Коноваловым собраны и определены остатки ауцеллин и аммонитов, в числе которых Acanthohoplites spathi Anders., позволяющий



Рис. 26. Изоклинально-чешуйчатое строение Кемского террейна вблизи его границы с Журавлевским террейном. Геологический план и разрез, составленные по обнажениям вдоль р. Порожистая (Сица). Расположение участка см. на рис. 27.

1 – флиш со значительным преобладанием алевролитов; 2 – флиш с равными соотношениями песчаников и алевролитов или с преобладанием песчаников; 3 – базальты; 4 – дайки позднемеловых диоритовых порфиритов; 5 – разрывы и их ориентировки; 6 – ориентировки слоистости: нормальное (а), опрокинутое залегание пород (б), с неустановленным положением почвы-кровли слоев (в). К1km – кемская и К1mm – меандровская свиты

Fig. 26 Isoclinal-imbricate structure of the Kema terrane near its boundary with the Zhuravlevka terrane. Geological plane and cross-section along the outcrops of Porozhistaya River (right inflow of Kema River). Location see on the fig. 27.

1 - flysh with prevalence of siltstone; 2 - flysh with equal parities of sandstone and siltstone; 3 - basalt; 4 - dike of Late Cretaceous dioritic porphyrite; <math>5 - fault and its orientation; 6 - orientation of bedding: a - normal, 6 - overturned bedding; B - bedding without determination of position of bed base and roof. K1km - Kema and K1mn - Meandrovka Formations





1 – меандровская свита; 2–4 – кемская свита: 2 – нижняя, 3 – средняя и 4 – верхняя подсвиты; 5–6 – позднемеловые граниты (5) и вулканиты (6); 7 – разломы; 8 – нормальное (а) и опрокинутое (б) залегание пород; 9 – участки детального описания обнажений; 10– участки распространения микрооползневых складок, показанные на рис. 24; 11 – точки сборов ископаемой фауны (а) и палинофлоры (б); 12–18 – условные обозначения к колонке; 12–14 – флиш с преобладанием алевролитов (12), с равными соотношениями песчаников и алевролитов (13), с преобладанием песчаников (14); 15– конгломераты, гравелиты с прослоями песчаников; 16 – базальты; 17 – туфы и тефроиды базальтов; 18 – микститы

Fig. 27. Structure of Kema terrane in the Kema River basin.

1 - Meandrovka Formation; 2-4 - Kema Formation: 2-Lower, 3 - Middle, 4 - Upper Subformations; 5-6 - Late Cretaceous granite (5) and volcanite (6); 7 - fault; 8 - normal (a) and overturned (5) bedding; 9 - places of the detailed description of outcrops; 10 - place of distribution of slump folds, showed on the fig. 28. 11 - point of collection of the fauna remains (a) and palynoflora (6); 12 - 18 - designations to column: <math>12 - 14 - flysh: with prevalence of siltstone (12), with equal parities of sandstone and siltstone (13); with prevalence of sandstone (14); 15 - conglomerate, gravelstone with sandstone interbeds; 16 - basalt; 17 - tuff and tefroid of basalt; 18 - mixtite
датировать вмещающие отложения барремом (?) – ранним аптом.

Кемская свита расчленена на три подсвиты.

Нижнекемская подсвита (1500 м)образована преимущественно пакетами флиша, главным компонентом которого являются мелкообломочные конгломераты, гравелиты и грубокрупнозернистые песчаники, в кровле переходящие в средне- и мелкозернистые песчаники, которые, в свою очередь, плавно переходят в некоторых случаях в алевропесчаники и алевролиты. Мощности ритмослоев 0,5–6 м. В составе галек преобладают сростки кварца и полевых шпатов, алевролиты и песчаники, а иногда значительную роль играют базальты и кремнистые породы. В гальках кремней методом растворения И.В. Кемкиным обнаружены остатки триасовых и юрских радиолярий, что подразумевает размыв юрских-раннемеловых аккреционных призм, подобных образующих Самаркинский и Таухинский террейны.

Значительно меньшую роль в разрезе имеют пачки песчано-алевролитового флиша с мощностями ритмослоев до 40 см. Кроме того, подсвита содержит редкие потоки базальтов (до 10 м), а также горизонты оползневых брекчий, состоящих из глыб, щебня и дресвы алевролитов, базальтов, гравелитов и песчаников в глинисто-алевролитовом матриксе (Маркевич и др., 2000). Подсвита охарактеризована остатками ауцеллин баррем(?)-альбского возраста (Маркевич и др., 2000). Кроме того, в алевролитах из верхней части подсвиты обнаружен представительный спорово-пыльцевой комплекс, близкий по таксономическому составу к аптской палинофлоре Партизанского угольного бассейна (Малиновский и др., 2002). Сравнение с палинофлорами других регионов позволяет установить близость этого комплекса субтропической флоре Риосеки Внешней Японии, северная граница распространения которой на в прилегающей части Китая, как уже говорилось, располагается на широтах 33–35°, то есть более чем на 12–14° южнее современного ее в расположения.

Среднекемская подсвита (770 м) образована преимущественно туфами и лавами базальтов с переменным соотношением этих пород на различных участках района. Туфы представлены агломератовыми и псефито-псаммитовыми разностями; иногда они градационно отсортированы и содержат прослои алевролитов, насыщенных вулканомиктовым материалом. Базальты часто имеют текстуру пиллоу-лав с подушечными обособлениями 0,5-2,5 м в диаметре. В основаниях потоки часто насыщены бесформенными включениями осадочного материала, а в кровле приобретают массивную текстуру. Маломощные (до 1 м) потоки базальтов, по-видимому, в результате соприкосновения с морской водой растрескивались и расщеплялись на сегменты. Трещины между сегментами заполнены алевролитовым материалом, который временами "выплескивался" на поверхность лавовых потоков. В других случаях наблюдаются базальтовые "капли" или "бомбы", включенные в алевролиты. По краю таких образований развиты стекловатые корки или цеолитовые оторочки. Между потоками лав иногда наблюдаются горизонты обычного песчано-алевролитового флиша, мощности которых составляют порою 0,5-1,5 м. Лавы, таким образом, изливались на неконсолидированный осадок в условиях морского бассейна. Петрогеохимические особенности базальтов указывают на их принадлежность к высококалиевой субщелочной (шошонитовой) и, реже, высококалиевой известковощелочной сериям, формирование которых происходило в тыловых частях островных дуг на заключительных этапах их формирования (Симаненко, 1991).

Верхнекемская подсвита (1500 м) образована пачками ритмичного чередования песчаников и алевролитов, а также содержит самостоятельные пласты песчаников, алевролитов и подводно-оползневых образований. В нижней и средней частях подсвиты обнаружены остатки ауцеллин и аммонитов, в том числе Tetragonites cf. timotheanus (Piktet.), Puzosia sp. indet, свидетельствующие о ранне-среднеальбском возрасте вмещающих

отложений (Маркевич и др., 2000). Кроме того, в алевролитах верхней части разреза подсвиты В.С. Маркевич обнаружила палинокомплекс, позволяющий датировать вмещающие отложения поздним альбом (Малиновский и др., 2002).

Лужскинская свита (550 м) образована средне-мелкозернистыми песчаниками с редкими горизонтами конгломератов, гравелитов и алевролитов, а в нижней части – туфов и лав андезибазальтов. Свита охарактеризована многочисленными местонахождениями очень характерной фауны тригоний и иноцерамов, в том числе *Inoceramus anglicus* Woods, *I. concentricus* Park, *I. solomoni* Orb., датирующих свиту средним и поздним альбом. Получается, таким образом, что лужкинская свита является возрастным аналогом верхнекемской подсвиты, хотя, по данным В.П. Коновалова, она согласно перекрывает последнюю (Маркевич и др., 2000). Вызвано это противоречие проблемой сопоставления разных групп органики или недостаточной изученностью взаимоотношений свит – пока неясно.

Средне- и мелкозернистые песчаники меандровской и кемской свит по набору породообразующих компонентов относятся к полевошпатово-кварцевым грауваккам и полевошпатовым аркозам, то есть их формирование происходило за счет перемыва, в значительной мере, сиалического материала (Малиновский и др., 2002). Влияние синседиментационного базальтового вулканизма сказывается в том, что среди обломков пород доминируют базальты, а также в преобладании типично островодужной (орто- и клинопироксены, роговая обманка, магнетит) ассоциации тяжелых минералов. Для песчаников некоторых стратиграфических уровней характерна обильная примесь растительного детрита, скопления которого иногда локализуются в виде прослоев мощностью до 30 см, образованных практически чистыми углями. В грубообломочных породах гальки представлены гранитами, базальтами, песчаниками, алевролитами и кремнями.

Для пачек ритмичного чередования, преобладающих в разрезе меандровской и кемской свит, характерны градационная отсортированность материала, резкие границы в основаниях ритмослоев со следами эрозионного воздействия на подстилающий осадок, набор осадочных текстур с элементами последовательности А. Боума: bde, bcde, abcde, ade и др., что является типичными признаками турбидитов. Нижнекемская подсвита представляет собой отложения дебризных потоков и проксимальных турбидитов. В целом же основными агентами транспортировки и осаждения обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, что, как и наличие горизонтов обвальнооползневых брекчий, указывает на склоновую обстановку седиментации, осложненную вулканическими процессами. Выяснить направления движения этих гравитационных потоков позволяют особенности оползневых дислокаций, установленных нами порою в массовых количествах, на различных уровнях разрезов меандровской свиты и верхнекемской подсвиты. Так, в бассейне р. Холмогорка на северо-западном крыле синклинали (см. рис. 27) обнажен ритмослой, часть которого деформирована во фронтальной части оползня (рис. 28). Более литифицированный слой песчаника основания ритма (относительно еще «жидкого» вышележащего глинистого слоя) в ходе седиментации был смят в каскад опрокинутых микроскладок, наползающих друг на друга. На юго-восточном крыле этой же синклинали приблизительно на этом же стратиграфическом у ровне также встречен горизонт, содержащий серию лежачих оползневых складок. Шарниры таких складок во всех наблюдавшихся случаях близгоризонтальные, что свидетельствует о том, что простирание подводного склона, на котором происходило накопление осадков, совпадает с простиранием синклинали (35-45°). Вергентность оползневых микроскладок на обоих крыльях синклинали, как и во всех наблюдавшихся случаях, говорит о гравитационном скольжении материала с юговостока на северо-запад. При реконструировании палеосклона следует, по-видимому, учесть,



Рис. 28. Микрооползневые складки в верхней подсвите кемской свиты на левом берегу р. Холмогорка. А – северо-западное, Б – юго-восточное крылья синклинали (см. рис. 27). Зарисовки по фотографиям обнажений.

1 – песчаники, 2 – алевролиты

Fig. 28. Microslump folds in Upper Subformation of the Kema Formation in the left bank of Kholmogorka River. A–North-Western, B–South-Eastern legs of syncline (see fig. 27). Drawings based on pictures of outerops.

1-sandstone, 2-siltstone

что первичные простирания складчатых структур Сихотэ-Алиня, по В.П. Уткину (1980), были восток-северо-восточными (70-80°). Современные северо-восточные простирания слоев являются результатом их вращения против часовой стрелки в процессе более поздних перемещений вдоль серии окраинно-континентальных левых сдвигов север-северо-восточного простирания. Получается, таким образом, что снос обломочного материала происходил не с северо-запада, со стороны края Азиатского континента, а с юга-юго-востока, по-видимому, со стороны выдвинутого в сторону океана фрагмента континентальной плиты. включающей ранее аккретированную юрскую-раннемеловую аккреционную призму. Этот фрагмент должен был быть достаточно обширным, чтобы служить поставщиком огромного количества обломочного материала, а его поверхность, по крайней мере частично, располагалась выше поверхности моря, о чем свидетельствует наличие в песчаниках остатков наземной древесной растительности.

На Самаргинском участке мощность вулканогенно-осадочных отложений кемской свиты составляет до 3000 м (рис. 29). Основные объемы вулканитов сосредоточены приблизительно в средней части ее разреза и нередко локализованы в виде отдельных вулканических полей, по-видимому, определяющих положение центров извержений. В пределах крупных вулканических полей реконструируются отдельные вулканические постройки в форме положительных куполообразных морфоструктур размером в плане от 5 (бассейны рек Вуэлля и Кемани) до 50 (р. Килоу) км. По пери-

ферии этих полей в осадочных отложениях фиксируется примесь вулканогенного материала, иногда отмечаются прослои туффитов (Коваленко, 1980). По составу вулканиты принадлежат к семейству базальтов, реже – андезито-базальтов и в единичных случаях – к семейству андезитов. Среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород кемской свиты здесь выделяются массивы, силлы и дайки габбро, габбро-сиенитов, диоритов и диабазов, которые считаются субвулканическими аналогами покровных комплексов. По геохими-



Рис. 29. Колонки кемской и лужкинской свит в бассейнах рек Самарга и Единка, Северо-Восточное Приморье (по Левашову и др., 1989).

А – кемская, Б – лужкинская свиты.

конгломераты; 2 – песчаники; 3 – переслаивание песчаников и алевролитов; 4 – тефроидные породы;
5–8 – вулканиты основного состава: 5 – лавы, 6 – туфы, 7 – гиалокластиты, 8 – туфобрекчии; 9 – туфы, туфоконгломераты смешанного состава; 10 – места находок фауны моллюсков.

Цифрами в кружках обозначены ареалы: 1 – Вуэлля-Кемани, 2 – Единкинский, 3 – Бурматовский, 4 – Гордеевский, 5 – Килоуский.

Fig. 29. Columns of Kema and Luzhki Formations in the Samarga and Edinka Rivers basins, Nort-Eastern Primorye (after Levashov et al., 1989).

A - Kema, **B** - Luzhki Formations.

1 – conglomerate; 2 – sandstone; 3 – sandstone-siltstone alternation; 4 – tephroid; 5–8 – basic volcanites: 5 – lava, 6 – tuff, 7 – hyaloclastite, 8 – breccia tuff; 9 – tuff, tuffaceus conglomerate of mixed compostion; 10 – places of find of mollusk fauna. Areals are shown by digitals in circles: 1 – Vuella-Kemani Rivers, 2 – Edinka River, 3 – Burmatov Creek, 4 – Gordeevka River, 5 – Kilow River

ческим признакам как покровные, так и субвулканические фации соответствуют тренду известково-щелочной ассоциации тыловой части вулканических дуг (Левашов и др., 1989).

Терригенные породы района представлены преимущественно песчано-алевролитовым флишем с переменными соотношениями компонентов. Фауна баррем-альбского возраста собрана из песчаников, в том числе тефроидных, из различных стратиграфических уровней свиты (Коваленко, 1980; Маркевич и др., 2000).

Средне-верхнеальбские отложения района представлены лужкинской свитой, согласно перекрывающей кемскую и образованной песчаниками, в значительно меньшей мере –

алевролитами, гравелитами и конгломератами. Свита охарактеризована фауной, в том числе тригоний, аналогичных таковым из лужкинской свиты более южных районов Сихотэ-Алиня. К этому же стратиграфическому уровню А.В. Олейников отнес выделенную им в этом районе бурматовскую свиту, залегающую на кемской с угловым несогласием и образованную терригенными породами и вулканитами пестрого состава (Олейников, 1989). Однако В.П. Коновалов, основываясь на том, что тригониевая фауна лужкинского горизонта найдена здесь в песчаниках из глыб в эруптивных брекчиях, датирует эту свиту поздним мелом (Маркевич и др., 2000).

В междуречье Амура, Тумнина и Гура баррем-альбские отложения объединены в уктурскую, ларгасинскую и удоминскую свиты. Ранее этот участок включался в Журавлевский террейн (Ханчук, 1993). Отнесение его к Кемскому террейну диктуется тем, что в разрезах перечисленных свит присутствуют горизонты вулканитов среднего и основного состава.

Уктурская свита мощностью до 5000 м по материалам геологической съемки Б.В. Шевченко и В.А. Дымовича (1973 г.) сложена пачками алевролитов, в меньшей степени – песчаников и переслаивания песчаников и алевролитов. Свита охарактеризована фауной баррем-альбских ауцеллин. На одном из участков правобережья р. Мули (правого притока р. Тумнин) В.П. Симаненко изучил среднюю подсвиту уктурской свиты, сложенную преимущественно алевролитами и содержащую потоки базальтов и андезитов мощностью до 60 м. По геохимическим признакам вулканиты относятся к известково-щелочным породам островных дуг и подразделяются на умеренномагнезиальные (толеитовой серии) и высокомагнезиальные, имеющие бонинитовую тенденцию (Симаненко, 1990; Симаненко и др., 1995). Севернее, на правобережье приустьевой части р. Уктур (правого притока р. Гур), в разрезе уктурской свиты также присутствуют горизонты базальтовых вулканитов, причем ауцеллиновая фауна в нескольких пунктах собрана из горизонтов именно вулканогенно-осадочных пород (Плиев, 1958).

Ларгасинская (до 2300 м) и удоминская (до 1700 м) свиты образованы также терригенными породами, причем в ларгасинской свите доминируют алевролиты, а удоминская образована главным образом песчаниками с горизонтами гравелитов и конгломератов. На всех участках распространения этих свит отмечаются горизонты туффитов, туфов и лав среднего и основного состава. До настоящего времени удоминская свита датируется туроном-ранним сеноном (Решения ..., 1994), хотя фауна актеонелл и тригоний из этой свиты аналогична фауне из средне-позднеальбской лужкинской свиты более южных районов Сихотэ-Алиня. Разночтения связаны с тем, что тригониевая фауна лужкинского горизонта первоначально датировалась поздним мелом (Яковлев, 1958). Позднее совместно с тригониями в этой свите были обнаружены аммониты среднего-позднего альба (Коновалов, 1976) и в стратиграфические колонки Южного Сихотэ-Алиня были внесены необходимые исправления (Решения ..., 1994; Маркевич и др., 2000). Геологи Хабаровского края, признавая правомерность такого подхода, сохранили старые схемы стратиграфии, мотивируя тем, что геологические съемки этих районов закончены, а возможностей для ревизионных работ у них нет (Маркевич и др., 2000, с. 81).

Киселевско-Маноминский террейн

Киселевско-Маноминский (Нижнеамурский по А.И. Ханчуку, 1993) террейн трассируется в виде узкой (5–20 км) полосы вдоль долины р. Амур от правобережья

р. Уссури до побережья Сахалинского залива на растояние около 450 км. Террейн практически полностью перекрыт аллювиальными отложениями р. Амур, а также позднемеловыми и третичными вулканитами и детально изучен лишь на отдельных участках.

На правобережье р. Уссури (район с. Вяземское) известны выходы фрагментов кремнисто-базальтового разреза с прослоями известняков. Из кремней выделены келловейтитонские радиолярии, а в известняках обнаружены юрские синезеленые водоросли и средне-позднеюрские фораминиферы (Филиппов, 2001).

На правобережье р. Манома А.Н. Филипповым (2001) описаны фрагменты кремнистобазальтового разреза, перекрытые пачкой преимущественно кремнисто-глинистого состава. Мощность разреза более 300 м, в нем установлены радиолярии от раннеюрского (синемюрского) до раннеальбского возраста.

В районе с. Киселевка вдоль р. Амур обнажен пакет из четырех тектонических пластин, каждая из которых сложена сургучно-красными плитчатыми кремнями (стратиграфическая мощность до 170 м), перекрытыми зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами (первые десятки метров), постепенно переходящими в темно-серые аргиллиты и алевролиты. Кремни иногда чередуются с пластами известняков и потоками щелочных базальтов. В известняках обнаружена геттанг-синемюрская макрофауна, в кремнях – остатки юрских и раннемеловых (валанжин-барремских) радиолярий, а перекрывающие кремнистые аргиллиты охарактеризованы позднебарремскими-альбскими радиоляриями (Кузьмин и Шевелев, 1990; Зябрев, 1994; Филиппов, 2001).

На юго-западном побережье оз. Удыль описаны нижне-средневаланжинские яшмы и кремни в ассоциации с миндалекаменными базальтами и диабазами, а также кремнистые аргиллиты с готерив-барремскими радиоляриями. Мощность разреза – до 90 м. Вышележащие турбидитово-олистостромовые отложения с радиоляриями альбраннесеноманского возраста имеют ярко выраженную граувакковую специфику и содержат пачки туфов основного состава. (Маркевич и др., 1997).

По данным П.В. Маркевича с соавторами, юрские-валанжинские кремнистые отложения террейна охарактеризованы тетическими радиоляриями, то есть они накапливались на океанической плите на приэкваториальных широтах. Радиолярии более позднего времени (баррем-альбские, включая, возможно, начало сеномана) принадлежат уже провинции более высоких широт. Раннемеловая терригенная седиментациия просходила в условиях сильного влияния базальтового вулканизма. Бассейн седиментации был отделен от источников аркозового материала, по-видимому, выдвинутой в сторону океана островной дугой. Совокупность комплексов Киселевско-Маноминского террейна рассматривается как надсубдукционная аккреционная призма альбского (или альб-раннесеноманского) возраста (Маркевич и др., 1997).

Деформационные структуры

Юрские и нижнемеловые комплексы описанных выше террейнов Сихотэ-Алиня смяты в сложную систему складок преимущественно северо-восточного простирания, нарушенных многочисленными разрывами, в первую очередь левыми сдвигами северсеверо-восточного простирания. Складки (иногда в сочетании с продольными надвигами) формировались обычно на начальных этапах деформаций. В дальнейшем эти складки были значительно нарушены в результате горизонтальных перемещений вдоль многочисленных новообразованных разломов, и в современной структуре наблюдаются обычно фрагменты этих складок, зажатых между сдвигами. Представления о доминанте меловых левосдвиговых перемещений при формиро-вании современной структуры Сихотэ-Алиня, Восточного Китая, Японии и Кореи являются в настоящее время общепринятыми. Существование в этом регионе крупных левых сдвигов впервые установлено Б.А. Ивановым более 40 лет назад (Иванов, 1960, 1961). Его классическое описание наиболее крупного из сдвигов Сихотэ-Алиня – Центрального Сихотэ-Алинкого разлома – являлось и является настольной книгой для нескольких поколений дальневосточных геологов-съемщиков и специалистов в области тектоники. Б.А. Иванов первым показал, что амплитуда левосторонних горизонтальных перемещений вдоль этого разлома составляет не менее первых сотен километров и что в этом отношении он стоит в одном ряду с наиболее крупными из известных тогда сдвигов – с системой разломов Сан-Андреас на западном побережье Северной Америки, с разломом Грейт-Глен в Шотландии и др. Формирование складчатых и сдвиговых структур восточной окраины Азии Б.А. Иванов связывает с условиями меридионально ориентированного главного горизонтального сжатия при перемещении океанического блока (или его периферических частей) с юга на север относительно малоподвижного края континента (Иванов, 1972).

Приблизительно в это же время В.Н. Силантьевым выделен и описан Меридиональный разлом (названный им Фудзино-Иманским сдвигом) – крупное ответвление от Центрального Сихотэ-Алинского разлома, амплитуда левых перемещений по которому составляет около 40 км (Силантьев, 1963). Несколько позднее в Японии также были установлены дотретичные левосдвиговые перемещения вдоль крупных разломов, в том числе вдоль разломов Медианной тектонической линии, Танакура и др. (Otsuki, Ehiro, 1978; Otsuki, 1992). В.П. Уткиным (1980, 1989) выделена Восточно-Азиатская сдвиговая система; им же установлена «тотальность» в распределении сдвиговых зон в террейнах, располагающихся восточнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома, заключающаяся в том, что сдвиговые зоны с амплитудами перемещений в первые десятки километров распределены здесь относительно равномерно со структурным шагом от 6-10 на юге до 15-20 км в более северных районах Сихотэ-Алиня. Он, как и Б.А. Иванов, считает, что складкообразование и сдвиговые перемещения происходили здесь близко-одновременно и являются различными выражениями ориентированных в близмеридиональном направлении сжимающих напряжений. Возможный вариант формирования "надсдвиговых" линейных складок показан на рис. 30. На первых порах сдвиговые перемещения, вероятно, были сосредоточены в фундаменте и на нижних уровнях седиментационной (или аккрецион-ной) призмы, а на более высоких уровнях отражением этих перемещений явились складчатые и надвиговые дислокации, сопровождавшиеся внедрением гранитоидных магм (Уткин, 1980). По мере перемещения вверх сместителей сдвигов перемещался и вышележащий фронт складчатости, надвигообразования и магматизма (рис. 31).

В конце 80-х годов прошлого столетия в Восточном Китае Сюй-Дзявеем распознана система окраинно-континентальных левых сдвигов, получившая название Танчен-Луджиян (Тан-Лу), ширина которой составляет до 800 км при протяженности не менее 4000 км (см. рис. 1) и в которую он включил крупные сдвиги Сихотэ-Алиня – Центральный Сихотэ-Алинский, Арсеньевский и Меридиональный разломы (Xu et al, 1989; Xu et al, 1993). Палеомагнитными методами было установлено, что амплитуда левых перемещений вдоль Мишань-Фушунского разлома – одной из главных ветвей северной части системы Тан-Лу – составляет около 6° по широте, или около 700 км (Zhu, 1993). Основываясь на анализе распространения флористических комплексов, Чен Пейджи определил начало крупномасштабных перемещений вдоль этого разлома в готериве, а окончание – в позднем апте или начале альба (Chen, 1993). Надо сказать, однако, что разломы восточной части



Рис. 30. Складкообразование в чехле под влиянием однонаправленного перемещения по сдвигам в фундаменте (Рязанов, 1973, эксперимент)

Fig. 30. Folding in the cover under influence of displacements along strike-slip faults in the basement (after Ryazanov, 1973, experiment)





Рис. 31. "Рост" сдвигов, вертикальная миграция уровней складко-образования и внедрения гранитоидных интрузий.

1 – осадочная призма; 2 – "фундамент";
3 – гранитоиды; 4 – зоны контактовых и метасоматических изменений

Fig. 31. "Growth" of strike-slip faults, vertical migration of folding and granitoid intrusions levels.

1-sedimentary prism; 2-"basement"; 3-granitoid; 4-contact and metasomatic transformation zones системы Тан-Лу демонстрируют наибольшую актив-ность именно в альбское время и на границе альба и сеномана (см. выше).

Сведения о морфологии отдельных разломов и системы сдвигов Тан-Лу в целом, так же, как о характере и масштабах перемещений вдоль них, можно найти в публикациях перечисленных авторов. Отдельные аспекты деформаций, в частности о характере перемещений вдоль разломов, разграничивающих террейны, освещены выше, при описании этих террейнов. Поэтому ограничимся лишь краткой характеристикой особенностей дислокаций, присущих отдельным террейнам Сихотэ-Алиня, а также описание мекоторых проявлений сдвиговой тектоники, которым ранее не уделялось достаточного внимания.

В Самаркинском террейне, особенно в его южной части, широко развиты постседиментационные складчато-чешуйчатые дислокации. Зеркало складчатости, как и многочисленные разрывы, располагаюшиеся обычно в подошвах аллохтонных пластин и вдоль границ комплексов, в целом погружаются на север-северо-запад (Голозубов, Мельников, 1986). Такая вергентность является, по-видимому, следствием того, что в условиях субмеридионального сжатия деформировалась аккреционная призма, представлявшая собой тектонически расслоенный в ходе субдукции комплекс пород. Зеркало складчатости, вероятно, в какой-то мере наследует первичный наклон этих пластин в сторону континента. Следствием такой структурированности террейна являются развитые здесь относительно просто построенные синформы и антиформы (см. рис. 8) – большая часть сжимающих напряжений, по-видимому, реализовывалась в этом случае путем движений вдоль ранее сушествовавших поддвиговых зон.

Складчато-чешуйчатые и сдвиговые деформации происходили в рассматриваемом террейне в раннемеловое время, то есть параллельно с формированием располагающихся восточнее террейнов Сихотэ-Алиня. Об этом свидетельствует наличие локальных впадин, выполненных валанжинскими и средне-верхнеальбскими шельфовыми отложениями, с угловым несогласием перекрывающими более древние комплексы – ключевская и холминская свиты в междуречье Бикина и Большой Уссурки вблизи зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома (Маркевич и др., 2000). Кроме того, в пределах террейна, особенно в его северной части, широко развиты готеривские высокоглиноземистые граниты хунгарийского комплекса (Геологическая карта ...1986), которые зафиксировали складчато-чешуйчатые структуры и внедрение которых завершает формирование на этом участке новообразованной континентальной коры. Достаточно крупномасштабные сдвиговые перемещения как вдоль ограничивающих террейн разломов, так и вдоль разломов в его пределах и внедрения гранитоидных магм, в частности, позднеальбских гранитоидов татибинского и сандинского комплексов, происходили здесь, по-видимому, вплоть до конца раннего мела.

В Журавлевском и Кемском террейнах установлена система тесно сжатых килевидных складок с осями, ориентированными в северо-восточном направлении под острым углом относительно простирания Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Какой-либо устойчивой вергентности складок в этих террейнах не установлено. Складки повсеместно нарушены левыми сдвигами, в целом субпараллельными этому разлому (см. рис. 25, 27). Шарниры складок преимущественно субгоризонтальные, а осевые плоскости – субвертикальные. Исключение составляет участок складчато-надвигового строения в северо-западной части Кемского террейна, вблизи его границы с Журавлевским террейном (см. рис. 26). Здесь, на правобережье верховий р. Кема, раннемеловой флиш смят в систему опрокинутых на северо-запад и лежачих складок, осложненных пологонаклоненными на юго-восток надвигами. Такой структурный стиль, как уже говорилось, является, повидимому, результатом наволакивания Кемского террейна на Журавлевский в процессе

аккреции. По мере удаления от краевой части вглубь Кемского террейна в юго-восточном направлении признаки описанной выше вергентности складок и надвигов быстро исчезают.

Субгоризонтальные срывы, снизу ограничивающие перемещавшиеся по латерали блоки, в Журавлевском террейне практически не наблюдались. Их существование нами установлено при картировании левобережья р. Дорожная (северная часть Кавалеровского рудного района, рис. 32). Здесь в поле развития преимущественно песчаниковой каталевской свиты (апт) установлено тектоническое окно, в котором обнажены дивнинская, преимущественно алевролитовая свита (нижний альб), и лужкинская песчаниковая свита, в которой обнаружена характерная для среднего и позднего альба фауна тригоний и других двустворок. Из разреза



Рис. 32. Выходы средне-верхнеальбской лужкинской свиты в тектоническом "окне" из-под образований апт-нижнеальбских каталевской и дивнинской свит. Расположение района см. на рис. 25.

1 – четвертичный аллювий; 2 – позднемеловые вулканиты; 3 –средне-позднеальбская лужкинская свита (песчаники, алевропесчаники); 4 – нижнеальбская дивнинская свита (преимущественно алевролиты); 5 – нижнесреднеальбская светловоднинская свита (песчаники, флиш); 6 – аптская каталевская свита (песчаники с прослоями алевролитов), 7 – валанжинская ключевская свита; 8 – разломы: а – левые сдвиги, б – надвиги; 9 – залегания слоев нормальное (а), опрокинутое (б) и с неустановленным положением их кровли-почвы (в); 10 – точки сборов фауны

Fig. 32. Middle-Upper Albian Luzhky Formation in tectonic "window" leaving from under Aptian-Lower Albian deposits (Katalevskaya and Divninskaya Formations). Location see in the fig. 25.

1 - Quaternary alluvium; 2 - Late Cretaceous volcanite; 3 - Middle-Upper Albian Luzhky Formation (sandstone, silty sandstone); 4 - Lower Albian Divninskaya Formation (siltstone mainly); 5 - Lower-Middle Albian Svetlovodninskaya Formation (sandstone, flysh); 6 - Aptian Katalevskaya Formation (sandstone with siltstone interbeds); 7 - Valanginian Kluchevskaya Formation (siltstone mainly); 8 - faults: a - left-slip fault, 6 - thrust; 9 - normal (a), overturned (6) beddng and B - bedding with unstated position of a base and roof of a layer; 10 - place of fauna collection.

выпадает большая часть дивнинской и полностью светловоднинская свиты, что составляет не менее 2500 м одной только стратиграфической мощности. В подошве аллохтона горными выработками вскрыты субгоризонтальные зоны интенсивного дробления и рассланцевания соприкасающихся пород. Можно говорить, таким образом, о том, что увеличение мощности осадочной оболочки в Журавлевском террейне при его аккретировании происходило не только путем складкообразования, но и путем наволакивания друг на друга значительных по мощности субгоризонтальных пластообразных блоков.

Складчатые (иногда в сочетания с надвиговыми) и сдвиговые дислокации в Журавлевском и Кемском террейнах происходили в чрезвычайно узком промежутке времени после окончания накопления лужкинской свиты (поздний альб) и до формирования постаккреционных вулканитов, древнейшие из которых – петрозуевская и синанчинская свиты – датируются по флоре поздним альбом (?) – ранним сеноманом (Михайлов, 1989). В гальках и валунах базальных слоев петрозуевской свиты кроме обычных нижнемеловых пород и вулканитов встречаются роговики и гранитоиды (Маркевич и др., 2002). Поражает, сколько геологических событий произошло в течение каких-то нескольких миллионов лет, – складкообразование, последующие крупномасштабные перемещения по сдвигам, внедрение гранитоидов, орогенез, в течение которого гранитоиды местами были выведены на поверхность (размыта надинтрузивная часть, составлявшая не менее нескольких километров мощности коры), и формирование на выровненной поверхности вулканических построек. По-видимому, позднеальбский-раннесеноманский импульс деформаций являлся наиболее интенсивным из богатой тектоническими событиями меловой истории тихоокеанской окраины Азии.

В Таухинском террейне складчатость не менее интенсивна, чем в Журавлевском и Кемском террейнах. Кроме того, многочисленны проявления обновлений перемещений вдоль подошв конседиментационных аллохтонных пластин и вдоль границ субтеррейнов, что, как и в Самаркинском террейне, связано, по-видимому, с особой структурированностью деформировавшейся аккреционной призмы. На большей части террейна (в частности, в Ольгинском районе и в бассейнах рек Киевка и Черная) складки имеют субвертикальные осевые плоскости (Голозубов и др., 1992). Опрокидывание на северо-запад и появление значительного количества полого падающих на юго-восток надвигов, характерны для северо-западной части террейна, вблизи его границы с Журавлевским террейном, на который он, повидимому, как уже говорилось выше, наволакивался в процессе аккретирования (см. рис. 19, 20).

Готерив-альбские отложения в Таухинском террейне не обнаружены за исключением локальных выходов субгоризонтально залегающих грубообломочных пород с остатками средне-позднеальбских иноцерамов (бассейн р. Монастырка, материалы геологической съемки В.А. Михайлова, 1985 г.). Прекращение седиментации, складчато-надвиговые и сдвиговые дислокации начали происходить здесь, таким образом, с готерива и, по-видимому, продолжались вплоть до конца раннего мела.

Складки с крутопадающими шарнирами

Мелкие, видимые в обнажениях складки с субвертикальными шарнирами (аксоноклинали) – отнюдь не редкость в Сихотэ-Алине (Уткин, 1980). Особенно часто они наблюдаются в тонко расслоенных породах (например, во флишевых толщах, в ленточных кремнях) в зонах влияния сдвиговых зон. В некоторых случаях, однако, подобные складки достигают ширины нескольких километров. Одной из таких складок является антиклиналь в бассейне среднего течения р. Кема, крылья которой отлично маркируются толщей базальтов и их туфов (см. рис. 27). Складка имеет в целом северсеверо-восточное простирание, зажата между двумя сдвигами, в ее ядре слои падают на юг и юго-запад под углами 50–70°. Не исключено, что такие складки распространены достаточно широко в структурах раннемеловых террейнов Сихотэ-Алиня, однако они не распознаны из-за закрытости района и отсутствия надежных маркирующих горизонтов.

Гигантскими по масштабам аксоноклиналями являются, по-видимому, петлеобразные замыкания структур на севере Сихотэ-Алиня и в Приамурье, в ядрах которых обнажены кремнисто-вулканогенно-терригенные комплексы пород хаотического строения, выделяемые в Самаркинский террейн юрской аккреционной призмы, а на крыльях – раннемеловые турбидиты, иногда с пачками островодужных базальтовых вулканитов, объединяемые в Журавлевский и Кемский террейны (рис. 33). Одно из таких замыканий (назовем его Гурской структурной петлей) располагается в бассейнах рек Гур. В.Удоми и Мули. Северо-западное ее крыло западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома, по которому оно смещено на юг-юго-запад на расстояние около 150 км, прослеживается вдоль правобережья р. Амур на расстояние около 350 км вплоть до хр. Наданьхада-Алинь на Северо-Востоке Китая. В тыловой ее части установлен клинообразный блок (Алчанский выступ), образованный докембрийскими-раннепалеозойскими комплексами Ханкайского массива. Северо-западнее Алчанского выступа аналоги Самаркинского террейна и полосы, образованные раннемеловыми турбидитами (являющиеся, по-видимому, продолжениями Журавлевского террейна) образуют крылья крупной складкообразной структуры, зажатой между Ханкайским и Буреинским массивами и сопряженной с намеченной выше Гурской петлей. В ядре этой структуры на правобережье р. Амур участками обнажены кремнистовулканогенно-вулканогенные комплексы Киселевско-Маноминского террейна – фрагмента раннемеловой аккреционной призмы. На участке юго-западного ее замыкания широтные складки приустьевой части р. Бикин в пределах хр. Наданьхада-Алинь закономерно меняют простирания на северо-западные и далее, на меридиональные, то есть здесь мы имеем дело со вторым, Наданьхада-Алинским, петлеобразным изгибом структур, в целом конформным границам юрского террейна с Буреинским и Ханкайским континентальными массивами.

По мнению Б.А. Натальина, выходы мезозоид, зажатые между Ханкайским и Буреинским массивами, и их продолжения на северо-восток вплоть до Центрального Сихотэ-Алинского разлома образуют т. н. Амурскую сутуру, являющуюся юго-восточной границей Хингано-Охотской активной континентальной окраины (Натальин, 1991). Предполагается, таким образом, что их формирование происходило в отрыве от процесса становления мезозоид Сихотэ-Алиня. Близких в этом отношении взглядов придерживается и В.П. Уткин, выделяющий в этом же районе долгоживущий т.н. Амурский рифто-грабен (Уткин, 1996). Такой трактовке, однако, противоречит полная идентичность состава, возраста и характера дислокаций юрских и раннемеловых комплексов хр. Наданьхада и Приамурья, с одной стороны, и Центрального Сихотэ-Алиня – с другой. Сходство проявляется, в частности, в одинаковом (до деталей) видовом составе триасовых и юрских радиолярий в кремнистых и терригенных образованиях сопоставляемых регионов (Mizutany et al., 1990). С учетом этого и некоторых данных структурного плана (в частности, о закономерных изменениях простираний складок на участках их петлеобразных замыканий) при составлении схемы террейнов А.И. Ханчук показал на рассматриваемой территории крупные складкообразные структуры, подразумевая при этом, что сминались в складки как уже частично аккретированные террейны, так и разделяющие их разломы и что данный этап деформаций связан со сдвиговым режимом раннемелового времени (Ханчук, 1993; Ханчук, Иванов, 1999). Детали строения этих структур, также как и механизм их формирования, оставались, однако, во многом неясными. Идея о том, что клинообразный Алчанский выступ образовался за счет перемещения его в северо-восточном направлении вдоль



Рис. 33. Левые сдвиги и сопряженные с ними гигантские складки с крутопадающими шарнирами в Северном Сихотэ-Алине и на прилегающих территориях.

1, 2 – домезозойские Буреннский (1) и Ханкайский (2) массивы; 3 – Самаркинский террейн и его аналоги - фрагменты юрской аккреционной призмы; 4–6 – раннемеловые террейны - фрагменты: 4 – синсдвигового турбидитового бассейна (Журавлевский террейн), 5 – аккреционной призмы (Киселевско-Маноминский террейн), 6 – островодужной системы (Кемский террейн); 7– простирания крыльев и осей складок; 8 – граница, отделяющая берриас-валанжинские отложения Журавлевского террейна от расположенных восточнее готерив-альбских образований; 9 – разломы: а – левые сдвиги, 6 – взбросы и надвиги.

Разломы: МФАР – Мишань-Фушунский (Алчанский), АРР – Арсеньевский, ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский

Fig. 33. Left-lateral strike-slip faults and interfaced with them giant folds with subvertical bends in the North Sikhote-Alin and ajacent territories.

1, 2 – Pre-Mesozoic Bureya (1) and Khanka (2) massifs; 3 – Samarka terrane and its analogues – fragments of Jurassic accretionary prism; 4-6 – Early Cretaceous terranes, fragments of: 4 – strike-slip turbidite basin (Zhuravlevka terrane), 5 – accretionary prism (Kiselevka-Manoma terrane), 6 – island arc system (Kema terrane); 7 – strikes of axis and legs of the folds; 8 – approximate boundary, dividing Berriasian-Valanginian deposits of the Zhuravlevka terrane and located to the east Hauterivian-Albian deposits; 9 – faults: a – left-lateral strike-slip fault, 6- reversed fault and thrust.

Faults: MOAP - Mishan-Fushung (Alchan), APP - Arsen'evsky, LICAP - Central Sikhote-Alin

Мишань-Фушунского (Алчанского на территории Приморья) разлома на расстояние около 250 км, опубликована Сюй-Дзявеем достаточно давно (Xu et al., 1989), однако оставалось непонятным, как эти перемещения могли сопровождаться формированием таких крупных складкообразных структур.

С целью получения материалов, позволяющих судить о характере дислокаций на участке Гурской петли, нами исследованы обнажения вдоль железной дороги Комсомольск– Совгавань в районе Сихотэ-Алинского перевала, а также в дорожных выемках в верховьях р. Мули у ст. Высокогорная. Кроме того, использованы материалы геологических съемок масштаба 1:20 0000 (Плиев, 1958), а также масштаба 1:50 000, выполненных в 1973 г. Б.В. Шевченко и В.А. Дымовичем.

На правобережье р. Гур напротив устья р. Уктур Самаркинский и Кемский террейны разграничены Гурским (Хунгарийским) разломом широтного простирания (Плиев, 1958; рис. 34). Западнее этот разлом срезается зоной Центрального Сихотэ-Алинского разлома, а к востоку на геологических картах он показан быстро затухающим. Вдоль этого разлома соприкасаются юрские-нижнеберриасские толщи Самаркинского террейна и уктурская, ларгасинская и удоминская свиты, включаемые нами в Кемский террейн. Ларгасинская свита в полосе шириной 4-6 км непосредственного соприкосновения террейнов имеет устойчивое падение слоев на юг и юго-запад под углами 20-60°. Вблизи разлома породы значительно рассланцованы. Располагающиеся южнее разлома юрские-раннеберриасские слои ориентированы подобным образом и также рассланцованы. Здесь они прорваны биотовыми гранитами хунгарийской серии и содержат фрагменты пород офиолитовой ассоциации (серпентинизированных гарцбургитов и габброидов), причем в прилегающей к разлому полосе шириной до 4 км перечисленные кристаллические породы так же интенсивно рассланцованы и милонитизированы. В канавах, пройденных в процессе поисковых работ на асбест (фондовые материалы В.С. Хромцова, 1965 г.), вскрыта как зона разлома, так и многочисленные зоны расссланцевания в серпентинитах, имеющие устойчивые падения на юг под углами 30-70°. Извилистая конфигурация разлома, а также "ныряние" апт-альбских слоев под юрско-раннеберриасские являются свидетельствами взбросо-надвиговой компоненты (возможно, преобладающей на данном участке) перемещений вдоль описываемого разлома.

Восточнее, в верховьях р. В. Удоми между Самаркинским и Кемским террейнами зажато клиновидное окончание Журавлевского террейна, образованное пачками алевролитов и турбидитов с фауной валанжинских бухий. В пределах этого блока, ограниченного с севера продолжением Гурского ралома, в верховьях р. Мули установлены многочисленные зоны разломов, а также мощные зоны рассланцевания и будинажа (рис. 35). Простирания этих зон, а также слоев между этими зонами устойчивые северо-западные, в пределах 320–350°. Так, в правом борту долины р. Мули выше пос. Высокогорное зона интенсивнейшего рассланцевания прослеживается в обнажениях непрерывно на протяжении 4,5 км при изученной мощности в первые сотни метров. Сланцеватость имеет крутые (до вертикальных) падения на юго-запад, штриховки на поверхностях скольжения сдвиговые и сдвиго-взбросовые.

Северо-западнее, в районе железнодорожного перевала (у разьезда Кузнецово) на продолжении этой структуры установлена серия зон разломов, имеющих северозападное простирание и падение на юго-запад под углами 20–65°, иногда сопровождающихся взбросовыми и надвиговыми штриховками скольжения. В висячем боку наиболее крупного из наблюдавшихся разломов (рис. 36) видны алевролиты с крупными (до нескольких метров в поперечном сечении) будинами песчаников. Лежачий бок образован интенсивно дислоцированным флишем. При устойчивом в целом северо-



Рис. 34. Граница между Кемским и Самаркинским террейнами на левобережье р. Гур напротив приустьевых частей рек Уктур и Нижняя Удоми (пояснения см. в тексте). Положение района см. на рис. 33.

1 – четвертичный алювий; 2 – апт-альбские отложения уктурской, ларгасинской и удоминской свит (терригенные, реже вулканогенные породы, Кемский террейн); 3 – средне-верхнеюрские микститы с алевролитовым матриксом, глыбами и пластинами песчаников, кремней, реже базальтов (Самаркинский террейн); 4 – рассланцованные серпентиниты (а) и габброиды (б) – аналоги калиновского (?) комплекса (РZ3?); 5 – граниты готеривского хунгарийского комплекса; 6 – верхнемеловые вулканиты; 7 – ориентировки слоистости; 8 – зоны рассланцевания; 9 – сбросы (а), взбросы и надвиги (б)

Fig. 34. Boundary between Kema and Samarka terranes in the left bank of Gur River at the contrary to a mouthes of the Uktur and Nizhnyaya Udomy Rivers (explanations in the text). Location see in fig. 33.

1-Quaternary alluvium; 2-Aptian-Albian deposits of Uktur, Largasa and Udomi Formations (terrigenous, more rarely volcanic rocks, Kema terrane); 3-Middle-Upper Jurassic mixtite with siltstone matrix, blocks and slices inclusions of sandstone, chert, more rarely basalt (Samarka terrane); 4-shistose serpentinite (a) and gabbroid (6) – analogues of the Kalinovka (?) ophiolite complex; 5-Granite of Hauterivian Hungari complex; 6-Upper Cretaceous volcanite; 7-bedding; 8-shistose zone; 9-normal fault (a), reverse fault and thrust (6)



Рис. 35. Зоны рассланцевания влоль границы Журавлевского и Кемского террейнов в верховьях р. Мули (Северный Сихотэ-Алинь).Расположение района см. на рис. 33.

 1 – Журавлевский террейн (алевролиты, реже песчаники, флиш); 2 – Кемский террейн - алевролиты, флиш, горизонты базальтовых вулканитов);
3 – раннемеловые граниты (а) и позднемеловые вулканиты (б); 4 – зоны рассланцевания и будинажа; 5 - ориентировки слоистости (а), тектонической сланцеватости и будинажа (б); 6 – разломы;
7 – железная дорога (а), автомобильная дорога (б)

Fig. 35. Shistose zones along the boundary between Zhuravlevka and Kema terranes in Muli Riverheads (North Sikhote-Alin). Location see in fig. 33.

1 -Zhuravlevka terrane (siltstone, more rarely sandstone, flysh); 2 -Kema terrane (siltstone, flish, basalt); 3 -Lower Cretaceous granite (a) and Upper Cretaceous volcanite (6); 4 -shistose and boudinage zones; 5 -orientation of bedding (a) and tectonic shistose (6); 6 -faults; 7 -railway (a) and road (6)

западном простирании слоистости здесь наблюдались многочисленные микроскладки волочения, шарниры которых падают премущественно на юг и юго-запад под углами от 20° до 60°. Эти наблюдения позволяют реконструировать вдоль описываемых разломов взбросовые

и взбросо-сдвиговые перемещения.

Граница между Журавлевским и Кемским террейнами проходит на этом участке, по-видимому, вдоль одного из подобных разломов или зоны рассланцевания, однако распознать точное местоположение главного сместителя, разделяющего эти террейны, представляется затруднительным из-за того, что соприкасающиеся валанжинские породы Журавлевского и апт-альбские Кемского террейнов имеют близкий литологический состав (алевролиты, алевроаргиллиты, горизонты флиша). Уверенно апт-альбские породы закартированы на правобережье руч. Дополнительный (правый приток р. Мули), где в составе преимущественно алевролитовой среднеуктурской подсвиты установлены горизонты базальтов, андезито-базальтов, андезитов и их туфов (Симаненко, 1990).

Намечаются, таким образом, различные характеры близкоодновременных перемещений вдоль отдельных участков разломов по границам террейнов. Южнее долины р. Мули эти разломы имеют близкое к меридиональному простирание и, по-видимому, как и другие разломы такого направления в Сихотэ-Алине, являются левыми сдвигами. В верховьях р. Мули на участке северо-западного простирания зон рассланцевания мы наблюдали, кроме



Рис. 36. Ориентировки структурных элементов в обнажениях вдоль железнодорожной выемки дороги Комсомольск–Совгавань у Сихотэ-Алинского перевала. Расположение района см на рис. 35.

1 – алевролиты с прослоями песчаников; 2 – флиш; 3 – песчаники; 4 – верхнемеловые вулканиты; 5 – надвиги; 6 – левые сдвиги с указанием угла падения сместителей; 7– зоны тектонического рассланцевания; 8 – наклонное (а) и вертикальное (б) залегание слоев; 9 – нормальное залегание слоев; 10 – автомобильная дорога; 11 – железная дорога; 12 – место сборов остатков бухий

Fig. 36. Orientations of the structural elements in the outcrops along the railway Komsomolsk-Sovgavan near Sikhote-Alin pass. Location see in fig. 35.

1 – siltstone with sandstone interbeds; 2 – flysh; 3 – sandstone; 4 – Upper Cretaceous volcanite; 5 – thrust; 6 – left-lateral srike-slip fault and its orientation; 7 – tectonic shistose zone; 8 – dipping (a) and vertical (6) bedding; 9 – normal bedding; 10 – road; 11 – railway; 12 – place of collecion of Buchia fauna сдвиговой, и взбросовую компоненту перемещений. На широтном отрезке Гурского разлома взбросово-надвиговая компонента, по-видимому, становится преобладающей. В целом же описываемый петлеобразный изгиб структур представляет собой приосевую часть гигантской складки, шарнир которой достаточно круто (в среднем 50-70°) падает на юг-юго-запад. Формирование этой складки, сопряженное с некоторым воздыманием образующего ее ось Самаркинского террейна, началось, вероятно, с готеривского времени (на участке Гурского разлома деформированы граниты этого возраста, объединенные в хунгарийский комплекс) и продолжалось, по-видимому, вплоть до конца раннего мела. Косвенным подтверждением этому является состав галек базальных конгломератов среднепозднеальбской удоминской свиты бассейна р. Гур. среди которых описаны граниты, габброиды, ультраосновные породы, базальты и кремнистые породы, аналогичные породам прилегающей части самаркинского террейна (Плиев, 1958).

Формирование Z-образных складкообразных изгибов террейнов происходило, по-видимому, одновременно и в связи с выдвижением в северовосточном направлении Алчанского выступа в условиях меридионального регионального сжатия (Голозубов и др., 2002). Прилегающие к этому выступу с юго-востока относительно пластичные юрские и раннемеловые террейны одновременно перемещались на север-северо-восток, а на участке образующегося клинообразного выступа часть непрерывно поступающего материала огибала этот выступ (рис. 37). Пликативная компонента деформаций, вероятно, возможна (естественно, при наличии во фронте относительно свободного пространства) в случае, если



Рис. 37. Схема формирования Алчанского клиновидного выступа и сопряженных с ним гигантских складок с крутопадающими шарнирами (пояснения в тексте). Масштабы не выдержаны.

1–3 - террейны домезозойские (1), юрские (2) и раннемеловые (3); 4 – надвиги; 5 – направления перемешений блоков; 6 – направления регионального сжатия.

МФАР - Мишань-Фушунский-Алчанский разлом

Fig. 37. Formation of the Alchan wedge-shape projection and interfaced with them giant folds with subvertical bends (withaut the scale, explanations in the text).

1-3 - terranes: 1 - Pre-Mesozoic, 2 - Jurassic and 3 - Early Cretaceous; 4 - thrust; 5 - direction of the block displacement; 6 - direction of the regional compressing.

MΦAP – Mishan-Fushung-Alchan Fault

скорость поступления этого материала несколько превышала скорость выдвижения Алчанского выступа, иначе мы имели бы простое срезание структур. В рассматриваемой ситуации это условие, по-видимому, полностью соблюдалось: как нами было ранее показано, движения вдоль Мишань-Фушунского (Алчанского) разлома, имеющего северо-восточное (около 50°) простирание, при субмеридиональном сжатии сопровождались значительной надвиговой компонентой, в то время как движения вдоль Арсеньевского разлома, ограничивающего Алчанский выступ с восток-юго-востока, были чисто сдвиговыми (Голозубов и др., 2002). Соответственно, юрские и раннемеловые террейны перемещались с большей скоростью, нежели Алчанский выступ в целом.

Аналогичный складкообразный изгиб структур, но меньших масштабов, намечается в бассейне р. Бикин (см. рис. 33).

Гигантские синсдвиговые складки с крутопадающими шарнирами распространены, по-видимому, достаточно широко – таковыми являются, вероятно, Колымская петля, S-структуры, которые маркируются террейном Ангаючам на Аляске, структурные ("вихревые") петли Алтая и др. (Ханчук и др., 2004).

Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование

Вопрос о тектонической природе крупных геохимических аномалий, какими являются рудные районы Сихотэ-Алиня, остается до настоящего времени неясным, хотя попытки его решения предпринимались неоднократно (Радкевич, 1958; Радкевич и др., 1988; Уткин, 1989). Ближе всех к решению этой проблемы подошел, по-видимому, В.П. Уткин, который в ряде работ опубликовал детально разработанную модель формирования магмо- и рудовмещающих раздвигов в процессе левосторонних перемещений по разломам север-северо-восточного простирания (Уткин, 1989). При всей доказательности его построений остается необъясненным, однако, факт существования значительных по протяженности (до 80 км) зон широтного и северо-западного простирания, насыщенных магмо- и рудопроявлениями, о которых многократно писала Е.А. Радкевич (Радкевич, 1958; Радкевич и др., 1988) и которые секут иногда целый ряд сдвиговых зон и являются, соответственно, постсдвиговыми.

Указанное выше противоречие разрешается, как нам кажется, в рамках модели формирования магмо- и рудовмещающих раздвигов в структурах кинк-банда, представляющих собой полосы согласованных двойных флексурообразных искривлений линейных структур, в данном случае — сдвиговых зон. Идея о существовании такой структуры в центральной части наиболее крупного оловорудного района Приморья — Кавалеровского — впервые высказана в 1974 г. Б.А. Ивановым и нашла подтверждение в ходе геологического доизучения этого района, проведенного нами 1980–1989 гг.

Главные рудные районы Приморья расположены восточнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома, в пределах Журавлевского и Таухинского террейнов. Как и везде в этих террейнах, здесь развиты тесно сжатые складки северо-восточного простирания (50–70°), нарушенные левыми сдвигами север-северо-восточного (25–30°) простирания. Эти сдвиги образуют многопорядковую систему с определенным (для каждого порядка) структурным шагом.

На предлагаемой схеме разломов Кавалеровского, Дальнегорского и части Арминского рудных районов (рис. 38) отчетливо видны согласованные флексурообразные развороты сдвиговых зон и, соответственно, зажатых между ними складчато-надвиговых структур, против часовой стрелки в среднем на 25–35° (Голозубов, 1991). Полосы двойного изгиба структур имеют ширину от 5 до 15–20 км и образуют сопряженную сеть, состоящую из отрезков северо-западного, субширотного, участками субмеридионального простирания. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что полосы кинк-банда практически точно ограничивают рудные районы, а за их пределами рудная минерализация практически отсутствует. В зоне аномальных деформаций центральной части Кавалеровского рудного района располагается установленное по геофизическим данным и вскрытое несколькими скважинами пологопадающее тело гранитоидов, залегающее на глубинах 1,5–5 км; здесь установлено аномально большое количество даек различного состава и возраста. Важно



£6

Рис. 38. Структуры кинк-банда в Кавалеровском, Дальнегорском и Верхне-Уссурском рудных районах (Южный Сихотэ-Алинь).

1–7 – комплексы Таухинского террейна: 1 – триасово-юрские кремнистые породы, 2 – верхнепалеозойские и триасовые известняки (в глыбах), 3 – средне-верхнеюрские базальты, кремни и кремнистые туффиты, 4 – берриас-валанжинские породы - алевролиты, флиш, реже песчаники, 5 –берриас-валанжинские конгломераты, песчаники, алевролиты, 6 – песчаники, осадочные брекчии, 7 – микститы с алевролитовым матриксом и включениями песчаников, кремней, реже базальтов и известняков; 8–11 – комплексы Журавлевского террейна: 8 – берриас-валанжинские алевролиты, реже песчаники, 9 – готерив-барремские песчаники, реже алевролиты, 10 – апт-альбские песчаники, алевролиты, флиш, 11 – средне-верхнеальбские песчаники, реже алевролиты; 12–14 – интрузии монцонитоидов (12), гранитов (13) и гранодоритов (14); 15 – верхнемеловые вулканиты; 16 – надвиги, разграничивающие террейны (а) и в пределах террейнов (б); 17 – левые сдвиги, разграничивающие террейны (а) и в пределах террейнов (б); 18 – структуры кинк-банда; 19, 20 – месторождения олова крупные (19), в том числе Арсеньевское (**Ар**), Верхнее (**Вр**), Дубровское (Дб), Хрустальненское (**Хр**) и Высокогорское (**Вг**) и мелкие (20); 21 - полиметаллические месторождения.

Буквами в кружочках обозначены разломы: Б – Березовский, В – Восточно-Арсеньевский, И – Ивановский, П – Перевальненский, Д – Дубровский, В – Высокогорский, Ф – Фурмановский, Н – Нежданковский.В правом верхнем углу – розы диаграммы простираний слоистости в пределах зон кинк-банда (а) и за их пределами (б)

Fig. 38. Kink-bending structures in Kavalerovo, Dal'negorsk and Verkhneussursky ore regions (South Sikhote-Alin).

1-7 – Taukha terrane complexes: 1 – Triassic-Jurassic siliceous rocks; 2 – Upper Paleozoic and Triassic limestones (in blocks), 3 – Middle-Upper Jurassic basalt, chert and siliceous tuffite, 4 – Berriasian-Valanginian siltstone, flysh, more rarely sandstone, 5 – Berriasian-Valanginian conglomerate, sandstone and siltstone, 6 – Berriasian-Valanginian sandstone, sedimentary breccia; 7 – mixtite with siltstone matrix, sandstone, chert, more rarely limestone and basalt inclusions; 8–11 – Zhuravlevka terrane complexes: 8 – Berriasian-Valanginian siltstone, more rarely sandstone, 9 – Hauterivian-Barremian sandstone, more rarely siltstone and conglomerate; 12–14 – intrusias of the monzonitoid (12), granite (13) and granodiorite (14); 15 – Upper Cretaceous volcanite; 16 – thrusts: a – along terranes boundaries, 6 – within the terranes; 17 – left-lateral strike-slip faults: a - along terranes boundaries, 6 – within the terranes; 18 – kink-bending structure; 19, 20 – Large (19) and small (20) tin mineral deposits, including: **Ap** – Arsen'evskoye, **Bp** – Verkhnee, $\mathcal{A}\mathbf{6}$ – Dubrovskoe, **Xp** – Khrustal'noye and **Br** - Vysokogorskoye deposits; 21 – polymetallic mineral deposit.

Faults (letters in circles): **\mathbf{b}** – Berezovsky, **\mathbf{B}** – Vostochno-Arsen'evsky, **\mathbf{H}** – Ivanovsky, **\mathbf{H}** – Perevalninsky, **\mathbf{A}** – Dubrovsky, **\mathbf{B}** – Vysokogorsky, **\mathbf{\Phi}** – Furmanovsky and H – Nezhdankovsky. In the right top – bedding rose diagram within kink-bending zones (a) and behind its limits (6)

отметить, что конкретным месторождениям практически всегда соответствуют (в рамках кинк-банда регионального плана) участки наибольших искривлений структур.

Структуры кинк-банда являются, очевидно, пликативным отражением левосдвиговых перемещений по скрытым сколам северо-западного, субширотного, иногда субмеридионального простирания с амплитудами в первые километры. Отметим, что заложение этих сдвигов и, соответственно, структур кинк-банда имело место после главных перемещений по "фоновым" сдвигам, иначе эти структуры оказались бы разобщенными и перемещенными на какое-то расстояние.В результате дальнейших подвижек по "фоновым" сдвиговым зонам участки их искривления служили, по-видимому, долгоживущими структурными ловушками, участками массового развития магмо- и рудовмещающих раздвигов. При этом важное значение имели, по-видимому, особенности физических свойств деформируемых комплексов, а также скорости деформаций (рис. 39).

Вопрос о причинах формирования с определенного периода поперечных левых сдвигов (на фоне устойчиво ориентированного сжатия) остается неясным. Вероятно, в процессе консолидации структуры возникали "ядра жесткости", например в местах развития гранитных батолитов, в результате чего нарушалась "правильная" сеть сдвигов, "работавших" до этого в относительно однородной среде. При этом могло происходить "приспособление" разломов к новым условиям, в частности "обтекание" ими этих "ядер



Рис. 39. Схема развития структур кинк-банда и последующего образования в них магмо- и рудовмещающих раздвигов (I–III – стадии развития).

Варианты: а – для слоистых относительно пластичных сред; б – то же с "подключением" левосторонних перемещений по оперяющим сдвигам северо-западного простирания; в – для изотропных относительно жестких сред – интрузий и метаморфизованных пород (для относительно пластичных сред - при увеличении скоростей деформаций).

Залитые участки – зоны сиснедвигового растяжения

Fig. 39. Development of kink-bending structures and subsequent formation in them the magma- and ore-containing extension structures (I–III – stages of defelopment).

Versias: a – for the layered rather plastic rocks: 6 – the same with "connection" of left-lateral movements along north-western strike-slip faults; B – for isotropic concerning rigid rocks (intrusias and metamorphosed rocks); for rather plastic rocks - at increase in speed of deformations.

The filled zones - zones of the syn-strike-slip faulting stretchings

жесткости" с образованием сколов вдоль краев этих "ядер".

Анализ геологического строения ряда рудных районов Сихотэ-Алиня указывает на тесную пространственную связь проявлений рудогенеза с зонами искривлений, изломов или разобщений сдвиговых зон. Примером такого рода структур является полоса аномальных деформаций в междуречье Арму и Бикина, прослеживающаяся от Центрального Сихотэ-Алинского разлома до морского побережья (Коваленко, 1986), в пределах которой располагается Звездный рудный район. На участке искривления сдвиговых зон (более, пожалуй, значительного, чем в Кавалеровском рудном районе) располагается и Комсомольский рудный район (Асманов и др., 1988).

Как показывает опыт, выявление структур кинк-банда возможно только при тщательном и детальном картировании, поскольку при недостатке информации участки изломов структур обычно спрямляются и пропускаются.

2. ТЕРРЕЙНЫ ПЕНЖИНСКОГО ХРЕБТА (КОРЯКИЯ)

С целью сопоставления меловых структур Сихотэ-Алиня и Корякии в течение полевых сезонов 1988–1992 гг. автор проводил исследования Пенжинского хребта вначале совместно с коллегами по ДВГИ А.И. Ханчуком, П.В. Маркевичем, В.Б. Курносовым, И.В. Панченко, О.В. Чудаевым и Г.И. Говоровым, а позднее – с сотрудниками ГИНа С.Д. Соколовым, В.Н.Григорьевым, К.А. Крыловым, В.Г. Батановой, А.А. Пейве и другими геологами.

Пенжинский хребет занимает площадь около 9 тыс. км², оконтуренную с запада Пенжинской Губой, с севера, востока и юга – долинами, соответственно, рек Пенжина, Белая и Куюл (рис. 40, см. вклейку). На схемах тектонического районирования этот район включался в Таловско-Пекульнейскую структурно-формационную зону, в которую были также включены северная часть Ваежского хребта и Алганского кряжа, а также Усть-Бельские горы и хр. Пекульней (Тильман и др., 1982 г.). На генерали-зованной карте террейнов российского Дальнего Востока и Северной Японии С.Д. Соколовым выделены Пенжинско-Анадырский и Таловский террейны. Пенжинско-Анадырский террейн, образованный главным образом палеозойскими комплексами, в свою очередь включает Ганычаланский, Майнский и Усть-Бельский субтеррейны, а в Таловском террейне выделены Айнынский и Куюльский субтеррейны (Парфенов и др., 1993; Соколов, Бялобжеский, 1996; Соколов, 2003; Nokleberg et al., 1998). Из перечисленных структур на территорию Пенжинского хребта попадают Ганычаланский, Айнынский и Куюльский субтеррейны, которые мы предпочитаем называть террейнами, слишком велики различия в их возрасте и геодинамической природе.

Ко времени наших работ территория была полностью покрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000, а на некоторых участках – в бассейне р. Таловка и на восточном побережье Пенжинской губы – и в масштабе 1:50 000. Этому району, в первую очередь обнажающимся здесь офиолитам, посвящено много публикаций. Относительно офиолитов, однако, господствовала точка зрения о том, что образующие их полнокристаллические породы – гипербазиты и габброиды – представляют собой многофазные интрузии, прорывающие друг друга (Зимин, 1984; и др.). К началу 80-х годов прошлого столетия была предложена новая, во многом революционная идея о том, что эти офиолиты представляют собой фрагменты океанической коры, аккретированные к восточной окраине Сибирского кратона и в современной структуре представляющие собой пакет тектонических покровов (Некрасов, 1976; Александров, 1978; Алексеев, 1981, Чехов, 1982; Марков и др., 1982). Наши исследования полностью подтвердили последнюю точку зрения. Кроме того, подтвердилось существование не одного, как считали некоторые исследователи, например А.Д. Чехов (1982), а двух офиолитовых комплексов – раннепалеозойского (Хинантынупского) и раннемезозойского (Куюльского) (Алексеев, 1981; Марков и др., 1982; Ханчук и др., 1990; Ханчук и др., 1992). В бассейне р. Ганкуваям был обнаружен и описан полный офиолитовый разрез Куюльского комплекса (А.И. Ханчук и др., 1990). В ходе исследований был значительно уточнен возраст кремнисто-базальтовых частей офиолитовых разрезов, проведена геодинамическая типизация базальтов, выделявшихся ранее в составе кингивеемской свиты (Григорьев и др., 1995). Исследования не были закончены из-за финансового хаоса последнего десятилетия. Часть результатов была опубликована в виде статей, однако так и не появилось планировавшейся обобщающей работы, посвященной тектонике этого во многом уникального района.

При составлении карты террейнов и перекрывающих комплексов Пенжинского хребта (см. рис. 40) автор постарался учесть как материалы геологических съемок, так и результаты коллективных исследований, о которых говорилось выше. Выделяется четыре террейна, два из которых – Харитонинский и Ганычаланский – представляют собой фрагменты палеозойского обрамления континента и два – мезозойские океанические и окраинно-континентальные фрагменты, аккретированные в меловое время (Куюльский и Айнынский террейны). В связи с тем что палеозойские террейны были интенсивно деформированы в процессе становления раннемеловых структур региона, а также для создания целостной картины строения Пенжинских гор в число объектов, для которых дано краткое описание, включены и палеозойские Харитонинский и Ганычаланский террейны.

Харитонинский террейн

Харитонинский террейн образован одноименной свитой раннекаменноугольного возраста, располагается вдоль юго-восточного края Пенжинской депрессии. При видимой ширине 5–10 км террейн прослежен в северо-восточном направлении от левобережья р. Харитоня до р. Белая на расстояние около 50 км.

Харитонинская свита мощностью около 2400 м представляет собой чередование пачек алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. В кровле свиты отмечены прослои углистых сланцев и каменных углей, а в подошве – маломощные потоки андезитов и дацитов, а также прослои туфов среднего и кислого состава. По составу кластики (в том числе и тяжелой фракции) песчаники свиты принадлежат грауваккам активных континентальных окраин, причем как источник большую роль играл базитовый и гипербазитовый фундамент (Геосинклинальный литогенез ..., 1987). Свита охарактеризована многочисленными находками фауны брахиопод и гониатитов, определяющей ее возрастные границы в рамках турнейского и визейского веков. Она образует открытые, часто коробчатые складки шириной 4–5 км, имеющие восток-северовосточное простирание и углы падения слоев на крыльях 10–30°. Разрывные нарушения многочисленны, они обычно субвертикальны и ориентированы преимущественно вдоль складок или косо секут их. Вопрос о характере перемещений по ним остается неясным.

Относительно слабая дислоцированность харитонинской свиты позволяет предполагать, что Харитонинский террейн представляет собой фрагмент вулканической дуги, залегающей на жестком фундаменте, возможно, краевой части кратона (Ханчук и др., 1992). С.Д. Соколов считает, что этот террейн образует часть палеозойскораннемезозойской Кони-Тайгоносской островодужной системы (Соколов, 1992).

Ганычаланский террейн

Ганычаланский террейн, образованный нижнепалеозойскими породами, ппримыкает с юго-востока к Харитонинскому. Граница проходит почти на всем протяжении по крутопадающему разлому, вероятно, сдвигу. Лишь на отдельных участках геологические карты показывают надвиговые взаимоотношения (ордовикские породы надвинуты на каменноугольные), но эти данные требуют проверки. При ширине в 10–15 км террейн прослеживается на 50 км от верховий р. Ганычалан до левобережья р. Белая. Юго-западная граница террейна перекрыта постаккреционными образованиями верхнего мела и палеогена.

Ганычаланский террейн имеет сложное строение и представляет собой пакет из перекрывающих друг друга трех тектонических пластин (субтеррейнов). Здесь выделяются (снизу вверх): Ильпенейский (голубые и зеленые сланцы, базальтоиды, кварциты и мраморы), Хинантынупский (гипербазиты и габброиды) и Эльгеминайский (диабазы, базальты, кремни, известняки, конгломераты, песчаники и сланцы) субтеррейны (рис. 41, 42). Пакет из этих пластин смят в опрокинутую на юго-восток антиформу. Ее юго-восточное крыло редуцировано, к нему приурочен крупный надвиг с серпентинитовым меланжем, содержащим обломки и пластины, фрагменты всех трех субтеррейнов. Северо-западное крыло имеет более простое строение, осложнено синформным и антиформным перегибами и серией крутопадающих разрывов восток-северо-восточного простирания. Данные разрывы, судя по наблюдавшимся вблизи них мелким складкам волочения с крутопадающими шарнирами, являются сдвигами.

При описании субтеррейнов привлекались материалы геологической съемки маштаба 1:50 000, выполненной Н.Л. Евглевским, Л.В. Баженовым с соавторами (1985 г.), а также результаты исследований ордовикских пород, выполненных В.Ф. Белым с соавторами (1981).

Ильпенейский субтеррейи образован преимущественно зелеными и голубыми сланцами одноименной свиты, представляющими собой метаморфизованные базальты и их туфы. Подчиненное значение имеют пачки серых и голубоватых кварцитов, яшмокварцитов (метаморфизованных ленточных кремней) и мраморизованных известняков. Голубые сланцы субтеррейна детально охарактеризованы Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревой (1974). Выделены глаукофан-лавсонитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма. В промежуточной зоне описаны либо глаукофан без лавсонита, либо лавсонит без глаукофана. Кроме того, для промежуточной зоны характерен эгирин-жадеитовый пироксен. Среди метаморфитов отмечаются значительные по объему (до нескольких километров в поперечнике) блоки слабоизмененных массивных базальтов и пиллоу-лав, а также миндалекаменных базальтов и их туфов. Большая часть базальтов характеризуются высокими (более 1%) содержаниями калия и титана (2–5%), что составляет характерную особенность базальтов океанических островов. Об этом же свидетельствуют тренды распределения в них редких элементов. Кроме того, установлены толеитовые базальты, близкие к *N*-типу *MORB* (Силантьев и др., 1994).

Аг-Аг возраст мусковита (фенгита) из кварцитов определен как ранний палеозой – в пределах 460-547 млн лет (Ханчук и др., 1992). Rb-Sr датировки динамосланцев позволили выделить в метаморфических породах три этапа деформаций – карбоновый (327±5 млн л.), раннемеловой (139±6 млн л.) и позднемеловой (90±10 млн л.) (Виноградов и др., 1994).

Хинантынупский субтеррейн образован полосчатыми габбро и гипербазитами.

Последние распространены незначительно, встречаются обычно в подошвах пластин и превращены в серпентинитовый меланж.

В верховьях р. Харитоня пластина, сложенная габбро и гипербазитами, перекрывает метаморфиты Ильпенейского субтеррейна. В целом моноклинальное падение контакта на северо-запад местами осложнено синформным и антиформным перегибами. В частности, на водоразделе рек Харитоня, Бол. Упупкин и Ганычалан наблюдается снформная складка, ядро которой сложено габбро, а крылья – метаморфитами ильпенейской свиты. К контактам приурочены зоны серпентини-



Рис. 41. Геолого-структурная схема бассейна р. Таловка.

 надвиги; 2 – сдвиги с указанием направления перемещений блоков; 3 – расположение участков, показанных на рис. 41, 45–47, 50,51 и 54

Fig. 41. Geological-structural scheme of the Talovka River basin.

1-thrust; 2-strike-slip fault; 3-location of the areas is shown in figures 41, 45-47, 50, 51 and 54

тового меланжа, имеющие встречные относительно пологие (до 30°) падения.

По реликтам первичных минералов серпентиниты разделяются на гарцбургиты и плагиоклазовые перидотиты. В габброидной части встречаются относительно слабо измененные оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро, роговообманковые габбро и горнблендиты. Среди габбро залегают "слои" цоизитовых амфиболитов и амфиболгранат-кварцевых сланцев. Парагенезис магнезиального оливина и анортита в оливиновых габбро – типичный для океанических офиолитов. В габброидах встречается первичная магматическая роговая обманка, которая замещается метаморфической роговой обманкой, отражающей сравнительно высокотемпературный метаморфизм Хинантынупского субтеррейна. По гранат-амфибол-кварцевому и амфиболовому геотермобарометрам температура метаморфизма составляет около 625°, а давление 8,8–10 кбар. Аг-Аг возраст роговой обманки из габбро – 559±3 млн лет, роговой обманки из гранат-амфибол-кварцевых сланцев – около 550 млн лет (Ханчук и др., 1992).

Эльгеминайский субтеррейн примыкает с запада-северо-запада к габбро и гипербазитам Хинантынупского субтеррейна и образован преимущественно стратифицированными породами ордовикского возраста. В бассейне р. Харитоня контакт между ними отчетливо тектонический, к нему приурочена мощная зона крутопадающего разлома, вероятно, сдвига.



Рис. 42. Схематическая геологическая карта Ганычаланского террейна. Расположение участка см. на рис. 41. 1 – конгломераты, песчаники, алевролиты; 2 – андезиты и их туфы; 3 – песчаники, алевролиты, конгломераты; 4 – песчаники, алевролиты, туфы андезитов и базальтов; 5 – базальты, известняки, яшмы (кингивеемский комплекс); 6 – брекчии с глыбами верхнепалеозойских и мезозойских пород; 7 – песчаники, алевролиты, туфы андезитов и базальтов; 5 – базальты, известняки, яшмы (кингивеемский комплекс); 6 – брекчии с глыбами верхнепалеозойских и мезозойских пород; 7 – песчаники, алевролиты, туфы андезитов (харитонинская свита); 8 – конгломераты, песчаники, алевролиты; 9 – известняки, кремни; 10 – пиллоу-базальты; 11 – диабазы (средний ордовик); 12 – габбро (хинантынупский комплекс); 13 – голубые и зеленые сланцы, метабазальты, кварциты, мрамора (ильпенейский комплекс); 14 – серпентиниты, серпентинитовый меланж; 15 – надвиги; 16 – крутопадающие разломы, преимущественно сдвиги; 17 – слоистость (на разрезе)

Fig. 42. Schematic geological map of the Ganychalan terrane. Location see in fig. 41.

1 - conglomerate, sandstone and siltstone; 2 - andesite and its tuff; 3 - sandstone, siltstone, conglomerate; 4 - sandstone, siltstone, basalt and andesite tuffs; 5 - basalt, limestone, jasper (Kingiveem complex); 6 - breccia with blocks of Upper Paleozoic and Mesozoic rocks; 7 - sandstone, siltstone, andesitic tuff (Kharitonya Formation); 8 - con-

glomerate, sandstone, siltstone; 9 – limestone, chert; 10 – pillow-basalt; 11- diabase (Middle Ordovician); 12 – gabbro (Khinantynup complex); 13 – blow and green shists, metabasalt, quartzite, marble (Ilpeney complex); 14 – serpentinite, serpentinite melange; 15 – thrust; 16 – subvertical faults, strike-slip faults mainly; 17 – bedding (in cross-section)

Предположение о том, что Эльгеминайский субтеррейн занимает верхнее структурное положение в рамках Ганычаланского террейна, обосновывается тем, что ордовикские породы наблюдаются в ядре упоминавшейся выше синформы верховий р. Харитоня на ее юго-западном продолжении (см. рис. 42).

По-видимому, в основании ордовикского разреза залегает толща диабазов, образующих изолированный блок в бассейне р. Харитоня в 4 км выше руч. Олений (см. рис. 42). Не исключено, что эти диабазы принадлежат комплексу параллельных даек, однако собственно дайки в обнажениях невозможно распознать из-за сильного катаклаза пород.

Ниже по течению (и, вероятно, выше по разрезу) по фрагментам в отдельных обнажениях реконструируется следующая последовательность:

1. Пиллоу-базальты, межподушечное пространство в которых нередко выполнено красно-бурыми карбонатами или яшмовидными кремнями. Пачка содержит относительно маломощные (до 5 м) прослои красно-коричневых, реже бледно-зеленых кремнистых туффитов и кремней с остатками проблематик и радиолярийдо 1000 м.

4. Толща песчаников, глинистых сланцев и филлитов с редкими линзовидными прослоями известковистых песчаников и известняков, реже гравелитов, конгломератов и эффузивов среднего состава. Толща охарактеризована фауной позднеордовикских граптолитов. На участках выклинивания нижележащего горизонта конгломератов нами наблюдался постепенный переход от темно-серых кремней в терригенную толщу (правобережье р. Ганычалан). Переходный горизонт мощностью 1,2 м образован черными аргиллитами с прослоями (до 3 см) зеленовато-серых глинистых кремней

до 1500 м.

По геохимическим особенностям базальты Эльгеминайского субтеррейна террейна отвечают базальтам СОХ (Ханчук и др., 1992). По составу кластики (в том числе и тяжелой фракции) ордовикские песчаники принадлежат к грауваккам активных континентальных окраин (Геосинклинальный литогенез ..., 1987).

Ильпенейский и Хинантынупский субтеррейны сформировались, вероятно, в результате коллизии океанического острова с активной континентальной окраиной в раннекембрийское время. Эльгеминайский субтеррейн является фрагментом океанического или задугового бассейна, который в среднем-позднем ордовике был аккретирован к этой же окраине. Отмеченный выше постепенный переход от кремней к терригенным породам отвечает, по-видимому, моменту приближения фрагмента океанической коры к зоне поступления обломочного материала с активной континентальной окраины.

Айнынский террейн

Айнынский террейн занимает большую часть Пенжинского хребта и представлен главным образом нижнемеловыми терригенными, в значительно меньшей степени – вулканогенными породами общей мощностью до 9500 м, расчлененными на 5 свит (Авдейко, 1968; Похиалайнен, Василенко, 1971; Мишин, 1988; Полещук, Мерцалов, 1993, рис. 43). В верховьях рек Ганычалан и Бол. Упупкин вдоль границы Айнынского и Ганычаланского террейнов трассируется зона крутопадающих разломов северо-восточного простирания. Вдоль южной границы Ганычаланского террейна прослежен надвиг широтного простирания, по которому метаморфиты ильпенейской свиты перекрывают нижнемеловые (вплоть до альбских) толщи Айнынского террейна. Это перекрытие подчеркивается наличием ряда клиппенов, сложенных ильпенейскими метаморфитами значительно юго-восточнее главной надвиговой границы, уже в пределах Айнынского террейна. Время надвигания – в пределах альба, поскольку маметчинская свита, образующая подошву перекрывающего террейны комплекса, датируется поздним альбом (?)–ранним сеноманом (Захаров и др., 2002). Но не исключено, как мы увидим далее, что ранний этап надвиговых перемещений имел место и в готериве, при накоплении брекчиевидных пород (олистостромов).

Поскольку юго-западнее р. Таловка продолжения Ганычаланского и Харитонинского террейнов отсутствуют, можно предполагать на этом участке торцовое сочленение этих террейнов с Айнынским по системе разломов северо-западного простирания.

Мялекасынская свита (титон-валанжин, до 1800 м) образована неравномерно переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Относительно редко встречаются прослои гравелитов, осадочных брекчий, кремнистых туффитов и туфов среднего и основного состава. Свита охарактеризована фауной бухий.

Тылакрыльская свита (готерив-баррем, до 4000 м) отмечена значительной фациальной изменчивостью. На левобережье р. Куюл вдоль хр. Тылакрыл она образована чередованием горизонтов песчаников, алевролитов и горизонтов частого, порою флишоидного чередования песчаников и алевролитов, иногда с прослоями туфов и туффитов. Близкий состав свита имеет и в бассейне р. Таловка в приустьевых частях рек Ганычалан и Мялекасын. Возраст свиты надежно обоснован фауной иноцерамов, аммонитов и белемнитов (Похиалайнен, Василенко, 1971). Северо-западнее, по мере приближения к Ганычаланскому террейну, большая часть разреза свиты представлена офиолитокластовыми породами или осадочными брекчиями с пестрым составом валунов, глыб и пластин в граувакковом матриксе. Поскольку по поводу генезиса этих грубообломочных пород до настоящего времени нет общепринятого мнения, остановимся на них более подробно.

Офиолитокластовые породы – серпентинитовые брекчии, в значительно меньшей степени – серпентинитовые песчаники и алевролиты – составляют основной объем свиты в районе м. Валижген. Первоначально выходы гипербазитов этого района считались большой интрузией (рукописные отчеты Б.Г. Хватова, П.Г. Туганова, С.И. Родько, Г.С. Киселева



Рис. 43. Стратиграфическая колонка верхнеюрских и нижнемеловых отложений Айнынского террейна.

 песчаники; 2 – переслаивание алевролитов и песчаников; 3 – алевролиты;
алевролиты с включениями песчаников;
5 – конгломераты, гравелиты; 6 – серпентинизированные гарцбургиты, серпентинитовые брекчии, песчаники и алевролиты; 7 – туффиты;
8 – туфы андезитов и базальтов псаммитовые (а) и агломератовые (б)

Fig. 43. Stratigraphic column of Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the Ainyn terrane.

1 – sandstone; 2 – siltstone-sandstone alternation; 3 – siltstone; 4 – siltstone with inclusions of sandstones; 5 – conglomerate, gravelstone; 6 – serpentinized harzburgite, serpentinitic breccia, serpentinitic sandstone and siltstone; 7 – tuffite; 8 – psammitic (a) and agglomeratic (6) tuffs of andesite and basalt

и др.). Позднее А.Ф. Михайловым (1962) было установлено, что нет единого Валижгенского массива, а есть ряд мелких тел и пластообразных залежей, разобщенных между собой. Относительно гипербазитов горы Длинная им отмечалось, что при

пересечении ее с северо-запада на юго-восток "можно установить десятикратное чередование гипербазитовых залежей, напоминающее ритмичность в осадочной толще ...". Строение отдельных залежей, по его данным, почти всегда однотипно: нижняя часть представлена крупноглыбовой брекчией, состоящей из фрагментов гарцбургитов, постепенно переходящей в полимиктовые брекчии, серпентинитовые дресвяники, песчаники и алевролиты. Пласты гипербазитовых брекчий имеют устойчивое падение на юго-восток и на южных отрогах горы Длинная можно наблюдать совершенно согласный переход серпентинитокластовых пород (дресвяников или песчаников) в обычные серые граувакковые песчаники с остатками морских моллюсков. По мнению А.Ф. Михайлова, гипербазиты представляют собой пластообразные интрузии, а брекчии формировались за счет пластичного течения полутвердого расплава, перемещавшегося на поверхность Земли и частично попадавшего в область волнового воздействия. Позднее А.Д. Чеховым (1982) предложена несколько иная модель: пластообразные тела гипербазитов выведены на поверхность в область размыва по надвиговым зонам, а серпентинитовые брекчии представляют собой офиолитокластовые олистостромы. В.Ф. Белый с соавторами (1985) считают комплекс пород горы Длинная "гарцбургитовыми лавами высокой степени кристалличности", а брекчии и серпентинитовые песчаники, соответственно, туфами и туфогенно-осадочными породами ультраосновного состава.

С целью получения материалов, позволяющих более или менее однозначно трактовать происхождение и механизм формирования этого комплекса пород, нами исследовано левобережье р. Бухтовая в районе горы Длинная (рис. 44).

Гипербазиты, гипербазитовые брекчии и серпентинитовые песчаники этого района образуют полосу шириной 3-3.5 км, вытянутую в северо-восточном направлении на расстояние около 10 км. Этот комплекс пород обнаруживает слоистое строение и устойчивую моноклиналь с падениями на юг и юго-восток под углами 20-50, иногда до 70°. Основную роль в этом комплексе играют гипербазитовые брекчии с различной размерностью образующих эти брекчии обломков. Относительно мелкообломочные породы – серпентинитовые гравелито-брекчии, дресвяники, песчаники и алевролиты – составляют незначительную (первые проценты) часть пород этого комплекса. Породы имеют ясно выраженный ритмичный характер слоистости, на что обращалось внимание многими исследователями (Михайлов, 1962; Марковский, 1985; и др.). В основаниях ритмов, мощности которых от первых десятков до 150 м, установлены мономиктовые брекчии, состоящие из округлых и угловатых обломков и глыб гарцбургитов; заполнитель представляет собой более мелкообломочные брекчии такого же состава, в цементе которых серпентинитовые дресвяники и песчаники. На северных склонах горы Длинная эти брекчии образуют гряды скал, в то время как вышележащие более мелкообломочные отложения – сглаженные, в целом пониженные формы микрорельефа. В обнажениях часто видна слоистая структура брекчий, выраженная чередованием валунных и более мелкообломочных, гравелисто-дресвянистых разновидностей. Выше по разрезу в глыбах и обломках, кроме по-прежнему доминирующих гарцбургитов, появляются габбро, троктолиты (редко), долериты, базальты и измененные граувакковые песчаники и алевролиты. В верхних частях ритмов начинают доминировать мелкообломочные брекчии, а кровли часто образованы серпентинитовыми песчаниками и алевролитами (мощность которых от первых метров до 10–15 м) с отчетливой горизонтальной и косой слоистостью. Границы между ритмами резкие. Перечисленные породы уже включались В.Ф. Мишиным (1982) в состав тылакрыльской свиты.

Особый интерес представляют пластообразные залежи гарцбургитов, мощности которых от 50 до 350 м. На карте В.Ф. Мишина они показаны как межпластовые интрузии. Два наиболее мощных "пласта" такого рода образуют вершину горы Длинная и верхнюю часть её северо-западного склона. Они залегают строго конформно относительно слоистости подстилающих и перекрывающих обломочных пород и занимают определенное структурное положение в подошвах описанных выше ритмов. Более того, переход гарцбургитов в валунные мономиктовые брекчии всегда постепенный, через зону "растрескивания" и фрагментации: почти черные монолитные гарцбургиты становятся более трещиноватыми, вдоль трещин отдельности все в большем количестве появляется темно-зеленый вторичный серпентин, который, уже в дезинтегрированном виде, составляет цемент вышележащих мономиктовыхбрекчий. Глыбы в этих брекчиях на первых порах представляяют собой незначительно перемещенные оставшиеся относительно слабо серпентинизированными фрагменты массивных гарцбургитов. Нижние границы гарцбургитовых залежей с серпентинитовыми дресвяниками или песчаниками кровель нижележащих ритмов всегда резкие, однако без следов каких-либо тектонических подвижек или контактового взаимодействия.

Общая мощность описанной выше последовательности пород составляет не менее 2000 м. Она неполная, т.к. нижняя ее часть, мощность которой может составлять



Рис. 44. Геологическая карта района горы Длинная.

1 – алевролиты с прослоями песчаников; 2 – серпентинизированные гарцбургиты; 3 – серпентинитовые брекчии; 4 – серпентинитовые гравелиты, песчаники и алевролиты; цифрами в кружочках показаны упоминаемые в тексте номера прослоев этих пород в граувакковой части разреза тылакрыльской свиты; 5 - песчаники с прослоями алевролитов; 6 – разломы; 7 – ориентировки слоистости; 8 – места находок фауны бухий (а) и иноцерамов (б); 9 – габбро; 10 – троктолиты; 11 – точки отбора образцов, химические анализы которых приведены в табл. 1

Fig. 44. Geological map of the Dlinnaya Mt. area.

1 - siltstone with sandstone interbeds; 2 - serpentinized harzburgite; 3 - serpentinitic breccia; 4 - cerpentinitic gravelstone, sandstone and siltstone; numbers in circles – numbers of such layers (see in the text) in greywacke part of Tylakryl Formation section; 5 - sandstone with siltstone interbeds; 6 - fault; 7 - bedding; 8 - place of findings of Buchia (a) and Inoceramus (6) fauna; 9 - gabbro; 10 - troctolite; 11 - sampling point and numbers of specimens, which chemical analysis is resulted in tabl. 1

несколько сотен метров, располагается севернее горы Длинная и перекрыта четвертичными отложениями. В русле левого притока р. Бухтовая в 2 км севернее склонов горы Длинная обнажены алевролиты с прослоями песчаников, содержащих фауну бухий и принадлежащие титон-валанжинской мялекасынской свите (см. рис. 44), которая, по-видимому, подстилает офиолитокластовый комплекс пород.

На юго-восточных отрогах горы Длинная наблюдается верхняя часть разреза гипербазитов и гипербазитовых брекчий, серпентинитовых дресвяников, песчаников и алевролитов. В береговых обнажениях на левом берегу р. Бухтовая хорошо видно, как серпентинитовые дресвяники, слоистость которых ориентирована с аз. пад. 150°, углом падения 30–35°, совершенно согласно перекрыта пачкой серых грубозернистых и крупнозернистых граувакковых песчаников с примесью дресвы кварцитов пурпурнокрасного цвета. Эти песчаники начинают граувакковую часть разреза тылакрыльской свиты готерив-барремского возраста. Описываемый контакт прослежен нами на расстояние около 6 км вплоть до водораздела р. Бухтовая с р. Горелая. Вдоль этого водораздела хорошо обнажена вышележащая часть разреза тылакрыльской свиты мощностью не менее 800 м, представленная преимущественно граувакковыми песчаниками серыми среднеи мелкозернистыми, реже – грубо- и крупнозернистыми массивными и слоистыми, с плитчатой отдельностью, содержащими маломощные прослои алевролитов. В 100 и 250 м выше по разрезу от кровли серпентинитовых пород среди серых граувакковых песчаников установлены прослои мощностью 5-10 м, образованные гипербазитовыми брекчиями, серпентинитовыми дресвяниками и песчаниками. Третий горизонт ультрамафитовых брекчий и серпентинитовых песчаников мощностью до 20 м располагается в 500 м выше подошвы грауваккового разреза; этот горизонт прослежен в маршрутах и на аэрофотоснимках непрерывно от русла р.Бухтовая на юго-запад до водораздела с р. Горелая на расстояние около 5 км. В серпентинитовых песчаниках этого горизонта А.Ф. Михайловым (1962) обнаружены остатки раковин двустворок. Стратиграфически ниже и выше этого прослоя в песчаниках нами обнаружены призматические слои – остатки толстостенных раковин готеривских иноцерамов (определения В.П. Похиалайнена).

Получается, таким образом, что не может быть и речи об интрузивных или тектонических взаимоотношениях гипербазитов и вмещающих офиолитокластовых пород или граувакк. Идее о том, что гипербазиты выведены на поверхность путем внедрения серпентинитовых диапиров (Соколов и др., 2000), противоречит осутствие каких-либо следов механического течения этих пород, неизбежных при таком способе перемещения материала. В область выветривания и волнового воздействия пластины гарцбургитов попадали скорее всего путем гравитационного сползания с прилегающих склонов. Верхние части пластин уже, по-видимому, в подводных условиях, разрушались с приобретением брекчиевидных текстур и частично перемывались. На эти склоны пластины попадали, вероятно, в процессе наволакивания прибрежной части континента (в данном случае – офиолитовых фрагментов Хинантынупского субтеррейна Ганычаланского террейна) на прилегающую часть шельфа (или, наоборот, поддвига шельфа под континент), что могло быть связано с активизацией субдукции. При этом описанное выше многократное повторение, напоминающее ритмичность, могло оказаться результатом последовательного поступления в область гравитационного сползания одной и той же тектонической пластины (рис. 45). В этом отношении наши выводы почти полностью совпадают с идеей А.Д. Чехова о том, что описываемые



Рис. 45. Модель "тектонической морены", предлагаемая для объяснения формирования толщи офиолитокластических пород района горы Длинная.

1 – серпентинизированные гарцбургиты; 2 – метамофические сланцы, кварциты и метабазальты (ильпенейский комплекс); 3 – алевролиты, песчаники (мялекасынская свита); 4 – серпентинитовые брекчии; 5 – "питающие" конседиментационные надвиги

Fig. 45. "Tectonic moraine" model offered for an explanation of ophiolte-clastic rocks formation in the Dlinnaya Mt. area.

1 - serpentinized harzburgite; 2 - metamorphic shist, quartzite and metabasalt (Ilpeney complex); 3 - siltstone, sandstone (Myalekasyn Formation); 4 - serpentinite breccia; 5 - "delivering" sinsedimentational thrust

породы представляют собой разновидность олистостромы с питающими надвигами (модель "тектонической морены" по И.И. Белостоцкому, 1970). В изученном нами случае, однако, каких-либо следов тектонической переработки пород не обнаружено и поступление пластин по надвиговым зонам в область гравитационого оползания можно только предполагать.

Захоронение пластин гарцбургитов происходило достаточно быстро – нет никаких признаков химического выветривания этих достаточно неустойчивых в условиях гипергенеза пород. Минеральный и химический состав даже наиболее перемытых разностей пород – серпентинитовых косослоистых песчаников – полностью соответствует составу гарцбургитов (см. таблицу). После прекращения поступления офиолитовых пластин основным источником питания залегающих выше граувакк стали, по-видимому, метаморфиты Ильпенейского субтеррейна – среди обломков и дресвы в составе этих пород доминируют, как показали исследования, в шлифах, яшмокварциты, и метабазальты.

Образец №	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N a2O	K ₂ O	П.п.п	Н2О-	?	NiO
504	Гр	41,50	0,04	3,27	4,27	3,30	0,16	36,56	1,26	0,03	-сл.	9,29	0,27	99,95	0,25
510-2	Гр	40,06	0,01	1,95	5,88	2,68	0,19	37,76	0,94	0,02	-сл.	10,5	0,27	99,91	0,22
510-3	Гр	41,52	0,02	1,31	5,11	2,30	0,18	39,94	0,94	0,03	-сл.	8,12	0,23	99,70	0,22
510-4	Гр	40,65	0,03	3,28	5,36	2,72	0,16	37,04	1,58	0,04	-сл.	8,43	0,23	99,52	0,37
526-2	Гр	41,83	0,01	1,97	5,14	2,06	0,18	34,78	1,26	0,01	-сл.	11,64	0,69	99,57	0,26
523–3	Гр	39,07	0,01	1,96	6,26	1,76	0,17	35,34	0,94	0,05	-сл	13,51	0,44	99,51	0,22
540-1	Гр	39,02	0,12	0,60	5,55	2,15	0,22	39,26	0,30	0,08	-	11,98	0,28	99,54	
506-1	СП	40,64	0,15	2,62	5,05	2,03	0,15	33,00	1,25	0,03	-сл.	12,97	1,66	99,55	0,22
512	СП	41,06	0,14	4,55	3,65	3,63	0,14	31,71	1,87	0,07	-сл.	12,66	0,23	99,71	0,21
513-4	СП	41,54	0,13	5,31	5,35	2,01	0,12	30,33	1,27	0,11	-сл.	11,79	2,06	100,01	0,22
530-1	СП	41,07	0,13	3,26	5,47	1,91	0,14	30,40	3,45	0,08	-сл.	12,57	1,08	99,56	0,23
530-2	СП	41,12	0,09	2,62	4,78	3,00	0,13	32,66	1,41	0,08	-сл.	13,00	0,63	99,52	0,13
530-3	СП	41,19	0,07	1,44	6,10	1,47	0,09	33,85	1,26	0,03	0,07	13,20	0,85	99,62	0,12
530-5	СП	41,12	0,14	3,93	6,22	1,51	0,12	32,08	2,10	0,03	0,06	11,86	0,75	99,92	0,23
531-2	СП	40,82	0,04	3,26	5,41	3,00	0,18	36,52	1,25	0,07	0,03	8,72	0,26	99,56	0,27
532-1	СП	40,00	0,06	3,12	6,12	1,58	0,18	32,89	1,87	0,07	-сл.	13,20	0,45	99,54	0,25
532-2	СП	40,12	0,15	3,52	5,50	2,02	0,17	33,02	0,61	0,04	-сл.	13,72	0,67	99,54	0,13
540-2	СП	39,56	0,14	0,82	5,67	2,03	0,19	35,67	0,42	0,25	-	14,63	0,20	99,58	_

Химический состав гарцбургитов (Γp) и серпентинитовых песчаников (СП) в районе гора Длинная Chemical composition of the harzburgites (Γp) and serpentinite sandstone (СП) in Dlinnaya Mt. area

Примечания. 1. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ДВГИ ДВО РАН. Аналитики Л.А. Авдевнина и Г.И. Макарова, 2. Точки отбора образцов см. на рис. 44.

Notes. 1. Analyses are executed in Chemical-analytical laboratory of the Far East Geologocal Institute FeB RAS. Analysts are L.A. Avdevnuna and G.I. Makarova. 2. Location of the collection points see in the fig. 44.

108

Осадочные брекчии с пестрым составом валунов, глыб и пластин. Уже давно замечено, что вблизи блоков, образованных комплексом пород Ганычаланского террейна, в тылакрыльской свите появляются горизонты валунных брекчий с алевролитопесчаниковым матриксом, валуны в которых размером до 6 м образованы известняками, кварцитами, яшмами, песчаниками и алевролитами, реже габброидами и гипербазитами. Часть обломков и глыб (в первую очередь метаморфиты, габброиды и гипербазиты), несомненно, представляют собой продукты разрушения Ганычаланского террейна, выходы которого эти брекчии и окаймляют. Кроме того, в некоторых из глыб известняков обнаружены остатки фауны эйфельского века среднего девона. Такие брекчии, образующие пачки мощностью 200–900 м, наблюдались В.Ф. Мишиным (1988) вдоль морского побережья у устья р. Бухтовая, а также в бассейне р. Коневаям.

По нашему мнению, подобного рода брекчии, но состоящие из гигантских блоков (размером в десятки и первые сотни метров), образуют полосы (шириной до нескольких километров) развития терригенных (иногда туфово-терригенных) и карбонатных пород, содержащих чрезвычайно пестрый набор фауны, включающей средне-позднепалеозойские и мезозойские виды. Так, на левобережье р. Коневаям вдоль южного обрамления блока метаморфических пород ильпенейской свиты в полосе шириной до 2 км В.Ф. Мишин (1982) собрал фауну девона, поздней перми, среднего и позднего триаса, а также ранней, средней и поздней юры. Такие полосы показаны на картах как участки развития мелких тектонических блоков, разделенных разрывными нарушениями. Эти блоки датируются по-разному в зависимости от того, какого возраста фауне «повезло» быть найденной. По-видимому, аналогичную природу имеют блоки перми и триаса на правом и левом бортах долины р. Таловка в приустьевых частях рек Ганычалан и Мялекасын, показанные на геологической карте масштаба 1:50 000 в обрамлении пластины "ильпенейских" метаморфитов (Перунов и др., 1984 г., рис. 46). На правом берегу р. Таловка в 2.2 км ниже устья р. Мялекасын на продолжении этих "блоков" на протяжении 500 м вкрест простирания пород мы наблюдали выходы известковистых разнозернистых песчаников с остатками галобий и окситомов норийского яруса позднего триаса, а также пачки алевролитов с прослоями песчаников, содержащих остатки позднепермских калымий. В породах, содержащих перечисленную фауну, время от времени наблюдаются линзовидные обособления мощностью до нескольких метров, образованные мелкообломочными конгломерато-брекчиями с обломками песчаников, нередко известковистых, в матриксе которых обнаружены фрагменты готеривских белемнитов (см. рис 46, точки 982,983,1046 и др., здесь и далее заключения В.П. Похиалайнена и Ю.М. Бычкова). Очевидно, здесь мы имеем тесно сжатые блоки триасовых и пермских пород, между которыми располагается небольшое количество раннемелового матрикса. Точно оконтурить блоки одного возраста порой невозможно даже на хорошо обнаженных участках, поскольку при значительных возрастных различиях они имеют близкий литологический состав. Восточнее, на излучине р. Таловка приблизительно в 5 км ниже устья р. Ганычалан мы наблюдали, по-видимому, продолжение этого же глыбового горизонта. Здесь в береговых обнажениях бурых песчаников нами собрана фауна брахиопод позднего карбона-ранней перми; буквально тут же в делювии были обнаружены аммониты нижнего триаса. В 1 км северо-восточнее, уже на водоразделе с р. Ганычалан, одна из вершин образована утесом органогенных известняков с фауной эйфельского-живетского веков среднего девона. Известняки образуют здесь линзовидное тело размером в плане 100х200 м, окруженное терригенными породами. Юго-восточнее вдоль водораздела на расстоянии около 700 м от этих известняков изолированные вершины образованы вначале аналогичными известняками, а далее - песчаниками с прослоями


Рис. 46. Точки сборов ископаемой фауны из брекчиевидных горизонтов тылакрыльской свиты в бассейне р. Таловка. Расположение участка см на рис. 41.

1 – четвертичный аллювий; 2 – брекчиевидный горизонт тылакрыльской свиты; 3 – метаморфические сланцы и метабазальты ильпенейской свиты; 4 – нижнемеловые нормально-слоистые туфово-терригенные отложения; 5 – разломы: а – надвиги, б – сдвиги; 6–13 – точки сборов ископаемой фауны среднего девона, (6), позднего карбона-ранней перми (7), поздней перми (8), раннего триаса (9), позднего триаса (10), валанжина (11), готерива (12), апт-альба (13) и номера некоторых точек; 14 – глыбы "ильпенейских" метаморфических пород среди брекчиевидных горизонтов тылакрыльской свиты

Fig. 46. Points of sampling of the fauna fossils from Tylakryl Formation breccia horizons in Talovka River basin. Location see in fig. 41.

1-Quaternary alluvium; 2-breccia horizon; 3-metamorphic shists and metabasalt of Ilpeney Formation; 4-Lower Cretaceous normally-bedded tuff-terrigenous deposits; 5-faults: a-thrust, 6-strike-slip fault; 6-13-places of fauna fossils collecting: 6-Middle Devonian, 7-Late Carboniferous-Early Permian, 8-Late Permian, 9-Early Triassic, 10-Late Triassic, 11-Valanginian, 12-Hauterivian, 13-Aptian-Albian and numbers of some points; 14-blocks of "Ilpenei" metamorphic rocks within breccia horizon

гравелитов, содержащими остатки либо позднепермских калымий, либо позднетриасовых галобий (точки 595, 1033, 2214 и др. на рис. 46). Отдельные вершинки сложены также либо базальтами, либо метаморфитами – фрагментами Ганычаланского террейна.

Еще северо-восточнее, уже в правом борту р. Ганычалан среди песчаников тылакрыльской свиты нами обнаружен горизонт валунных брекчий мощностью около 20 м (точка 1031 на рис. 46). Гальки и валуны размером до 0, 5 м (в среднем 5–20 см) образованы песчаниками

и алевролитами, значительно реже – зелеными метаморфическими сланцами, черными кремнями и темно-зелеными базальтами. В одной из глыб известковистых песчаников нами собраны остатки валанжинских бухий, а в плохо сортированном алевролито-песчаниковом матриксе – фрагменты готеривских белемнитов. По-видимому, валанжинские отложения являются наиболее молодыми из переотложенных в брекчиях тылакрыльской свиты.

Полоса развития пород с фауной верхнего палеозоя и мезозоя прослеживается с небольшими перерывами вдоль юго-восточного обрамления Ганычаланского террейна через верховья р. Ганычалан вплоть до левобережья р. Бол. Упупкин. Здесь, в бассейне руч. Эналватыны (рис. 47), пластины известняков и кремней среднего девона «впрессованы»



Рис. 47. Схема строения правобережья руч. Эналватыны. Расположение участка см. на рис. 41.
 1 – алевролиты; 2 – песчаники; 3 – конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники; 4 – известняки;
 5 – кремнисто-глинистые породы; 6 – кремни; 7 – ориентироки слоистости (а) и сместителей разрывов (б); 8 – разломы; 9 – зоны серпентинитовых милонитов (а) и тектонической сланцеватости (б)

Fig. 47. Geological setting of Enalvatyny Creek right bank. Location see in the fig. 41.

1 - siltstone; 2 - sandstone; 3 - conglomerate, gravelstone, coarse-grained sandstone; 4 - limestone; 5 - siliceous argillite; 6 - chert; 7 - orientations of bedding (a) and plane of fracture (6); 8 - fault; 9 - zones: serpentinite mylonite (a) and tectonic shistose (6)

в более крупную пластину песчаников, содержащих обильную и разнообразную позднепермскую фауну, в первую очередь калымий. Среди верхнепермских песчаников зажата также пластина плитчатых слоистых алевролитов с прослоями туффитов, содержащих остатки позднеюрских-раннемеловых радиолярий (выделены методом химического препарирования и определены И.В. Кемкиным). Мелкие блоки представлены также терригенными породами нижней перми и верхнего триаса (?). По-видимому, здесь мы имеем дело с тектоническим нагромождением крупных блоков без участия раннемелового матрикса.

Примечательно, что терригенные, в меньшей степени карбонатные породы верхнего палеозоя, триаса и юры, в пределах Пенжинского хребта нигде не обнажены в автохтонном залегании. Судя по обилию в них остатков прибрежно-морской фауны, они накапливались в условиях верхнего шельфа, перекрывали образования Ганычаланского террейна (в первую очередь метаморфиты Ильпенейского субтеррейна) и образовывали относительно узкую полосу вдоль окраины континента. В готеривское время эта полоса, по-видимому, попала в область конседиментационных надвиговых перемещений и служила источником питания при формировании брекчиевых толщ в обрамлении Ганычаланского террейна. Здесь, вероятно, также уместна модель "тектонической морены", предложенная выше для объяснения формирования офиолитокластовых пород района горы Длинная. Разница заключается лишь в том, что здесь вместо офиолитов в тектоноседиментационные процессы вовлечены иные комплексы, сменяющие офиолиты по латерали. Может оказаться также, что в бассейне руч. Эналватыны мы наблюдали непосредственно зону тектонического меланжа, образующую «питающий» надвиг, то есть описанные выше блоки с позднепалеозойской и мезозойской фауной, будучи тектонически переработанными, не были, тем не менее, переотложены. Об этом может говорить отсутствие в промежутках между пластинами остатков раннемелового брекчиевидного матрикса.

Кармаливаямская свита (баррем-апт, до 900 м) образована туфами среднего состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами и алевролитами и охарактеризована фауной ауцеллин и аммонитов (Авдейко, 1968; Похиалайнен, Василенко, 1971).

Тихореченская свита (апт-альб, до 1500 м) образована алевролитами и песчаниками. На большинстве выходов нижнюю ее половину (до 1000 м) составляют преимущественно алевролиты, а для верхней части характерны чередующиеся пачки (мощностью до 250 м) песчаников и алевролитов с прослоями мелкообломочных осадочных брекчий и конгломератов. Свита содержит остатки ауцеллин и аммонитов.

Кедровская свита (средний и верхний альб, до 1250 м) заполняет центральные участки мульдообразных синклиналей и сложена преимушественно алевролитами с прослоями песчаников. Для свиты характерно наличие пачек алевролитов, содержащих глинисто-известковистые конкреции, в которых часто обнаруживаются остатки фауны преимущественно аммонитов, двустворок и брахиопод. В бассейне нижнего течения р. Таловка к кедровской свите следует, по-видимому, относить выходы песчаников, содержащих остатки тригоний и актеонелл, которые аналогичны известным из средне-верхнеальбской лужкинской свиты Журавлевского террейна Сихотэ-Алиня (Полещук, Мерцалов, 1993). Эти песчаники, по-видимому, ошибочно отнесены М.И. Полещуком к вышележащей маметчинской свите, которая, как это недавно было уточнено в ходе российско-японских биостратиграфических исследований, датируется поздним альбом (?)– ранним сеноманом (Захаров и др., 2002).

Обращает на себя внимание сходство фаунистических сообществ в нижнемеловых разрезах Айнынского террейна и Журавлевского террейна Сихотэ-Алиня. Берриасваланжинские отложения в обоих случаях содержат разнообразные бухии (от титонберриасских Buchia okensis Pavl., В. piochii (Gabb) до поздневаланжинских B. bulloides Lah., В. sublaevis Keys., определения К.В. Паракецова и В.П. Коновалова). В готериве бухии повсеместно исчезают. Готерив-барремский уровень разреза в Сихотэ-Алине слабо охарактеризован остатками фауны, лишь в ряде местонахождений установлены слои с битой ракушью (т.н. призматические слои) и в очень редких случаях – с относительно целыми раковинами иноцерамов. В тылакрыльской свите Айнынского террейна фауна более многочисленна и богаче в видовом отношении, однако здесь также доминируют иноцерамы, в первую очередь – Inoceramus colonicus And. (Похиалайнен, Василенко, 1971), значительно реже встречаются белемниты и аммониты. Апт-нижнеальбский уровень разреза как в Корякии, так и в Сихотэ-Алине, характеризуется обилием ауцеллин, реже – аммонитов. В среднем и верхнем альбе ауцеллины в обоих регионах исчезают; для этого уровня становятся характерными специфические аммониты, тригонии и актеонеллы. Эти данные подчеркивают единство раннемеловых биотических событий вдоль окраины Палеопацифики (Панченко и др., 1990).

Терригенные породы нижнемеловых свит Айнынского террейна представляют собой ярко выраженные вулканомиктовые граувакки: по химическому составу они большей частью соответствуют базальтам и андезитам. Состав минералов легкой и тяжелой фракций песчаников, а также наличие прослоев туфов среднего и основного состава позволили П.В. Маркевичу сделать вывод о том, что эти образования накапливались на внешнем склоне активной континентальной окраины (Геосинклинальный литогенез ..., 1987).

Куюльский офиолитовый террейн

Куюльский офиолитовый террейн обнажен в виде полосы северо-восточного простирания протяженностью около 120 км при ширине от 3–5 до 10–12 км от среднего течения р. Бол. Упупкин на северо-востоке до горы Плоская (левобережье р. Куюл) на югозападе. Краевые северо-западная и юго-восточная полосы образованы серпентинитовым меланжем, а на участках пережимов зоны меланжа сливаются. Лишь в центральной наиболее широкой части полосы, в бассейнах рек Ганкуваям и Мялекасын в осевой ее части сохранились две относительно монолитные тектонические пластины: нижняя, Ганкуваямская, в строении которой участвуют фрагменты полного разреза офиолитов, и верхняя, Водораздельная, сложенная гипербазитами.

По мнению А.А. Александрова (1978) и Э.С. Алексеева (1981), основанному на дешифрировании аэрофотоснимков и интерпретации магнитных и гравитационных полей, офиолиты Куюльского террейна образуют тектонизированную пластину, погружающуюся на северо-запад под меловые толщи. Юго-восточным ограничением офиолитов действительно является надвиг, установленный в бассейнах рек Вайраваям и Веселая. Здесь офиолиты полого (10–20°) перекрывают нижнемеловые осадочные породы. Северо-западное ограничение террейна, по-видимому, в результате постаккреционных деформаций в целом, однако, не субпараллельно его подошве – здесь закартированы крутопадающие разрывы и есть даже участки (бассейн р. Бол. Упупкин), где осадочные породы погружаются под офиолиты.

Ганкуваямский разрез офиолитов. Полные разрезы офиолитов редки и до недавнего времени не были описаны в Корякском Нагорье. Мы обнаружили такой разрез в бассейне р. Ганкуваям (Ханчук и др., 1990; рис. 48, 49). Ранее этот разрез (без выделения комплекса параллельных даек) был частично охарактеризован А.А. Александровым (1978), Э.С. Алексеевым (1981) и А.Д. Чеховым (1982) в составе Ганкуваямской пластины.

Ганку ваямская офиолитовая пластина образует ядро синформы, северное крыло которой осложнено сдвигами и надвигами, а в южном видна слабо нарушенная последовательность пород, включающая (снизу):

	Мощность, м
1. Гарцбургиты	более 420
2. Аподунитовые серпентиниты	50
3. Расслоенный комплекс габброидов, верлитов и троктолитов	
4. Плагиограниты	40
5. Параллельные дайки	400
6. Пиллоу-лавы	300

Нижняя и верхняя границы расслоенного габбро-троктолит-верлитового комплекса осложнены субпослойными срывами, и первоначальные мощности, соответственно, могли быть несколько большими.

Детальная минералогическая и геохимическая характеристика пород гарцбургитового, габбро-троктолит-верлитового и плагиогранитного комплексов приведена в монографии А.И. Ханчука с соавторами (1990). Здесь отметим только, что химический состав и содержания малых и редких элементов в породах этих комплексов в целом соответствуют нормальным офиолитовым ассоциациям.

Комплекс параллельных даек изучен в русловых обнажениях р. Ганкуваям на протяжении 6 км вкрест их простирания. Подошва его не обнажена. В строении этого комплекса выявлены признаки его спредингового происхождения: внедрение по центру и непрерывное наращивание разреза из полудаек с односторонними зонами закалки в боках, а также наличие зон сульфидной минерализации, характерной для осевых зон спрединга, с активной подводной гидротермальной деятельностью. Мощности полудаек 1,5–4,0 м, что указывает на раскрытие рифтовой зоны на 3–8 м за каждый акт внедрения. Азимут простирания даек 300–335°, углы падения 60–80°, причем юго-запад, а северо-восточнее – на северо-восток, то есть они имеют в разрезе строение, напоминающее многонакатный шалаш.

Среди даек доминируют долериты и диабазы, реже отмечаются конга-диабазы и андезиты. Эффузивная часть разреза представлена пиллоу-лавами с горизонтами несортированных сфероидальных гиалокластитов. Химический состав у даек и лав идентичен и отвечает дифференцированным ассоциациям от базальтов до дацитов, принадлежащим толеитовой серии. Возраст эффузивной части офиолитов определен как средне-позднеюрский на основании изучения радиолярий из туффитовой яшмы в межподушечном пространстве потока брекчиевидных базальтов верховьях р. Ганкуваям и из яшмы, отобранной из русловой гальки этой же реки на участке, где она пересекает Ганкуваямскую пластину (Вишневская и др., 1992).

Серпентинитовый меланж представляет собой тектоническую смесь, в которой различного размера глыбы и пластины "плавают" в серпентинитовом матриксе. По мере приближения к глыбам и пластинам степень катаклаза серпентинитов нарастает и непосредственно у контактов в зонах мощностью от первых метров до 30–40 м наблюдаются породы, состоящие из дресвяно-песчано-глинистых продуктов перетирания серпентинитов. По-видимому, в связи с особенностями состава серпентинитов (они практически



Рис. 48. Геологическая карта бассейна среднего течения р. Ганкуваям. Расположение участка см. на рис. 41.

1 – серпентинизированные гарцбургиты; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – габбро; 4 – плагиограниты; 5 – диабазы и габбро-диабазы комплекса параллельных даек; 6 – пиллоу-базальты; 7 – брекчии, состоящие из обломков плагиогранитов, диабазов, базальтов и габбро; 8 – сдвиги (а) и надвиги (б); 9 – ориентировки параллельных даек

Fig. 48.Geological map of the Gankuvayam River basin. Location see in the fig, 41.

1 - harzburgite; 2 - serpentinite melange; 3 - gabbro; 4 - plagiogranite; 5 - diabase and gabbro-diabase of the sheet dykes complex; 6 - pillow-basalt; 7 - breccia composed of fragments of plagiagranite, diabase, basalt and gabbro; 8 - strike-slip fault (a), thrust (6); 9 - orientation of sheet dikes



Рис. 49. Разрез офиолитов в бассейне р. Ганкуваям

 $\it Fig.$ 49. The section of ophiolite in the Gankuvayam River basin

не содержат щелочей) они образуют лишенные растительности склоны, в то время как располагающиеся среди них выступы иных пород густо зарастают различного рода стланиками, в связи с чем глыбы и пластины прекрасно видны на аэрофотоснимках, да и просто на местности.

Наиболее крупные пластины длиной до 8 км при ширине 1-3 км (показаны на рис. 40) - образованы обычно фрагментами офиолитового разреза, и лишь в Ганкуваямской пластине этот разрез практически полный. Пластины чаще образованы одной породой – например, диабазами комплекса параллельных даек, пиллоу-базальтами, либо гарцбургитами и габброидами. На рис. 50 показана небольшая синформа, сложенная офиолитокластовой брекчией, перекрытой маломощной серпентинитовой "прокладкой", выше которой в свою очередь располагается блок. сложенный диабазами комплекса параллельных даек. Нередки также крупные пластины, образованные пиллоубазальтами, перекрытыми кремнями и известняками. Примером такого рода является пластина базальтов, перекрытых кремнистыми породами в бассейнах ручьев Встречный и Тегейвеем – правых притоков р. Мялекасын (рис. 51).

Относительно редки в меланже глыбы иблоки пород, не обнаруживающих прямой связи с офиолитами. Таковыми являются блоки гнейсовидных плагиогранитов, ортоамфиболитов, слюдистых кристаллических сланцев и мраморов. По всей видимости, эти породы, по крайней мере частично, представляют собой фрагменты ильпенейской свиты Ганычаланского

террейна. Кроме того, встречаются глыбы и блоки осадочных слабоизмененных пород – алевролитов и граувакковых песчаников. В одном из таких относительно крупных блоков на левом берегу р. Таловка (рис. 52) обнаружены, в том числе и нами, многочисленные остатки титон-берриасских бухий (определения В.П.Коновалова).

Достаточно часто серпентинитовый меланж Куюльского террейна несет признаки явной



Рис. 50. Тектонические пластины в серпентинитовом меланже, образующие ядро небольшой синформы. Левобережье р. Ганкуваям в 2 км выше по течению от выхода ее в долину р. Куюл.

1 – серпентиниты на плане (а) и в разрезе (б); 2 – брекчии, состоящие из обломков диабазов, базальтов, редко – габбро; 3 – диабазы комплекса параллельных даек; 4 – надвиги (в плане)

Fig. 50. Tectonic plates in serpentinite melange forming the core of a small synform. Gankuvayam River left bank two kilometers away from its way out to Kuyul River valley.

1 - serpentinite on plan (a) and in section (6); 2 - breccia composed of diabase, basalt and rare gabbro fragments; 3 - diabase of parallel dike complex; 4 - thrust

структурированности, когда полосы пород одного состава группируются в "струи" шириной от первых сотен метров до нескольких километров. Так, на рис. 52 отчетливо видны полосы меланжа с блоками метаморфических пород, терригенных меловых пород, а также пород кремнисто-базальтовой ассоциации. Следует отметить, что наличие тектонических пластин в Куюльском меланже отмечалось многими исследователями, которые рассматривали их как следствие дезинтеграции офиолитовой ассоциации (Александров, 1978; Алексеев, 1981; Чехов А.Д., 1982). Приведенные выше данные о гетерогенности образующих глыбы и пластины комплексов свидетельствуют, скорее, о тектоническом их совмещении.

Кингивеемский комплекс включает в себя разрезы кремнисто-базальтовой ассоциации, образующих значительную часть описанных выше блоков и пластин в серпентинитовом меланже. До наших исследований эти образования объединялись в кингивеемскую свиту, которая первоначально датировалась триасом и юрой по результатам изучения остатков радиолярий (Жамойда с соавторами, 1963). Начиная с работы Г.П. Авдейко (1968), господствовала, однако, точка зрения о позднеюрском-берриасском возрасте свиты и считалось, что она представляет собой наиболее древнюю часть нижнемелового разреза Пенжинских гор.

Проведенные нами работы подтвердили данные А.Д. Чехова (1982) о том, что отложения кингивеемской свиты теснейшим образом связаны с Куюльскими офиолитами. При этом были выделены различные фациальные типы этих образований.

Первый тип образован базальтами, перекрытыми толстоплитчатыми светлыми известняками с линзами диагенетических кремней (мощность 10-15 м), перекрытых в



Рис. 51. Геологическая схема района верховьев ручье Встречный и Тегейвеем (правобережье р. Мялекасын). Расположение участка см. на рис. 41. (Григорьев и др., 1995).

1 – серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты; 2 – серпентинитовый меланж с блоками пород "кингивеемского" комплекса; 3 – серпентинитовый меланж с блоками амфиболитов, габбро-амфиболитов, габ бро, мраморов; 4 – габбро; 5 – базальты; 6 – кремни; 7 – терригенные породы готеривского возраста; 8 – тектонические контакты: а – надвиги, б – взбросы и сдвиги; 9 – места находок фауны : а – радиолярий, б – моллюсков; 10 – ориентировки слоистости

Fig. 51. Geological scheme of the headwaters of the Vstrechny and Tegeiveem Rivers (right bank of the Myalekasyn River). Location see in fig. 41. After Grigor'ev et al., 1995.

1 – serpentinite and serpentinous ultrabasite; 2 – serpentinitic melange with blocks of Kingiveem complex rocks; 3 – serpentinitic melange with bloks of amphibolite, gabbro-amphibolite, gabbro and marble; 4 – gabbro; 5 – basalt; 6 – chert; 7 – Hauterivian terrigenos rock; 8 – tectonic contacts: a – thrust, 6 – reverse fault and strike-slip fault; 9 – location of finding of faunistic remains: a – Radiolaria, 6 – mollusks; 10 – orientation of bedding



Рис. 52. Геологическая схема района устья р. Милутваям (Григорьев и др., 1995). Расположение участка см. на рис. 41.

1 – серпентинитовый меланж с блоками пород "кингивеемского" комплекса; 2 – серпентинитовый меланж с блоками амфиболитов и габбро-амфиболитов; 3 – серпентинитовый меланж с блоками терригенного меланжа (а) и блоками верхнеюрских-берриасовых кремнисто-туфово-терригенных отложений (б); 4 – метаморфические сланцы ильпенейского комплекса; 5 – отложения мялекасынской свиты (а), их блоки в серпентинитовом меланже (б); 6 – разломы: надвиги (а) и сдвиги (б); 7 – места находок бухий; 8 – места находок конодонтов (а) и радиолярий (б)

Fig. 52. Geological scheme of the Milutvayam River mouth area. Location see in fig. 41. After Grigor'ev et al., 1995.
1 – serpentinitie and serpentinous ultrabasite; 2 – serpentinitic melange with blocks of Kingiveem complex rocks;
3 – serpentinitic melange with bloks of terrigenous melange (a) and blocks of Upper Jurassic-Berriasian siliceous-tuffaceous-terrigenous deposits (6); 4 – metamorphic shist of Ilpeney complex; 5 – Myalekasyn Formation (a) and its blocks in serpentinitic melange (6); 6 – faults: thrust (a) and strike-slip fault (6); 7 – location of findings of Buchia fauna;
8 – location of findings of Conodont (a) and Radiolaria (6) fauna

свою очередь пачкой плитчатых яшм или серых и светло-серых кремней (мощность до 25 м). Такие разрезы наблюдались нами в бассейне р. Веселая и в береговых обнажениях вдоль р. Таловка выше руч. Милутваям (см. рис. 52). В известняках методом химического препарирования И.Е. Пральниковой обнаружены и определены остатки карнийско-норийских конодонтов и радиолярий, в то время как из пачки яшм выделены радиолярии норийско-байосского интервала возраста (Григорьев и др., 1995). Мощность базальтов, образующих единые разрезы с перекрывающими известняками и кремнями, не превышает нескольких метров. Более нижняя часть эффузивного разреза сохранилась в меланже, повидимому, в виде изолированных блоков базальтов, которые по петрохимическому составу близки к нормальным океаническим толеитам (Ханчук и др., 1990).

Второй фациальный тип сложен примущественно эффузивами, в меньшей мере кремнями (без известняков). Нами он изучен в бассейне руч. Встречный (см. рис. 51), где

значительный по мощности разрез, образованный исключительно пиллоу-базальтами, перекрыт пачкой кремней и яшм (мощность до первых десятков метров), из которых И.Е. Пральниковой выделены и определены остатки позднетриасовых-среднеюрских радиолярий. Петрохимический состав базальтов также близок к составу базальтов спрединговых зон океана (Григорьев и др., 1995).

Третий фациальный тип представлен чередованием потоков базальтовых лав и менее мощных горизонтов радиоляриевых яшм. Наиболее полный разрез такого рода изучен в бассейне р. Гальмоваям (левый приток р. Куюл), где он охарактеризован остатками бат-титонских радиолярий. Почти все образцы базальтов из разрезов этого фациального типа обогащены титаном и железом, а некоторые из них – калием и фосфором, что сближает их с базальтами внутриплитных геодинамических обстановок (Ханчук и др., 1990; Григорьев и др., 1995).

Данные по петрохимии базальтов как из описанных выше различных фациальных типов разрезов, так и из других изученных в этом отношении блоков в пределах Куюльского меланжа позволяют выделить четыре типовые группы пород (Ханчук и др., 1990):

1. Толеиты и ферротолеиты низкокалиевые, наиболее характерные для срединноокеанических хребтов и абиссальных океанических плато.

2. Дифференцированные серии толеитов-ферротолеитов-исландитов – дацитов, характерных для : а) поднятий, осложняющих срединно-океанические хребты (о-в Исландия); б) поднятий на трансформных разломах (острова Галлапагосские, Пасхи) и в рифтовых долин спрединговых хребтов (Галлапагосский рифт). К этой группе относятся породы эффузивно-дайкового комплекса Ганкуваямской пластины.

3. Ферротолеиты, ферробазальты, щелочные и субщелочные ферробазальты трансформных разломов.

4. Базальты, субщелочные базальты и ферробазальты подводных гор и гайотов, аналогичных известным в западной части Тихого океана.

Таким образом, петрохимические особенности эффузивов, характер осадочной составляющей разрезов (низкие скорости седиментации, отсутствие терригенной примеси) и многочисленные палеонтологические определения позволяют рассматривать кингивеемскую свиту как разновозрастные (от среднего триаса до титона) первоначально пространственно разобщенные фрагменты океанической коры, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Само понятие "кингивеемская свита" при гетерогенном наборе включенных в нее отложений перестает отвечать требованиям стратиграфического кодекса, в связи с чем нами предложено выделение кингивеемского комплекса (Ханчук и др., 1990).

Деформационные структуры

Как отмечалось многими исследователями, нижнемеловые комплексы Айнынского террейна наиболее интенсивно дислоцированы вблизи тектонических ограничений этого террейна, а в центральной его части от бассейна р. Айнын до района м. Валижген слои образуют относительно простые, порою брахиформные складки с углами падения крыльев, редко превышающими 50° (Алексеев, 1981; Чехов, 1982; Ханчук и др., 1992). Полосы интенсивных дислокаций можно считать, таким образом, результатом сжатия в процессе аккретирования террейнов, поэтому нами было предпринято их изучение с целью выяснения направления этого сжатия и характера перемещений блоков.

Вблизи южного и юго-восточного ограничения Ганычаланского террейна тектонические деформации изучены в береговых обнажениях р. Таловка между ручьями Милутваям и Ияваям, а также на левобережье р. Бол. Упупкин.

В береговых обнажениях р. Таловка наблюдались фрагменты складок преимущественно восток-северо-восточного простирания с углами падения крыльев 50–80° (рис. 53, А), нарушенных многочисленными разрывами, значительная часть которых ориентирована субпараллельно слоистости (рис. 53, Б). Штриховки на плоскостях этих сместителей указывают на правосдвиговые, значительно реже – левосдвиговые перемещения. Правосдвиговые установлены и для относительно реже наблюдавшихся сместителей северозападного простирания. Ряд разломов этой системы прослежен в междуречье Таловки и Лекасына, где правосдвиговые перемещения реконструируются как по штриховкам на плоскостях сместителей, так и по наблюдаемым разобщениям клиппенов метаморфических пород (см. рис. 41).

На диаграмме (рис. 53, Б) отчетливо выделяются максимумы разрывов так же почти широтного простирания, но имеющие пологие (до 30°) падения как на север, так и на юг. Штриховки на сместителях этих разрывов указывают на надвиговые перемещения. Наиболее крупным из них является надвиг, полого падающий на север-северо-запад вдоль южной границы Ганычаланского террейна.

Наиболее поздние – субвертикальные разрывы, образующие пояс от северо-восточного до меридионального простираний. Эти разрывы, частью, по-видимому, постаккреционные, во всех изученных случаях характеризуются следами горизонтальных левосдвиговых перемещений.

На участке юго-восточного обрамления Ганычаланского террейна деформации изучены на левобережье р. Бол. Упупкин, в обнажениях вдоль руч. Эналватыны (рис. 53, В, Г, см. также рис. 47). Обнажающиеся здесь пластины девонских, пермских и юрско-раннемеловых пород образуют фрагменты складок северо-восточного простирания, то есть ориентированных в целом параллельно границе Ганычаланского террейна (рис. 53, В). Среди разрывов наиболее ранними являются полого (до 30°) падающие надвиги (рис. 53, Г). Более поздние субвертикальные разрывы, несущие левосдвиговую штриховку скольжения, группируются в максимумы северо-восточного (ранние) и меридионального (поздние) простираний. Следов правосдвиговых перемещений на этом участке не обнаружено.

Приведенные данные свидетельствуют о деформациях в условиях сжатия, постоянно ориентированного в субмеридиональном направлении. Реализация этого сжатия происходила по-разному в зависимости, по-видимому, от простирания границ Ганычаланского террейна. Вблизи южного его окончания на участке фронтального столкновения формировались складки субширотного простирания, осложненные продольными надвигами. Вблизи участка, где граница террейнов меняет свое простирание от широтного к северо-западному, важное значение приобретает правосдвиговая компонента перемещений (см. рис. 41). Здесь же имеют место, а вблизи юго-восточной границы Ганычаланского терейна доминируют, левосдвиговые перемещения вдоль разрывов северо-восточного простирания. Последние, по крайней мере частью, являются постаккреционными, ими нарушены в некоторых случаях и третичные отложения; за исключением этого обстоятельства перечисленные деформации могли происходить близко-одновременно.

Дислокации пород Куюльского офиолитового террейна и его северного обрамления изучены в бассейне р. Ганкуваям и в верховьях рек Веселая, Тихая и Кингивеем. В бассейне р. Ганкуваям доминируют разрывы, падающие на север, в целом конформно относительно общей структуры офиолитовой полосы (рис. 54). Штриховки на плоскостях срывов указывают на надвиговые и более поздние левосдвиговые перемещения. Разрывы северо-восточного и меридионального простираний в подавляющем большинстве случаев левые сдвиги.



Рис. 53. Ориентировки структурных элементов: А, Б – замеренных в береговых обнажениях р. Таловка между ручьями Милутваям и Ияваям, верхняя полусфера: А – слоистость, Б – разрывы; полюса разрывов с установленным характером перемещений: 1 – надвигов, 2 – левых сдвигов, 3 – правых сдвигов; В, Г – замеренных на левобережье р, Бол. Упупкин вдоль руч. Эналватыны, верхняя полусфера: В – слоистость, Г – разрывы

Fig. 53. Orientations of structural elements: **A**, **B** –measured in the banks outcrops of the Talovka River between Milutvayam and Iyavayam, Creeks, upper hemisphere: **A** – bedding, **B** – fractures including with character of displacement: 1 – thrust, 2 – left-lateral strike-slip fault, 3 – right-lateral stike-slip fault; **B**, **Γ** – measured on the left bank Bol. Upupkin River along the Enalvatyny Creek, upper hemisphere: **B** – bedding, **Γ** – fractures

Таковыми являются крутопадающие (до вертикальных) разрывы субмеридионального простирания, срезающие западную границу Ганкуваямской пластины (см. рис. 48). Вдоль этих разрывов наблюдается разобщение маркирующей границы – в данном случае подошвы верхней гипербазитовой пластины. В зонах разрывов установлена полого (до 20°) падающая на север штриховка скольжения. Амплитуда левосторонних перемещений – от 100 до 400 м.



Рис. 54. Ориентировки полюсов разрывов, вывленных в бассейне рек Ганкуваям и Веселая.

а – диаграмма густоты выходов полюсов разрывов на верхнюю полусферу; б – диаграмма полюсов разрывов с установленным характером перемещений блоков: 1 – левых сдвигов, взбросо- и сбросо-сдвигов; 2 – правых сдвигов, взбросо- и сбросо-сдвигов; 3 – взбросов и надвигов; 4 - сбросов

Fig. 54. Orientation of fracture poles revealed in Gankuvayam and Veselaya Rivers basins.

 \mathbf{a} – diagram showing density of displacer poles projected onto upper hemisphere; $\mathbf{\delta}$ – diagram of fracture poles with character of displacements as follows: 1 – left-lateral strike-slip fault, left-lateral reverse and normal fault-strike-slip fault; 2 – right-lateral strike-slip fault, right-lateral reverse and normal fault-strike-slip fault: 3 – reverse fault and thrust; 4 – normal fault

Более значительные левосдвиговые перемещения нами установлены при прослеживании южной границы офиолитов между реками Тихая и Веселая. Данная граница имеет здесь строго широтное простирание, и разрывом северо-восточного простирания восточный отрезок перемещен на север на расстояние около 1500 м.

Примером сложных дислокаций нижнемеловых толщ вблизи офиолитовых пластин служит ситуация, закартированная нами в верховьях рек Веселая, Тихая и Кингивеем, на северо-восточном окончании хр.Тылакрыл (рис. 55). В блоке, зажатом между полосами серпентинитового меланжа, здесь наблюдается пакет полого наклоненных на северозапад литопластин валанжин-барремского возраста, разграниченных надвигами. Нижняя литопластина образована пачками алевролитов и вулканокластических турбидитов (ритмично чередующихся песчаников и алевролитов). Породы смяты в систему узких опрокинутых на юго-восток изоклинальных складок с субгоризонтальными шарнирами. На правобережье руч. Тихий в ядре узкой синклинали В.Н. Григорьевым и К.А. Крыловым обнаружены иноцерамы готерив-барремского возраста, а в смежной антиклинали – бухии валанжина (определения В.П. Похиалайнена). Севернее, в верховьях р. Кингивеем такие складки тоже установлены, но шарниры их имеют уже северо-западное простирание.

Вышележащая литопластина 2 образована премущественно грубозернистыми песчаниками и гравелитами с характерной параллельной слоистостью. Слои залегают практически моноклинально с падением на северо-запад, лишь на водоразделе рек Тихая и Кингивеем простирание слоистости меняется на северо-западное. Здесь в этой пачке установлен замок узкой опрокинутой на восток и северо-восток изоклинали с



Рис. 55. Геологическая схема верховий рек Веселая и Тихая и их водораздела с р. Кингивеем. Положение участка см. на рис. 41.

1 – терригенные отложения эоцена; 2 – терригенные отложения мялекасынской свиты титон-валанжинского возраста; 3 – отложения различных уровней тылакрыльской свиты готеривского возраста (цифры в квадратиках соответствуют номерам литопластин в тексте); 4 – эффузивы и дайки кингивеемского комплекса; 5 – слабосерпентинизированные гарцбургиты; 6 – габбро; 7 – серпентинитовые сланцы– матрикс меланжа; 8 – направления простираний слоев (а), сдвиги (б) и надвиги (в); 9 – ориентировки слоистости (а), места находок фауны двустворок (б)

Fig. 55. Geological scheme of the headwaters of the Veselaya and Tikhaya Rivers and paut of the Kingiveem River. Location see in the fig. 41.

1 - Eocene terrigenous deposits; 2 - Myalekasyn Formation (Tithonian-Valanginian terrigenous deposits); 3 - deposits of different levels of the Hauterivian Tylakryl Formation (figures in squares correspond of numbers of slices in the text); 4 - effusive rocks and dykes of Kingiveem complex; 5 - slightly serpentinized ultrabasite; 6 - gabbro; 7 - serpentinitic shist of melange matrix; 8 - strike of layers (a), strike-slip faults (6), thrust (B); 9 - bedding (a), location of finding of bivalves (6)

горизонтальным шарниром.

Наиболее высокое структурное положение занимает литопластина 3, образованная пачками конгломератов, чередующихся с пластами туфов и песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов. Породы полого падают на северо-запад и запад, надвиг в их подошве под различными углами срезает слоистость значительно сложнее дислоцированных слоев нижележащих литопластин. Сместитель надвига меняет свои падения от северо-западного (в южной части) на западные (в северной), что характерно и для надвига, разделяющего литопластины 1 и 2.

Приведенные данные указывают на двухэтапное формирование структуры. Сначала, параллельно с надвиговыми перемещениями, шло образование опрокинутых на юг-юговосток складок с горизонтальными шарнирами. В течение второго этапа литопластины, как и разделяющие их надвиги, были смяты в синклиналь с круто (около 50°) падающим на запад шарниром. Возникновение складок с круто наклоненными шарнирами, как известно, закономерно в поле напряжения, характерного для сдвигообразования. В целом же можно предположить, что полоса Куюльских офиолитов первоначально имела широтное простирание вкрест доминирующего субмеридионального сжатия. Современное востоксеверо-восточное ее направление является результатом левосдвиговых перемещений вдоль разрывов северо-восточного простирания, а также флексурообразных подворотов вблизи этих разрывов.

Сдвиговые перемещения играли, таким образом, важную роль в становлении современной структуры рассматриваемого региона. Ранее этот аспект тектоники здесь мало учитывался (исключение составляет статья А.К. Худолея и С.Д. Соколова [Khudoley, Sokolov, 1998]), и приведенные выше данные являются, по сути, одним из первых шагов в этом направлении исследований.

Особенности тектонической эволюции региона в раннемеловую эпоху

Пространственное совмещение приведенных выше типовых разновидностей базальтов кингивеемского комплекса как друг с другом, так и с терригенными образованиями Айнынского террейна – фрагмента активной окраины – могло происходить, как нам представляется, только в пределах аккреционного клина, матрикс в котором образован серпентинитами. Можно предполагать, что блоки "ильпенейских" метаморфитов и мраморов, а также гранитоидов в меланже представляют собой фрагменты нависающей плиты, "втертые" в зону поддвига.

Следует отметить, что формирование Куюльского меланжа происходило после валанжина, по-видимому, в готериве-барреме, поскольку фрагменты мялекасынской свиты присутствуют в этом меланже в виде включений. Возможной причиной активизации тектонических движений в готерив-барремское время могло быть резкое увеличение скорости перемещения субдуцировавшейся океанической плиты, результатом которого явилось кратковременное нарастание интенсивности сжатия. В рамках этой версии (в какойто мере подтвержденной расчетами Енгебретсона [1985]) находит объяснение готеривский этап тектонических перестроек как в описываемом регионе, так и в Сихотэ-Алине и прилегающих к нему районах Восточного Китая и Кореи (см. выше).

Так или иначе, но для Пенжинских гор можно считать установленной активизацию конседиментационных надвиговых перемещений с формированием описанных выше брекчиевидных образований ("тектонических морен") в разрезах готерив-барремской тылакрыльской свиты на окаймляющих Ганычаланский террейн участках. Состав этих брекчий зависел от состава пород, выведенных к тому времени на поверхность на отдельных

участках, — это либо серпентинизированные гарцбургиты Хинантынупского субтеррейна, либо ильпенейские метаморфиты. Отложения позднепалеозойской и раннемезозойской активной континентальной окраины, окаймлявшие и, быть может, частично перекрывавшие раннепалеозойские террейны, были, по-видимому, при этом практически полностью тектонически эродированы и переотложены.

В последующие отрезки раннемеловой эпохи субдукция происходила, по-видимому, без каких-либо затруднений – на это указывает относительная стабильность седиментации в пределах внешнего склона активной окраины. При этом в состав субдукционного серпентинитового меланжа последовательно включались поступавшие фрагменты океанических структур, первоначально значительно удаленных от континента, в том числе подводных гор и гайотов.

В позднем альбе (?)-раннем сеномане произошла крупная тектоническая перестройка, в ходе которой зона субдукции переместилась в юг-юго-восточном направлении. Верхнемеловые отложения Пенжинских гор имеют значительную (до 3200 м) мощность, представлены они фациями верхнего шельфа и залегают с размывом и угловым несогласием на более древних комплексах (Захаров и др., 2002)

Выводы

1. Приведенные выше материалы подтверждают высказывавшуюся ранее рядом исследователей идею о том, что корякский участок восточноазиатской окраины в раннемеловую эпоху формировался в обстановке субдукции. Здесь установлены комплексы: а) аккреционного клина с серпентинитовым матриксом и включениями как океанического, так и континентального происхождения (Куюльский террейн) и б) туфово-терригенный комплекс внешнего склона активной континентальной окраины (Айнынский террейн). Объединение перечисленных структурных единиц в один террейн аккреционного клина, как это показано Л.М. Парфеновым (1984) и С.Д. Соколовым (Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1998; Соколов, 2003) представляется чрезмерным упрощением ситуации, допустимым, пожалуй, только при чрезвычайно мелкомасштабных построениях.

 Формирование син- и постаккреционных структур Пенжинского хребта в раннемеловую эпоху происходило в условиях субмеридионального сжатия, являвшегося, по-видимому, результатом почти фронтального взаимодействия континентальной и поддвигающейся с юга на север океанической плит.

3. РАННЕМЕЛОВЫЕ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНА АЗИИ

Раннемеловые бассейны вдоль континентальной части восточной окраины Азии развиты достаточно широко; они приурочены к системе левых сдвигов Тан-Лу. До недавнего времени исследования роли сдвиговых перемещений при формировании седиментационных ловушек, каковыми являются эти бассейны, практически не проводились. Для некоторых из них (бассейн Нин-Ву в Восточном Китае) предполагался синсдвиговый генезис, однако эта идея не имела, на наш взгляд, достаточной седиментологической и структурной основы (Во, Хи, 1993). Между тем еще в 60-е годы прошлого столетия на примерах, в первую очередь кайнозойских нефтеносных бассейнов Калифорнии, были разработаны модели формирования структур синсдвигового растяжения, в том числе наиболее распространенных "pull-apart basins" (бассейнов "растаскивания") на участках сближения или роста навстречу друг другу несоосных сдвигов (Burchfiel, Stewart, 1966). Позднее такого рода бассейны были описаны в Центральной Японии, Испании, Норвегии и в других местах и определился ряд литолого-фациальных и структурных признаков, позволяющих распознавать определяющую роль именно сдвиговых перемещений при их формировании (Steel, Gloppen, 1980; Guiraud, Seguret, 1985; Taira et al., 1987). На примерах бассейнов юга Корейского полуострова такой подход продемонстрировал проф. Донг-У Ли (Lee, 1990; Lee, Paik, 1990). В тесном сотрудничестве с ним автор провел цикл исследований, посвященных динамике формирования отдельных раннемеловых эпиконтинентальных бассейнов Юго-Восточной Кореи и Сихотэ-Алиня (Голозубов, Ли, 1997; Голозубов и др., 1998; Ли и др., 2000; Голозубов и др., 2001; Голозубов и др., 2000). Для каждого из изученных бассейнов были разработаны модели формирования на фоне крупномасштабных сдвиговых перемещений. Ниже кратко изложены результаты этих исследований.

Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея)

В юго-восточной части Корейского полуострова закартирована серия меловых эпиконтинентальных бассейнов, приуроченных к зонам двух левых сдвигов северовосточного простирания: Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг (Chun, Chough, 1992). Эти разломы принадлежат к системе окраинно-континентальных сдвигов Тан-Лу (Chun, Chough, 1992; Xu, 1993; рис. 56), они прослежены вдоль северо-западного и юго-восточного ограничений палеозойского пояса Окчхон. Северо-западнее располагается докембрийский массив Кенги, а юго-восточнее – также докембрийский массив Ренгнам. На юго-восточном побережье полуострова известен, кроме того, крупный меловой бассейн Кенсан.

Фактической основой при описании рассматриваемых бассейнов явились как результаты многолетних исследований бассейна Ёндонг, выполненные проф. Донг-У Ли, так и рассеянные по публикациям и диссертациям данные об этом же и других меловых бассейнах юга Корейского полуострова. Автор имел возможность ознакомиться с этими материалами и посетить ряд ключевых разрезов бассейнов Ёндонг и Конджу в ходе программы совместных исследований, выполненной при участии Национального университета г. Конджу и Дальневосточного геологического института в 1996–1998 гг.

Бассейн Ёндонг

Бассейн Ёндонг, располагающийся в зоне разломов Кванджу-Ёндонг, вытянут в северо-восточном направлении на расстояние около 45 км при ширине 8-10 км (рис. 57). Он представляет собой грабен (Lee, 1990; Lee, Paik, 1990) или полуграбен (Kim, 1996), юговосточной границей которого является разлом Ёндонг. Вдоль северо-западной границы бассейна также предполагается существование разлома (Lee, 1990; Lee, Paik, 1990), однако отчетливо проявленных сместителей здесь пока не обнаружено.

Меловые осадочные, в меньшей мере вулканогенные породы, образуют асимметричную синклиналь, ось которой вытянута вдоль бассейна ближе к юго-восточной его части и почти на всем протяжении бассейна довольно круто (до 45°) погружается в северо-восточном направлении (рис. 58). Залегание слоев в краевых частях бассейна обычно крутое (40–70°), а ближе к осевой его части более пологое (25-40°).

Стратиграфия и фации. Бассейн Ёндонг выполнен терригенными, в значительно меньшей степени вулканогенными породами, среди которых доминируют конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники с гальками и гравием, составляющие до 60 % разреза. (Lee,



Рис. 56. Меловые разломы и эпиконтинентальные бассейны Корейского полуострова (по: Lee, 1999, с исправлениями).

Бассейны: 1 – Чонсу, 2 – Ымсонг, 3 – Хенан, 4 – Конджу, 5 – Кекпо, 6 – Кенсан, 7 – Муджен-Джинан, 8 – Нюнджи.9 – Пуйо, 10 – Ёндонг.

Домеловые террейны: А – массив Кенги, Б – Складчатый пояс Окчхон, В – массив Ренгнам

Fig. 56. Cretaceous faults and epicontinental basins in Korea Peninsula (after Lee, 1999, with corrections).

Basins: 1 – Chonsu, 2 – Eumseong, 3 – Haenam, 4 – Kongju, 5 – Kyokpo, 6 – Kyongsang, 7 – Muju-Jinan, 8 – Neungju, 9 – Puyeo, 10 – Yongdong.

Pre-Cretaceous terranes: A – Kyoenggi Massif, B – Okchon Fold Belt, B – Ryeongnam Massif

Раік, 1989, 1990; Lee, 1990). Эти породы располагаются большей частью вдоль краевых частей бассейна, в то время как осевая его часть выполнена преимущественно более тонкообломочным материалом: песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Литологические границы часто секутся возрастными, что хорошо видно при сравнении рис. 57 и 58. Это означает, что, перемещаясь вдоль пласта, например от юго-восточного края бассейна к его осевой части, мы будем наблюдать переход от валунных конгломератов до песчаников и сланцев. В зонах перехода обычно наблюдаются часто чередующиеся грубообломочные и тонкообломочные породы. Показанные на геологической карте аллоформации (см. рис. 57) представляют собой, таким образом, однородные по составу геологические тела, связанные друг с другом большей частью фациальными переходами и лишь иногда полностью или частично перекрывающие друг друга (Kim, 1996). Разрезы грубообломочных пород краевых частей бассейна представлены отложениями дебризных



Рис. 57. Геологическая карта и корреляция аллоформаций бассейна Ёндонг (по: Кіт, 1996, модифицировано).
 Аллоформации: 1 – Гаггери (Gaggyeri) конгломераты, реже песчаники и глинистые сланцы; 2
 Гадонгри (Gadongri) – глинистые сланцы, реже песчаники и конгломераты; 3 – Мангери (Mangyeri) – конгломераты, конглобрекчии, брекчии, редко песчаники; 4 – Донгдженгри (Dongjeongri) – песчаники, конгломераты, реже глинистые сланцы; 5 – Мёнгюндонг (Myongyundong) – конгломераты, брекчии, редко песчаники; 4 – Донгдженгри (Dongjeongri) – песчаники, конгломераты, реже глинистые сланцы; 5 – Мёнгюндонг (Myongyundong) – конгломераты, брекчии, редко песчаники; 6 – Бекмасан (Baekmasan) – песчаники, редко конгломераты и глинистые сланцы; 7 – Сонюдонг (Sonyudong) – песчаники, редко глинистые сланцы; 8 – Вончонри (Wonchonri) – туфопесчаники, туфы дацитов

Fig. 57. Geological map and correlation of the alloformations of the Yongdong basin (after Kim, 1996, modificied).
Alloformations: 1 – Gaggyeri (conglomerate, more rarely sandsone and mudstone), 2 – Gadongri (mudstone, more rarely sandstone and conglomerate), 3 – Mangyeri (conglomerate, conglomerate-breccia, breccia, rare sandstone), 4 – Dongjengri (sandstone, conglomerate, more rarely mudstone), 5 – Myongyundong (conglomerate, breccia, rare sandstone), 6 – Baekmasan (sandstone, rare conglomerate and mudstone), 7 – Sonyudong (sandstone, rare mudstone), 8 – Wonchonri (tuffaceous sandstone, dacitic tuff)



Рис. 58. Простирания слоистости отложений бассейна Ёндонг (по Kim, 1996)

Fig. 58. Strike of layers in the Yongdong basin (after Kim, 1996)

потоков и аллювиальных фанов. В осевой части распространены преимущественно флювиальные и озерные отложения. По ориентировкам боковых фанов и русловых фаций в осевой части бассейна уверенно реконструируется положение русла и отдельных притоков палеореки, которая протекала вдоль бассейна ближе к его юго-восточному краю (Lee, Paik, 1990). При этом фаны юго-восточного обрамления бассейна имеют радиусы менее 1 км и образованы отложениями проксимальных дебризных потоков, в то время как радиусы фанов северо-западной части бассейна превышают 2 км и представлены они отложениями систем ветвящихся потоков, обладающих значительно меньшей, чем у юго-восточного края бассейна, энергией. Обломочный материал поступал как с северо-запада, так и с юго-востока относительно оси бассейна, что установлено измерениями ориентировок уплощенных галек, "черепитчато" перекрывающих друг друга, знаков ряби и косой слоистости, а также следов микрорусел, сохранившихся на поверхностях пластов в виде желобков (рис. 59). Судя по составу галек и валунов, дренажная система северо-западнее бассейна



Рис. 59. Схема распространения фаций бассейна Ёндонг (по Lee , Paik, 1990).

 2 – группы фаций нижнего седиментационного цикла: 1 – озерных черных глинистых сланцев, 2 – аллювиальных конгломератов; 3 – направления палеотечений; 4–6 – группы фаций верхнего седиментационного цикла: 4 – аллювиальных конгломератов, 5 – аллювиальных песчаников, глинистых сланцев, реже конгломератов, 6 – аллювиальных песчаников и сланцев; 7 – направление течения главного русла палеореки

Fig. 59. Disributary scheme of facies in Yongdong basin (after Lee and Paik, 1990).

1,2 – facies group of the lower sedimentary cycle: 1 – lacustrine black shale facies, 2 – alluvial conglomerates facies; 3 – paleocurrents direction; 4–6 – facies group of the upper sedimentary cycle: 4 – alluvial conglomerates facies, 5 – fluvial sandstone, shale, more rarely conglomerate facies, 6 – alluvial sandstone and shale facies; 7 – main channel flow direction

занимала более значительную площадь (что фиксируется богатым спектром пород, включающих разнообразные граниты, гнейсы, кварциты, метапесчаники, филлиты и известняки), чем площадь, поставлявшая гальки и валуны для конгломератов и брекчий юго-восточной полосы. Последние образованы "местными" гранитами, гнейсами и метаморфическими сланцами.

Данные о распределении фаций в поперечном направлении свидетельствуют о двух важных вещах: во-первых, седиментация в

бассейне контролировалась боковыми разломами; во-вторых, вдоль юго-восточного разлома прогибание происходило с большей активностью, чем вдоль северо-западного.

В продольном направлении бассейна выделяется два седиментационных цикла, перекрывающие друг друга (см. рис. 57, 59).

Породы нижнего цикла заполняют юго-западную четверть бассейна. Матрикс конгломератов и гравелитов, а также тонкообломочные породы окрашены преиму щественно в зеленовато-серый и темно-серый цвета; в северо-западной части бассейна отмечены также красно-коричневые песчаники. Озерные отложения осевой части бассейна представлены

здесь темно-серыми глинистыми сланцами с прослоями песчаников, содержащими известковые линзы и конкреции, отпечатки растений, остатки харофитов и остракод. Здесь обычны трещины усыхания, знаки ряби и следы капель дождя, что свидетельствует об относительно мелководной обстановке в пределах небольшого озера.

Породы верхнего седиментационного цикла выполняют остальные три четверти бассейна. Для этих отложений характерна ярко выраженная ритмичность с постепенными переходами в пределах ритмов от конгломератов (либо песчаников в верхней части разреза) до глинистых сланцев. Базальные грубообломочные породы в этом случае прослежены непрерывной полосой поперек бассейна. В краевых частях бассейна они с ясно выраженным несогласием перекрывают породы как нижнего седиментационного цикла, так и домелового фундамента. Ближе к осевой части бассейна наблюдаются достаточно постепенные переходы от глинистых пород нижнего цикла к грубообломочным породам верхнего или в переходной зоне обнаруживается несколько ритмослоев, содержащих конгломераты, песчаники и глинистые сланцы.

Песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, а также матрикс конгломератов верхнего седиментационного цикла окрашены чаще в красно-коричневый и пурпурнокрасный цвета. Поступление обломочного материала происходило, как и при накоплении предшествовавшего цикла, как с северо-запада, так и с юго-востока (см. рис. 59). Однако кроме перечисленных выше пород фундамента в гальках и валунах (часто совершенно неокатанных) в том или ином количестве присутствуют зеленовато-серые или пурпурно-красные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, а также гравелиты и конгломераты, т.е. породы внутрибассейнового происхождения. Можно предполагать, таким образом, что к началу накопления разреза верхнего цикла в юго-западной части бассейна седиментация прекратилась и этот район, являясь областью размыва, испытал даже некоторое воздымание. По-видимому, таким образом осуществлялась миграция депоцентра бассейна в северо-восточном направлении, вдоль простирания бассейна.

Верхняя часть стратиграфического разреза верхнего цикла обнажена в локальных участках северо-восточной приосевой части бассейна и представлена преимущественно песчаниковой толщей (песчаники иногда с примесью гравия) с прослоями алевролитов и глинистых сланцев флювиальных и озерных фаций. Здесь, как и в кровле нижнего седиментационного цикла, отмечены знаки ряби, трещины усыхания, известковистые стяжения, остатки растений, остракод и харофитов.

Разрез бассейна завершается толщей туфов и туфопесчаников, прорванной субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров.

Определение мощностей как отдельных стратиграфических подразделений, так и всего разреза, при всей детальной изученности бассейна представляет собой до конца нерешенную задачу. Это связано как с наличием сложных фациальных взаимопереходов, так и со спецификой бассейна, заключающейся в миграции депоцентра седиментации. Суммарная мощность наблюдаемой на поверхности последовательности слоев насчитывает около 8 км, а глубина бассейновой впадины, по данным гравиразведки, не превышает 1,5 км (Kwon, Kim, 1994). Эта цифра по-видимому, все-таки явно занижена, и для её объяснения идеи о миграции депоцентра вдоль бассейна, как нам представляется, недостаточно. Вероятно, требует пересмотра петроплотностная модель, использованная Б.Д. Квоном и К.Д. Кимом при интерпретации гравитационного поля.

Возраст отложений бассейна. Изучение растительных остатков, собранных из тонкообломочных пород флювиальных и озерных фаций, показало, что отложения нижнего седиментационного цикла могут быть датированы неокомом (валанжином-готеривом), а

верхнего – аптом-альбом. Некоторая расплывчатость датировок связана с ограниченностью видового состава флоры (Chun at al, 1990; Chun at al., 1993).

Постседиментационные деформации. Постседиментационные деформации наиболее интенсивны в юго-восточной краевой части бассейна. Здесь, в зоне влияния разлома Ёндонг, в той или иной мере катаклазированные нижнемеловые породы бассейна имеют обычно крутое (до вертикального), а иногда и опрокинутое залегания. Отдельные сместители разлома нередко косо или даже под прямым углом срезают пласты нижнемеловых пород бассейна.

Формирование синклинальной структуры бассейна в целом также связано, по-видимому, с активностью краевых разломов. Примечательно, что ось синклинали унаследовала ось наибольшего прогибания бассейна в процессе седиментации (см. рис. 57, 58). Значительная деформированность краевых частей бассейна относительно его осевой части связана, по-видимому, с близостью к материнским разломам. Можно предполагать также, что формирование этой синклинали выразилось в том, что стали более крутыми первичные наклоны слоев (вниз по течению палеореки и впадающих в нее ручьев и дебризных потоков).

Модель формирования. Приуроченность грубообломочных пород преимущественно к краевым частям бассейна свидетельствует о том, что седиментация контролировалась активностью разломов, ограничивавших бассейн с юго-востока и северо-запада. Миграция депоцентров вдоль разлома указывает на то, что при этом имела место именно сдвиговая компонента движений (кроме, разумеется, сбросовой). Эти данные, а также геометрия бассейна, имеющего ясно выраженную ромбовидную форму, позволяют использовать широко распространенную модель формирования бассейна в процессе роста навстречу друг другу двух несоосных сдвигов (Rodgers, 1980), рис. 60. Бассейн Ёндонг в этом отношении является типичным "pull-apart basin", т.е. аналогом кайнозойского бассейна Долины Смерти



Рис. 60. Схема развития бассейна в процессе роста навстречу друг другу двух несоосных сдвигов (по Rodgers, 1980).

1, 2 – стадии развития. Точечным крапом обозначены депоцентры седиментации

Fig. 60. Sketch of basin development during growth towards each other two not coaxial strike-slip faults (after Rodgers, 1980).

1, 2 - stagest of development. Dotted area indicate depocenters

в Калифорнии (Burchfiel and Stewart, 1966), позднеюрского-раннемелового бассейна Сория в Испании (Guiraud and Seguret, 1985), девонского бассейна Хорнелен в Норвегии (Steel and Gloppen, 1980) и др. Главные признаки такого типа бассейнов сводятся к следующим:

1. Приуроченность их к грабенам или полуграбенам, ограниченным субвертикальными разломами со сдвиговой компонентой перемещений.

2. Ромбовидные очертания.

3. Контролирующая роль перемещений вдоль зон "материнских" разломов в процессе заполнения впадин, что выражается в характерном распределении литофаций: грубообломочные породы фаций дебризных потоков и аллювиальных фанов занимают краевые приразломные участки бассейнов, в то время как относительно дистальные флювиально-озерные фации заполняют центральные части впадин. С этим связана быстрая смена фаций в поперечном и умеренная – в продольном направлениях.

4. Миграция депоцентров вдоль "материнских" разломов, в связи с чем заполнение бассейнов происходит в течение двух и более седиментационных циклов.

5. Лавинный характер седиментации.

Другие бассейны, приуроченные к зонам разломов Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг

Эти бассейны формировались близко-одновременно и в той или иной мере обнаруживают сходство с описанным выше бассейном Ёндонг. Все они располагаются в грабенах, ограниченных крутопадающими разломами северо-восточного простирания, движения по которым контролировали процесс внутрибассейновой седиментации и характеризуются значительными мощностями отложений (Chun, Chough, 1992). Даже такой маленький бассейн, как Пуйо (площадью около 30 км²), заполнен отложениями аллювиальных фанов и флювиально-озерными мощностью не менее 2,5 км (Kim et al., 1994). Относительно небольшие по площади бассейны (Пуйо, Конджу, Чонсу, Кекпо и Хенан, см. рис. 56) заполнялись, по-видимому, в течение одного седиментационного цикла (Kim at al., 1994; Chun, 1989; Chung, Song, 1994; Chung, Song, 1994; Lee, 1990). Бассейны, расположенные у западного и юго-западного побережьев полуострова (Чонсу, Кекпо, Нынджу и Хенан), образованы преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, сопоставляемыми с верхними уровнями разреза впадины Ёндонг (Chun, 1989; Chung, Song, 1994). Относительно крупные, близкие по размеру впадине Ёндонг бассейны Ымсонг и Муджи-Джинан, заполнялись в течение не менее двух седиментационных циклов, и для них установлена миграция депоцентров по простиранию бассейнов (Song et al., 1994; Lee, 1992). В разрезах верхних седиментационных циклов здесь также установлено появление пачек вулканогенных пород. В бассейне Ымсонг тонкообломочные породы озерных фаций, завершающие разрез нижнего седиментационного цикла, датированы по остаткам растительности эстериям готеривом-барремом, а по харофитам – готеривом-аптом (Choi et al., 1995).

Обсуждение и выводы

Сдвиговые перемещения и эволюция бассейнов Юго-Восточной Кореи

Формирование меловых эпиконтинентальных бассейнов юго-восточной части Корейского полуострова тесно связано, таким образом, с латеральными перемещениями вдоль левых сдвигов северо-восточного простирания, принадлежащими системе Тан-Лу. Существует, по-видимому, значимая корреляция между интенсивностью погружения бассейновых впадин и активностью материнских разломов. Соответственно, появляется возможность датировать эпизоды активизации перемещений как вдоль конкретных разломов, так и для всей системы в целом.

Зарождение относительно крупных бассейновых впадин (Ымсонг, Ёндонг и главной части бассейна Кенсан) происходило практически одновременно в готериве. Апт-альбские формации (отложения верхнего седиментационного цикла бассейна Ёндонг и их аналоги в остальных бассейнах региона) формировались в процессе следующего импульса леволатеральных перемещений вдоль материнских разломов, с чем связаны перемещения депоцентров седиментации вдоль разломов и формирование внутрибассейновых несогласий. Вероятно, с эпизодами особенной активизации перемещений связаны проявления внутрибассейнового вулканизма – в этот период практически каждый из описанных бассейнов являлся вулканическим центром. Апт-альской фазе перемещений соответствует зарождение большей части мелких бассейнов района (Пуйо и др.).

Вероятные амплитуды левых перемещений вдоль зон разломов Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг. Зона разломов Кванджу-Ёндонг четко не оконтурена. Если считать, что этой зоной ограничивается полоса сильно дислоцированных палеозойских пород пояса Окхчон, то этот разлом может иметь значительную амплитуду перемещений. С учетом миграции депоцентра седиментации бассейна Ёндонг амплитуда нижнемеловых синседиментационных левых перемещений вдоль этого разлома не превышала длину этого бассейна, т.е. 45 км. Нельзя, однако, исключать перемещений, происходивших до формирования бассейна, иными словами, суммарная амплитуда могла быть значительной (сотни километров).

Зона разломов Конджу-Ымсонг с ее многочисленными резкими сменами простираний и разветвлениями не выглядит хорошо проработанным крупным сдвигом, каковым является, например, Центральный Сихотэ-Алинский разлом в Сихотэ-Алине, да и другие крупные разломы системы Тан-Лу. Каких-либо значимых разобщений вдоль этой зоны на геологических картах не отмечено, а главные ее встви не доведены до юго-западного побережья Японского моря (Geological map ..., 1995). Создается впечатление, что в раннемеловое время происходило лишь зарождение этой сдвиговой зоны и до настоящего времени они сохранились в "недоразвитом" состоянии, т.е. в виде систем эшелонированных сколов. На опреде-ленной стадии эти сколы, представляющие собой малоамплитудные сдвиги северо-восточного простирания, в целом не соосные друг другу, соединялись сбросами (или сдвиго-сбросами) северо-западного или меридионального простирания. Продолжение левых перемещений по этим сколам привело к формированию систем ромбовидных зияющих впадин, быстро заполнявшихся обломочным материалом. Во многих бассейнах, приуроченных к зоне Конджу-Ымсонг, постседиментационные деформации проявлены слабо, а некоторые из этих бассейнов (Ымсонг, Пуйо, см. рис. 56) полностью сохранили первоначальные ромбовидные очертания.

Бассейн Кенсан

Бассейн Кенсан занимает юго-восточную часть Корейского полуострова, вытянут в ССВ направлении и с учетом продолжений на шельфе имеет протяженность около 300 км при наибольшей ширине в средней части до 100 км (рис. 61). Формирование этого бассейна связывается с левосторонними перемещениями вдоль зоны Корейско-Тайваньского разлома, принадлежащего системе Тан-Лу (Chang, 1994; Lee, 1999; Xu, 1993). К.Х. Чанг предполагает, что заполнение бассейна началось в его западной части накоплением группы Синдон в пределах самостоятельного грабена (т.н. трога Нактон), а позднее депоцентр седиментации перемещался в ВЮВ направлении (Chang, 1994). Однако каких-либо убедительных

доказательств существования "трога Нактон", так же, как и перемещения депоцентра седиментации, при этом не приводилось. Ниже изложена новая модель формирования бассейна Кенсан, составленная с учетом имеющихся структурных и седиментологических данных, в том числе о распределении фаций вдоль северной границы бассейна.

Стратиграфия и фации. Отложения бассейна общей мощностью до 8,5 тыс.м объединены в группы Синдон, Хаян и Ючон (Chang, 1975, 1988, 1994).

Группа Синдон (готерив-баррем) общей мощностью 2000 – 3000 м распространена в западнойчастибассейна, где еёбазальные слои сугловым несогласием перекрываетболее древние комплексы. Образована сероцветными и пестроцветными конгломератами, гравелитами, гравелистыми песчаниками, глинистыми сланцами и мергелями, принадлежащими фациям аллювиальных фанов или флювиально-озерной группе фаций. Породы верхней части разреза группы формировались в пределах аллювиальной равнины (Chang, 1988).

Группа Хаян (апт–альб, 1–5 тыс. м) занимает восточную часть бассейна и согласно перекрывает группу Синдон. На северо-восточном окончании в т.н. суббассейне Ёнгян подошва группы Хаян залегает непосредственно на докембрийских гнейсах и юрских гранитах (Geological map ..., 1995). Группа образована чередующимися пестроцветными и сероцветными преимущественно мелкообломочными отложе-ниями – песчаниками и глинистыми сланцами, реже конгломератами и мергелями, а также вулканическими породами. Эти отложения накапливались в долине равнинной реки и многочисленных озерах. Обломочный материал, как и при накоплении группы Синдон, поступал как с 3С3, так и с ВЮВ, т.е. в том числе и с районов, где сейчас располагается Японское море (Chang, 1988, 1994).

Группа Ючон (поздний мел) мощностью 2–3 тыс.м. несогласно перекрывает более древние отложения; полоса её выходов располагается в юго-восточной части бассейна. В составе группы доминируют лавы и туфы кислого и среднего состава, которые прорваны гранитами комплекса Бюльгукса с изотопным возрастом 70–85 млн. лет (Chang, 1994).

Дислокации. Вдоль западной границы бассейна наблюдаются практически ненарушенные базальные слои группы Синдон. Восточнее на протяжении 50-60 км прослеживается устойчивое наращивание разреза при падениях слоев в восточных румбах под углами 5-15, редко - до 30°. На расстоянии 15-30 км от западного края бассейна появляются базальные слои группы Хаян, обнажающиеся в "окнах" среди эффузивов группы Ючон вплоть до морского побережья. Здесь, в окрестностях г. Ульсан, установлено несколько брахиформных складок с падениями слоев под углами 5-15, реже - до 32° к западу, юго-востоку и востоку (Chang, 1988). Юго-восточной границей басейна считается зона Корейско-Тайваньского разлома, который прослеживается на данном участке вдоль подножья континентального склона у юго-западного побережья Японского моря. Вдоль юговосточного побережья полуострова нижне- и верхнемеловые отложения бассейна нарушены серией разрывов ССВ простирания, объединенных в зону разлома Янсан. Установлено, что в третичное время вдоль этих разрывов происходили правосторонние перемещения, в том числе в процессе раскрытия Японского моря в миоцене (Кіт, 1992). Можно предполагать, однако, что этот разлом, субпараллельный более крупному Корейско-Тайваньскому разлому, как и другие разломы такого простирания на Корейском полуострове, был активен и ранее, в меловое время, и мог контролировать седиментацию в бассейне Кенсан.

Вдоль северной границы главной части бассейна и суббассейна Ёнгян (см. рис. 61) прослежены дугообразные крутопадающие разломы, обращенные выпуклостью на северсеверо-восток, простирание которых меняется от северо-западного до субширотного. Эти разломы срезают нижнемеловые толщи бассейна почти под прямым углом, и создаётся впечатление, что они являются постседиментационными. Однако в результате



Рис. 61. Геологическая карта бассейна Кенсан (по: Geological map ..., 1995).

1 – домеловой фундамент и морская акватория; 2 – группа Синдон; 3 – группа Хаян; 4 – группа Ючон; 5 – граниты комплекса Бюльгукса; 6 – третичные отложения. Римскими цифрами обозначены бассейны: I – Ымсонг, II – Конджу, III – Ёндонг, IV – Муджен-Джинан, V – Нюнджи

Fig. 61. Geological map of the Kyongsang basin (after Geological map ..., 1995).

1 – Pre-Cretaceous basement and sea water area; 2 – Sindong Group; 3 – Hayang Group; 4 – Yuchon Group; 5 – Bulguksa granitic complex; 6 – Tertiary deposits. Basins: I - Eumseong, II - – Kongju, III – Yongdong, IV - Muju-Jinan, V – Neungju

седиментологических исследований базальных слоев группы Синдон у северо-западного окончания главной части бассейна (в окрестностях города Андон) было установлено, что вдоль одного из этих разломов в процессе заполнения бассейна происходила разгрузка дебризных потоков, впадавших в бассейн с севера и северо-запада (Rhee, 1994), рис. 62. Приуроченные к разлому участки проксимальных выносов валунно-галечникового материала сменяются по мере удаления от него отложениями аллювиальных фанов, представленными гравийно-песчаным и песчано-глинистым материалом. Примечательно,



Рис. 62. Карта распределения литологических типов пород группы Синдон у северо-западного окончания бассейна Кенсан (по: Rhee, 1994, адаптировано). Расположение участка см. на рис. 61.

1 – домеловой фундамент; 2 – гравелиты, конгломераты; 3 – гравелистые песчаники; 4 – песчаники; 5 – песчаники, глинистые сланцы; 6 – глинистые сланцы, гравелистые песчаники, гравелиты; 7–11 – состав галек (для гистограмм): 7 – гнейсы, 8 – кварциты, 9 – граниты, 10 – осадочные породы, 11 – метаморфические сланцы; 12 – сбросы

Fig. 62. Disributary map of lithologic types of Sindong Group rocks in north termination of Kyongsang basin. After Rhee, 1994, adapted. Location see in the fig. 61.

1 - Pre-Cretaceous basement; 2 - gravelstone, conglomerate; 3 - gravelly sandstone; 4 - sandstone; 5 - sandstone, shale; 6 - shale, gravelly sandstone, gravelstone; 7-11 - composition of pebbles (in histogram): 7 - gneiss, 8 - quartzite, 9 - granite, 10 - sedimentary rocks, 11 - metamorphic shists; 12 - normal fault

что состав галек и валунов у соседствующих дебризных потоков порою значительно различается и отражает состав пород, которые дренировались именно на том участке севернее разлома, который прилегает к конкретному потоку. Эти наблюдения указывают на незначительную транспортировку материала в процессе накопления базальных слоёв группы Синдон и интерпретируются как доказательство синседиментационной активности разлома, ограничивающего бассейн с севера (Rhee, 1994).

Динамика формирования. Мы придаем важное значение тому обстоятельству, что у юго-восточного окончания Корейского полуострова Корейско-Тайваньский разлом, являющийся восточным ограничением докембрийской платформы, меняет своё направление (см. рис. 1 и 61). От района о-ва Тайвань до Цусимского пролива он имеет ясно выраженное северо-восточное (35-40°) простирание; а севернее – север-северо-восточное (около 20°). Важно отметить, что излом простираний сдвигов системы Тан-Лу в районе юго-восточного окончания Корейского полуострова сохраняется и после реконструирования раннемеловых структур восточноазиатской окраины (Golozoubov et al., 1999). Сдвиги, по-видимому, "приспосабливались" к меняющему на этом месте простирание краю восточноазиатского кратона. Искривленные участки сдвигов являются, как известно, местом формирования осложняющих структур растяжения (как в рассматриваемом случае) или сжатия, в зависимости от направления перемещения блоков (Twiss, Moores, 1992). Реализация растягивающих напряжений в данном случае происходила путем формирования полуграбена, ориентированного в меридиональном направлении, как это показано на рис. 63. При этом происходило заложение серии ответвлений от главной линии разлома, вначале ориентированных в ССВ направлении, а севернее меняющих простирание на северо-западное и субширотное. В процессе левых перемещений вдоль Корейско-Тайваньского разлома на субмеридиональных ответвлениях (например, вдоль разлома Янсан) можно ожидать появления сбросовой компоненты, а севернее, где разломы меняют простирание на северо-западное и субширотное, сбросовые перемещения должны доминировать. Север-северо-восточные ограничения основной части бассейна и суббассейна Ёнгян формировались, таким образом, в соответствии со стандартной моделью формирования структур растяжения на участках сбросовых окончаний активных левых сдвигов (Twiss and Moores, 1992). Эти построения подтверждаются как существованием в этом регионе оперяющих Корейско-Тайваньский разлом сдвигов ССВ (около 20°) простирания (в первую очередь это разлом Янсан), так и приведенными выше данными о синседиментационной близко-одновременной активности материнских разломов, в том числе левых сдвигов северо-восточного и сбросов широтного простираний.

Таким образом, бассейн Кенсан представляет собой модификацию бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins). Формирование его происходило с готерива по альб в условиях активизации леволатеральных перемещений вдоль Корейско-Тайваньского разлома на участке смены его простирания от северо-восточного (CB 45°) к север-северо-восточному (CCB 25°).

Алчанский бассейн (Северо-Западное Приморье)

Алчанский бассейн, выполненный меловыми (преимущественно нижнемеловыми) терригенными и вулканогенными образованиями, имеет в плане форму вытянутого в северовосточном направлении треугольника, острая вершина которого располагается на левобережье р. Матай, в верхнем ее течении, а постепенно расширяющаяся в юго-западном направлении главная часть занимает бассейн р. Алчан (правого притока р. Бикин) и междуречье Бикина и Бол. Уссурки в нижнем их течении. Площадь бассейна составляет около 6300 км², он располагается на клиновидном окончании Ханкайского супертеррейна (Голозубов,



Рис. 63. Модель формирования бассейна Кенсан (пояснения см. в тексте).

Стрелками обозначены направления перемещений блоков

Fig. 63. Model of the Kyongsang basin formation (explanations in the text).

Arrows show the blocks movement directions

Ханчук, 1995) докембрийскогораннепалеозойского возраста, участками перекрытого чехлом преимущественно терригенных отложений верхней перми, триаса и юры. По зонам крупных левых сдвигов этот супертеррейн (и, соответственно, Алчанский бассейн) граничит здесь с Самаркинским террейном – фрагментом средне-позднеюрской аккреционной призмы (рис. 64). Северозападной границей служит зона Алчанского разлома, являющегося прямым продолжением Мишань-Фушунского разлома - главной ветви системы сдвигов Тань-Лу на Северо-Востоке Китая (Хи, 1993), а восток-юго-восточной границей – Арсеньевский разлом, входящий в эту же систему сдвигов.

В процессе геологических съемок масштаба 1:200 000, проведенных в 1961-1963 гг. в центральной и южной частях Алчанского бассейна, меловые образования были объединены в уктурскую свиту (готерив-альб) преимущественно терригенных пород и во впервые выделенную в 1962 г. Б.Я. Чернышом алчанскую свиту вулканогенных, в меньшей степени терригенных пород, по флористическим остаткам датированную сеноманом-туроном. Было установлено также, что меловые отложения бассейна образуют широкую синклиналь с относительно поло-

гими (обычно до 30°) падениями крыльев, центральная часть которой осложнена антиклинальным выступом – так называемым Силаньшаньским горстом (Геология ..., 1969).

В течение последующего 30-летия центральная и южная части бассейна были исследованы в процессе геологических съемок масштаба 1:50 000. В связи с тем что готерив-альбский возраст уктурской свиты этого бассейна не был подтвержден палеонтологическими данными, вместо нее, по предложению В.П. Коновалова, была выделена апт-альбская ассикаевская свита (Решения ..., 1994). Изучение собранных в ходе геологосъемочных работ коллекций ископаемых растений позволило уточнить возраст алчанской свиты и в решениях 4-го межрегионального стратиграфического совещания она отне-



Рис. 64. Террейны и меловые эпиконтинентальные бассейны Южного Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий.

1,2 – домезозойский Ханкайско-Буреинский супертеррейн; 2 – Окраинско-Сергеевский комплекс – фрагмент протерозойского-раннепалеозойского континента, включенный в структуру юрской аккреционной призмы и испытавший вместе с ней цикл син- и постаккреционных преобразований; 3 – Самаркинский террейн - фрагмент юрской аккреционной призмы; 4 – Таухинский террейн - фрагмент неокомской аккреционной призмы; 5 – Журавлевский террейн – фрагмент приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна; 6 – Кемский террейн - фрагмент раннемеловой островодужной системы; 7 – Киселевско-Маноминский террейн – фрагмент альбской аккреционной призмы; 8 – меловые бассейны, в том числе: I – Алчанский, II – Раздольненский, III – Партизанско-Суходольский; 9 – позднемеловые вулканиты; 10, 11 – разломы (преимущественно левые сдвиги), разграничивающие террейны (10) и в пределах террейнов (11) в т.ч.: МФ – Мишань-Фушунский, Ал – Алчанский, Ар – Арсеньевский, IIСА – Центральный Сихотэ-Алинский, Фр – Фурмановский, З – Западно-Приморский

Fig. 64. Terranes and Cretaceous epicontinental basins in the South Sikhote-Alin and adjacent territories.

1,2 – Pre-Mesozoic structures: 1 – Khanka-Bureya superterrane, 2 – Okrainka-Sergeevka fragment of Pre-Cambrian-Early Paleozoic continent and its Upper Paleozoic and Lower Mesozoic cover, involved in Jurassic accretion wedge structure and subjected together with them to cycle syn- and postaccretional deformations; 3-7 – Jurassic and Early Cretaceous terranes, fragments of: 3 – Jurassic accretionary prism (Samarka terrane), 4 – Neocomian accretionary prism (Taukha terrane), 5 – Cretaceous near-continental turbidite strike-slip basin (Zhuravlevka terrane), 6 – Barremian-Albian island arc system (Kema terrane), 7 – Albian accretionary prism (Kiselevka-Manoma terrane); 8 – Cretaceous basins including: I – Alchan, II – Razdolnoye, III – Partizansk-Sukhodol; 9 – Late Cretaceous volcanite; 10, 11 – faults (left-lateral strike-slip faults mainly): 10 – dividing terranes, 11 – within terranes including: **MΦ** – Mishan-Fushung, **A**_JI – Alchan, **Ap** – Arsen'evsky, **IICA** – Central Sikhote-Alin, **Φp** – Furmanovsky, **3II** – Zapadno-Primorsky.

сена к верхнему альбу-сеноману (Красилов, Шорохова, 1989; Решения ..., 1994). Последующее изучение значительно пополненных коллекций растительных остатков позволило ограничить время накопления алчанской свиты поздним альбом (Волынец, 1997; Амельченко и др., 2001). Кроме того, была выделена столбовская толща пестроцветных терригенных пород, по палинологическим данным датировавшаяся сеноманом (Маркевич, 1995).

Происхождение Алчанского бассейна связывалось с процессами активизации краевой части Ханкайского массива, сопряженной с геосинклинальным развитием прилегающих мезозойских структур (Геология СССР ..., т. ХХХП). Ниже эта проблема решается с учетом важной роли сдвиговых и надвиговых перемещений вдоль ограничивающих бассейн Алчанского и Арсеньевского разломов в процессах как формирования бассейновой впадины, так и ее заполнения. Фактической основой исследований служили, в первую очередь, практически неопубликованные данные геологосъемочных работ масштаба 1:50000, выполненных в разные годы Г.Л.Амельченко, А.Н.Найденко, Б.Л.Кабановым, В. А. Оковитым, В. Н. Якушевым и др.

а) Стратиграфия и фации

Меловые отложения Алчанского бассейна представлены ассикаевской и алчанской свитами и столбовской толщей (рис. 65, 66).

Ассикаевская свита обнажена преимущественно в центральной части Алчанского бассейна на участках обрамления Силаньшанской горст-антиклинали, главным образом, на левобережье р. Бикин. Небольшие по площади выходы свиты установлены также в тектонических блоках, на правобережье р. Бикин прилегающих к Арсеньевскому и Алчанскому разломам. По литологическим признакам она разделена на три подсвиты, согласно перекрывающие друг друга.

Нижнеассикаевская подсвита общей мощностью до 780 м сложена преимущественно песчаниками, пачки которых иногда разделены горизонтами равномерного чередования песчаников и алевролитов, среди которых, в свою очередь, присутствуют прослои "чистых" алевролитов. Базальный горизонт мощностью обычно до 20 м (в отдельных разрезах – до 100 м), представленный конгломератами и гравелитами, с размывом и угловым несогласием перекрывает домеловые образования, в том числе – пермские или триасовые отложения чехла Ханкайского супертеррейна.

Для песчаников и алевролитов подсвиты характерна устойчивая примесь пеплового материала, а в отдельных разрезах установлены прослои туфов риолитов. Кроме того, эти породы почти всегда содержат значительную примесь обугленного растительного детрита, здесь обычны прослои углистых аргиллитов и аргиллитов с растительными остатками, линзы и маломощные прослои каменных углей. В горизонтах алевролитов, часто завершающих пачки переслаивания песчаников и алевролитов, встречаются остатки прибрежно-морских двустворок и аммонитов. По этой фауне подсвита дати-



Рис. 65. Геологическая карта центральной и южной частей Алчанского бассейна. Положение района см. на рис. 64.

1, 2 – комплексы домелового фундамента: 1 – докембрийские и нижнекембрийские осадочные, меаморфические и изверженные породы Ханкайско-Буреинского супертеррейна, перекрытые чехлом преимущественно терригенных пород верхней перми, триаса и юры, 2 – юрские аккреционные комплексы Самаркинского террейна; 3 – терригенные породы ассикаевской свиты (апт - средний альб); 4–6 – вулканогенные породы алчанской свиты (средний и верхний альб): 4 – туфы, игнимбриты и лавы преимущественно дацитов, риодацитов, реже риолитов с прослоями туффитов (нижняя подсвита), 5, 6 – вулканогенные породы верхней подсвиты: 5 – туфы дацитов и риодацитов, туффиты, 6 – туфы и лавы андезитов; 7 – алчанские вулканиты субвулканической, экструзивной и жерловой фаций; 8 – пестроцветные образования столбовской толщи (сеноман); 9 – третичные депрессии; 10 – верхнемеловые вулканиты; 11 – левые сдвиги; 12 – взбросы и надвиги.

В левом верхнем углу показана схема расположения главных структур Алчанского бассейна: Гб – Губеровский грабен, СШ – Силаньшанский горст, **3**С – Змеино-Столбовской грабен; разломы: Ал – Алчанский, Кд – Кедрач, Сш – Силаньшаньский, Ар – Арсеньевский.

Fig. 65. Geological map of central and south parts of the Alchan basin. Location see in the fig. 64.

1,2 – Pre-Cretaceous basement complexes: 1 – Pre-Cambrian-Upper Cambrian sedimentary, metamorphic and magmatic rocks of Khanka-Bureya superterrane, overlapped by cover of Upper Permian, Triassic and Jurassic terrigenous (mainly) rocks, 2 – Jurassic accretional complexes of the Samarka terrane; 3 – terrigenous rocks of the Assikaevka

Formation (Aptian-Middle Albian); 4-6 – volcanites of the Alchan Formation (Middle-Upper Albian): 4 – dacitic and rhyodacitic (more rarely rhyolitic) tuff and ignimbrite with interbeds of tuffites (Lower Subformation), 5,6 – volcanite of Upper Subformation: 5 – dacitic and rhyodacitic tuffs and tuffite, 6 – andesitic lava and tuff; 7 – Alchan volcanites of subvolcanic, extrusive and neck facies; 8 – multicoloured terrigenous deposits of the Stolbovskaya Member (Cenomanian); 9 – Tertiary basins; 10 – Late Cretaceous volcanite; 11 – left-lateral strike-slip fault; 12 – reverse fault and thrust.

In the left upper edge of the picture showed main structures of Alchan basin: $\Gamma \delta$ – Guberovo Graben, Cm – Silanshan Horst, **3C** – Zmeino-Stolbovskov Graben, Faults: $A\pi$ – Alchan, $K\partial$ – Kedrach, Cm – Silannshan, Ap – Arsen'evsky



Рис. 66. Взаимоотношения стратифицированных образований, выполняющих отдельные структуры Алчанского бассейна. Горизонтальные масштабы не выдержаны.

1,2 – комплексы домелового фундамента: 1 – юрский аккреционный комплекс Самаркинского террейна, 2 – докембрийские и раннекембрийские образования Ханкайско-Буреинского супертеррейна, перекрытые чехлом пермских, триасовых и юрских отложений; 3–10 – нижнемеловые породы бассейна: 3 – песчаники с прослоями алевролитов, 4 – алевролиты с прослоями песчаников, 5 – конгломераты и гравелиты, 6–8 – лавы, туфы и игнимбриты: 6 – дацитов, 7 – риодацитов, 8 – риолитов; 9 – лавы (а) и туфы (б) андезитов; 10 – туффиты, туфовые песчаники и алевролиты; 11 – размывы и угловые несогласия; 12 – индексы: as1, as2, as3 – нижне-, средне- и верхнеассикаевская подсвиты, st1, st2 – нижне- и верхнестолбовская пачки.

Fig. 66. Relationships of stratified complexes in different structures of the Alchan basin. The horizontal scale is not sustained.

1, 2 – Pre-Cretaceous basement complexes: 1 – Jurassic accretional complex of Samarka terrane, 2 – Pre-Cambrian-Upper Cambrian sedimentary, metamorphic and magmatic rocks of Khanka-Bureya superterrane, overlapped by cover of Upper Permian, Triassic and Jurassic deposits; 3-10 – Lower Cretaceous basin deposits: 3 – sandstone with siltstone interbeds, 4 – siltstone with sandstone interbeds, 5 – conglomerate and gravelstone, 6–8 – lavas, tuffs and ignimbrites of: 6 – dacite, 7 – rhyodacite, 8 – rhyolite, 9 – andesitic lava (a) and tuff (6), 10 – tuffite, tuffaceous sandstone and siltstone; 11 – washout and angular unconformity; 12 – indexes: as_1 , as_2 , as_3 – Lower, Middle and Upper Subformations of the Assikaevka Formation; al_1 , al_2 – Lower and Upper Subformations of the Alchan Formation; st_1 , st_2 – Upper and Lower Horizons of the Stolbovskaya Member.

руется апт-альбом, а по флоре – аптом (Амельченко и др., 2001; Маркевич и др., 2000). Литологические особенности пород, а также состав содержащихся в них органических остатков свидетельствуют о том, что нижнеассикаевская подсвита формировалась в прибрежно-морских и континентальных условиях при слабом влиянии вулканизма.

Среднеассикаевская подсвита мощностью около 870 м сложена преимущественно алевролитами – прослои песчаников составляют до 20 % ее разреза. Многочисленные находки по всему разрезу прибрежно-морской фауны двустворок (в первую очередь ауцеллин) и аммонитов позволили датировать подсвиту ранним альбом (Амельченко и др., 2001; Маркевич и др., 2001).

Верхнеассикаевская подсвита мощностью около 850 м образована преимущественно песчаниками, иногда переходящими в верхней части разреза в пачку ритмичного чередования песчаников и алевролитов. В центральной части бассейна по всему разрезу подсвиты собраны остатки прибрежно-морской фауны. Ближе к восточному краю бассейна остатки морских моллюсков найдены только в нижней части подсвиты совместно с растительными остатками. Выше здесь встречается только остатки растений, а среди песчаников появляются пласты зольных углей, а также прослои мелкообломочных пепловых туфов дацитов. Для песчаников верхней части разреза повсеместно отмечена примесь вулканической кластики. В процессе накопления подсвиты береговая линия моря, таким образом, располагалась в пределах бассейна. Прибрежно-морские отложения центральной, наиболее погруженной части, фациально замещаются континентальными образованиями юго-восточной краевой части бассейна. Флористические и фаунистические комплексы подсвиты характерны для среднего альба (Амельченко и др., 2001; Маркевич и др., 2000).

Аналоги ассикаевской свиты закартированы севернее Алчанского бассейна в серии мелких бассейнов, приуроченных, по-видимому, как к северо-восточному продолжению Алчанского разлома, так и к параллельным ему разломам системы Тан-Лу. Выходы свиты известны, в частности, на левобережье верховий р. Матай (Анойкин, 1985), на водоразделе рек Подхоренок, Первая и Вторая Седьмые и в верховьях этих рек (Анойкин, 1984; Козлов, 1972). Отложения представлены преимущественно прибрежно-морскими фациями и на уровнях, соответствующих средне- и верхне-ассикаевской подсвитам, содержат остатки ауцеллин, аммонитов и других моллюсков.

Алчанская свита преимущественно вулканогенных пород заполняет большую часть одноименного бассейна. Комплекс вулканитов включает жерловые, экструзивные и субвулканические тела, туфовые и игнимбритовые потоки склонов вулканических построек, а также тефроиды, туфы, туффиты, туфовые песчаники и алевролиты дистальных фаций.
В пределах бассейна намечается два линейных вулканических грабена, приуроченных к ограничивающим бассейн разломам (см. рис. 65, 66). Более крупный по размерам Змеино-Столбовской грабен примыкает с запада-северо-запада к зоне Арсеньевского разлома, он имеет близкую к ромбической форму и в целом север-северо-восточное простирание, протягивается от северо-восточного окончания бассейна на левобережье р. Матай до приустьевой части р. Маревка на расстояние около 130 км при наибольшей ширине (35 км) в средней части, на правобережье р. Бикин. Западной границей этого грабена является Силаньшаньский разлом.

Губеровский вулканический грабен имеет форму треугольника, острый угол которого располагается на правобережье р. Бикин у пос. Верхний Перевал, а раширяющаяся к югуюго-западу часть прослежена до правобережья р. Маревка, где ширина грабена достигает 35 км. Северо-западной его границей является один из разрывов зоны Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома. Серия разрывов восток-юго-восточного простирания, ограничивающая грабен с востока, объединена в зону разлома Кедрач.

В пределах выступа между этими грабенами шириной до 15 км, известного как Силаньшанский горст, вулканиты алчанской свиты распространены локально и имеют свои особенности состава (см. ниже).

Выделяется не менее двух циклов алчанского вулканизма, разделенных периодом накопления терригенных пород. Соответственно, стратифицированные образования расчленены на две подсвиты.

Нижнеалчанская подсвита образована преимущественно продуктами дацитового, в меньшей степени риодацитового и риолитового вулканизма.

В пределах Змеино-Столбовского грабена подсвита согласно перекрывает верхнеассикаевскую. Это установлено в разрезе у подножья горы Точильная, где поток игнимбритов дацитов подошвы нижнеалчанской подсвиты перекрывает песчаники кровли верхнеассикаевской подсвиты. Вдоль контакта наблюдается проникновение витрокристаллокластического материала в трещины подстилающих песчаников, игнимбриты имеют бурую зону закалки. Характер контакта свидетельствует о соприкосновении горячего игнимбритового потока с обводненным осадком.

Согласные взаимоотношения верхнеассикаевской и нижнеалчанской подсвит установлены также и севернее, в бассейнах правых притоков р. Бикин – рек Столбовая, Медвежья, Тучная и Поляниха. На правобережье р. Тучная установлен базальный слой туфогравелитов мощностью до 15 м. В целом разрезы Змеино-Столбовского грабена сложены, кроме игнимбритов, брекчиевидными лавами дацитов, туфами дацитов и риодацитов, среди которых нередки прослои вулканогенно-осадочных пород с растительными остатками. На отдельных участках подсвита сложена преимущественно туфами риолитов, содержащих горизонты брекчиевидных лав риодацитов. Мощность подсвиты меняется от 260 до 880 м.

Западнее, в пределах Силаньшаньского горста, подсвита с размывом, азимутальным и угловым несогласием перекрывает среднеассикаевскую подсвиту, что установлено в разрезе у пос. Верхний Перевал. В основании подсвиты установлен невыдержанный по простиранию флороносный базальный горизонт конгломератов, песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов мощностью до 14,5 м. Этот горизонт перекрыт потоком игнимбритов дацитов мощностью 370 м, который и составляет главную часть разреза подсвиты.

В западной и юго-западной частях бассейна, в пределах Губеровского вулканического грабена нижнеалчанская подсвита почти повсеместно перекрывает породы домелового фундамента. Нижняя часть ее разреза мощностью 135–490 м образована здесь пачкой переслаивания туфовых песчаников, туфоалевролитов, туффитов и туфов дацитов. Выше

залегает пачка туфов и брекчиевидных лав дацитов с прослоями туффитов, мощность которой колеблется в пределах 200–700 м. В юго-западной части бассейна у сопки Саровские Дачи в подошве подсвиты установлен горизонт базальных конгломератов мощностью до 5 м, состоящих из продуктов перемыва подстилающих протерозойских кристаллических сланцев.

Верхнеалчанская подсвита представлена тремя типами разреза. Объединяющей особенностью является наличие в ее подошве пачки туффитов мощностью не менее нескольких десятков метров, свидетельствующей о перерыве между двумя вспышками вулканизма.

В пределах Змеино-Столбовского вулканического грабена подсвита состоит из различным образом чередующихся вулканогенно-осадочных пород с прослоями туфов дацитов и имеет мощность от 200 до 800 м. В её кровле постоянно наблюдается пачка алевролитов (до 90 м).

Западнее, в пределах Силаньшанского горста выше горизонта вулканогенно-осадочных пород залегают пачка туфов, лавобрекчий и лав андезитов мощностью до 160 м. Выше залегают туфы и игнимбриты дацитов, иногда чередующихся с туффитами, мощность которых достигает 720 м.

В пределах Губеровского вулканического грабена выше горизонта вулканогенноосадочных пород повсеместно залегают чередующиеся потоки лав и пласты различных по зернистости туфов андезитов. Мощности таких потоков и пластов варьируют от 5–10 до 80–110 м. В средних частях некоторых разрезов установлена пачка вулканогенно-осадочных пород (мощностью до 130 м у с. Знаменское) с растительными остатками. В верхней части разреза иногда отмечаются также горизонты туфов дацитов мощностью 5–20 м. Общая мощность подсвиты составляет здесь 600–900 м.

Алчанская свита формировалась, судя по наличию многочисленных местонахождений ископаемой флоры, в континентальных условиях. Прибрежно-морская фауна в этой свите установлена лишь на северо-восточном окончании бассейна на левобережье верховий р. Матай, где в туффитах и туфовых алевролитах обнаружены аммониты и двустворки (Маркевич и др., 2000). Флористические и фаунистические комплексы позволяют датировать свиту второй половиной среднего и поздним альбом (Амельченко и др., 2001; Волынец, 1997; Маркевич и др., 2000).

<u>Столбовская толша</u> заполняет две самостоятельные депрессии в наиболее углубленных участках Змеино-Столбовского и Губеровского вулканических грабенов алчанского времени и представлена пестроцветными терригенными породами.

В пределах Змеино-Столбовского грабена восток-юго-восточной границей распространения толщи является один из разрывов зоны Арсеньевского разлома. На протяжении 50 км вплоть до правобережья р. Бикин ширина депрессии не превышает 10 км; севернее она расширяется до 25–30 км и приобретает в плане ромбовидную форму. Разрез толщи характеризуется резкой изменчивостью состава пород и их мощностей как вдоль бассейна, так и в поперечном направлении. В целом толща представляет собой крупный ритм, для нижней части которого характерны конгломераты, гравелиты и песчаники, а верхняя часть образована преимущественно алевролитами и туфоалевролитами. Цвета пород от серых, зеленовато-серых до сургучно-красных. В краевых частях депрессии горизонты гравелитов и конгломератов имеют наибольшую мощность, а по мере перемещения к осевой ее части многие из этих горизонтов выклиниваются, и значительно возрастает доля тонкообломочных пород. Состав галек базальных конгломератов свидетельствует о том, что на первых порах питающая провинция располагалась за пределами бассейна (доля внутрибассейновых вулканитов не превышает 12 %). Выше по разрезу обломочная часть пород представлена преимущественно вулканитами. Мощность толщи в южной части

депрессии не превышает 270 м. В северной, расширенной ее части, она увеличивается до 900 м и более.

В пределах Губеровского грабена толща имеет сходное строение. В бортовых частях депрессии доминируют грубообломочные и песчаниковые (премущественно вулканомиктовые) породы, в то время как в осевой начинают преобладать красноцветные алевролиты. Мощность толщи составляет здесь около 450 м.

Сеноманский возраст толщи установлен для обеих депрессий по данным изучения спорово-пыльцевых комплексов, а также растительных остатков (Амельченко и др., 2001; Маркевич, 1995).

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что столбовская толща представлена аллювиальными и озерными фациями и формировалась при слабом влиянии вулканизма.

б) Дислокации

Описанные выше меловые отложения смяты в брахиформные складки северовосточного простирания с углами падения крыльев 15–30°, иногда, в зонах влияния разломов, до 60°. В приосевых частях вулканических грабенов слои нередко залегают практически горизонтально.

Зона Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома располагается почти полностью в пределах Ханкайского супертеррейна и представляет собой серию разрывов северовосточного простирания, локализованных в полосе шириною до 15 км. На исследованной территории зона практически не обнажена и, соответственно, слабо изучена. Она включает в себя серию обычно крутопадающих сместителей, сопровождаемых отрицательными линейными аномалиями гравитационного поля. Интерпретация этих аномалий в комплексе с результатами сейсморазведки свидетельствует о крутом (70–80°) падении сместителей на северо-запад (Голозубов и др., 2002). Исключение составляет Култухинский надвиг – крайний северо-западный разрыв зоны, прослеженный вдоль непосредственной границы Ханкайского супертеррейна и Самаркинского террейна.

Култухинский надвиг наилучшим образом изучен в береговых обнажениях на правобережье р. Алчан возле устья р. Улитка. Ширина зоны в плане составляет 2–3 км. Здесь наблюдалась серия тектонических чешуй, мощности которых от нескольких десятков до первых сотен метров и имеющих падение на северо-запад под углами 10–40°. В составе пакета пластин установлены надвигания юрской олистостромовой толщи на триасовые кремни, кремней – на алевролиты ассикаевской и алчанской свит, алчанских вулканитов на субвулканические тела габбро и т.д. Наклонные микроскладки волочения в зоне надвига свидетельствуют об относительном перемещении материала с северо-запада на юго-восток. Результаты моделирования данных гравиразведки позволяют предполагать общее падение границы террейнов на северо-запад под углами 40–50° при выполаживании с глубиной (Голозубов и др., 2002).

Зона разлома Кедрач разграничивает Губеровский вулканический грабен и Силаньшанский горст. Севернее пос. Верхний Перевал разлом ответвляется от зоны Алчанского разлома, а южнее р. Бикин приобретает почти меридиональное простирание и прослежен до р. Маревка. Ширина зоны разлома достигает 2–2,5 км, он состоит из серии сместителей, сопровождающихся зонами интенсивного дробления и истирания, между которыми вулканиты алчанской свиты нередко превращены в каолинит-гидрослюдистые метасоматиты. Падения сместителей у пос. Верхний Перевал крутое (70–80°) на северо-запад. Вдоль зоны этого разлома реконструируются левосторонние перемещения с минимальной амплитудой около 1 км. Кроме того, по данным моделирования гравиметрических

материалов располагающийся западнее Губеровский вулканический грабен опущен по зоне этого разлома на глубину 500–600 м (Голозубов и др., 2002). В зону разлома внедрены субвулканические и экструзивные тела риолитов, дацитов и андезитов, трассирующие центры извержений. Силлы субвулканических диоритов и габбро-диоритов распространены несколько восточнее, среди пород ассикаевской свиты.

Зона Силаньшаньского сбросо-сдвига разграничивает одноименный горст и Змеино-Столбовской вулканический грабен и имеет в целом север-северо-восточное (15–25°) простирание. На севере она смыкается с зоной Алчанского разлома, а на юге – разлома Кедрач. Общая ширина зоны (в плане) – 2-5 км, и состоит она из параллельных или сопряженных под острыми углами разрывов, выраженных полосами (шириной 50–300 м) рассланцованных, милонитизированных и брекчированных пород, по которым развиваются линейные зоны кварц-серицитовых и каолин-гидрослюдистых метасоматитов. Сместители имеют крутые (70–80°) падения на восток-юго-восток, реже – на запад-северо-запад. Штриховки на их плоскостях свидетельствуют о левосторонних сдвиговых перемещениях. Кроме того, установлена и вертикальная компонента перемещений, составляющая 1,5–2 км. На карте гравитационного поля разлом выражен ступенью с градиентом 8–10 мГл/км – восточная граница положительной аномалии над Силаньшанским горстом (Голозубов и др., 2002).

Зона Арсеньевского разлома, разграничивающая Ханкайский супертеррейн, располагающуюся юго-восточнее часть Самаркинского террейна и являющаяся одновременно восток-юго-восточной границей Алчанского бассейна, на данном участке имеет в целом северо-восточное (30–40°) простирание и ярко выраженную надвиговую природу. Южнее простирание разлома меняется на север-северо-восточное (25–30°) и вдоль него реконструируются только левосдвиговые перемещения (Голозубов, Мельников, 1986). На карте гравитационного поля разлом фиксируется аномалией типа "гравитационная ступень" – юго-восточная граница отрицательной аномалии над Змеино-Столбовским грабеном (Голозубов и др., 2002).

На правобережье р. Бикин у с. Олон зона имеет ширину в плане около 7 км и состоит из серии полого (15–45°) падающих на юго-восток тектонических пластин, мощности которых от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Пластины, сложенные комплексами пород Самаркинского террейна (палеозойскими офиолитами, в том числе полосами серпентинитового меланжа, верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими кремнями и др.), надвинуты на породы чехла Ханкайского супертеррейна – пермские и верхнетриасовые вулканогенные и терригенные породы; те, в свою очередь, на ассикаевскую и алчанскую свиты. В этом же районе наблюдалось надвигание пород алчанской свиты на столбовскую толщу. Ориентировка наклонных и опрокинутых микроскладок в надвиговых зонах свидетельствует об относительном перемещении материала с юго-востока на северо-запад.

Вулканиты алчанской свиты Змеино-Столбовского грабена в полосе, непосредственно прилегающей к зоне Арсеньевского разлома, представлены обычно фациями склонов вулканических построек, здесь особенно многочисленны субвулканические и экструзивные тела умереннно-кислого и кислого состава. Можно полагать, таким образом, что перемещения по этому разлому контролировали размещение центров вулканизма.

Зона Маревского взбросо-сдвига с юга ограничивает Алчанский бассейн и образована серией разрывов широтного или восток-северо-восточного простирания, распространенных вдоль долины р. Маревка в полосе шириною 10–15 км. Разрывы сопровождаются полосами катаклазитов и милонитов, мощности которых достигают от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Наблюдавшиеся в некоторых местах разрывы имеют падение на юг и юг-юго-восток под углами 30–75°. По этим разрывам наблюдаются перекрытия друг

другом различных комплексов Ханкайского супертеррейна и надвигание этих комплексов на структуры Алчанского бассейна. Восточное окончание зоны перекрыто тектоническими пластинами зоны Арсеньевского разлома. На карте гравитационного поля разлом хорошо распознается аномалиями типа "гравитационная ступень", вдоль него протягивается северная граница положительных аномалий, характеризующих выходы на поверхность докембрийских комплексов (Голозубов и др., 2002).

в) Динамика формирования

Апт-раннеальбское (ассикаевское) время. Данных о распространении и фациальных особенностях разрезов ассикаевской свиты явно недостаточно для реконструирования первоначальной конфигурации бассейна этого времени. Лишь для верхнеассикаевской подсвиты установлено, что в восточной части бассейна преобладают континентальные отложения, западнее которых, в приосевой части бассейна, располагаются отложения прибрежно-морских фаций. Эти наблюдения могут явиться косвенным свидетельством синседиментационной активности Арсеньевского разлома, по-видимому, контролирующего юго-восточную границу бассейна. Остается неопределенным положение бассейна северозападной границы, поскольку морские отложения его приосевой части ограничены с запада зоной разлома Кедрач, а западнее ассикаевская свита практически отсутствует, и алчанская свита почти везде перекрывает породы домелового фундамента. Вероятно, отложения западной краевой части бассейна этого времени к началу формирования вулканитов алчанской свиты были почти полностью размыты.

Распространение ассикаевской свиты на участке сочленения сдвиговых зон регионального плана позволяет предполагать, что формирование бассейновой впадины могло быть тесно связано с перемещениями вдоль этих разломов. В рамках стандартных моделей, разработанных для объяснения формирования структур растяжения на участках разветвлений сдвигов (рис. 67), каковыми, в частности, являются нефтеносные бассейны Калифорнии (Christie-Blick, Biddle, 1985), по-видимому, северного Сахалина и др., образование впадины Алчанского бассейна можно связывать с эпизодом доминирования левых перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома (рис. 68, А). Роль горизонтальных перемещений вдоль Арсеньевского разлома была при этом минимальной, или они вообще не происходили. По-видимомому, с этими перемещениями связано искривление северного окончания Арсеньевского и серии параллельных ему разломов вблизи зоны Алчанского разлома (рис.68, Б). Эти разломы имеют здесь близмеридиональное, а местами - и север-северо-западное простирание, в то время как южнее простирания их устойчиво северо-восточное. В соответствии с предлагаемой моделью вдоль северного окончания Арсеньевского разлома доминировали сбросовые перемещения. Вдоль Алчанского разлома при этом весьма вероятна была и вертикальная, надвиговая, компонента перемещений, т.е надвиги, выявленные в зоне Култухинского разлома, скорее всего заложились и были активными с самого начала существования Алчанского бассейна.

Средне-позднеальбское (алчанское) время. Структуры растяжения, с которыми связано формирование бассейна, для этого времени установлены достаточно определенно. Ими являются Змеино-Столбовской и Губеровский вулканические грабены, в пределах которых локализованы вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. Левосторонние перемещения, происходившие в рассматриваемый отрезок времени с большей, чем ранее, интенсивностью, были, по-видимому, причиной растягивающих напряжений на искривленном участке Арсеньевского разлома. Результатом явилось формирование ромбообразного Змеино-Столбовского грабена, вытянутого в север-северо-восточном направлении (рис. 68, Б).



Рис. 67. Схема, иллюстрирующая ряд возможных результатов перемещений блоков на участке разветвления сдвигов. (по: Christie-Blick, Biddle, 1985, адаптировано).

1, 2 – взбросы и надвиги (1) и сбросы (2) с горизонтальной компонентой перемещений; 3 – сдвиги; 4 – участки погружения и накопления осадков. Утолщенными линиями показаны разломы, по которым происходили главные сдвиговые перемещения

Fig. 67. Scheme showing a range of possible results of slip along a bifurcating left-slip fault. After Christie-Blick, Biddle, 1985, adapted.

1,2 – faults with horizontal component of displacement: 1 – reverse fault and thrust, 2 – normal fault; 3 – strikeslip fault; 4 – areas of subsidence and sedimentary accumulation. Thicker lines indicate principal displacement zones

Погружение без каких-либо структурных перестроек имело место, по-видимому, лишь в восточной части бассейна ассикаевского времени, о чем свидетельствует отсутствие здесь в подошве алчанской свиты какого-либо несогласия. Западнее алчанская свита с размывом и угловым несогласием перекрывает породы ассикаевской свиты, либо домелового фундамента. Можно предполагать также, что условия растяжения доминировали вдоль обоих – Арсеньевского и Силаньшанского – разломов, ограничивающих Змеино-Столбовской грабен, поскольку именно к ним приурочены многочисленные экструзивные и субвулканические тела.

Губеровский вулканический грабен клиновидной формы располагается на участке сочленения Алчанского разлома и разлома Кедрач, и для объяснения его происхождения также приложима модель формирования структур растяжения на участке разветвления сдвигов. Любопытно, что в рамках этой модели при существующих пространственных взаимоотношениях зоны сочленения разрывов (вариант «в» на рис. 67) процессы растяжения следует предполагать в зоне разлома Кедрач, в то время как зона Алчанского разлома попадает в область сжатия. И действительно, в зоне разлома Кедрач наблюдались многочисленные инъекции вулканитов субвулканических и жерловых фаций, в то время как в зоне Алчанского разлома таких тел не установлено, и здесь, по-видимому, продолжались сдвиго-взбросовые и надвиговые перемещения.

В рамках модели формирования бассейнов на участках разветвления сдвигов, предложенной Д. Кроуелом, а позднее значительно дополненной Н. Кристи-Бликом и К. Биддлем (Christie-Blick, Biddle, 1985) – вариант «в» на рис. 67 – наибо-



Рис. 68. Схема формирования впадины Алчанского бассейна (пояснения см. в тексте).

На врезке в левом верхнем углу показан предлагаемый вариант стандартной модели формирования бассейна на участке разветвления сдвигов (см. рис. 67, В).

1 – участки прогибания и заполнения бассейна в определенный отрезок времени; 2 – ранее заполненные участки бассейна; 3 – сдвиги; 4 – взбросы и надвиги; 5 – направление регионального сжатия;

Разломы: Ал – Алчанский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский

Fig. 68. Scheme of formation of the Alchan basin (explanation in the text).

In the left upper corner of picture the offered variant of standard model of basin formation along a bifurcating left-slip fault is shown (see fig. 67, B).

1 -areas of subsidence and basin filling during different times; 2 -areas of basin filled before; 3 -strike-slip fault; 4 -reverse fault and thrust; 5 -regional compression direction.

Faults: Ал – Alchan, Ap – Arsen'evsky, ЦСА – Central Sikhote-Alin

лее погруженная часть бассейна должна располагаться в районе сочленения Алчанского и Арсеньевского разломов. Для алчанского времени это предположение можно считать полностью подтвержденным, поскольку именно здесь, в верховьях р. Матай, среди вулканитов найдены остатки морской фауны, в то время как на остальной части бассейна формирование алчанской свиты происходило в наземных условиях.

Следует отметить, что развитие Губеровского грабена происходило в определенной степени автономно. Во-первых, седиментация началась здесь несколько позднее, чем в Змеино-Столбовском грабене, - разница определяется временем, необходимым для размыва ассикаевской свиты, в пределах последнего сохранившейся полностью. Во-вторых, более интенсивные проявления вулканизма на начальных этапах становления структур алчанского времени имели место именно в восточной части бассейна, где доминируют лавы, игнимбриты и туфы дацитов и риодацитов. Нижнеалчанская подсвита Губеровского грабена в значительной мере представлена вулканогенно-осадочными отложениями дистальных фаций. Наибольшие различия в развитии сопоставляемых вулканических грабенов фиксируются при сравнении разрезов верхнеалчанской подсвиты. Значительную активность демонстрируют в это время вулканические центры Губеровского грабена, где доминируют туфы и лавы андезитов. Для вулканитов Змеино-Столбовского грабена продолжают оставаться характерными туфы, вулканогенно-осадочные породы, реже лавы дацитов и риодацитов. Различия в составе вулканитов, вероятно, связаны с различной глубиной проникновения структур растяжения при активизации сдвиговых перемещений по материнским разломам.

Раннесеноманское (столбовское) время. В пределах Змеино-Столбовского грабена континентальные пестроцветные отложения столбовской толщи согласно перекрывают алчанскую свиту (в Губеровском эти взаимоотношения не изучены), и, соответственно, формирование впадин можно объяснить теми же причинами, т.е. продолжающимися левыми перемещениями вдоль разломов, ограничивающих эти впадины с юго-востока и северо-запада. Преобладание грубообломочных пород в бортовых частях и тонкообломочных - в осевых частях впадин столбовского времени и в целом значительная изменчивость фаций и мошностей как в продольном, так и в поперечном направленях, а также ромбовидная форма этих впадин являются типичными особенностями наиболее распространенной разновидности бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), формирование которых происходило в процессе роста навстречу друг другу двух несоосных сдвигов (Rodgers, 1980), рис. 68, В. Депоцентр седиментации при формировании депрессии в рамках Змеино-Столбовского грабена располагался в северной части бассейна, где ширина её выходов достигает 30 км, а мощность столбовской толщи превышает 900 м сочленения Алчанского разлома и разлома Кедрач, и для объяснения его происхождения также приложима модель формирования структур растяжения на участке разветвления сдвигов. Любопытно, что в рамках этой модели при существующих пространственных взаимоотношениях зоны сочленения разрывов (вариант «в» на рис. 67) процессы растяжения следует предполагать в зоне разлома Кедрач, в то время как зона Алчанского разлома попадает в область сжатия. И действительно, в зоне разлома Кедрач наблюдались многочисленные инъекции вулканитов субвулканических и жерловых фаций, в то время как в зоне Алчанского разлома таких тел не установлено, и здесь, по-видимому, продолжались сдвиго-взбросовые и надвиговые перемещения.

В рамках модели формирования бассейнов на участках разветвления сдвигов, предложенной Д. Кроуелом, а позднее значительно дополненной Н. Кристи-Бликом и К. Биддлем (Christie-Blick, Biddle, 1985) – вариант «в» на рис. 67 – наиболее погруженная

часть бассейна должна располагаться в районе сочленения Алчанского и Арсеньевского разломов. Для алчанского времени это предположение можно считать полностью подтвержденным, поскольку именно здесь, в верховьях р. Матай, среди вулканитов найдены остатки морской фауны, в то время как на остальной части бассейна формирование алчанской свиты происходило в наземных условиях.

Следует отметить, что развитие Губеровского грабена происходило в определенной степени автономно. Во-первых, седиментация началась здесь несколько позднее, чем в Змеино-Столбовском грабене, - разница определяется временем, необходимым для размыва ассикаевской свиты, в пределах последнего сохранившейся полностью. Во-вторых, более интенсивные проявления вулканизма на начальных этапах становления структур алчанского времени имели место именно в восточной части бассейна, где доминируют лавы, игнимбриты и туфы дацитов и риодацитов. Нижнеалчанская подсвита Губеровского грабена в значительной мере представлена вулканогенно-осадочными отложениями дистальных фаций. Наибольшие различия в развитии сопоставляемых вулканических грабенов фиксируются при сравнении разрезов верхнеалчанской подсвиты. Значительную активность демонстрируют в это время вулканические центры Губеровского грабена, где доминируют туфы и лавы андезитов. Для вулканитов Змеино-Столбовского грабена продолжают оставаться характерными туфы, вулканогенно-осадочные породы, реже лавы дацитов и риодацитов. Различия в составе вулканитов, вероятно, связаны с различной глубиной проникновения структур растяжения при активизации сдвиговых перемещений по материнским разломам.

Раннесеноманское (столбовское) время. В пределах Змеино-Столбовского грабена континентальные пестроцветные отложения столбовской толщи согласно перекрывают алчанскую свиту (в Губеровском эти взаимоотношения не изучены), и, соответственно, формирование впадин можно объяснить теми же причинами, т.е. продолжающимися левыми перемещениями вдоль разломов, ограничивающих эти впадины с юго-востока и северозапада. Преобладание грубообломочных пород в бортовых частях и тонкообломочных – в осевых частях впадин столбовского времени и в целом значительная изменчивость фаций и мощностей как в продольном, так и в поперечном направленях, а также ромбовидная форма этих впадин являются типичными особенностями наиболее распространенной разновидности бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), формирование которых происходило в процессе роста навстречу друг другу двух несоосных сдвигов (Rodgers, 1980), рис. 68, В. Депоцентр седиментации при формировании депрессии в рамках Змеино-Столбовского грабена располагался в северной части бассейна, где ширина её выходов достигает 30 км, а мощность столбовской толщи превышает 900 м.

Сеноманское (послестолбовское) время. Постседиментационные деформации широко проявлены преимущественно вдоль всех ограничений Алчанского бассейна. Здесь установлены многочисленные пологие (обычно до 45°) надвиги, по которым происходило наволакивание пластин, образованных комплексами пород Ханкайского супертеррейна и Самаркинского террейна на осадочные и вулканогенные образования Алчанского бассейна (рис. 68, Г).

Нетрудно заметить, что формирование надвиговых структур в южной и юго-восточной частях бассейна в более раннее, в том числе раннемеловое время, представляется маловероятным в рамках предложенной нами модели образования структур растяжения на участке разветвления активных сдвигов (вариант «в» на рис. 67). Для этого периода следует, очевидно, предполагать переориентировку главной оси регионального сжатия от субмеридиональной к северо-западной. При этом левые перемещения могли продолжаться только вдоль зон, имеющих близкое к меридиональному простирание (например, вдоль

Центрального Сихотэ-Алинского разлома, а также вдоль частей Арсеньевского разлома южнее р. Бол. Уссурка и севернее долины р. Бикин). Вдоль разломов северо-восточного и, тем более, широтного простирания, каковыми являются ограничители Алчанского бассейна, в таких условиях должны доминировать надвиговые перемещения.

Формирование этих надвиговых зон отражает, по-видимому, заключительный эпизод крупномасштабного перемещения геомасс в субмеридиональном направлении как вдоль ограничивающих Алчанский бассейн разломов, так и вдоль всей системы сдвигов Тан-Лу. Позднее (вплоть до конца мела) в рассматриваемой части восточной окраины Азии реконструируется обстановка активной окраины Андийского типа, вещественным выражением которой является Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (Геологическая карта ..., 1986; Ханчук и др., 1995). Смена геодинамических режимов, как и переориентировка регионального сжатия, связаны, по-видимому, с изменением направления движения прилегающей к Азиатскому континенту плиты Изанаги – от почти меридионального до северо-западного (Engebretson, 1985) – и возобновлением в связи с этим процесса субдукции.

Выводы

1. Алчанский бассейн является бассейном синсдвигового растяжения (pull-apart basin) на участке сочленения Алчанского (Мишань-Фушунского в Северном Китае) и Арсеньевского разломов, принадлежащих системе сдвигов Тан-Лу.

2. Формирование бассейна происходило в апт-сеноманское время в условиях меридионального сжатия при доминанте сдвиговых перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома, имеющего северо-восточное простирание, в то время как вдоль разломов север-северо-восточного и близмеридионального простирания доминировали условия растяжения.

3. В пределах бассейна выделены Змеино-Столбовской и Губеровский вулканические грабены, развитие которых происходило в определенной мере автономно.

4. Завершение крупномасштабных сдвиговых перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского) и Арсеньевского разломов (как и вдоль всей системы сдвигов Тан-Лу) имело место в сеномане.

Партизанско-Суходольский бассейн (Южное Приморье)

Партизанско-Суходольский бассейн (известный как Сучанский, или Партизанский, угольный бассейн) образован преимущественно нижнемеловыми континентальными отложениями. Он располагается на юге Приморья и протягивается в восток-северовосточном направлении от восточного побережья Уссурийского залива у г.Большой Камень до верховий р.Партизанская на расстояние около 100 км при ширине 25–30 км на югозападном фланге бассейна и вдвое большей – на его северо-восточном фланге (рис. 69). Фундамент бассейна сложен раннепалеозойским комплексом габброидов и гранитоидов Окраинско- Сергеевского комплекса Самаркинского террейна, верхнепермскими дислоцированными осадочными и вулканогенными породами, а также триасовыми и юрскими терригенными породами, которые дислоцированы относительно слабо. Восточным ограничением бассейна считается зона Партизанского разлома, который является южным продолжением Арсеньевского разлома (Геологическая карта ..., 1986).

Данный бассейн изучается уже достаточно давно в связи с тем, что почти с начала прошлого века на восточном его фланге, в районе нынешнего г. Партизанска, отрабатываются крупные угольные месторождения. Обширный материал, собранный



Рис. 69. Схема распространения нижнемеловых отложений в Южном Приморье. Расположение участка см. на рис. 64.

1 – домеловой фундамент и морская акватория; 2 – ключевская и соколовская свиты (валанжин-альб); 3 – капреевская свита (валанжин); 4 – сучанская серия (готерив-альб); 5 – коркинская серия (альб-сеноман); 6 – раннемеловые Журавлевский (а) и Таухинский (б) террейны; 7 – левые сдвиги; 8 – положение разрезов, показанных на рис. 70

Fig. 69. Distributary scheme of Lower Cretaceous deposits in South Primorye. Location see in the fig. 64.

1- Pre-Cretaceous basement and see water area; 2- Kluchevskaya and Sokolovskaya Formations (Valanginian-Albian); 3- Kapreevskaya Formation (Valanginian); 4- Suchanskaya Group (Hauterivian-Albian); 5- Korkinskaya Group (Albian-Cenomanian); 6- Early Cretaceous Zhuravlevka (a) and Taukha (b) terranes; 7- left-lateral strike-slip fault; 8- location of the sections shown in fig. 70

в процессе эксплуатационных, геологоразведочных, геологосъёмочных и научноисследовательских работ, в 1960-е годы был обобщен и опубликован в многочисленных статьях и монографиях. Стратиграфию, литологию и фации угленосных толщ изучали И.И. Шарудо (1960, 1966, 1972 и др.) и Е.А. Перепечина (1960 и др.). Флористические комплексы описаны в работах Б.М. Штемпеля, а позднее В.А. Красилова (1967). Палинологические исследования угленосных толщ выполнены З.И. Вербицкой и В.С. Маркевич (1995). Палеогеографические и палеогеоморфологические реконструкции для раннемелового времени составлены И.И. Шарудо (1966) и Ф.Р. Лихтом (1975).

Следует отметить, однако, что все эти обобщения базировались прежде всего на материале восточной и юго-восточной частей бассейна, где располагаются горнодобываю-щие предприятия, а также западной его части на восточном побережье Уссурийс-кого залива. В геологии центральной и, особенно, северной части бассейна осталось много пробелов, что показали недавние геологические съёмки (Олейников и др., 1990).

Происхождение Партизанско-Суходольского, как и других меловых эпиконтинентальных бассейнов юга Приморья, объяснялось в рамках тектоники вертикальных перемещений блоков домелового фундамента (Геология ..., 1969). Для данного бассейна предлагалась, в частности, модель конседиментационной "штамповой" складчатости (Лихт, 1968). Сдвиговые перемещения вдоль Партизанского разлома, как и других крупных разломов север-северо-восточного простирания, считались постседиментационными и датировались поздним мелом (Врублевский, 1971; Иванов, 1971; Уткин, 1980, 1989). Однако, как уже говорилось выше, к настоящему времени появляется все больше данных о том, что система окраинно-континентальных левых сдвигов Танчен-Луджиян (Тан-Лу), в которую входят главные разломы Сихотэ-Алиня, – Центральный Сихотэ-Алинский и Арсеньевский с его продолжением Партизанским разломом – была наиболее активной в более раннее, раннемеловое время. Формирование и развитие Партизанско-Суходольского бассейна, как и других меловых эпиконтинентальных бассейнов Восточной окраины Азии, нельзя, таким образом, рассматривать без учета влияния этих перемещений как на процесс формирования впадин, так и на внутрибассейновую седиментацию.

а) Стратиграфия и фации

Взгляды на стратиграфию меловых отложений Партизанско-Суходольского бассейна сложились к 1960-м годам и с тех пор не подвергались значительным коррективам. Выделялись сучанская (продуктивная) серия готерив-альбского возраста, коркинская (непродуктивная) серия и в значительной мере вулканическая даданьшанская свита альбсеноманского возраста (Геологическое строение ..., 1964; Геология ..., 1969; Шарудо, 1960). В соответствии со схемой, разработанной В.А. Красиловым (1967), сучанская серия подразделена в свою очередь на старосучанскую, северосучанскую и френцевскую свиты. В результате недавних геологосъемочных и тематических работ на левобережье верховий р. Партизанская и в верховьях р. Лазовка была также выделена и закартирована угленосная капреевская свита валанжинского возраста (Олейников и др., 1990). Несколько северо-восточнее, в верховьях р. Уссури, нижнемеловые породы объединены в ключевскую и соколовскую свиты (Решения..., 1995), которые являются возрастными и фациальными аналогами капреевской свиты и сучанской серии соответственно. Эти свиты образуют сохранившиеся от эрозии фрагменты раннемелового морского бассейна, зажатого между Арсеньевским и Центральным Сихотэ-Алинским разломами и являющегося, по нашему мнению, продолжением Партизанско-Суходольского бассейна, перемещенным на северсеверо-восток вдоль Партизанского разлома.

Валанжинские отложения

Капреевская свита (до 280 м, колонка IV на рис. 70) представляет собой, по: А.В. Олейников (1990), крупный ритм, в подошве которого доминируют песчаники, гравелиты и конгломераты, а в кровле – часто чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты. Базальная пачка мощностью 10–50 м образована конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами и грубозернистыми песчаниками с галькой. Выше разрез представлен

ритмично чередующимися грубо-, крупнозернистыми и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами и углями. Ритмопачки имеют мощность 30–70 м. Грубообломочные породы в основаниях ритмопачек часто содержат обломки подстилающих аргиллитов и каменных углей.

Капреевская свита представляет собой чередование русловых и пойменных фаций. Углистые аргиллиты и угли в кровлях некоторых ритмопачек накапливались, по-видимому, в условиях пойменных озер и болот.

Валанжинский возраст свиты установлен по комплексу флоры (Олейников и др., 1990).

Ключевская свита в верховьях р. Уссури (колонка VI на рис. 70) имеет мощность до 1000 м и также представляет собой крупный ритм, в нижней части которого преобладают песчаники от крупно- до мелкозернистых с прослоями гравелитов и конгломератов, а в кровле – алевролиты (Бидюк, Коновалов, 1968). Этот ритм распадается на три ритма меньшей мощности. Базальные конгломераты имеют мощность до 10 м. Несколько выше по разрезу в песчаниках обнаружены прослои углистых аргиллитов с остатками флоры. Остальная часть разреза охарактеризована морской фауной валанжинских бухий.

На левобережье и в верховьях р. Партизанская (колонка V на рис. 70) сохраняется деление свиты на три ритма, в основаниях которых горизонты грубозернистых песчаников мощностью до 220 м, а в кровлях – часто чередующиеся преимущественно мелкозернистые песчаники и алевролиты. Разрез охарактеризован фауной устриц, бухий и корбикул, а также растительными остатками (Геологическое строение ..., 1964; Олейников и др., 1990). Состав флористического комплекса такой же, как и в капреевской свите (Олейников и др., 1990).

Накопление ключевской свиты началось в наземных условиях, быстро сменившихся седиментацией в условиях прибрежно-морского мелководья. Левобережье р. Партизанская, где соседствуют наземные (капреевская свита) и прибрежно-морские (ключевская свита) отложения, является, по-видимому, западной границей распространения морских отложений валанжинского возраста. Находки в этом районе солоноватоводной фауны рода *Corbicula* указывают на то, что ключевская свита накапливалась здесь временами в лагунных условиях вблизи устья реки.

Верхнеготеривские-альбские отложения

Сучанская серия на левобережье р. Партизанская с размывом и несогласием залегает на капреевской и ключевской свитах (колонки IV и V на рис. 70) (Лихт, 1994; Олейников и др., 1990). Западнее Партизанского разлома сучанская серия залегает непосредственно на породах домелового фундамента.

На правобережье р. Партизанская (колонка III на рис. 70) серия имеет максимальную (до 1700 м) мощность и содержит наибольшее количество угольных пластов. Образующие серию старосучанская, северосучанская и френцевская свиты представляют собой крупные ритмы, распадающиеся на ритмы меньшей мощности.

Старосучанская свита (до 600 м) образована ритмопачками мощностью обычно 10– 40 м, иногда до 90 м (Геологическое строение ..., 1964), в основании которых конгломераты, брекчии, гравелиты и и песчаники, а в кровле – алевролиты и углистые аргиллиты, иногда переходящие в каменные угли. Роль тонкообломочных составляющих растет вверх по разрезу. Предыдущими исследованиями установлена значительная изменчивость фаций и мощностей отдельных ритмопачек по латерали (Олейников и др., 1990). Мощность базальной ритмопачки, например, иногда выделявшейся в отдельную нижнесучанскую свиту, колеблется в пределах 35–250 м. По данным А.В. Олейникова (1992 г.), эта ритмопачка



Рис. 70. Колонки нижнемеловых отложений Партизанско-Суходольского бассейна. Расположение разрезов см. на рис. 69.

1 – домеловой фундамент; 2 – конгломераты, брекчии и гравелиты; 3 – песчаники грубо- и крупнозернистые; 4 – песчаники средне- и мелкозернистые; 5 – переслаиваие песчаников, алевролитов и аргиллитов; 6 – песчанистые алевролиты; 7 – алевролиты и аргиллиты; 8 – углистые аргиллиты и угли; 9 – места находок морской фауны; 10–12 – фации: континентальные (10), чередование континентальных и прибрежно-морских (11), прибрежно-морские (12)

Fig. 70. Columns of Lower Cretaceous deposits of the Partizansk-Sukhodol basin. Location of the sections see in the fig. 69.

1 - Pre-Cretaceous basement; 2 - conglomerate, breccia and gravelstone; 3 - coarse-grained sandstone; 4 - middle-and fine-grained sandstone; <math>5 - sandstone-siltstone-argillite alternation; <math>6 - sandy siltstone; 7 - siltstone and argillite; 8 - place of find of marine fauna; 10 - 12 - facies: 10 - continental, 11 - alternation of continental and shallow marine facies; <math>12 - shallow-marine facies

иногда полностью состоит из конгломератов, которые образуют в плане расширяющиеся полосы шириной до 2–3 км, представляющие собой, по-видимому, конусы выноса палеореки, текущей с юго-запада на северо-восток вдоль простирания бассейна. По латерали конгломераты переходят в пачки чередования песчаников и конгломератов. В промежутках между полосами конгломератов установлены мелкообломочные породы с пластами каменных углей, причем в некоторых случаях пласты углей залегают непосредственно на фундаменте. За пределами палеодолин в краевых частях бассейна базальные пачки образованы элювиальными брекчиями. Иногда видно даже, как небольшая дайка риолитов среди допермских габброидов прослеживается в базальном слое в виде элювиальных глыб.

Породы нижних частей ритмопачек сопоставляются с аллювиально-пролювиальными отложениями, а тонкообломочные породы и угли верхних частей ритмопачек – с отложениями речных пойм, озер и болот (Геологическое строение ..., 1964; Шарудо, 1960).

Северосучанская свита (до 500 м) образована 6 ритмопачками, мощности которых обычно 50–90 м. Конгломераты и гравелиты обнаружены не во всех разрезах и в основании только нижних двух ритмопачек (Красилов, 1967). Выше по разрезу ритмы образованы песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами и углями при нарастании роли тонкообломочных пород.

Свита содержит фауну фораминифер и моллюсков, в том числе устриц и корбикул (Красилов, 1967).

Породы нижних частей ритмопачек сопоставляются с аллювиально-пролювиальными, реже прибрежно-морскими отложениями, а тонкообломочные отложения верхних частей ритмопачек – с лагунно-болотными, озерно-болотными и болотными (Геологическое строение ..., 1964; Шарудо, 1960).

Френцевская свита (до 600 м) в основании имеет горизонт мелкозернистых песчаников с морской фауной тригоний, который по латерали замещается гравелитами и конгломератами. Свита образована тремя ритмопачками мощностью 140–250 м, причем верхний ритм представлен только нижней частью. В основаниях ритмопачек средне- и мелкозернистые песчаники (иногда гравелиты и конгло-мераты), а в кровлях алевролиты и аргиллиты.

Кроме упомянутой фауны тригоний, свита содержит остатки устриц, пресноводных пелеципод и гастропод (Красилов, 1967).

Отложения френцевской свиты представлены аллювиально-пролювиальной, озерной, озерно-болотной и прибрежно-морской группами фаций (Геологическое строение ..., 1964; Шарудо, 1960).

В.А. Красилов (1967), основываясь на анализе ископаемой флоры, определил возраст старосучанской свиты как поздний неоком-начало апта, а северосучанской – в пределах апта. Морская фауна тригоний, найденная в подошве френцевской свиты, определяет возраст в пределах среднего-позднего альба (Коновалов, 1964). Палинологические комплексы датируют старосучанскую свиту поздним готеривом-ранним аптом, северосучанскую свиту–аптом-ранним альбом, а френцевскую свиту–средним альбом (Маркевич, 1995).

В юго-западном направлении описанный характер разреза сучанской серии сохраняется в полосе шириной до 25 км параллельно долине р. Партизанская. Судя по данным отдельных скважин, далее к юго-западу происходит замещение угленосных в значительной мере грубообломочных пород более тонкообломочными, начинают доминировать озерные, лагунные и прибрежно-морские отложения (см. колонку II на рис. 70). Это особенно относится к северосучанской и френцевской свитам (Лихт, 1975). Континентальные более грубообломочные отложения прослеживаются по всему разрезу сучанской серии только в южной и северо-западной периферийных частях бассейна (Геологическое строение ..., 1964; Шарудо, 1966, 1972).

На восточном побережье Уссурийского залива (колонка I на рис. 70) сучанская серия имеет сокращенную мощность за счет выклинивания нижних ритмопачек старосучанской свиты. Суммарная мощность старосучанской и северосучанской свит составляет здесь до 350 м, что более чем в 3 раза меньше, чем на правобережье р. Партизанская (Красилов, 1967; Перепечина, 1960). По мнению В.А. Красилова (1967), комплексы растительных остатков, собранных в базальных слоях старосучанской свиты этого района, коррелируются с флорой верхних горизонтов этой свиты на правобережье р. Партизанская. Другими словами, юго-западная часть бассейна начала заполняться значительно позднее, чем его северо-восточная часть.

Соколовская свита (до 800 м) распространена в восточной части бассейна, где она несогласно перекрывает более древние отложения. Ареал ее распространения далеко не всегда совпадает с выходами ключевской свиты, часто она залегает на породах домелового фундамента.

В составе свиты выделяется две ритмопачки (колонка VI на рис. 70, Бидюк, Коновалов, 1968). Нижняя мощностью до 530 м имеет в основании горизонт базальных конгломератов (15–20 м), сменяющихся горизонтом чередования песчаников и алевролитов (до 120 м). Средняя и верхняя части ритмопачки образованы монотонными песчанистыми алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Верхняя ритмопачка (до 270 м) начинается переслаиванием песчаников и алевролитов и заканчивается горизонтом алевролитов.

В цементе базальных конгломератов найден позднеготеривский-барремский аммонит. Выше по разрезу выявлены остатки растений и морской фауны апт-альбских аммонитов и двустворок рода *Aucellina*. В направлении с востока на запад в нижней части разреза свиты появляются, а затем доминируют представители родов *Ostrea*, *Mytilus*, *Modiola* (?) и *Callista*. Это позволяет сделать вывод о некотором опреснении бассейна в западной части и, следовательно, о близости береговой линии (Бидюк, Коновалов, 1968; Геология ..., 1969).

Таким образом, выстраивается закономерная последовательность сменяющих друг друга по простиранию бассейна готерив-альбских отложений (с юго-запада на северовосток): отложения аллювиальной долины, иногда опускавшейся ниже уровня моря (колонки I и II на рис. 70), отложения приустьевой части этой долины, характеризующиеся максимальной мощностью и угленасыщенностью (колонки III-V), шельфовые отложения (колонка VI) которые сменяются к востоку отложениями континентального склона, главным образом его подножья (раннемеловые комплексы Журавлевского террейна (Голозубов и др., 1992; Голозубов, Ханчук, 1995).

Верхнеальбские-сеноманские отложения

Коркинская серия. В коркинскую серию альб-сеноманского возраста в данном бассейне традиционно выделяют мощную (до 1700 м) толщу вулканогенно-осадочных пород, разделенную на кангаузскую и романовскую свиты (Олейников и др., 1990). Ареал ее распространения несколько смещен к северу относительно нижележащей сучанской серии и в северной части бассейна коркинская серия залегает на породах домелового фундамента (Геологическая карта ..., 1986, рис. 71). Это свидетельствует о перемещении депоцентра бассейна в север-северо-восточном направлении. Серия залегает местами согласно, местами (на юго-востоке бассейна) с глубоким размывом на породах сучанской серии (Геологическое строение ..., 1964). Восточнее Партизанского (и его продолжения – Арсеньевского) разлома коркинская серия (или ее возрастные аналоги) неизвестна. Севернее долины р. Партизанская, в верховьях и на правобережье р. Арсеньевка серия прослеживается

в "окнах" среди позднемеловых вулканитов на расстояние около 100 км вплоть до района с. Яковлевка в виде полосы шириной до 20 км, прилегающей с запада-северо-запада к зоне Арсеньевского разлома. Север-северо-восточное окончание бассейна имеет клиновидные очертания: коркинская серия зажата здесь между Арсеньевским и Яковлевским разломами. Последний ответвляется от Арсеньевского разлома и имеет северо-восточное простирание. Северо-западнее распространены терригенные породы с фауной норийских монотид. Аналогичное ответвление – Виноградовский разлом – установлено нами южнее, в верховьях р. Арсеньевка (см. рис. 71).

Кангаузская свита (до 240 м) образована главным образом туфопесчаниками с редкими прослоями туфов среднего и основного состава, зелеными туфоалевролитами, а также туфогравелитами и и туфоконгломератами. Галька и гравий представлены вулканитами среднего и основного состава.

Романовская свита (до 1450 м) сложена пестропветными терригенными породами, часто имеющими ритмичное строение. Ритмы образованы разнозернистыми туфопесчаниками и гравелитами (до мелкогалечных конгломератов), вверху – пестроцветными алевроаргиллитами и туффитами. В середине разреза свиты появляются, а в кровле преобладают вулканиты среднего и основного состава. Вулканические центры располагались в восточной части бассейна в зоне Партизанского разлома.

Кангаузская и романовская свиты охарактеризованы комплексами растений позднеальбского возраста; допускается, что верхние горизонты романовской свиты могли накапливаться в раннем сеномане (Олейников и др., 1990).

Как показали детальные исследования Ф.Р. Лихта (1975, 1994), коркинская серия этой части бассейна представлена главным образом континентальными отложениями преимущественно аллювиальных фаций. С целью изучения направления сноса обломочного материала нами исследованы ориентировки косых серий в туфопесчаниках русловых фаций кангаузской свиты на обнажениях на восточных побережьях Амурского и Уссурийского заливов, а также в долине р. Суходол (см. рис. 71). На каждом из участков производились статистически приемлемое количество измерений (обычно 30–60). Полученные данные свидетельствуют о том, что в южной части бассейна снос происходил преимущественно в восток-северо-восточном направлении, по-видимому, унаследованном от палеореки сучанского времени. Лишь в восточной части бассейна, у ст. Тигровая, реконструируются палеотечения в север-северо-восточном направлении, параллельном простиранию Партизанского разлома.

В верховьях и на правобережье р. Арсеньевка, по данным геологических съемок В.О. Соловьева (1960–1962 гг.), коркинская серия представлена значительной по мощности (до 3000 м) толщей пестропветных преимущественно тонкообломочных пород – алевролитов и алевроаргиллитов, алевропесчаников и мелкозернистых песчаников преимущественно озерных фаций. Можно предполагать, таким образом, что палеорека коркинского времени впадала в озеро, то есть, в отличие от таковой сучанского времени, не имела выхода к морю.

б) Дислокации

Сучанская и коркинская серии слабо дислоцированы и образуют открытую синклиналь восток-северо-восточного простирания с падениями крыльев обычно до 30°, редко круче. Ось этой складки постепенно погружается в восток-северо-восточном направлении. Важно отметить, что осевой части этой синклинали, судя по распределению фациальных комплексов, приблизительно соответствует и ось максимального прогибания при заполнении бассейна.

Ключевская свита в верховьях р.Уссури образует складки с падениями крыльев под



Рис. 71. Направления сноса обломочного материала в в альб-раннесеноманское ("коркинское") время.

1 – домеловые образования; 2 – готерив-альбская сучанская серия; 3 – альб-нижнесеноманская коркинская серия: а – аллювиальные и озерные туфово-терригенные образования, б – то же с потоками базальтов; 4 – границы бассейна установленные и предполагаемые под позднемеловыми и кайнозойскими образованиями; 5 – разломы установленные и предполагаемые под позднемеловыми и кайнозойскими образованиями; 6 – левые сдвиги со взбросовой компонентой перемещений; 7 – точки, на которых производились измерения направлений сноса обломочного материала: I – восточное побережье Амурского залива в 1 км севернее мыса Клыкова, II – восточное побережье Уссурийского залива у мыса Красный, III – восточная окраина с. Романовка, IV – железная дорога у перевала в 4 км западнее ст. Тигровая; 8 – розы-диаграммы направлений сноса обломочного материала; 9 – предполагаемое направление течения палеореки "коркинского" времени

Fig. 71. Paleocurrents directions during the Albian-Early Cenomanian ("Korkinskaya") time.

1 - Pre-Cretaceous complexes; 2 - Hauterivian-Albian Suchanskaya Group; 3 - Albian-Lower Cenomanian Korkinskaya Group; a - alluvial and lacustrine tuffaceous-terrigenous deposits, 6 - the same with a basalt flows; 4 - boundaries of basin established and suppozed; 5 - faults established and suppozed under Upper Cretaceous and Cenozoic rocks; 6 - left-slip fault with reverse fault component of movement; 7 - points where were measured the paleocurrent directions: I – East coast of the Amursky Bay, one kilometer to north from Klykov Cape, II –east coast of Ussuriysky Bay, Krasny Cape, III – Romanovka village, IV – railway, 4 kilometers to West from Tigrowaya village; 8 - rose-diagram of paleocurrents direction; 9 - suppozed paleocurrent direction of the river during Albian-Early Cenomanian ("Korkinckaya") time

углами 40–60°; соколовская свита залегает здесь значительно положе (углы падения обычно до 20°), что предполагает существование готеривского этапа дислокаций (Голозубов, Мельников, 1986).

В зоне влияния Партизанского разлома в полосе шириной 2–3 км нижнемеловые угленосные отложения, обычно залегающие полого, смяты в узкие линейно вытянутые складки с крутопадающими крыльями и разорваны многочисленными нарушениями, преимущественно надвигами. Эти надвиги ориентированы вдоль осей складок, падение их преимущественно юго-восточное (Врублевский, 1971; Неволин, Чемерис, 1968). В начале позднего мела разлом проявил себя как левый сдвиг (Врублевский, 1971).

В пределах бассейна выделяется также Западно-Партизанский разлом (см. рис. 68), который, по мнению Ф.Р.ихта, ограничивает с запада область распространения разрезов сучанской серии, имеющих промышленную угленосность (Лихт, 1973).

В северной части бассейна, в верховьях и на правобережье р. Арсеньевка коркинская серия смята в серию крутых (с углами падения на крыльях до 70°) складок северовосточного простирания (рис. 72), нарушенных разломами, субпараллельными осям складок. Наиболее крупные из этих разломов – упоминавшиеся Яковлевский и Виноградовский. Яковлевский разлом, ограничивающий бассейн с севера, полностью закрыт для наблюдения. Виноградовский изучен нами в береговых обнажениях вдоль р. Арсеньевка у устья руч. Широкий. Главный сместитель, образованный зоной тектонических глин мощностью до 30 см, имеет падение на северо-запад под углом 60–65°; висячий бок образуют превращенные в кварциты пермские кислые вулканиты. Коркинская серия лежачего бока интенсивно рассланцована и смята в серию микроскладок волочения на расстоянии до 50 м от зоны главного сместителя. Штриховки на плоскостях скольжения погружаются на северо-восток под углами около 30°; по уступам скольжения установлены левые взбросо-сдвиговые перемещения.



Рис. 72. Характер дислокаций коркинской серии на правобережье верховий р. Арсеньевка.

А – общий план (расположение участка см. на рис. 71), Б – геологические планы, В – зарисовка зоны Виноградовского разлома в обнажении на интервале 485–535 м разреза 1. Проекция на вертикальную плоскость

Fig. 72. Character of dislocations of the Korkinskaya Group in the right bank of the Arsen; evka River. **A** – general plane (location see in the fig. 71); **B** – geological planes; **B** – seetch of the Vinogradovsky fault zone in outcrops of 485-535 m interval (see plane 1). Projection to a vertical plane

в) Модель формирования Партизанско-Суходольского бассейна

Валанжин-альбское время

Первоначальная конфигурация бассейна. Ключевская и соколовская свиты образуют сохранившиеся от эрозии фрагменты отложений раннемелового бассейна, располагавшегося между Партизанским и Центральным Сихотэ-Алинским разломами. Как уже говорилось, весьма вероятно, что этот бассейн является перемещенным вдоль Партизанского разлома шельфовым продолжением Партизанско-Суходольского бассейна, заполненного отложениями преимущественно континентальных фаций. Об этом свидетельствуют аналогии в возрасте нижнемеловых отложений и характере ритмичной терригенной седиментации, а также данные о существовании в обоих бассейнах несогласия в подошве верхнеготеривско-альбского разреза. На это же указывает единство фундамента этих бассейнов – в обоих случаях он образован раннепалеозойскими габброидами и гранитоидами Окраинско-Сергеевского комплекса Самаркинского террейна, перекрытого чехлом пермских, триасовых и юрских терригенных и вулканогенных отложений.

В таком случае появляется возможность оценить амплитуду леволатеральных перемещений по Партизанскому разлому в позднем альбе. Она составит около 40–45 км (рис. 73).

При такой интерпретации Партизанско-Суходольский бассейн увеличивает свою протяженность на 40–50 км и восточной его границей становится уже Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

Роль разломов север-северо-восточного простирания в процессе формирования бассейна. Приведенные выше данные свидетельствуют о синседиментационной активности разломов север-северо-восточного простирания. Крупным фациальным барьером являлся Партизанский разлом, вдоль которого имеет место смена преимущественно континентальных угленосных толщ сучанской серии (готерив-альб) прибрежно-морскими отложениями ключевской и соколовской свит (валанжин-альб,см. рис. 70). В зоне этого разлома происходит также выклинивание слоев валанжинского возраста.

Ф.Р. Лихт (1973) придавал важное значение Западно-Партизанскому разлому субмеридионального простирания, который, являясь ответвлением Партизанского разлома, трассируется почти параллельно ему в 20–25 км северо-западнее. Этот разлом, по его мнению, являлся фациальным барьером, восточнее которого распространены, главным образом угленосные толщи (район г. Партизанска), а западнее – практически безугольные разрезы преимущественно озерного и прибрежно-морского происхождения.

Центральный Сихотэ-Алинский разлом ограничивал с востока шельфовое продолжение Партизанско-Суходольского бассейна и, соответственно, также являлся важным фациальным барьером. Восточнее этого разлома на океаническом основании в течение всего раннего мела у подножья континентального склона происходило накопление мощной (до 15 км) толщи турбидитов (Голозубов и др., 1992; Голозубов, Ханчук, 1995).

Приведенные выше данные свидетельствуют, однако, только о вертикальной составляющей конседиментационных перемещений вдоль перечисленных разломов в раннемеловую эпоху. Сдвиговая компонента предполагается нами с учетом данных



Рис. 73.. Формирование Партизанско-Суходольского бассейна в валанжин-альбское время (пояснения см. в тексте).

1-домеловой фундамент; 2-4 – отложения готерив-альба (сучанская серия): континентальные (2), чередование континентальных и прибрежно-морских (3,4), область максимального угленакопления (4); 5 – валанжинские континентальные отложения (капреевская свита); 6, 7 – валанжинские и/или готерив-альбские прибрежно-морские отложения (ключевская и/или соколовская свита): современные выходы на дневную поверхность (6), предполагаемый бассейн седиментации (7); 8 – предполагаемая граница Партизанско-Суходольского бассейна; 9 – граница современного распространения нижнемеловых отложений; 10 – нижнемеловые отложения подножья континентального склона; 11 – разломы: а, б – сбросы, в – сдвиги; 12 – ось конседиментационной синклинали; 13 – направление регионального сжатия; 14 – направление сноса обломочного материала.

На врезке в левом верхнем углу показаны геометрические взаимотношения в плане ориентировок разрывов и складок, являющихся результатом север-северо-западного регионального сжатия (по Harding, 1974, адаптировано) *Fig. 73.* Formation of the Partizansk-Sukhodol basin during Valanginian-Albian time (explanations in the text).

1 – Pre-Cretaceous basement; 2-4– Hauterivian-Albian deposits (Suchanskaya Group): 2 – continental, 3 – alternation of continental and shallow-marine facies, 4 – area of maximal coal accumulation; 5 – Valanginian continental

deposits (Kapreevskaya Formation); 6, 7 – Valanginian and/or Hauterivian-Albian shallow-marine deposits (Kluchevskaya and/or Sokolovskaya Formations): 6 – modern outputs on a surface, 7 – suppozed sedimentary basin; 8 – suppozed boundary of Partizansk-Suchodol sedimentary basin during Early Cretaceous time; 9 – boundary of modern distribution of the Lower Cretaceous deposits; 10 – Lower Cretaceous deposits of the foot of continental slope (Zhuravlevka terrane); 11 – faults: a, 6 – normal faults, B – strike-slip faults; 12 – axis of syn-sedimentary syncline; 13 – direction of regional compression; 14 – paleocurrent direction.

In the left upper corner of picture the geometric relation of folds and faults which are result of North-North-West regional compression (adapted from Harding, 1994) is shown

о существовании в раннемеловое время регионального сжатия, ориентированного в направлении ССЗ-ЮЮВ, которое частично реализовывалось перемещениями вдоль сдвигов север-северо-восточного простирания (Chen, 1993; Xu, 1993).

Партизанско-Суходольский бассейн – конседиментационная синсдвиговая синклиналь. Приведенные выше данные о распределении фаций сучанской серии, а также капреевской, ключевской и соколовской свит позволяют предполагать, что вмешающая эти отложения впадина представляла собой сильно вытянутый в восток-северо-восточном направлении конседиментационный синклинальный прогиб общей протяженностью около 150 км при средней ширине около 40 км (см. рис. 73). В краевых частях этого прогиба разрезы представлены континентальными большей частью грубообломочными аллювиальнопролювиальными и элювиальными отложениями, в то время, как для осевых частей более характерны тонкообломочные озерные, лагунные и прибрежно-морские отложения (Геологическое строение ..., 1964; Шарудо, 1966, 1972). Прилегающие к этому прогибу с северо-запада и юго-востока участки в этот период времени представляли собой области размыва, т.е. ядра конседиментационных антиклиналей (Геологическое строение ..., 1964; Лихт, 1968; Шарудо, 1966, 1972). Некоторые наблюдения указывают на то, что система узких присдвиговых складок на правобережье р. Партизанская (о которой говорилось выше) начала формироваться еще в процессе раннемеловой седиментации, о чем можно судить по характерным изменениям мощностей и фаций (Лихт, 1975; Шарудо, 1960). Так, по данным Ф.Р. Лихта (1975), ядро локальной антиклинали, трассирующейся в черте г. Партизанска, сложенное породами домелового фундамента, в процессе накопления сучанской серии представляло собой ось положительной палеоморфоструктуры, т.е. здесь доминировали эрозионные процессы. Угленосные отложения на крыльях этой складки представлены отложениями предгорно-шлейфовой денудационно-аккумулятивной долины. В пользу этого предположения свидетельствуют также данные И.И. Шарудо (1960) о распределении мощностей надугленосной подсвиты (нижней ритмопачки френцевской свиты в современном понимании). В ядрах двух антиклинальных складок мощность подсвиты составляет 10-40 м, в то время, как в осевых частях прилегающих синклиналей эта мощность увеличивается до 200-250 м.

Формирование синклинального прогиба происходило, как уже говорилось, в условиях регионального сжатия, ориентированного в направлении ССЗ-ЮЮВ, т.е. поперек простирания этого прогиба. Геометрия бассейна, сильно вытянутого в восток-северо-восточном направлении, при такой ориентировке сжатия исключает возможность применения моделей, предусматривающих формирование бассейнов в условиях синсдвигового растяжения (см. врезку на рис. 73). Маловероятной по этой же причине представляется и модель, рассматривающая бассейн как развивавшуюся грабен-синклиналь –"штамповую" синклиналь по Ф.Р. Лихту (1968, 1975). В рамках этих представлений седиментация контролируется активностью сбросов, ориентированных вдоль простирания бассейнов, в данном случае – в восток-северо-восточном направлении. Такого рода продольные сбросы регионального плана в описываемом районе не установлены в породах как фундамента, так и, тем более, нижнемелового чехла.

Мы придаем важное значение тому обстоятельству, что ось максимального прогибания в процессе заполнения бассейна ориентирована таким же образом, как и первичные простирания осей складок в юрских и меловых террейнах Сихотэ-Алиня. Эти складки, по мнению В.П. Уткина (1980), являются пликативным выражением левых перемещений над развивавшимися снизу вверх сдвигами север-северо-восточного простирания. Можно предполагать, таким образом, что формирование впадины происходило в рамках механизма, аналогичного процессу формирования складок в юрских и меловых террейнах Сихотэ-Алиня. Другими словами, в результате субмеридионального сжатия в зоне, располагающейся выше активных сдвигов, могло происходить коробление поверхности земли с образованием валов и впадин, вытянутых в субширотном направлении.

Мы пришли, таким образом, к выводу, на первый взгляд, парадоксальному, о том, что сминались в складки породы фундамента, совершенно для этого неприспособленные: в первую очередь, габброиды, в меньшей степени – гранитоиды и метаморфиты Окраинско-Сергеевского комплекса. Однако имеются данные о том, что этот комплекс пород находится в аллохтонном залегании и образует пластину относительно небольшой (большей частью до 500 м) мощности, которая в раннемеловое время была смята в складки вместе с подстилающими габброиды средне-позднеюрскими терригенными отложениями автохтона (Мельников, Голозубов, 1980; Голозубов, Мельников, 1986, рис. 74, 75). Форма и размер таких складок зависят, очевидно, от мощности сминавшихся пластообразных тел габброидов. При относительно малой мощности этих тел, заключенных среди осадочных комплексов, складки крутые. В целом мощность пластин, вероятно, увеличивается в южном и западном направлениях, и в этих же направлениях происходило, по-видимому, упрощение и исчезновение предполагаемого конседиментационного синклинального прогиба.

Конседиментационные левые перемещения в поверхностном слое земной коры для валанжин-альбского времени можно предполагать, таким образом, только для Центрального Сихотэ-Алинского разлома, ограничивавшего бассейн с востока. Партизанский и Западно-Партизанский разломы находились, по-видимому, тогда в "эмбриональной" стадии развития, и вдоль них происходили только вертикальные подвижки.

На первых порах, в валанжинское время, седиментация была сосредоточена в северовосточной части бассейна, о чем свидетельствует выклинивание слоев этого возраста западнее Партизанского разлома. Заложение прогиба началось с формирования межгорной речной долины, которая быстро опустилась ниже уровня моря и превратилась в залив типа эстуария или лимана.

В готерив-альбское время бассейн приобрел близкую к современной протяженность, по-видимому, за счет формирования долины палеореки, которая развивалась в запад-югозападном направлении. Если на правобережье р. Парти-занская начало формирования палеодолины датируется поздним готеривом- барремом, то на восточном побережье Уссурийского залива – значительно более поздним временем: где-то в пределах апта (Красилов, 1967).

Синседиментационный синклинальный прогиб компенсировался накоплением преимущественно континентальных угленосных толщ. Геоморфологически этот прогиб представлял собой, по-видимому, аллювиальную равнину шириной 30–50 км, переходящую в морской залив примерно такой же ширины. Вероятно, ситуация была аналогичной тому, что наблюдается в современных условиях в районе г. Владивостока, где долина р. Раздольная продолжается на юг в виде Амурского залива. В отдельные периоды прогибание





 1-Журавлевский террейн; 2 – автохтонный комплекс Самаркинского террейна: хаотические образования с алевролитовым матриксом, глыбами и пластинами песчаников, кремней, базальтов, редко – известняков;
 3 - пластообразные фрагменты Окраинско-Сергеевского комплекса в аллохтонном залегании; 4 – раннемеловые граниты (а) и позднемеловые вулканиты (б); 5 – нижнемеловые отложения соколовской (а) и ключевской (б) свит; 6 – левые сдвиги; 7 – оси синформ (а) и антиформ (б); 8 – линии разрезов, показанных на рис. 75

Fig. 74. Lower Cretaceous shallow-marine deposits in axial parts of the synforms compozed by layer-shape allochtonous Okrainka-Sergeevka complex. Right bank of Ussury River. See fig. 69 for location. After Golozoubov, Melnikov, 1986, simplificied.

1-Zhuravlevka terrane; 2 – autochthonous complex of Samarka terrane: chaotic deposits with siltstone matrix, blocks and slices inclusions of sandstone, chert, basalt and rarely limestone;
3 allochthonous layer-shaped Okrainka-Sergeevka complex;
4 – Early Cretaceous granite (a) and Late Cretaceous volcanite (6);
5 – Lower Cretaceous Sokolovskaya (a) and Kluchevskaya (6) Formations;
6 – left-slip faults;
7 – synform (a) and antiform (6);
8 – lines of cross-sections what shown in fig.75

происходило, по-видимому, со скоростью, превышающей скорость аллювиально-озерной седиментации, и значительная часть бассейна оказывалась ниже уровня моря.

Альб-сеноманское время

В альб-раннесеноманское (коркинское) время осевая часть прогиба бассейна (его депоцентр) несколько сместилась на север-северовосток. По-видимому, во время перерыва между накоплением сучанской и коркинской серий, восточная, шельфовая часть бассейна была пере-

мещена на север-северо-восток по Партизанскому разлому на 45–50 км и заняла современное положение. Можно предполагать также, что одновременно с латеральными перемещениями происходило воздымание блока, располагавшегося восточнее Партизанского разлома, в результате чего нижнемеловые отложения оказались здесь почти полностью смытыми и сохранились фрагменты лишь наиболее глубоких частей бассейна. Приустьевая часть палеодолины сучанского времени была, по-видимому, при этом полностью перекрыта, в связи с чем произошла перестройка речной сети. Об этом можно судить хотя бы по тому, что восточнее Партизанского (и Арсеньевского) разлома какого-либо продолжения бассейна этого



Рис. 75. Разрезы к рис. 74.

1–4 – аллохтон: 1 – туфы щелочных базальтоидов (верхнеюрская погская свита), 2 – алевролиты, редко песчаники триаса и юры, 3 – верхнепермские слюдистые песчаники и алевролиты , 4 – протерозойскиераннепалеозойские габброиды, гранитоиды и метаморфические породы; 5 – автохтон: средне-поздне-юрский аккреционный комплекс Самаркинского террейна; 6 - позднемеловые вулканиты

Fig. 75. Cross-sections to fig. 74.

1-4 – allochthone (Okrainka-Sergeevka complex): 1 – alcaline basaltoid tuff (Upper Jurassic Poga Formation), 2 – Triassic and Jurassic siltstone and rarely sandstone; 3 – Upper Permian micaceous sandstone and siltstone; 4 – Proterozoic and Early Paleozoic gabbroid, granitoid and metamorphic rock; 5 – autochthone: Middle-Late Jurassic accretionary complex of Samarka terrane; 6 – Late Cretaceous volcanite

времени не обнаружено. Коркинская серия трассируется по отдельным выходам среди позднемеловых и третичных эффузивов в пределах грабена (или полуграбена), ограниченного Арсеньевским разломом, в север-северо-восточном направлении вплоть до приустьевой части р. Арсеньевка (Геологическая карта..., 1986, см. рис. 71). Судя по приведенным выше данным водосток при формировании отложений бассейна этого времени происходил в направлении с ЮЮЗ на ССВ, т.е. параллельно зоне Арсеньевского разлома и почти поперек направлению водостока, имевшего место при накоплении сучанской серии (Геологическое строение ..., 1964). Эти наблюдения являются косвенным свидетельством того, что формирование присдвигового грабена происходило параллельно с накоплением коркинской серии. Существование условий растяжения вдоль интересующего нас отрезка Арсеньевского разлома (о которых, кроме приведенных доводов, свидетельствуют приуроченные к этому разлому центры базальтового вулканизма романовской свиты) следует, по-видимому, связывать с активностью ответвлений от Арсеньевского разлома, в первую очередь Яковлевского и Виноградовского разломов. Здесь, по-видимому, применим вариант моделей формирования структур растяжения на участках разветвления сдвигов, который был использован нами при расшифровке динамики формирования Алчанского бассейна (см. рис. 67).

В рамках этой модели при доминировании перемещений вдоль, например, Виноградовского разлома, вдоль Арсеньевского разлома на участке сопряжения перемещения были минимальны или вообще не происходили, и именно на этом его отрезке можно ожидать возникновения условий растяжения. Вдоль Виноградовского разлома при этом можно ожидать, кроме сдвиговой, и взбросо-надвиговой компоненты перемещений. Взбросо-сдвиговые перемещения вдоль Виноградовского разлома, следы которых мы наблюдали в обнажении (см. выше), являются, конечно, постседиментационными, однако хорошо укладываются в предполагаемую кинематику формирования этой части бассейна. Вероятно, мы наблюдали следы завершающих перемещений сдвигового этапа деформаций. Следует иметь в виду, что в этом районе Арсеньевский разлом, как и прилегающие к нему с запада-северо-запада дислоцированные образования коркинской серии (поздний альб-сеноман (?), с размывом перекрыты обширными полями практически недеформированных вулканитов синанчинской свиты, охарактеризованной сеноманской флорой. Получается, таким образом, что смена геодинамических режимов произошла чрезвычайно быстро (в рамках нескольких млн лет).

Выводы

1. Локальные выходы нижнемеловых прибрежно-морских терригенных отложений в верховьях р. Уссури, объединенных в ключевскую и соколовскую свиты, представляют собой фрагменты северо-восточной части Партизанско-Суходольского бассейна, которые перемещены по Арсеньевскому разлому в север-северо-восточном направлении на расстояние 45–50 км. Первичная протяженность бассейна составляла около 150 км и восточной его границей был, по-видимому, Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

2. В пределах Партизанско-Суходольского бассейна выстраивается закономерная последовательность сменяющих друг друга по простиранию бассейна типов готеривальбских отложений (с юго-запада на северо-восток):

а) отложения аллювиальной долины, иногда опускавшейся ниже уровня моря;

б) отложения приустьевой части этой долины, характеризующиеся максимальной мощностью и угленасыщенностью;

в) шельфовые отложения, которые восточнее сменяются отложениями континентального склона, главным образом его подножья (раннемеловые комплексы Журавлевского террейна).

3. Формирование и развитие Партизанско-Суходольского бассейна в готеривсреднеальбское время происходило в условиях сжатия, ориентированного в направлении ССЗ-ЮЮВ в тесной связи с развитием сдвигов ССВ простирания. Седиментация была сосредоточена в осевой части формирующегося синклинального прогиба, в то время как прилегающие антиклинальные структуры являлись участками размыва. Для позднего альбараннего сеномана реконструируется седиментация и вулканизм в структурах растяжения на участках сопряжения сдвигов северо-восточного и север-северо-восточного простирания.

Раздольненский бассейн (Юго-Западное Приморье)

Раздольненский бассейн расположен на правобережье и в верховьях р. Раздольная; восточное его ограничение находится в черте г. Уссурийска, а юго-восточное – в окрестностях г. Владивостока (рис. 76). Северная, главная часть бассейна, имеет изометричную, почти квадратную форму и размеры 45х50 км. Юго-восточным продол-жением бассейна являются выходы меловых пород в ядрах нескольких синклиналей на северном побережье Амурского залива. С учетом этих продолжений протяженность бассейна по меридиану составляет около 100 км, а общая его площадь – около 3000 км².



Рис. 76. Карта распространения меловых отложений Раздольненского бассейна.

Расположение района см. на рис. 64.

1 – породы домелового фундамента; 2 – никанская серия; 3 – коркинская серия; 4 – сдвиги и направления перемещений по ним; 5 – надвиги; 6 – сбросы; 7 – оси синклиналей (а) и антиклинальных поднятий (б): 1 – Липовецко-Фадеевской синклинали, 2 – Корфовско-Галенковского антиклинального поднятия, 3 – Пуциловской и 4 – Занадворовской синклиналей; 8 – расположение разрезов (I–IV), показанных на рис. 77; 9 – расположение скважин колонкового бурения, упоминаемых в тексте

Fig. 76. Distributary map of Cretaceous deposits of Razdolnoye basin. See fig. 64 for location.

1 - rocks of Pre-Cretaceous basement; 2 - Nikanskaya Group; 3 - Korkinskaya Group; 4 - strike-slip fault; 5 - thrust; 6 - normal fault; 7 - syncline (a) and anticlinal uplift (6) axis: 1 - Lipovtsy –Fadeevka syncline, 2 - Korf-Galenky anticlinal uplift, 3 - Putsylovka and 4 - Zanadvorovka synclines; 8 - location of sections (I–IV) what in fig. 77 is shown; 9 - location of borehole mentioned in text

Меловые (главным образом нижнемеловые) отложения бассейна большей частью перекрыты чехлом третичных рыхлых терригенных отложений. Кроме того, западная половина бассейна перекрыта потоками плиоценовых плато-базальтов. На дневную поверхность угленосная толща выходит только на локальных участках в северо-западной, северо-восточной и восточной частях бассейна во врезах речных долин.

Фундамент северной части бассейна сложен, главным образом, среднепалеозойскими гранитами, западной – сильно дислоцированными осадочными отложениями нижнего силура и перми, прорванными интрузиями позднепермских гранитоидов. На юге и юговостоке бассейн подстилается относительно спокойно залегающими отложениями триаса и нижней-средней юры. Вдоль западной границы бассейна прослежена зона Западно-Приморского разлома субмеридионального простирания.

В пределах бассейна известны 6 крупных месторождений каменного угля, которые располагаются в его северной и юго-восточной краевых частях. На этих месторождениях в различные годы проводились геологоразведочные и поисковые работы с бурением скважин и проходкой горных выработок. Центральная часть бассейна была изучена в 1959 году с помощью бурения, которое проводилось с целью оценки перспектив его нефтеносности. Было пробурено свыше 20 скважин, вскрывших полный разрез угленосной толци. Часть скважин достигла домелового фундамента. На основе накопленных данных в 60-е годы была разработана схема стратиграфии бассейна, не утратившая своего значения до настоящего времени, дана литолого-фациальная характеристика меловых отложений и выделены главные структурные элементы бассейна - Фадеевско-Липовецкая синклиналь, Корфовско-Галенковское поднятие, Пуциловская и Занадворовская синклинали, см. рис. 76 (Геология ..., 1969). Минералого-петрографические исследования терригенных пород бассейна были выполнены Е.М. Агеевой (1965). Палеоботанические и палинологические данные свидетельствуют, что почти весь разрез терригенных пород бассейна накапливался в баррем-альбское время; лишь в самой верхней, практически лишенной остатков растений части разреза, допускается существование отложений сеноманского возраста (Красилов, 1967; Маркевич, 1995).

Происхождение Раздольненского бассейна, как и других меловых эпиконтинентальных бассейнов Приморья, до настоящего времени объясняется вертикальными перемещениями блоков домелового фундамента (Геология ..., 1969; Назаренко, Бажанов, 1987). Структура бассейна представлялась в виде серии пологих брахиформных складок, в продольном и поперечном направлениях нарушенных крутопадающими разломами, главным образом сбросами (Геология ..., 1969). Однако переинтерпретация строения бассейна, выполненная Ю.Н. Олейником и Г.Л. Амельченко с учетом результатов буровых скважин последнего

30-летия, показала, что здесь широко развиты надвиги ВСВ простирания, полого падающие на ЮЮВ (см. рис. 76). Наличие этих надвигов – прямых индикаторов горизонтальных перемещений – противоречит устоявшимся представлениям о доминанте сбросовой тектоники при формировании и эволюции рассматриваемого бассейна. В связи с этим встает также вопрос о влиянии горизонтальных перемещений вдоль Западно-Приморского разлома, ограничивающего бассейн с запада, на процессы как образования впадины бассейна, так и ее заполнения. Этот разлом разделяет Лаоелин-Гродсковский террейн позднепалеозойской островной дуги и Вознесенский террейн раннепалеозойской пассивной континентальной окраины (Ханчук и др., 1995). Морфология разлома, как и характер перемещений вдоль него, изучены недостаточно из-за его плохой обнаженности. На доступных для наблюдения участках, преимущественно севернее Раздольненского бассейна, он представляет собой полосу сближенных разрывов шириной 6-8 км. Разрывы имеют крутые (60-90°) падения преимущественно на восток и сопровождаются зонами милонитизации, рассланцевания и будинажа мощностью от первых метров до первых десятков метров (Изосов, Мельников, 1988). Между этими разрывами зажаты клиновидные и линзовидные фрагменты различных уровней разреза нижнесилурийских и пермских пород, имеющих крутое (40-80°) падение на восток; нередки опрокинутые залегания. Предполагалось, что по этому разлому происходили надвиговые перемещения (Геология ..., 1969; Изосов, Мельников, 1988), однако его прямолинейность и некоторые данные, приведенные ниже в статье, свидетельствуют о том, что по крайней мере в раннемеловую эпоху большое значение имела и левосдвиговая компонента.

На участках пересечения разрывами нижнемеловых отложений также отмечены следы катаклаза и смятия, многочисленные зеркала скольжения, однако в целом изменения пород здесь значительно менее интенсивны. С учетом этих наблюдений, а также того, что северная граница бассейна Западно-Приморским разломом практически не нарушена, можно предполагать, что главная фаза перемещений вдоль этого разлома происходила до начала формирования Раздольненского бассейна.

Ниже дается краткое описание главных структурных элементов бассейна, а также излагается модель его формирования и последующей эволюции.

а) Стратиграфия и фации

В строении бассейна принимают участие терригенные отложения общей мощностью до 1900 м, объединенные в никанскую и коркинскую серии. Нижняя, никанская серия (до 1150 м), представляет собой сероцветную угленосную толщу, расчлененную на (снизу) уссурийскую, липовецкую и галенковскую свиты (рис. 77) (Красилов, 1967). Нерасчлененная коркинская серия (до 750 м) образована пестроцветными отложениями.

Уссурийская свита мощностью 90–300 м в краевых частях бассейна и в прилегающих к Корфовско-Галенковскому поднятию участках представляет собой крупный ритм, в основании которого базальная пачка (до 50 м) конгломератов, либо пачка чередования конгломератов, песчаников и алевролитов. Выше залегает пачка чередования песчаников и алевролитов, иногда с маломощными (до 0,5 м) прослоями угля.

По мере удаления от краевых частей бассейна к приосевым частям синклиналей происходит увеличение мощности свиты (см. рис. 77); в базальной пачке наблюдается постепенное уменьшение содержания грубообломочных пород. В центральной части бассейна есть примеры, когда эта пачка отсутствует и алевролиты залегают непосредственно на породах фундамента.

Галька конгломератов западной и северо-западной частей бассейна представлена преимущественно гранитами, в составе глинистой фракции цемента конгломератов



Рис. 77. Стратиграфические колонки никанской серии Раздольненского бассейна.

 конгломераты, гравелиты, гравелистые песчаники; 2 – песчаники грубо- и крупнозернистые; 3 – песчаники мелко- и среднезернистые; 4 – чередование песчаников и алевролитов; 5 – углистые аргиллиты и угли. Колонки I, II, IV, V (краевые части бассейна) по Красилову (1967); колонка III (приосевая часть Пуциловской синклинали) по Шарудо (1972). Расположение разрезов см. на рис. 76

Fig. 77. Stratigraphic columns of Nikanskaya Group of Razdolnoye basin.

1 - conglomerate, gravelstone and gravelly sandstone; 2 - coarse-grained sandstone; 3 - middle- and fine-grained sandstone; 4 - sandstone-siltstone alternation; 5 - coaly argillite and coal.

Columns I, II, IV and V (marginal parts of basin) – after Krassilov, 1967; Column III (axis part of Putsilovka syncline) – after Sharudo, 1972. See fig. 76 for location of section

доминирует каолин, в то время как в восточной части бассейна галька состоит из преимущественно осадочных и эффузивных пород, а глинистая фракция цемента образована гидрослюдами. Можно предполагать, таким образом, что обломочный материал поступал из двух независимых источников, прилегающих к этим частям бассейна, и практически не перемешивался.

Липовецкая свита мощностью до 500 м также представляет собой крупный ритм. Вблизи северного обрамления басейна на Липовецком месторождении выделяется нижняя пачка (до 300 м), состоящая из крупнозернистых песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов, перекрытая верхней пачкой (до 150 м) средне- и мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов, углистых аргиллитов и с промышленными пластами каменного угля, мощность которых достигает 19 м.

В приосевых частях синклиналей разрез свиты имеет максимальную мощность и характеризуется более тонкообломочным составом пород и ритмичным характером слоистости. Ритмы включают породы от конгломератов и гравелитов до углистых аргиллитов. Мелкие ритмы группируются в более крупные, мощностью 70–100 м; в разрезе насчитывается до 4 таких ритмов.

Галенковская свита (до 400 м) в краевых частях бассейна сложена преимущественно разнозернистыми (от грубо- до среднезернистых) песчаниками, содержащими, в отличие от

пород подстилающих свит, значительную примесь туфового материала. Пирокластический материал поступал с севера, о чем свидетельствует закономерное уменьшение его содержания в песчаниках при перемещении от северного края в южном направлении (Агеева, 1965). Песчаники содержат маломощные прослои гравелитов и конгломератов, галька которых сложена главным образом андезитами. Кроме того, в нижней и средней частях разреза свиты установлены прослои алевролитов, углистых аргиллитов и непромышленные пласты углей.

В приосевых частях синклиналей в составе свиты доминируют мелкозернистые песчаники и алевролиты, и бывает трудно провести границу с подстилающей липовецкой свитой: галенковская свита выглядит здесь как завершающий компонент липовецкого ритма.

В керне одной из скважин в 60–70 и 150–160 м от подошвы свиты были обнаружены аммониты плохой сохранности.

Возраст свит определен по остаткам растений и спорово-пыльцевым комплексам: уссурийская свита – поздний неоком–начало апта, липовецкая – апт и галенковская – альб (Красилов, 1967; Маркевич, 1995).

В разрезе никанской серии выделяется четыре литолого-фациальных комплекса: пролювиально-аллювиальный, озерный, озерно-болотный и прибрежно-морской (Шарудо, 1972). Краевые части бассейна и участки, прилегающие к Корфовско-Галенковскому поднятию, характеризуются значительным преобладанием пролювиально-аллювиальных и озерно-болотных отложений, в то время как в наиболее погруженных участках резко возрастает роль озерных фаций. Прибрежно-морские отложения выделены на локальных участках в разрезе только галенковской свиты. Предполагается, что седиментация происходила в пределах впадины, в краевых частях которой в условиях предгорной равнины происходило накопление относительно грубообломочного материала, в то время как в центральных частях впадины, главным образом в озерных условиях, происходило осаждение более тонких осадков (Шарудо, 1966, 1972). Особо отметим, что в пределах Корфовско-Галенковского вала озерные отложения отсутствуют, т. е. во время накопления никанской серии этот вал уже существовал в виде устойчиво воздымавшейся морфоструктуры.

Коркинская серия (до 750 м) состоит из двух пачек. Нижняя (до 220 м) представлена песчаниками крупно- и среднезернистыми, часто вулканомиктовыми, содержащими прослои конгломератов, мелкозернистых песчаников и вишнево-красных алевролитов. Верхняя пачка сложена пестроцветными алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками.

В породах нижней части серии обнаружен скудный комплекс флоры, который в целом унаследовал особенности предшествующих альбских флор. Поскольку остальная часть разреза не охарактеризована органическими остатками, В.А. Красилов допускал, что граница между альбом и сеноманом проходит внутри коркинской серии (Красилов, 1967).

б) Складки и надвиги

В пределах Раздольненского бассейна выделяется ряд валов и синклиналей, оси которых вытянуты в восток-северо-восточном направлении. Валы прослеживаются по выходам мела с крутыми и опрокинутыми залеганиями.

Описанные выше надвиги восток-северо-восточного простирания не прослеживаются западнее Западно-Приморского разлома, т. е. надвигание фронтальных частей пластин фундамента на поверхность или полосами их неглубокого залегания. Они разделяют бассейн на три синклинальные структуры, в осевых частях которых подошва бассейна погружается до глубин свыше 2000 м: Липовецко-Фадеевскую, Пуциловскую и Занадворовскую (см. рис. 76). Во всех синклинальных структурах наблюдается асимметрия – северо-западные крылья практически не деформированы (углы падения слоев обычно до 5°, редко до 30°), в то время как на юго-восточных крыльях обычны крутые (до опрокинутых) залегания, сопряженные с надвигами (рис. 76, 78).

Один из надвигов в осевой части Корфовско-Галенковского вала пересечен скважиной 108 (см. рис. 76). Под кайнозойскими отложениями на глубинах 117–367 м обнаружены песчаники крупно-среднезернистые темно-серые, содержащие примесь пеплового материала с прослоями темно-серых алевролитов, которые принадлежат галенковской свите. Падение пород пологое, до 10°. На глубине 367 м вскрыта зона тектонических брекчий, ниже которой до забоя (650,8 м) пересечены пестроцветные породы верхней пачки коркинской серии.

На юго-восточном крыле Пуциловской синклинали установлено несколько надвинутых друг на друга фрагментов бассейна, перекрытых в свою очередь породами фундамента. Борисовский надвиг, например, пересечен серией скважин. В скважине 56 с глубин 157–258 м (см. рис. 78) из-под третичных отложений подняты породы липовецкой свиты. Далее установлена зона дробления, и до глубины 598 м прослежены породы галенковской свиты, подстилаемые вновь липовецкой.

Надвиг, с юго-востока ограничивающий Пуциловскую структуру, вскрыт скважинами 8 и 37. Под третичными отложениями здесь установлен блок верхне-триасовых терригенных пород с остатками монгугайской флоры и с углами падения пород 60–70°. На глубинах 515–528,3 м (скв. 8) вскрыта зона тектонических брекчий, ниже которой в интервале глубин 528,3–537,7 м обнаружены черные аргиллиты с многочисленными зеркалами скольжения, подстилаемые нижнемеловыми отложениями с никанской флорой.

На правобережье р. Раздольная в районе Сальниковских высот на продолжении этого же надвига нижнемеловые породы находятся в опрокинутом залегании с падениями на юго-восток под углом 65° (см. рис. 78).

В окрестностях г. Уссурийска на южных отрогах горы Видная подблок нижнепалеозойских пород "ныряют" нижнемеловые породы Раздольненского бассейна. Сместитель полого (15–20°) падает на север-северо-запад, сопровождается многочисленными субпараллельными разрывами, между которыми в узких блоках распознаются породы триаса, юры и нижнего должно было сопровождаться левыми перемещениями вдоль бокового сдвига. Суммарная горизонтальная составляющая надвиговых перемещений в пределах бассейна, подсчитанная на геологических разрезах, оценивается приблизительно в 7–10 км. Соответственно, этой цифрой оценивается минимальная амплитуда леволатеральных постседиментационных перемещений вдоль разлома у южной части бассейна.

в) Сбросы и взбросы

В пределах бассейна широко распространены крутопадающие разрывы северозападного (в среднем 330°) простирания, наилучшим образом изученные в северной части бассейна. Эти разрывы (часть их показана на рис. 76) часто имеют извилистые очертания и рассекают бассейн на блоки шириной обычно в пределах 2–6 км. Как показали исследования на угольных месторождениях, эти разрывы являются сбросами и взбросами и характеризуются вертикальными перемещениями с амплитудами в несколько десятков, реже – сотен метров (Шарудо, 1972).

г) Динамика формирования и развития бассейна

В пределах Раздольненского бассейна установлен, таким образом, комплекс деформаций, которые могли одновременно происходить в поле сжатия, ориентированного в направлении север-северо-запад-юг-юго-восток (330–340°; 150–160°, см. врезку на рис. 73). Это направление является поперечным по отношения к структурам сжатия (надвигам и осям



Рис. 78. Надвиги в юго-восточной части Раздольненского бассейна. Расположение района см. на рис. 76. 1 – породы домелового фундамента; 2–4 – никанская серия: 2 – уссурийская, 3 – липовецкая и 4 – галенковская свиты; 5 – коркинская серия; 6 – навиги (а) и сбросы (б); 7 – нормальное (а) и опрокинутое (б) залегания слоев; 8 – изогипсы кровли липовецкой свиты; 9 – расположение скважин, упоминаемых в тексте, и их номера

Fig. 78. Thrusts in South-Eastern part of Razdolnoye basin. See fig. 76 for location of area.

1 -rocks of Pre-Cretaceous basement; 2-4 -Nikanskaya Group: 2 -Ussuriysk Formation, 3 -Lipovtsy Formation, 4 -Galenki Formation; 5 -Korkinskaya Group; 6 -thrust (a) and normal fault (6); 7 -normal (a) and overturned (6) bedding; 8 -isohypse of Lipovetskaya Formation's roof; 9 -locations and numbers of borenoles mentioned in text

синклинальных прогибов) и ориентированным под острым углом относительно Западно-Приморского разлома, контролирующего западную границу бассейна. Сбросы и взбросы северо-западного простирания формировались, по-видимому, в связи с растяжениями, ориентированными поперек направления главного сжатия.

Совершенно очевидно, что этот комплекс деформаций характеризует в первую очередь завершающую фазу развития Раздольненского бассейна. Однако приблизительно такая же ориентировка оси регионального сжатия, частично реализовавшегося леволатеральными перемещениями по системе разломов Тан-Лу, имела место и ранее, в готерив-аптское время (Chen, 1993), т.е. в процессе заполнения этого бассейна. Приведенные выше данные о распределении мощностей и фаций нижнемеловых отложений показывают, что формирование валов и впадин в пределах бассейна происходило так же параллельно с внутрибассейновой седиментацией. В частности, для валов и краевых частей бассейна характерны сокращенные мощности разрезов никанской серии, широкое распространение грубообломочных пород аллювиально-пролювиальной группы фаций, в то время как в осевых частях синклиналей разрезы имеют максимальную мощность при значительной роли (до 45 %) относительно тонкообломочных отложений озерных фаций и максимальной мощности. Можно предполагать, таким образом, что надвиги во фронтальных частях валов начали свое развитие в процессе седиментации (как это показано на рис. 79), а после заполнения бассейна перемещения вдоль них какое-то время еще продолжались.

Выводы. Заполнение мелового (главным образом, раннемелового) Раздольненского бассейна происходило, по-видимому, на фоне регионального сжатия, ориентированного в ССЗ-ЮЮВ направлении. Вблизи Западно-Приморского разлома, вероятно, в связи с этим сжатием формировалась система надвигов восток-северо-восточного простирания, по которым блоки домелового фундамента наволакивались друг на друга. Лежачие бока этих надвигов, опущенные до глубин свыше 2000 м, по-видимому, соответствовали участкам накопления преимущественно озерных отложений максимальной мощности. Относительно поднятые фронтальные части надвигов, а также краевые части бассейна представляли собой в это время область размыва, или здесь отлагались аллювиально-пролювиальные отложения сокращенной мощости.

Бассейн Сунляо (Северо-Восточный Китай)

На Северо-Востоке Китая известна серия меловых-кайнозойских эпиконтинентальных бассейнов, приуроченных к Мишань-Фушунскому и Илан-Итунскому разломам системы Тан-Лу (Буряк и др., 1998). Строение и динамика этих бассейнов изложены ниже на примере бассейна Сунляо, который изучен наиболее детально в связи с тем, что в нем располагаются наиболее крупные в Китае месторождения нефти и газа (Буряк и др., 1998).

Бассейн Сунляо, являясь наиболеее крупным эпиконтинентальным бассейном восточной окраины Азии (площадь его – 205 тыс. км²), располагается в бассейне среднего и верхнего течений рек Сунгари и и Силлохэ, вытянут в северо-восточном направлении на расстояние 750 км при ширине 330–370 км (рис. 80). Бассейн представляет собой систему захороненных сближенных грабенов и полуграбенов север-северо-восточного и меридионального простирания. Наиболее крупный из этих грабенов располагается в центральной части бассейна, имеет широкое (70–100 км) днище, опущенное на глубину до 7–8 км, и крутые борта, осложненные сбросами. В средней части грабена простирается Дацинский вал длиной до 200 км и шириной 35–40 км при амплитуде поднятия до 500 м, к которому и приурочены главные запасы углеводородного сырья.



Рис. 79. Предполагаемый механизм формирования впадины Раздольненского бассейна в лежачих боках надвигов на окончании активного левого сдвига. Пояснения см. в тексте. Масштабы не выдержаны.

1 – домеловой фундамент; 2, 3 – никанская серия: 2 – аллювиальные, пролювиально-элювиальные и озерноболотные отложения, 3 – то же при значительной роли (до 45 % разреза) озерных отложений

Fig. 79. Suppozed mechanism of formation of Razdolnoye basin's depression in underlying blocks of thrusts in termination of active left-slip fault. Explanation in text. Scales are not sustained.

1 - Pre-Cretaceous basement; 2, 3 - Nikanskaya Group: 2 - alluvial, proluvial and lacustrine deposits; 3 - the same with prevalence (up to 45% of section) of lacustrine deposits

По геофизическим данным наиболее крупным грабенам бассейна соответствуют выступы мантии. Минимальная мощность земной коры в этих грабенах составляет 23 км, что на 10–15 км меньше, чем за его пределами (Кириллова, 1994).

Стратиграфия и фации. В разрезе бассейна участвуют терригенные, в значительно меньшей степени – вулканогенные отложения, датированные поздней юрой, мелом и кайнозоем (Liu et al., 1993; Кириллова, 1994; Буряк и др., 1998). По мнению В.С. Маркевич (устное сообщение), изучавшей флористические и палинологические комплексы меловых впадин Северо-Восточного Китая, отнесение низов разреза бассейна к верхней юре представляется сомнительным. Дело в том, что флористические комплексы, традиционно относимые китайскими палеоботаниками к верхней юре, в настоящее время дополнены и пересмотрены и, скорей всего, имеют раннемеловой, готерив-барремский возраст, что отражено на недавно изданной геологической карте этого региона (Геологическая карта ..., 1999). С учетом этого стратиграфическая схема бассейна выглядит следующим образом:

А) Готерив-баррем – стадия заполнения грабенов

Формации Хешилин (Heshiling) и Шахэцы (Shahezi) общей мощностью до 1000 м образованы вулканитами, приуроченными к ограничивающим грабены разломам и терригенными угленосными отложениями центральных частей грабенов, причем соотношения терригенных и вулканогенных пород – туфов и лав базальтов, андезитов и риолитов – значительно меняется в различных грабенах бассейна (Liu et al., 1993; Кириллова, 1994; Буряк и др., 1998). Терригенные породы представлены отложениями руслового и пойменного аллювия, сменяющимися при перемещении к центральным частям грабенов озерными, примущественно глинистыми отложениями.

Формация Дэнлоуку (Dengluke) мощностью до 1750 м представлена терригенными отложениями – алевролитами, аргиллитами и песчаниками фаций пойменного аллювия, дельт, мелководных и глубоководных озерных фаций, причем последние располагаются в центральных частях грабенов. Предполагается, что эта формация является ранней


Рис. 80. Схема строения бассейна Сунляо.

контур бассейна; 2 – изоглубины залегания фундамента, тыс. м (по Буряку, 1998); 3 – разломы;
направления горизонтальной составляющей перемещений блоков; 5 – направления растяжения; 6 – направление регионального сжатия

Fig. 80. Structural scheme of the Songliao basin.

1- boundary of the present basin; 2- isoline of depth of the basement (thousand m); 3- fault; 4- direction of horizontal component of blocks movement; 5- direction of stretching; 6- direction of regional compressing

нефтематеринской (Liu et al., 1993; Кириллова, 1994; Буряк и др., 1998).

Б) Апт-альб – переход от стадии заполнения грабенов к стадии общего погружения

Формация Чваньтоу (Qiantou) (до 1740 м). В эту стадию серия до этого изолированных грабенов испытала общее погружение, которое сопровождалось накоплением терригенных отложений (аргиллитов, алевролитов, песчаников, в основании горизонт конгломератов) пределах озера, контур которого был ненамного меньше современного контура бассейна. Озерные фации центральных его частей по мере приближения к краевым сменяются дельтовыми и аллювиальными отложениями. Над горстами, в пределах которых ранее ничего не накапливалось, отложения характеризуются сокращенными мощностями (Liu et al., 1993).

В) Сеноман-коньяк – стадия максимального общего погружения

Формации Чиньшанькоу (Qingshankou) – сеноман, мощность до 634 м – Яодзя (Yaojia) – турон, мощность до 140 м – и Нуньцзян (Nunjiang) – сантон-коньяк, до 1000 м – также образованы терригенными отложениями, которые считаются нефтема-теринскими. Они представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с кольцевым распределением фаций – преимущественно аллювиальных и дельтовых по краям бассейна, и озерных – в его центральной части (Liu et al., 1993; Кириллова, 1994; Буряк и др., 1998). Некоторые данные указывают на то, что размер бассейна этого времени превышал существующий в настоящее время и что в отдельные периоды он был связан с расположенным восточнее бассейном Саньцзян, а также с солеными морскими водами. На это у казывают, в частности, находки в этих формациях остатков солоноватоводных моллюсков Musculus, Mytilus и Striaca (Liu et al., 1993).

Г) Кампан-маастрихт – стадия сокращения прогиба

Формации Сыфантай (Sifangtai) – кампан, до 413 м – и Миниуй (Mingshui) – маастрихт, до 575 м – напливались в условиях значительного сокращения площади бассейна. Главную роль в разрезах играют здесь конгломераты и песчаники русловых и пойменных аллювиальных фаций, значительно меньше распространены озерные песчаники, алевролиты и аргиллиты (Liu et al., 1993).

Третичные отложения мощностью до 500 м представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами аллювиальных фаций и фаций старичных озер.

Модель формирования. На иницальной стадии развития бассейна, в готеривбарремское и, частично, апт-альбское время происходило формирование грабенов и полуграбенов север-северо-восточного и субмеридионального простирания. Формирование этих структур растяжения, на наш взгляд, логично связывать с активизацией сдвиговых перемещений вдоль контролирующего юго-восточное обрамление этой группы грабенов Илан-Итунского разлома, принадлежащего системе сдвигов Тан-Лу и имеющего здесь северо-восточное (около 45°) простирание. Северо-западным ограничением системы грабенов является, по-видимому, разлом такого же простирания, намечающийся по сгущению изопахит и не выходящий на современную поверхность. Зажатый между этими разломами участок растяжения имеет ромбовидную форму, и его формирование в целом, по-видимому, аналогично формированию стандартных "pull-apart basins" на участках сближения или схождения двух или нескольких несоосных сдвигов. В отличие от описанного выше бассейна Ёндонг, масштабы растяжения здесь на порядок интенсивнее, в них была вовлечена практически вся земная кора – наиболее погруженные части грабенов, как упоминалось выше, характеризуются корой, мощность которой на 13–15 км меньше, чем за пределами бассейна. В результате под этим утоненным участком коры имело место «всплывание» мантии и в целом нарушение изостатического равновесия, что привело к общему погружению как участков развития грабенов, так и прилегающих территорий. Восстановление этого равновесия происходило в течение всего позднего мела и в кайнозое путем накопления значительной по мощности толщи терригенных отложений.

Получается, таким образом, что нет необходимости выделения ранней «рифтовой» стадии развития бассейна, связанной с внедрением «мантийного диапира» (Кириллова, 1994; Буряк и др., 1998). "Всплывание" мантии на участках наиболее масштабных растяжений является, по-видимому, не причиной, а следствием сдвиговых перемещений вдоль крупных разломов системы Тан-Лу.

Обсуждение и выводы

Изучение меловых эпиконтинентальных бассейнов восточной окраины Азии показало, что их формирование так или иначе связано с латеральными перемещениями вдоль системы окраинных сдвигов Тан-Лу. Выделяется ряд модификаций этих бассейнов: а) ромбовидные бассейны "растаскивания" (pull-apart basins) на участках сближения или роста навстречу друг другу несоосных сдвигов (мелкие бассейны Юго-Восточной Кореи, крупный бассейн Сунляо); б) бассейны на участках изломов сдвиговых зон (бассейн Кенсан); в) бассейны на участках разветвлений сдвиговых зон (Алчанский бассейн, альб-сеноманский эпизод развития Партизанско-Суходольского бассейна). Несколько особняком стоят бассейны, заполнение которых происходило в условиях сжатия, в ядрах формирующихся синклинальных изгибов поверхности земли (Партизанско-Суходольский бассейн в готерив-альбское время) или в лежачих боках конседиментационных надвигов (Раздольненский бассейн). Последние две разновидности бассейнов выделены автором впервые, от различных модификаций бассейнов синсдвигового растяжения их отличают, кроме, конечно, структурных особенностей, несколько пониженные скорости лавинной седиментации и то, что они полностью амагматичны.

Сдвиги вообще являются структурами сжатия, и формирование локальных структур растяжения возможно лишь на относительно аномальных участках их изломов, сближений и сопряжений. На значительных по протяженности "фоновых" прямолинейных отрезках сдвигов структуры растяжения могут вообще отсутствовать. Одним из признаков синсдвиговых бассейнов растяжения является, таким образом, крайняя неравномерность в их распределении вдоль систем сдвигов.

Формирование бассейнов, приуроченных к системе сдвигов Тан-Лу, происходило отнюдь не равномерно в течение раннего мела. Выделяются импульсы бассейнообразования, которые, очевидно, связаны с эпизодами наибольшей активности левосдвиговых перемещений. Первым таким импульсом является готерив-барремский, который был достаточно синхронным вдоль всей системы сдвигов Тан-Лу. Этому периоду соответствует заложение бассейнов Корейского полуострова, юга Приморья и Северо-Восточного Китая. В юрских террейнах Сихотэ-Алиня этим временем датируются первые проявления синсдвиговой складчатости и внедрение хунгарийского комплекса высокоглиноземистых гранитов. В разрезах Журавлевского террейна – фрагмент раннемелового турбидитового бассейна, так же, как и в преддуговых турбидитах Айнынского террейна Пенжинских Гор начиная с готерива после накопления преимущественно глинистых пород, резко увеличилась роль песчаниковой составляющей и появились многочисленные горизонты флиша. Именно на готеривском уровне в Пенжинских горах установлены, кроме того, описанные выше

пачки олистостромов - прямые свидетели конседиментационной тектонической активности.

Следующий, апт-альбский импульс сдвиговых перемещений, был не менее интенсивен. В перечисленных выше бассейнах этот эпизод фиксируется внутрибассейновыми несогласиями. Кроме того, произошло заложение новых бассейнов, в частности Алчанского. Максимальная интенсивность перемещений имела место, по-видимому, в альбское время, когда одновременно, по крайней мере от Корейского полуострова до Нижнего Приамурья, в пределах эпиконтинентальных синсдвиговых бассейнов происходили извержения вулканов. По составу вулканиты весьма разнообразны – от базальтов до риолитов. Геохимия этих вулканитов изучена совершенно не достаточно. Имеются данные о внутриплитовых источниках раннемеловых андезит-базальтовых магм Восточного Китая (Ren et al., 1993). Нами изучены альб-раннесеноманские базальты коркинской серии и даданьшанской свиты Приморья. Оказалось, что эти базальты характеризуются геохимическими признаками внутриплитного и субдукционного источников. Такое совмещение признаков характерно для кайнозойских базальтов Калифорнийской трансформной окраины Северной Америки (Bacon et al., 1997; Симаненко и др., 2002).

ГЛАВА IV. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

1. Общие замечания

Судя по имеющимся палеомагнитным данным, по меньшей мере с позднеюрского времени, восточная часть Евразии занимала позицию, близкую к современной, т. е. не испытывала сколько-нибудь значительных перемещений или вращений (Lee et al., 1987; Ziwen, 1993; Ushimura et al., 1996; Колесов, 2003). В то же время палеомагнитные данные для дотретичных образований Японии свидетельствуют о том, что эти породы формировались значительно южнее современного их расположения, большей частью в приэкваториальной зоне (Hirooka, 1990). Соответственно, формирование раннемеловых структур восточноазиатской окраины в первом приближении можно связывать со взаимодействиями относительно неподвижной Евразии и чрезвычайно мобильной океанической плиты Изанаги.

Приведенные выше данные о вещественном составе раннемеловых комплексов восточной окраины Азии, условиях их образования и характере проявленных в них дислокаций позволяют достаточно уверенно реконструировать остановку субмеридионального сжатия, господствовавшего в этот отрезок геологического времени. Для относительно позднего, позднеальбского, а местами альб-раннесеноманского времени, этот вывод подтверждается прямыми наблюдениями дислокаций нижнемеловых комплексов как на севере окраины, в частности, в районе Пенжинских гор, где значительную роль играют надвиговые перемещения, так и в расположенных южнее регионах, в первую очередь в Сихотэ-Алине, где складчатость и разрывообразование происходили в результате крупномасштабных левосдвиговых перемещений в условиях того же субмеридионального сжатия. Более ранние, по-видимому, не менее интенсивные готерив-альбские (а участками и валанжинские) дислокации такого же типа отчетливо распознаются в пределах Самаркинского террейна аккреционной призмы, где интенсивно складчатые средне-позднеюрские и берриасовые образования прорваны гранитами доаптского хунгарийского комплекса и на локальных участках с размывом и угловым несогласием перекрыты прибрежно-морскими и континентальными отложениями поздневаланжинского или готерив-альбского возраста (ключевская свита, сучанская серия, соколовская свита). Кроме того, результатом готерив-альбского импульса сдвиговых перемещений явилось формирование многочисленных синсдвиговых бассейнов, приуроченных к системе разломов Тан-Лу. Можно говорить, таким образом, о резкой смене направления регионального сжатия, которая произошла на ранних этапах раннемеловой эпохи от северо-западного (в среднем 325°) до практически меридионального. Эта смена произошла, по-видимому, в связи с изменением направления движения прилегаюшей к восточной окраине Азии части океанической плиты Изанаги. При меридиональном направлении ее перемещения участки окраины, имеющие простирание на северо-восток (45° и более), продолжали формироваться в условиях субдукции. Одним из таких участков является Удско-Мургальский, включающий район Пенжинских гор, где реконструируются фрагменты аккреционной призмы и внешнего склона активной окраины (Соколов и др., 1999). По-видимому, аналогичную геодинамическую обстановку можно предполагать для Восточно-Китайского участка окраины, где пояса юрских гранитоидов и надсубдукционных вулканитов продолжали развиваться как в раннем, так и в позднем мелу (Филатова и др., 1990; Сахно, 1991; Yaho, Wu, 1995). Расположенные между этими участками Восточно-Буреинский и Сихотэ-Алинский отрезки окраины общей протяженностью около 2000 км (от юго-восточной оконечности Корейского полуострова до южного побережья Охотского моря) и имеющие простирания от север-северо-восточного до меридионального в раннемеловую эпоху, формировались под мощным влиянием крупномасштабных левосдвиговых перемещений, т. е. в условиях режима трансформной окраины. Имеющие здесь место проявления раннемеловой субдукции (террейны – фрагменты Монероно-Самаргинской островодужной системы, а также Таухинский и Киселевско-Маноминский террейны – фрагменты аккреционных призм) первоначально располагались, надо полагать, значительно (не менее, чем на 15°) южнее, в пределах Восточно-Китайского участка окраины (южнее 30°) и были транслированы на место современного расположения в ходе завершающего альб-раннесеноманского импульса сдвиговых перемещений. Об этом свидетельствуют палеобиогеографические данные, в первую очередь о принадлежности флористических остатков в этих террейнах к комплексу Риосеки, формирование которого происходило на широтах южнее именно 30° (Kimura, 1987; Ohana, Kimura, 1995).

Эти выводы, основанные на чисто геологических данных, во многом подтверждаются расчетами направлений и скоростей движения океанической плиты Изанаги, выполненными Д. Энгебретсоном с соавторами на основе анализа поведения океанических плит относительно горячих точек с учетом данных о полосовидных магнитных аномалиях (Engebretson et al., 1985). Согласно этим расчетам в интервале времени 145-135 млн л.н. (титон-берриас, начало валанжина [?]) плита Изанаги двигалась на северо-запад с относительно небольшой (до 5 см/г.) скоростью (рис. 81). В интервале 135-100 млн л.н. (валанжин [?]-альб) эта плита двигалась уже на север (с отклонениями к западу или востоку до 10°) со скоростью. превышающей 20 см/г. Тенденции, намечающиеся по геологическим данным и полученные совершенно независимыми расчетами, таким образом, полностью совпадают, что не может быть случайным и отражает объективно существовавшую реальность. Сопоставление расчетов Д. Энгебретсона и выводов, полученных по геологическим данным, на детальном уровне, однако, несколько ограничивается возможными неточностями определения расчетного времени переломных моментов в движении плиты Изанаги (по мере перехода ко все более древним событиям эти неточности, надо полагать, нарастают). Вероятно, такими неточностями следует объяснить некоторое разночтение в дагировке кардинальной тектонической перестройки, которая произошла, по Энгебретсону, 135 млн л. н. (в рамках валанжина), а по геологическим данным – в готериве. Следует иметь также в виду, что до настоящего времени не устоялись цифры возрастных границ ярусов относительной шкалы



Рис. 81. Направления (А) и скорости (Б) перемещения прилегающих к Евразии частей океанической плиты Изанаги в позднеюрское и меловое время (по Engebretson et al., 1985)

Fig. 81.Directions (A) and velocities (B) of the Near-Eurasia part of the Izanagi plate during the Late Jurassic and Cretaceous time (after Engebretson et al., 1985)

геологического времени. По данным разных авторов, начало мелового периода, например, датируется в пределах 135–145 млн лет (Odin G. and Odin C., 1990; Gradstein et al., 1995; на рисунке показан, общепринятый в настоящее время вариант Градстейна и др., 1995). Тем не менее некоторые параллели намечаются уже сейчас. Кроме отмеченной на рубеже 135 млн л. н. кардинальной перестройки выделяется апт-альбский эпизод строго меридио-нальных и даже север-северо-восточных направлений движений плиты Изанаги, с которым следует, по-видимому, коррелировать активизацию сдвиговых перемещений вдоль разломов не только субмеридионального или север-северо-восточного, но и северо-восточного простирания, в частности вдоль Мишань-Фушунского разлома, в результате чего окраина приобрела пилообразные очертания и сформировалась новая генерация синсдвиговых бассейнов (например, Алчанский бассейн). Этот имульс отличается повсеместными проявлениями вулканизма

пестрого состава (от базальтов до риолитов) в синсдвиговых бассейнах, синхронного на всем протяжении рассматриваемого участка окраины от Приамурья до Корейского полуострова.

Альб-раннесеноманский импульс сдвиговых перемещений отличался, по-видимому наибольшей интенсивностью. Образовавшиеся к этому времени вдоль границы океанической и континентальной плит раннемеловые комплексы различной геодинамической природы были смяты в системы складок, нарушенных в свою очередь многочисленными сдвигами и прорванных несколькими генерациями гранитоидов. В ходе этих процессов террейны, представляющие собой фрагменты окраины, были транслированы вдоль нее в север-северо-восточном направлении с образованием мегадуплексовых структур. Связанное со складкообразованием значительное увеличение мощности осадочного слоя привело, по-видимому, к изостатическому "всплыванию" этой части окраины, превратившейся в интенсивно размываемое горное сооружение. Внедрение гранитоидов зафиксировало раннемеловые террейны в близкой к современной конфигурации и завершило процесс наращивания за их счет Евразийской континентальной плиты.

Установленная Д. Энгебретсоном (1985) смена направления движения плиты Изанаги в сеноманское время от субмеридионального к северо-западному (см. рис. 81) уверенно коррелируется с возобновлением на большей части окраины режима субдукции, о чем свидетельствует расположенная вдоль нее почти непрерывная цепь поясов позднемеловых вулканитов соответствующего состава, сохранивших субгоризонтальное залегание и перекрывающих с угловым несогласием более древние, в том числе раннемеловые образования.

Весьма значительная (более 20 см/г.) скорость движения плиты Изанаги в течение 35 млн л. раннемелового времени предполагает суммарное перемещение ее с юга на север на расстояние от 7 до 10 тыс. км. Допуская даже, что какая-то часть этих перемещений гасла по мере перехода от океанической части вглубь окраины, приходим тем не менее к выводу о том, что намечаемые по палеомагнитным и палеобиогеографическим данным (в частности, по распределению раннемеловых флор) перемещения в первые тысячи километров выглядят на фоне этих цифр не такими уж значительными.

Изложенные соображения и выводы легли в основу предлагаемых геодинамических реконструкций для Восточно-Буреинского и Сихотэ-Алинского участков окраины.

Для обсуждения динамики формирования раннемеловых структур восточной окраины Азии необходимо снять эффект кайнозойских дислокаций, включающих и крупномасштабные сдвиговые перемещения.

2. Кайнозойские структуры

Одной из крупных структур этого времени является впадина Японского моря, фундамент которой в значительной мере представлен новообразованной океанической корой, в то время как Японские острова с прилегающим к ним шельфом являются продолжениями структур Сихотэ-Алиня и Кореи.

Идея о том, что впадина Японского моря образовалась за счет вращения Юго-Западной Японии по часовой стрелке при одновременном вращении Северо-Восточной Японии против часовой стрелки, на основе палеомагнитных данных впервые была высказана Н.Каваи и др. (1962). Составленная П.Н. Кропоткиным с учетом этих данных реконструкция положения блоков до раскрытия Японского моря является, по-видимому, первой из многочисленных работ такого рода (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Дальнейшие исследования японских геологов позволили уточнить время этого события и углы предполагаемых вращений. Согласно наиболее популярной в настоящее время "двухдверной" модели И. Отофуджи, основанной на детальных палеомагнитных исследованиях хорошо датированных коллекций образцов, раскрытие Японского моря произошло достаточно быстро в миоцене (17 – 15 млн л. н.) путем разворота по часовой стрелке Юго-Западной Японии на 56° при одновременном вращении Северо-Восточной Японии против часовой стрелки на 47° (Otofuji et al., 1985; Otofuji, 1996). На составленной по этим данным реконструкции Япония, однако, слишком тесно примыкает к континенту и для известных фрагментов континентальной коры в пределах акватории Японского моря, (в том числе шельфовых пространств и подводных возвышенностей) просто не остается достаточного места (рис. 82). Отметившие это обстоятельство Л. Жоливе и К. Тамаки предположили, что полученные И. Отофуджи углы вращения блоков состоят из двух компонентов. Первая отвечает процессу собственно раскрытия впадины, а вторая представляет собой результат дополнительных вращений мелких блоков на фоне этого раскрытия. Формирование впадины Японского моря этими авторами тесно связывается с правосдвиговыми перемещениями вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов мери-дионального простирания (Jolivet and Tamaki, 1992; Fournier et al., 1995). Предполагалось также, что Японское море вообще представ-ляет собой простой бассейн синсдвигового растяжения (pull-apart basin) между двумя несоосными систе-



мами правых сдвигов, упомянутой Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской (Lallemand and Jolivet, 1985;

Рис. 82. "Двухдверная" модель раскрытия Японского моря (по Otofuji et al., 1985). Пояснения в тексте.

Звездочками в кружочках обозначены полюса вращения блоков

Fig. 82. "Two-doors" model of the Japan Sea opening. (After Otofuji et al., 1985). Explanation in the text.

Asterisks in circles show the poles of blocks rotations

Jolivet and Tamaki, 1992; Fournier et al., 1995, рис. 83). Эта точка зрения, однако, разделяется далеко не всеми.

Несмотря на очевидный недостаток модели И. Отофуджи, о котором говорилось выше, ряд исследователей до настоящего времени следуют ей без какого-либо обсуждения (Ханчук, Иванов, 1999; Сахно, 2002; Khanchuk, 2001; Kojima, 1989 и др.), и сейчас, таким образом, нет общепринятого варианта раскрытия Японского моря. Разница более чем в 25°, например, угла поворота Юго-Западной Японии по часовой стрелке у разных авторов в ряде случаев оказывается весьма значимой. В результате многие при реконструировании положения террейнов в домиоценовое время обходятся своими чрезвычайно упрощенными вариантами (например, Ishiwatari et al., 2001), а в некоторых статьях со ссылками на И. Отофуджи демонстрируются реконструкции, в которых углы разворота Северо-Западной и Юго-Восточной Японии показаны не превышающими 30° (Taira and Tashiro, 1987). Показателен случай, когда угол разворота Юго-Западной Японии по часовой стрелке принят средним между значениями конкурирующих моделей, а именно 40° (Onishi and Kimura, 1995).



Рис. 83. Японское море – бассейн синсдвигового растяжения (pull-apart basin) между Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской системами правых сдвигов (по Lallemand, Jolivet, 1985).

Разломы и системы разломов: ЦсР – Цусимская, ХСР – Хоккайдо-Сахалинская, ФМР – Фосса-Магна, ТнР – Танакура

Fig. 83. Sea of Japan as a pull-apart basin between Hokkaido-Sakhalin and Tsushima right-lateral fault systems (after Lallemand, Jolivet, 1985).

Fault and fault system: **IJCP** – Tsushima, **XCP** – Hokkaido-Sakhalin, **ΦMP** – Fossa-Magna, **THP** – Tanakura

В связи с этим автор решил повторить процедуру реконструирования расположения террейнов до раскрытия Японского моря, стараясь, насколько это возможно точно, отразить конфигурацию перемещенных блоков и с учетом широкого круга имеющихся палеомагнитных и геологических даных, в том числе о характере перемещений в миоценовое время вдоль вышеупомя-нутых и иных разломов, разграничи-вающих крупные блоки Японии.

Характер перемещений вдоль крупных разломов Япономорского региона в миоцене

Для реконструирования перемещений блоков, происходивших в процессе раскрытия впадины Японского моря, особый интерес представляют данные о характере деформаций слоев, накопившихся непосредственно до или одновременно с этим событием, т. е. ранне- и среднемиоценового возраста.

Для Хоккайдо-Сахалинской системы разломов правые перемещения в миоценовое и более позднее время доказаны достаточно хорошо, в частности, по характерным северозападным ориентировкам приразломных складок миоценовых турбидитов Южного Сахалина, рис. 84 (Рождественский, 1997; Fournier et al., 1994). Ярким примером современного формирования правых сдвигов и взбросо-сдвигов является сейсморазрыв ССВ простирания протяженностью до 35 км, который сформировался при катастрофическом Нефтегорском землетрясении 27 (28) мая 1995 г. Амплитуда правых перемещений вдоль центральной части этого разрыва – до 8 м, взбросовая компонента составила до 2 м (Рогожин, 1996).

Западным ограничением Хоккайдо-Сахалинской системы является, по-видимому, разлом осевой части Татарского пролива. Южными ее продолжениями можно считать разломы Танакура и Фосса-Магна на о-ва Хонсю. Восточным ограничением Хоккайдо-Сахалинской системы разломов является, по-видимому, серия разрывов, прослеженная по геофизическим данным вдоль шельфа к востоку от о-ва Сахалин. Вдоль этих краевых разрывов, кроме сдвиговой, время от времени имела место значительная надвиговая компонента движений – структуры прилегающей части Охотского моря надвинуты на восточную прибрежную часть о-ва Сахалин. Для наиболее молодых, близких к современным, движений надвиговая компонента вообще доминирует, в результате чего часть меридиональных сдвигов трансфор-



Рис. 84. Характер дислокаций в зоне влияния Хоккайдо-Сахалинской системы разломов (по Fornier et al., 1994).

 1 – сдвиги; стрелками обозначены направления перемещений блоков;2 – зоны субдукции; 3 – участки синсдвигового растяжения; 4 – ориентировки осей складок миоценовых отложений; 5 – глубоководные впадины

Fig. 84. Dislocations in influence zone of the Hokkaido-Sakhalin Fault system (after Fornier et al., 1994).

1 - strike-slip fault; arrow shows the direction of the blocks movement; 2 - subduction zone; 3 - places of the sin-strike-slip stretching; 4 - orientation of the fold axis of Miocene deposits; 5 - deep-water hollow

мировалась в надвиги (Рождественский, 1997). Восточная часть о-ва Хоккайдо начиная с палеогена и в течение всего миоцена также надвигалась на центральную (Arita et al., 1998; Kimura, 1996).

Система разломов Фосса-Магна ограничивает с востока относительно монолитный блок ("домен") Юго-Западной Японии. Эгот блок отличается устойчивыми близширотными простираниями образующих его домиоценовых террейнов. В зоне влияния разломов этой системы наблюдается флексуробразный изгиб этих террейнов (т. н. Синтаксис Канто), свидетельствующий о левых перемещениях (рис. 85). На это же указывают северо-восточные и близмери-

диональные ориентировки приразломных складок миоценовых турбидитов, вдали от разлома залегающих субгоризонтально.

Детальные исследования палеомагнетизма хорошо датированных слоев на обоих крыльях флексурообразного изгиба террейнов позволили сделать вывод о том, что его формирование происходило 17–15 млн л. н., т.е. одновременно и, по-видимому, в связи с раскрытием Японского моря. Дополнительная деформированность террейнов на этом участке объясняется коллизией Японской и Изу-Бонинской островных дуг (Kimura, 1996; Takahashi et al., 1997).

Цусимский разлом север-северо-восточного простирания отделяет верхнепалеозойские и мезозойские террейны Юго-Западной Японии от обнажающейся на Корейском полуострове Сино-Корейской докембрийской платформы. Обнажающаяся на о-ве Цусима мощная (около 4600 м) толща олигоцен(?)- миоценовых турбидитов и, в значительно меньшей степени, вулканитов, смята в систему линейных складок северо-восточного простирания (Geological map ...1989), однозначно свидетельствующих о северо-западном направлении сжатия и в целом о левосдвиговых перемещениях вдоль разрывов, ограничиваю-



Рис. 85. Ориентировки структурных элементов в зоне влияния разлома Фосса-Магна (центральная часть о-ва Хонсю). Составлено с использованием геологической карты Японии масштаба 1:1 000 000 (Geological map ..., 1992).

1 – миоцен-четвертичные терригенные отложения и вулканиты; 2–4 – аккреционные комплексы палеогеновые (2), позднемеловые (3) и юрские-раннемеловые (4); 5 – разломы; 6 – ориентировки осей складок миоценовых отложений

Fig. 85. Orientation of structural elements along Fossa-Magna Fault Zone (central part of the Honshu Island). After Geological map..., 1992.

1- Miocene-Quarternary terrigenous deposit and volcanite; 2-4- Paleogene (2), Late Cretaceous (3) and Jurassic-Early Cretaceous (4) accretionary complexes; 5- fault; 6- orientation of fold axes of Miocene deposits

щих Цусимский блок (рис. 86). Этот вывод в какой-то мере противоречит идее С. Лаллеманда, Л. Жоливе и К. Тамаки о только "пулл-апартовом" происхождении впадины Японского моря, поскольку в рамках этой модели оба "материнские разлома" (в данном случае Хоккайдо-Сахалинская система и Цусимский разлом) должны являться правыми сдвигами.

Миоценовые левые перемещения вдоль разломов на обоих флангах домена Юго-Западной Японии свидетельствуют о том, что в завершающую фазу раскрытия Японского моря этот блок испытал вращение по часовой стрелке, что соответствует и имеющимся палеомагнитным данным.

Реконструирование домиоценовых структур Япономорского региона

Представленная на рис. 87 слева реконструкция положения террейнов в домиоценовое время составлена с учетом изложенных выше обстоятельств. Кроме того, использовались, по возможности, имеюшиеся данные о геологии подводных возвышенностей Японского моря, прилегающего шельфа и суши.

В частности, представляется очевидным, что образованные преимущественно докембрийскими метаморфическими породами и палеозойскими гранитоидами возвышенности Восточно-Корейская и Криштофовича являются прямыми продолжениями переходящих на шельф структур Корейского полуострова (Геологическая карта..., 1994; Берсенев и др., 1987). Возвышенности Ямато и Кита-Оки образованы, главным образом, комплексом протерозойских-раннепалеозойских габброидов и гранитоидов, перекрытых раннемеловыми эпиконтинентальными терригенными породами. Габброидов Южного Сихотэ-Алиня (Берсенев и др., 1987), а спорово-пыльцевые спектры из раннемеловых пород, драгированных с возвышенности Ямато, полностью идентичны таковым из сучанской серии Партизанско-Суходольского угленосного бассейна (Маркевич, 1995), в основании которого те же "сергеевские габброиды". Таким образом, идея П.Н. Кропоткина о том, что возвышенность Ямато первоначально примыкала к шельфовому окончанию структур Сихотэ-Алиня, находит полное подтверждение.

Также очевидна необходимость "закрыть" серию узких трогов вдоль шельфа о-ва Хонсю (троги Оки, Могами, Окусири и др.) путем перемешения прилегаюших со стороны моря возвышенностей вплотную к границе шельфа.

Оставшаяся свободной центральная часть Японского моря "закрывалась" путем врашения Юго-Западной Японии против часовой стрелки без каких-либо значимых перемешений этого блока по широте, что диктуется как палеомагнитными данными, так и приведенными выше сведениями о левосторонних перемещениях вдоль разломов Фосса-Магна и Цусимского.

Северо-Восточная Япония, а также продолжающие ее структуры островов Хоккайдо и Сахалина перемещены в северном направлении на расстояние около 4° по меридиану. Этой процедурой снимается эффект правосдвиговых перемещений вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов. Необходимость перемещения именно на это расстояние определяется с учетом того, что регионы Юго-Западная и Северо-Восточная Япония в процессе раскрытия Японского моря сохранили свою целостность (хотя на участке сочленения и были значительно деформированы). В процессе этого перемещения, сопровождавшегося одновременным разворотом (приблизительно на 15°) Северо-Восточной Японии по часовой стрелке, "закрываются" миоценовые впадины Северного Сахалина и прилегающих участков акватории Охотского моря. Вероятно, фрагменты Курильской дуги также необходимо переместить в северном направлении для того, чтобы "закрыть" миоцен-четвертичную



Рис. 86. Геолого-структурная схема о. Цусима (по Geological map ..., 1989).

1 – олигоцен (?)-нижне-миоценовые терригенные отложения; 2 – горизонты туфов дацитов; 3 – миоценовые силлы и дайки долеритов, дацитов и риолитов; 4 – граниты и грано-диориты; 5 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 6 – предполагаемое расположение одной из ветвей Цусимского разлома; 7 – направление регионального сжатия

Fig. 86. Geological-structural scheme of Tsushima Island (after Geological map ..., 1989).

1 - Oligocene-Lower Miocene terrigenous deposit; 2 - horizon of dacitic tuff; 3 --Miocene sills and dykes of dolerite, dacite and rhyolite; <math>4 - granite and granosienite; 5 - axes of anticline (a) and syncline (6); 6 - supposed position of the Tsushima Fault (one of branch); 7 - direction of regional compression



Рис. 87. Динамика раскрытия Японского моря (пояснения см. в тексте).

1– докайнозойские террейны; 2 – участки новообразованной океанической коры; 3 – Охотоморская плита: коллаж мезозойских террейнов – фрагментов надсубдукционных магматических поясов; 4 – Тихоокеанская плита; 5 – осевая часть Изу-Бонинской дуги; 6 – сдвиговые зоны; 7 – оси растяжения; 8 – направления перемещения плит; 9 – зоны субдукции; 10 – направления вращений блоков. Буквами в кружочках обозначены подводные возвышенности: **Я** – Ямато, **В** – Восточно-Корейская, **Кр** – Криштофовича, **К** – Кита-Оки

Fig. 87. Dynamics of Japan Sea opening (explanations are in the text).

1 – Pre-Cenozoic terranes; 2 – place of a newly formed oceanic crust; 3 – Okhotsk Sea plate: collage of Mesozoic terranes (fragments of subduction-related magmatic belts); 4 – Pacific plate; 5 – axial part of Izu-Bonin arc; 6 – strike-slip zone; 7 – axe of stretching; 8 – direction of plate movement; 9 – subduction zone; 10 – direction of block rotation. Letters in circles designate underwater heights: \mathbf{A} – Yamato, \mathbf{B} – East-Korean, $\mathbf{K}\mathbf{p}$ – Kryshtofovich, \mathbf{K} – Kita-Oki

Южно-Охотскую впадину.

Блоки районов островов Хоккайдо и Сахалина перемещены на север без каких-либо значимых вращений. Эффект дополнительной дислоцированности террейнов вблизи разлома Фосса-Магна, вслед за М. Такахаши и К. Саито (Takahashi and Saito, 1997), снят путем распрямления Синтаксиса Канто. Соответственно, длина блока Северо-Восточной Японии несколько увеличилась.

Угол вращения Юго-Западной Японии против часовой стрелки на предлагаемой реконструкции ограничивается имеющимся свободным пространством и составляет около 30°. Незаполненные промежутки, составляющие менее 5 % площади глубоко-водных котловин, являются, по-видимому, следствием того, что остались неучтенными довольно многочисленные мелкие подводные горы. На этих горах развиты покровы плиоцен-четвертичных базальтов, фундаментом которых могут быть фрагменты разрушенной континентальной коры. Однако если, частично деформируя, сомкнуть только известные фрагменты континентальной коры в Японском море так, что промежутков не останется вовсе, то и в этом случае угол вращения Юго-Западной Японии увеличится не более чем на несколько градусов.

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в процессе раскрытия Японского моря угол вращения Юго-Западной Японии по часовой стрелке составлял около 30°, в то время как угол вращения Северо-Восточной Японии против часовой стрелки не превышал 15°. Согласно палеомагнитным данным углы вращения обоих блоков превышают названные цифры на 25–30° (Otofuji et al., 1985; Otofuji, 1996). При любом объяснении этого противоречия мы склонны считать более надежными геолого-структурные данные и на них в первую очередь опираемся при реконструировании раннемиоценовой и более древней окраины Азии.

Динамика раскрытия Японского моря

Правосдвиговые перемещения вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов указывают на то, что блоки Северо-Восточной Японии, островов Хоккайдо и Сахалина, образующие в целом зажатый между Евроазиатской и Охотоморской плитами тектонический "ломоть" шириной около 300 км, в миоценовую эпоху, по-видимому, испытали дрейф в южном направлении, оставляя за собой компенсированные многокилометровыми турбидитами (выносами р. Амур) впадины северной половины о-ва Сахалин и прилегающих участков акватории Охотского моря (см. рис. 87). Правосдвиговые перемещения вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов, так же, как и формирование коллизионных структур вдоль восточной границы этого «ломтя» (пояс Хидака на о-ве Хоккайдо), явились, как считает Г. Кимура, результатом близкоодновременного дрейфа Охотоморской плиты в юго-западном направлении (Кітшга, 1996).

Формирование впадины Японского моря происходило, по-видимому как минимум, в две стадии. В олигоцен-раннемиоценовое время (32–15 млн л., см. рис. 87) происходило образование многочисленных синсдвиговых бассейнов (которые, вероятно, нередко сливались), заполнявшихся бимодальными вулканитами и эпиконтинентальными и шельфовыми терригенными и биогенными отложениями значительной (более 4 км) мощности. Эти бассейны обнажены на о-ве Хонсю вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы сдвигов, вдоль разлома Фосса-Магна и, частично, на побережье Юго-Восточной Кореи вдоль разлома Янсан и имеют продолжения не только на шельфе, но и в Центральной котловине Японского моря (Jolivet and Tamaki, 1992). Этим же временем датируются вулканиты преимущественно среднего и основного состава на восточном побережье Сихотэ-Алиня (Мартынов, 1999), а также на подводных возвышенностях Ямато, Оки, Кита-Оки, Алпатова и др. (Геологическая карта..., 1988). Отложениями такого же рода бассейна являются, по-видимому, и упоминавшиеся выше турбидиты с прослоями вулканитов на о-ве Цусима. Для этого этапа (который некоторыми авторами разделен на несколько стадий), вероятно, полностью справедлива пулл-апартовая модель, объясняющая формирование как отдельных бассейнов, так и всей структуры растяжения, в рамках которой эти бассейны формировались, на участке сближения активных несоосных правых сдвигов (Хоккайдо-Сахалинского и Цусимского), предложенная С. Лаллемандом и Л. Жоливе (Lallemand and Jolivet, 1985). Геохимические характеристики вулканитов, формировавшихся в этих бассейнах, говорят о двух – субдукционном и внутриплитовом – источниках магм (Мартынов, 1999; Сахно, 2002), что является характерной особенностью кайнозойских вулканитов Калифорнийской трансформной окраины (Васоп et al., 1997, Симаненко, 2002). Растяжение происходило без каких-либо вращений, поскольку последние (вторая стадия) датируются временем 20–14 (главная фаза приблизительно 17–15) млн л. (Оtofuji, 1996). Именно в эту, вторую стадию, имели место описанные выше присдвиговые деформации олигоцен-раннемиоценовых комплексов (см. рис. 87).

Блок Северо-Восточной Японии в процессе дрейфа на юг испытал разворот против часовой стрелки, а его южное окончание было деформировано при столкновении Японской и Изу-Бонинской островных дуг с образованием флексурообразной структуры – Синтаксиса Канто (Takahashi and Saito, 1997). Левосдвиговый эффект движений вдоль разлома Фосса-Магна с амплитудой не менее 200 км возник, по-видимому, в результате того, что блок Юго-Западной Японии у его северо-восточного окончания, не имея на пути препятствия в виде торца Изу-Бонинской дуги, перемещался на юг с несколько большей скоростью, чем блоки Северо-Восточной Японии.

Окончание Юго-Западной Японии у о-ва Цусима, судя по характеру проявленных здесь деформаций миоценовых турбидитов, в этот момент времени оказалось вне зоны влияния правосдвиговых перемещений вдоль разломов меридионального простирания, о которой говорилось выше, и, соответственно, не принимало участие в дрейфе на юг а, наоборот, двигалось в север-северо-восточном направлении. Вращение этого блока по часовой стрелке происходило, по-видимому, без каких-либо значимых его перемещений по латерали. Возможной причиной вращения блока Юго-Западной Японии М. Такахаши и К. Саито считают активизацию япономорского центра задугового спрединга (Takahashi and Saito, 1997).

Еще раз подчеркнем, что доминанта правосдвиговых перемещений вдоль разломов меридионального простирания в кайнозойское время не связана со взаимодействием Тихоокеанской и Евразийской плит, а является результатом, как уже говорилось, дрейфа на юг и юго-запад Охотоморской (или Северо-Американской) плиты. Это составляет характерную особенность кайнозойского эпизода становления восточной окраины Азии.

3. Позднемеловые структуры

В позднемеловое время происходило формирование надсубдукционного окраинноконтинентального вулканического пояса, который с небольшими перерывами прослеживается от Юго-Восточного Китая до Чукотки. Фрагменты родственного этому поясу аккреционного клина обнажены вдоль юго-восточного побережья Японии (пояс Симанто; Hashimoto, Kimura, 1999, рис. 88). Субдукция имела место на фоне северо-западного направления движения плиты Изанаги (а позднее – Тихоокеанской) со скоростью вначале 23, а позднее – 10–13 см/г (Engebretson et al., 1985). На большей части рассматриваемого отрезка окраины при этих движениях субдукция была практически фронтальной. Лишь на Хоккайдо-Сахалинском участке, имевшем близмеридиональное простирание, район распро-



Рис. 88. Позднемеловые (сеноман-сантонские) структуры восточной окраины Азии.

 1 – допозднемеловой континент; 2 – надсубдукционные вулканиты; 3 – аккреционные призмы; 4 – зоны субдукции; 5 – окраинно-континентальные синсдвиговые турбидитовые бассейны; 6 – сдвиги трансформных окраин (XC –Хоккайдо-Сахалинский); 7 – направления перемещения плиты Изанаги

Fig. 88. Late Cretaceous (Cenomanian-Santonian) structures of Eastern Asia margin.

1 – Pre-Late Cretaceous continent; 2 – subduction-related volcanite; 3 – accretionary prism; 4 – subduction zone; 5 – near-continental strike-slip turbidite basin; 6 – strike-slip fault of transform margin (**XC** – Hokkaido-Sakhalin); 7 – direction of Izanagi Plate movement

странения позднемеловых вулканитов резко сокращен, а в пределах Западно-Сахалинского прогиба в конце раннего и в позднем мелу, а также в палеогене накапливалась мощная толща турбидитов с горизонтами туфов кислого состава, в которой на альб-кампанский интервал седиментации (айская, найбинская и быковская свиты) приходится около 4000 м разреза, а на кампан-маастрихтский – около 900 м (Опорный разрез ..., 1987). Эти турбидиты согласно перекрывают породы вулканогенно-яшмового комплекса неоком-альбского возраста, которые формировались в различных обстановках океанической плиты (Зябрев, 1992). Восточной границей прогиба является конседиментационный Тымь-Поронайский разлом – правый сдвиг (Fournier et al., 1995). Прогиб продолжался южнее, на о-ве Хоккайдо – группы Сорачи и Йезо (Hirano et al., 1992; Kiminami et al., 1992). При существовавших геометрических соотношениях (меридиональное простирание края континентальной плиты и северо-западное – 338° – направление движения прилегающей океанической плиты) на Хоккайдо-Сахалинском участке вдоль границы плит, по крайней мере для интервала 85-95 млн л. (сеноман - сантон), можно уверенно предполагать трансформные скольжения, а Западно-Сахалинский прогиб и пояс Сорачи-Йезо, соответственно, следует считать фрагментами синсдвигового бассейна (см. рис. 88). Между тем как у российских, так и у японских геологов сложилась устойчивая традиция считать этот прогиб либо только преддуговым (Рихтер, 1986; Зябрев, 1992; Hirano et al., 1992; Kiminami et al., 1992; Малиновский и др., 2002), либо формировавшимся в условиях глубоководного желоба (Меланхолина, 1988). Для проверки предположения о режиме трансформной окраины в сеноман-сантонское время на Хоккайдо-Сахалинском участке следует, по-видимому, провести исследования геохимии сеноман-сантонских вулканитов вдоль восточного побережья Сихотэ-Алиня между реками Самарга и Амур. Не исключено, что эти вулканиты имеют характеристики, отличные от субдукционных.

Седиментация в условиях внешнего склона активной окраины в рамках Западно-Сахалинского палеобассейна имела место, по-видимому, позднее, в кампан-маастрихтское время, когда Тихоокеанская плита двигалась на запад-северо-запад – 292–315° (Engebretson et al., 1985). На это указывают достаточно многочисленные (составляющие до 30 % разреза) прослои туфов андезитов и дацитов именно в кампан-маастрихтской красноярковской свите, в то время как в нижележащих слоях таковые практически отсутствуют. Кроме того, для альбсантонских слоев характерна турмалин-гранат-цирконовая ассоциация тяжелых минералов, обычная для пород, образованных за счет перемыва сиалической су ши (без существенного влияния вулканизма), в то время как в кампан-маастрихтской красноярковской свите ассоциация тяжелых минералов резко иная – пироксен-роговообманково-эпидотовая, характерная для отложений активных окраин (Опорный разрез ..., 1987). Отметим также, что именно кампанэоценом датированы породы матрикса турбидитово-меланжевых комплексов во фрагментах некоторых аккреционных призм Восточного Сахалина и о-ва Хоккайдо (Kiminami et al., 1992; Zharov, 2002; Жаров, 2003). Наиболее молодые из глыб и пластин кремней в этих комплексах датированы по радиоляриям альбом (Жаров, 2003; Vishnevskaya and Rechkin, 2002).

4. Раннемеловые (доальбские) структуры

На рис 89 (слева) видно, что раннемеловые террейны Сихотэ-Алиня отделены от океанической плиты Изанаги узким клином домеловых террейнов Японии, включающих фрагмент докембрийского кратона (террейн Хида), небольшие по площади палеозойские террейны различной геодинамической природы – террейны Абакума, Южный Кита-ками и др. – и образующие большую часть Японии террейны – фрагменты юрской аккре-



Рис. 89. Геодинамические реконструкции восточной окраины Азии (100 и 115 млн л. н.).

1 – доюрский континент; 2, 3 – юрские террейны - фрагменты аккреционных призм (2) и приконтинентальных синсдвиговых турбидитовых бассейнов (3); 4 – фрагменты домезозойского континента в аккреционных призмах: СР – Окраинско- Сергеевский, ЮК – Абакума и Южный Китаками; 5–9 – раннемеловые террейны -фрагменты неокомской аккреционной призмы (5), синсдвигового турбидитового бассейна (6), тыловодужного бассейна (7), фронтальной части дуги (8), альбской аккреционной призмы (9); 10 – левые сдвиги системы Тан-Лу, в том числе: ИН – Илан-Итунский, МФ – Мишань-Фушунский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский,

ЗІІ – Западно-Приморский, Ти – Танакура, ЯК – Ялудзян-Циньдао, МТЛ – Медианная тектоническая линия, ТЛ – Тан-Лу, КЕ – Конджу-Ёндонг, КТ – Корейско-Тайваньский, ТБ – Тьенмушан-Байцзишань, ЛХ – Лишуй-Хайфен, ЧН – Чанле-Нанао; 11 – зоны синсдвигового растяжения, 12 – зоны субдукции; 13 – направления перемещения плиты Изанаги; 14–16 – флористические комплексы: 14 – Тетори, 15 – смешанный, 16 – Риосеки; 17 – границы палеоклиматических зон

Fig. 89. Geodynamic reconstruction of Eastern Asia margin (100 and 115 mln. y.).

1 – Pre-Jurassic continent; 2, 3 – Jurassic terranes (fragments of: 2 – accretionary prisms, 3 – strike-slip turbidite basins); 4 – fragments Pre-Mesozoic continent within accretionary prisms: **CP** – Okrainka-Sergeevka, **IOK** – Abakuma and South Kitakami; 5–9 – Early Cretaceous terranes (fragment of: 5 – Neocomian accretionary prisms, 6 – strike-slip turbidite basin, 7 – back-arc basin, 8 – frontal part of arc, 9 – Albian accretionary prism); 10 – left-lateral strike-slip fault and fault zones of Tan-Lu System: **IUI** – Ilan-Itun, **MΦ** –Mishan-Fushung, **Ap** – Arsen'evsky, **IICA** – Central Sikhote-Alin, **3II** – Zapadno-Primorsky, **TH** – Tanakura, **3K** – Yalujian-Quindao, **MTJI** – Median Tectonic Line, **TJI** – Tan-Lu, **KE** – Kongju-Yeongdong, **KT** – Korea-Taiwan, **TБ** – Tyenmushan-Bayjishan, JIX – Lishui-Haifeng, **HH** – Changle-Nanao; 11 – syn-strike-slip stretching zone; 12 – subduction zone; 13 – direction of Izanagi Plate movement; 14–16 – floristic assemblages: 14 – Tetori, 15 – mixed, 16 – Rioseki; 17 – paleoclimatic zones boundaries

ционной призмы – Мино, Тамба, Ашио и др. (Ishikawa et al., 1990). Аналогичным клиновидным выступом, хотя и значительно меньших размеров, является Алчанский выступ на северо-западе Приморья. С учетом приведенных выше данных о том, что Журавлевский турбидитовый палеобассейн, по крайней мере, в берриас-валанжинское время, был открыт в сторону океана, представляется очевидной необходимость компенсирования крупномасштабных левосдвиговых перемещений путем перемещения этих клиновидных выступов в юго-западном направлении. При этом попутно восстановливается раннемеловая климатическая зональность по флоре, сохранившаяся в материковой части окраины и сильно нарушенная в блоках Восточного Приморья и в Японии (Kimura, 1987; Ohana, Kimura, 1995), см. рис. 89. Так, в Восточном Китае выделяются зоны теплоумеренной флоры Тетори, теплолюбивой флоры Риосеки и полоса развития разделяющей эти зоны смешанных флор. В Японии же комплекс Тетори обнаружен в чехле массива Хида, а комлекс Риосеки прослежен вдоль почти всей Внешней Японии, большей частью на участках, расположенных значительно севернее развития этих флор на материке. Промежуточный тип флор в Японии практически не встречается. На юге Приморья в Раздольненском бассейне флора принадлежит к смешанному типу, а флора Партизанского бассейна, Таухинского террейна и палинофлора Кемского террейна Сихотэ-Алиня принадлежат комплексу Риосеки, северная граница распространения которого на материке располагается значительно южнее, на широтах 32-34°. Можно предполагать, таким образом, что перечисленные флоры Сихотэ-Алиня перемещены с юга на север на расстояние $5-15^{\circ}$ по широте (Golozoubov et al., 1999; Маркевич и др., 1999). Сразу же отметим, что эта зональность характеризует берриас-аптское время (в альбе климатические различия по флорам нивелированы), т. е. нарушение этой зональности связано, по-видимому, с наиболее поздним, альбским, эпизодом сдвиговых перемещений.

На первом этапе предполагается компенсировать перемещение на расстояние около 400 км блока, располагающегося юго-восточнее системы разломов Кванджу-Ёндонг в Юго-Восточной Корее и ее вероятного продолжения в Юго-Восточном Китае – разлома Чанле-Нанао. В итоге массив Хида Северо-Запада Японии и его продолжения на шельфе и подводных возвышенностях (включая острова Оки) войдут в структуру докембрийского Сино-Корейского щита. Как отмечали многие исследователи (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Берсенев и др., 1987 и др.), этот массив имеет много общих черт со структурами обрамления именно Корейского полуострова (а не, к примеру, со структурами возвышенности Ямато и побережья Приморья). В частности, прорывающие гнейсы юрские граниты Фунатсу массива Хида имеют возрастные аналоги в Юго-Восточной Корее (граниты Дэбу).

Перемещение массива Хида и его продолжений (в том числе и массива Ренгнам в Корее) на расстояние, не превышающее 400 км, определяется тем, что флора в раннемеловом чехле этого массива принадлежит к комплексу теплоумеренных флор Тетори, южная граница распространения которой располагается на широтах 34–43° (Kimura, 1987; Ohana, Kimura, 1995). Кроме того, включенная в перемещаемый блок северо-западная часть о-ва Кюсю (образованная верхнепалеозойским террейном) охарактеризована смешанным комплексом раннемеловых флор, который именно при таком перемещении остается в области соответствующей зоны на материке.

В результате описанной процедуры исчезает клиновидный выступ домезозойского обрамления Евразии. Более ранние перемещения происходили, по-видимому, вдоль непосредственной границы этого обрамления с юрскими и неокомскими террейнами – фрагментами аккреционных призм. Реконструирование этих движений производилось вначале путем перемещения в юго-западном направлении образующих оставшуюся часть выступа юрских и неокомских террейнов Японии (до исчезновения этого выступа), а потом – продолжением этих же перемещений на юг-юго-запад уже совместно с юрскими и раннемеловыми террейнами Сихотэ-Алиня. Параллельно перемещен в этом же направлении блок между Западно-Приморским и Арсеньевским разломами, в пределах которого располагается Раздольненский угленосный бассейн с флорой смешанного типа. Окраинско-Сергеевский аллохтон в Самаркинской аккреционной призме перемещен вместе с этой призмой на несколько большее расстояние, южнее зоны смешанных флор. Это связано с тем, что флора чехла этого блока как в Партизанском угольном бассейне, так и на возвышенности Ямато принадлежит зоне Риосеки (Маркевич, 1995; Golozoubov et al., 1997). Массив Южный Китаками, в какой-то мере родственный Сергеевскому блоку (в частности, близкие по составу пермские прибрежно-морские разрезы в обоих случаях содержат остатки фауны, сочетающей тетические и бореальные формы) и располагающийся в сходной структурной обстановке (зажат, как и Сергеевский блок, между террейнами – фрагментами юрской и раннемеловой аккреционных призм: между террейнами Ашио и Северным Китаками, соответственно), оказался как бы южным продолжением Сергеевского блока. Примечательно, что на реконструкции для раннемелового времени, составленной Д. Тазавой на основе палеобиогеографических данных по пермским брахиоподам, Сергеевский блок и массив Южный Китаками занимают положение, близкое к показанному на рис. 88, Б (Tazawa, 2001).

Таухинский и Кемский террейны Сихотэ-Алиня, охарактеризованные палино-флорой комплекса Риосеки, также перемещены на широты южнее 30° с. ш., в пределы соответствующей зоны на материке. Намечающийся на этой широте излом прости-рания края Евроазиатской плиты в условиях долготного сжатия можно считать оптимальным местом раздела участков окраины с различными типами взаимодействия этой плиты с океаничской плитой Изанаги. Располагающаяся южнее окраина имеет северо-восточное (около 45°) простирание, и здесь имела место косая субдукция, вещественным выражением которой являются пояса раннемеловых известково-щелочных вулканитов в пределах террейнов Абакума, Северный и Южный Китаками Северо-Восточной Японии. Располагающийся севернее участок меридионального простирания края континентальной плиты в условиях этого же сжатия являлся местом трансформного скольжения плиты Изанаги вдоль края Евразии, причем для всего этого участка можно уверенно предполагать обстановку синсдвигового растяжения с формированием одного крупного или серии мелких "pull-apart basins", быстро запол-нявшихся мощным разрезом турбидитов (Журавлевский террейн). В материковой части окраины вдоль сдвиговых зон также происходило заложение или активизация ранее образованных достаточно многочисленных бассейнов синсдвигового растяжения.

Для переходного участка окраины, располагающегося на палеоширотах 25–30°, представляется вполне вероятным выдвижение в сторону океана клиновидного блока, образованного уже значительно деформированными комплексами неокомской аккре-ционной призмы. Этот блок составлял, по-видимому, осевую часть локальной острово-дужной системы, как бы наращивающей по латерали располагающийся юго-западнее участок субдукции прямо под континент. Нами предполагается, что эта островодужная система включала ряд раннемеловых террейнов Сихотэ-Алиня, в том числе Киселевско-Маноминский (фрагмент аккреционной призмы), Ребуно-Монеронский пояс известково-щелочных вулканитов (фронтальная часть дуги), а также Кемский террейн (задуговой бассейн). Наибольшее расстояние (болеее 2500 км) преодолели в рамках предлагаемой реконструкции образования Киселевско-Маноминского террейна. Остальные комплексы перемещены на несколько меньшие (до 2000 км) расстояния. С учетом значительной продолжительности альбского века (по разным авторам от 13 до 15,5 млн л.) при скорости перемещения плиты Изанаги более 20 см/г. (Engebretson et al., 1985) предполагаемые перемещения представляются вполне реальными.

5. Раннемеловые (доготеривские) структуры

В интервале времени 127–135 млн л. (поздний валанжин-готерив) плита Изанаги перемещалась в север-северо-западном (около 350°) направлении со скоростью около 29 см/г (Engebretson et al., 1985). Для меридионального отрезка окраины (на палеоширотах 30–50°) в этих условиях также представляются очевидными обстановка трансформного скольжения и формирование окраинного синсдвигового турбидитового бассейна (рис. 90). В материковой части окраины на этих же палеоширотах вдоль сдвигов системы Тан-Лу произошло заложение серии бассейнов синсдвигового растяжения, в том числе описанных выше бассейнов Ёндонг и Кенсан в Корее.

На Восточно-Китайском участке окраины, имевшем, как и сейчас, северо-восточное простирание, господствовал режим косой субдукции с образованием аккре-ционной призмы и части вулкано-плутонического пояса. В отличие от ситуации более позднего времени (см. рис. 89) перемещением на юго-запад полностью ликвидируется выступ аккреционной призмы и окраина Евразии приобретает более простые очертания.

6. Позднеюрские-раннемеловые (титон-валанжинские) структуры

В титон-валанжинское время (135–145 млн л., см. рис. 90) плита Изанаги перемещалась на северо-запад (около 315°) со значительно меньшей, чем в последующие периоды, скоростью – до 5 см/г. (Engebretson et al., 1985). Ареал доминирования субдукции в этих условиях несколько расширяется. Севернее палеошироты 35° можно предполагать сочетание обстановок косой субдукции и трансформного скольжения. Последняя характерна для отрезков меридионального и север-северо-западного простираний края континента, а конвергентные взаимоотношения плит можно предполагать для участков его север-северовосточного простирания. Показанный на рис. 90 вариант является лишь одним из возможных, поскольку данных для детального реконструирования явно недостаточно.

Для более древнего, ранне-позднеюрского времени, расчетные данные о направлениях движений плиты Изанаги отсутствуют. Судя по стабильности формирования Самаркин-



Рис. 90. Геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии (127-135 и 135-145 млн л. н.)





СР – Окраинско-Сергеевский, **ЮК** – Абакума и Южный Китаками; 5 – неокомская аккреционная призма; 6 – надсубдукционные вулкано-плутонические пояса; 7 – сдвиги; 8 – зоны субдукции

Fig. 90. Geodynamic reconstruction of eastern Asia margin (127-135 and 135-145 mln. y.).

1 – Pre-Jurassic continent; 2, 3 – Jurassic terranes (fragment of: 2 – accretionary prism, 3 – strike-slip turbidite basin); 4 – fragments of Pre-Mesozoic continent within accretionary prism: \mathbf{CP} – Okrainka-Sergeevka, \mathbf{IOK} – Abakuma and South Kitakami; 5 – Neocomian accretionary prism; 6 – subduction-related volcanic belt; 7 – strike-slip fault; 8 – subduction zone

ской аккреционной призмы и накопления турбидитов Ульбанского палеобассейна в течение большей части юрского периода можно предполагать, что северо-западное направление движения плиты Изанаги в этот период оставалось неизменным.

Остается загадкой отсутствие пояса вулканитов, родственного Самаркинской аккреционной призме, вдоль Сихотэ-Алинского участка окраины. Известные проявления юрского магматизма распространены здесь чрезвычайно локально, представлены преимущественно кислыми и умеренно кислыми разностями и требуют специального изучения в отношении их геодинамической природы. Таковыми являются залегающие среди юрских прибрежно-морских отложений вулканиты в окрестностях г. Янцзы, провинция Цзилинь на Северо-Востоке Китая (Геологическая карта ..., 1997). Также не распознана геодинамическая природа прослоев и пачек вулканитов среди юрских прибрежно-морских отложений Западного Приморья – демидовская свита (Геология СССР...1969). Тем не менее существование надсубдукционного вулкано-плутонического комплекса на этом участке окраины представляется сомнительным - слишком уж незначительны здесь площади распространения юрских отложений вообще, а вулканитов – в особенности. Надсубдукционный генезис, как предполагается, имеет вулканогенная монакинская свита среднеюрского возраста, локально распространенная в составе чехла Окраинско-Сергеевского аллохтона (Симаненко, 2001). Однако палеобиогеографические данные, в частности, по флоре, свидетельствуют, что этот блок в раннем мелу располагался на широтах южнее 35° (Golozoubov et al., 1999). Не установлено также какого-либо влияния вулканизма на состав тяжелых минералов в терригенных породах матрикса в северной части Самаркинского террейна аккреционной призмы (Нечаев и и др., 1997). Это обстоятельство В.П. Нечаев, по-видимому, справедливо интерпретирует как показатель косого схождения континентальной и океанической плит на данном участке, не сопровождавшегося проявлениями надсубдукционного магматизма.

В целом же геодинамические обстановки при формировании большей части северозападного обрамления Тихого океана в юрское и раннемеловое время отличались некоторой стабильностью. Так, вдоль Восточно-Буреинского участка режим трансформной окраины существовал почти непрерывно и сопровождался формированием окраинных турбидитовых бассейнов как в юре (Ульбанский террейн) и в раннем мелу (Журавлевский террейн), так и в более позднее время - в позднем мелу и кайнозое (Западно-Сахалинский террейн, прогибы Северного и Юго-Западного Сахалина и Татарского пролива). Располагающиеся на широтах южнее 30° и севернее 54° Восточно-Китайский и Удско-Мургальский участки окраины в течение юры и мела постоянно формировались в обстановке субдукции Исключение составляет Сихотэ-Алинский участок окраины, где обстановки субдукции и трансформных скольжений чередовались во времени.

В доюрское время западное обрамление Палеопацифики представляло собой серию разновеликих континентальных плит, развитие которых происходило автономно и которые разделялись бассейнами с океанической корой. Наиболее крупным являлся ВосточноСибирский континент, включающий Сибирскую платформу и причленившиеся к ней докембрийские и палеозойские складчатые системы юга Сибири, а также большую часть Яно-Колымской складчатой системы, Охотский и Омолонский массивы. Северо-восточнее располагался Чукотский континент, отделенный от Восточно-Сибирского Южно-Анюйским палеоокеаном. Южнее располагался Северо-Китайский-Амурский континент, (включающий Северо-Китайский, Ханкайский, Буреинский и ряд других массивов), отделенный от Восточно-Сибирского Монголо-Охотским палеоокеаном (Парфенов, 1984; Парфенов и др., 1999).

Северо-Китайская-Амурская плита, судя по палеобиогеографическим и палеомагнитным данным, в верхнепалеозойское-раннемезозойское время перемещались от приэкваториальной зоны до близких к современным широт (Захаров, Сокарев, 1991 и др.). Осадочные образования этого времени не несут каких либо следов субдукции за исключением северной окраины плиты, в пределах Монголо-Охотского пояса (Парфенов и др., 1999). В восточной части плиты в это отрезок времени реконструируется обстановка пассивной окраины.

Закрытие Монголо-Охотского палеоокеана происходило, как предполагалось Л.П.Зоненшайном, путем взаимного вращения Восточно-Сибирского и Северо-Китайского-Амурского континентов навстречу друг другу и их последовательного сближения в направлении с запада на восток подобно сходящимся лезвиям ножниц, начиная конца карбонаначала перми на западе и и до конца юры на востоке (Зоненшайн и др., 1990). По мнению Л.М.Парфенова, модель ножниц должна сочетаться с крупномасштабными продольными леволатеральными перемещениями (Парфенов и др., 1999). Не вдаваясь в обсуждение проблем времени и механизма столкновения отметим только, что, вероятно, в связи с остановкой движения Северо-Китайской-Амурской плиты ее восточная пассивная окраина становится активной, поскольку движения прилегающей части океана, по-видимому, не прекращались.

ГЛАВА V. РЕЖИМ ТРАНСФОРМНОЙ ОКРАИНЫ И ОРОГЕНЕЗ

Одной из важных особенностей режима трансформной окраины является транспортировка вдоль этой окраины на сотни и тысячи километров гигантских объемов горных масс. включающих фрагменты как окраинных синсдвиговых бассейнов, так и активных окраин, в том числе образованных в более ранние периоды. Нередко в эти перемещения включались также тектонические "ломти", сорванные с краевых частей континентальной плиты (часть Ханкайского массива, массивы Абакума и Южный Китаками в Японии). В результате косого (по отношению к окраине) сжатия в ходе этих перемещений стратиграфические и тектоно-стратиграфические последовательности (в турбидитовых бассейнах, задуговых и преддуговых бассейнах и в аккреционных призмах, соответственно), насчитывающие мощности порою до 12-15 км, были смяты в системы тесно сжатых складок нередко в сочетании с наволакиваниями блоков друг на друга, т. е. имело место значительное сокращение в плане окраинных структур при резком увеличении их вертикальной мощности. Эти процессы полностью соответствуют понятию "вертикальная аккреция" (Соколов, 1992, 2002, 2003). Смятие в складки с субгоризонтальными шарнирами и углами падения на крыльях в 60° приводит, как известно, к удвоению вертикальной мощности. Принимая во внимание, что для Сихотэ-Алиня обычные падения слоев – в пределах 60-90° (Уткин, 1979), а нередки и опрокинутые залегания, даже без учета возможных наволакиваний блоков друг на друга, получаем вертикальные мощности, превышающие 30 км. Реальные мощности, по-видимому, значительно превышали эту цифру, поскольку имеются доказательства как синсдвигового надвигания террейнов друг на друга (в частности, Таухинского и Кемского террейнов на Журавлевский), так и сдваивания нижнемеловых толщ по субгоризонтальным надвиговым зонам в Журавлевском террейне (см. рис. 31). Соответственно, можно предполагать, что в подошвах первоначально осадочной части коры создавались давления и температуры, достаточные для выплавления больших объемов гранитных магм. Последнее облегчается тем обстоятельством, что средний химический состав террейнов Сихотэ-Алиня (включая и террейны – фрагменты аккреционных призм) отвечает гранодиоритам – гранитам, то есть он близок составу гранитной эвтектики (Волохин и др., 1983). В связи с тем что переход от накопления, например, раннемеловых турбидитов Журавлевского террейна к их деформированию и выплавлению из них гранитных магм происходил, как уже говорилось, чрезвычайно быстро (иногда в пределах нескольких миллионов лет), можно предположить, что в процессы метаморфизма вовлекались не до конца обезвоженные осадочные отложения, вследствии чего выплавление гранитных магм с самого начала могло происходить в условиях чрезвычайной насыщенности летучими (что также снижало температуры выплавления). Некоторым подтверждением этому являются аномально мощные (до полутора километров) ореолы кордиерит-биотитовых и биотитовых роговиков над кровлями раннемеловых гранитных массивов Сихотэ-Алиня.

Отметим в этой связи, что при всем сходстве нижнемеловых разрезов Сихотэ-Алиня и Корякии, о котором говорилось выше (включая мощности, литологический состав разрезов и содержащуюся в них фауну), терригенные породы Пенжинских гор представляют собой ярко выраженные граувакки, образовавшиеся за счет перемыва мафического фундамента и частично – вулканического материала преимущественно основного состава (Геосинклинальный литогенез ..., 1987). Основная часть нижнемеловых и более древних терригенных пород Корякии (включая и глинистые разности) характеризуется исключительно низкими, близкими к базальтовым, содержаниями кремнезема (42–53%), и щелочей (Геосинклинальный литогенез ..., 1987), в связи с чем даже в условиях значительного тектонического скучивания и, соответственно, увеличения вертикальной мощности, выплавления гранито-идов не происходило и постседиментационное тектоническое развитие шло несколько по другому сценарию, не включающему формирование зрелой континентальной литосферы.

Представляется весьма вероятным, что блок метаморфических пород в бассейне р. Анюй (Северный Сихотэ-Алинь), включающий гнейсы и мигматиты, представляет собой выведенный на поверхность фрагмент зоны раннемелового метаморфизма и выплавления гранитов за счет пород Самаркинской аккреционной призмы, а не является древним микроконтинентом, подобным массиву Абакума в Японии, как предполагалось М. Фором, Б.А. Натальиным и др. (Faure et al., 1995). На это указывает то, что наиболее древние из полученных этими авторами цифр Аг/Аг возраста слюд и амфиболов гнейсов, гранитов, мигматитов, амфиболитов и метагаббро Анюйского блока – 107–111 млн л., что соответствует альбу. Об этом же свидетельствуют и приведенные в цитируемой статье структурные данные, согласно которым формирование линейности в метаморфических породах связано с левосдвиговым режимом, господствовавшим именно в раннемеловую эпоху.

Наблюдаемые на поверхности и прослеживаемые по гравиметрическим данным на глубине интрузии раннемеловых гранитоидов Сихотэ-Алиня плитообразной формы, залегают субгоризонтально, имеют вертикальную мощность 1,5–4 км и при значительных (десятки километров) размерах в плане. Эти интрузии на различных уровнях разреза верхней коры Сихотэ-Алиня распространены практически повсеместно (Петрищевский, 1988). Магматические камеры были, по-видимому, приурочены к поверхностям субгоризонтальных срывов, вдоль которых магма растекалась, одновременно поднимая надинтрузивную зону. По составу эти гранитоиды близки к коллизионным, т. е. принадлежат S-типу, ильменитовой серии, они в той или иной мере высокоглиноземистые (Ханчук и др., 1995; Рязанцева и др., 1998). А.И. Ханчук в последних публикациях выделяет этот комплекс пород в особый тип – гранитоидов трансформных окраин (Ханчук, Иванов, 1999).

Логическим завершением значительного сокращения в плане и увеличения вертикальной мощности осадочной оболочки явилось изостатическое всплывание перемещавшихся блоков с образованием интенсивно размываемых горных сооружений. В результате интрузии гранитоидов, застывшие на глубинах, по меньшей мере в несколько километров, были выведены на поверхность. Согласно гравиметрическим данным мощность континентальной коры в Сихотэ-Алине составляет 28–36 км, а вклад в эту мощность верхнекорового слоя, включающего складчатые комплексы с гранитами, относительно небольшой – до 17 км, обычно около 10 км (Петрищевский, 1988). Получается, таким образом, что размыто около двух третей первоначальной вертикальной мощности дислоцированного осадочного слоя. Еще раз подчеркнем, что этот размыв произошел до начала формирования позднемелового надсубдукционного вулканического пояса.

Внедрение завершающих порций гранитных магм завершило формирование континентальной коры на прилегающих к Евроазиатской плите участках, т. е. можно говорить о ее наращивании в плане – латеральной аккреции. При формировании Сихотэ-Алинского орогенного пояса имели место, таким образом, процессы как вертикальной, так и горизонтальной аккреции в их тесной взаимосвязи. Нетрудно, однако, заметить, что здесь не идет речь о превращении океанической коры в континентальную в рамках какого-либо физико-химического механизма. Хотя в составе новообразованной континентальной коры и имеются фрагменты океанической плиты (например, глыбы и пластины кремней, базальтов и рифовых известняков в аккреционных призмах), главную часть материала, из которого она построена, составляют продукты размыва континента. На это указывают приведенные данные о том, что осадочный слой коры Сихотэ-Алиня имеет гранодиоритгранитный химический состав (Волохин и др., 1983), а также об аркозовой кластике как в турбидитах синсдвиговых окраинных бассейнов, так и в терригенном матриксе аккреционных призм. Можно говорить, таким образом, только о перераспределении сиалического материала – за счет некоторого сокращения мошности континентальной плиты на участках, откуда поступал обломочный материал, происходило разрастание этой плиты в плане.

Мы приходим, таким образом, к выводу о том, что одним из следствий процессов, происходящих в обстановке режима трансформной окраины, является формирование вдоль нее орогенных поясов и, в целом новообразованной континентальной литосферы. Отмеченное А.И. Ханчуком чрезвычайно быстрое формирование такой литосферы – в Сихотэ-Алине до 60, а частью до 35 млн.л. (Ханчук, 1993), составляет важную особенность, присущую, по-видимому, именно и только этому режиму.

Вопрос о роли режима трансформной окраины при образовании континентальной литосферы до настоящего времени практически не обсуждался. В одной из первых работ, посвященных этой проблеме, П.Д. Патчетт и К.Д. Чейз показали, что транспортировка террейнов вдоль современных конвергентных окраин имеет место уже при углах между нормалью к желобу и направлением движения океанической плиты, превышающих 30°. Ориентированные таким образом сегменты составляют не менее 31% протяженности современных активных окраин, или 8 % протяженности континентальных окраин вообще. Если добавить 8 %, которые составляет протяженность ясно выраженных трансформных окраин (таких как калифорнийская), получается, что транспортировка террейнов с образованием орогенных поясов и формированием новообразованной континентальной коры происходит вдоль 16 % протяженности современных континентальных окраин (Patchett, Chase,

2002). Вклад режима трансформной окраины в образование континентальной литосферы, таким образом, достаточно весом, и его, очевидно, следует учитывать при любом тектоническом моделировании.

выводы

1. На материалах изучения террейнов – фрагментов аккреционных призм Южного Сихотэ-Алиня продемонстрировано расчленение этих призм на тектоно-стратиграфические единицы (комплексы или субтеррейны), отвечающие отдельным этапам формирования призм. В связи с установленной тенденцией омоложения пород от верхних структурных уровней к нижним здесь неприменим "Стратиграфический кодекс", предусматривающий выделение и картирование свит и толщ, перекрывающих друг друга, от более древних к более молодым.

2. С учетом данных о современном тектонотипе транформных границ плит – Калифорнийской окраине – разработаны структурные и вещественные индикаторы, которые использованы при распознавании режима трансформной окраины в структурах геологического прошлого. Такими индикаторами являются:

a) наличие вдоль границ плит сдвиговых зон с перемещениями в сотни и тысячи километров, активных в рассматриваемый отрезок времени;

б) формирование бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), которые в континентальной части окраины заполнялись терригенным материалом и вулканитами, а вблизи континента, на океаническом основании, характеризовались лавинной седиментацией;

в) проявления вулканизма со смешанными субдукционными и внутриплитными геохимическими характеристиками приурочены к бассейнам синсдвигового растяжения и распределены вдоль окраин крайне неравномерно.

3. С использованием перечисленных структурных и вещественных индикаторов для ряда этапов юрского и мелового времени выделены участки северо-западного обрамления Тихого океана, где при общем доминировании субдукции происходили трансформные скольжения океанической плиты вдоль континента. Сочетание в пределах одной окраины участков субдукции и участков трансформных скольжений объясняется тем, что эта окраина состоит из различно ориентированных отрезков и при однонаправленном дрейфе океанической плиты углы относительной конвергенции для каждого из этих отрезков существенно различались. В частности, вдоль Удско-Мургальского и Восточно-Китайского участков окраины, имеющие СВ (45–60°) простирание, при перемещениях плиты Изанаги на север и северо-запад в юрское и меловое время режим субдукции существовал постоянно. История формирования Восточно-Буреинского и Сихотэ-Алинского участков окраины, имеющих меридиональное и ССВ простирания, при тех же направлениях дрейфа плиты Изанаги (а позднее Тихоокеанской) как в юре и мелу, так и в кайнозое представляет собой чередование эпизодов субдукции и трансформных скольжений.

4. Крупномасштабные перемещения, происходившие в раннем мелу вдоль Восточно-Буреинского и Сихотэ-Алинского участков окраины в обстановке трансформных скольжений, значительно нарушили картину первоначального расположения террейнов. В частности, среди раннемеловых террейнов Сихотэ-Алиня известен относительно мало перемещенный Журавлевский турбидитовый террейн, формировавшийся вдоль трансформной границы плит. С востока и юго-востока к нему примыкают также раннемеловые Кемский и Таухинский террейны – фрагменты активной окраины, формирование которых происходило на более южных палеоширотах (судя по палеобиогеографическим данным, отличающихся от современных не менее чем на 12–15°). Составленные на основе этих данных геодинамические реконструкции восточно-азиатской окраины для юрского и мелового времени предполагают левосторонние перемещения вдоль окраинно-континентальных сдвигов на расстояния до нескольких тысяч километров.

5. Складчатые, сдвиговые и надвиговые дислокации, происходившие в связи с перемещениями террейнов вдоль Восточно-Буреинского и Сихотэ-Алинского участков окраины, привели к значительному сокращению площади распространения этих террейнов при резком увеличении их вертикальной мощности. Эти дислокации, сопровождавшиеся внедрением больших объемов гранитных магм, завершили процессы формирования орогенных поясов и в целом новообразованной континентальной литосферы. Режим трансформной окраины, таким образом, не в меньшей мере, чем режим субдукции, ответственен за формирование континентальной литосферы, что, очевидно, следует учитывать при палеогеодинамическом анализе древних орогенных поясов.

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1968, 153 с.

Агеева Е.М. Литологическая и фациальная характеристики меловых отложений северной части Суйфунской впадины // Геология и палеогеографические условия формирования мезо-кайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока. М.: Недра, 1965. С. 60-95.

Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском Нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.

Алексеев Э.С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское Нагорье) // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105-120.

Амельченко Г.Л., Голозубов В.В., Волынец Е.Б., Маркевич В.С. Стратиграфия Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Западный Сихотэ-Алинь). Тихоокеан. геол.. 2001. Т. 20, № 1. С. 57-71.

Амельченко Г.Л., Павлюткин Б.И. Геологическая карта СССР. М. 1 : 200 000 с объяснительной запиской. Л.L-53-XIV – XV (в печати).

Анойкин В.И. Геологическая карта СССР. М. 1 : 200 000. Л. L-53-V. Л.: Госгеолтехиздат, 1984.

Анойкин В.И. Геологическая карта СССР. М. 1 : 200 000. Л. L-53-Х. Л.: Госгеолтехиздат, 1985.

Асманов В.Я., Вокуев А.Л., Гоневчук В.Г., Кокорина Д.К., Коростелев П.Г., Матухин М.В., Огнянов Н.В., Сучков В.Н. Металлогения Комсомольского рудного района // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 85-113.

Ахметьев М.А., Караулов В.Б., Козлов А.А., Конюшков Е.Д., Потапов Ю.И., Харитонычев Г.И., Шуршалина В.А. Новые данные по стратиграфии юрских отложений северных районов Нижнего Приамурья // Сов. геол. 1967. № 8. С. 112-119.

Белостоцкий И.И. Зоны меланжа и хаотических структур // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 170-191.

Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л. Ордовикские отложения Пенжинского

хребта // ДАН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1416-1419.

Белый В.Ф., Гельман М.Л., Акинин В.В. Вулканические и глубинные ультрамафиты северо-западной части Анадырско-Корякской складчатой системы // Формации, расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Материалы Всесоюзного симпозиума по петрологии, геохимии и металлогении. Свердловск, 1985. С. 135-145.

Беляевский Н.А., Грамов Ю.Я., Елисеева В.К., Путинцев В.К. Геология Приморского края. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 337 с.

Белянский Г.С., Никитина А.П. Самаркинская и себучарская свиты Главного антиклинория Сихотэ-Алиня // Биостратиграфия юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 23-35.

Белянский Г.С., Никитина А.П., Руденко В.С. О себучарской свите Приморья // Новые данные по детальной стратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 43-57.

Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенкова Н.Г., Съедин В.Г., Терехов Е.П., Цой И.Б., Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

Бидюк Ю.П., Коновалов В.П. Нижнемеловые отложения в бассейне среднего течения p.Caндaroy // Инф. сб. ПГУ. Владивосток. 1968. № 6. С. 24-28.

Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.

Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.

Бурдэ А.И., Мостовой В.К. Структурно-фациальные зоны средней части Главного синклинория Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1965. № 4. С. 164-168.

Бурьянова И.З. Восточно-Китайский вулканический пояс // Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения / ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1984. С. 292-293.

Буряк В.А. Тектонофизические условия заложения и развития нефтегазоносных прогибов // Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (сопоставительный анализ). Межрегиональная ассоциация «Дальний Восток и Забайкалье». Хабаровск, 1998. С. 32-53.

Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д., Буякайте М.И., Воронин Б.И. Результаты Rb-Sr датирования динамометаморфических пород Пенжинского хребта Камчатки // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63-69.

Вишневская В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д. О возрасте офиолитов Куюльского террейна (Таловские горы, Северо-Восток России) // ДАН СССР. 1992. Т. 327, № 3. С. 364-367.

Волохин Ю.Г., Маркевич П.В., Михайлов М.А., Киреева Е.А., Афанасьева В.М. Химический состав осадочного слоя земной коры юга Дальнего Востока // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 79-88.

Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45-57.

Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дадьнаука, 2003. 252 с.

Волынец Е.Б. Альбская флора алчанской свиты Приморья // Материалы науч. конф.к 110-летию со дня рождения А.Н. Криштофовича. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 23-24.

Врублевский А.А. Разрывные нарушения юго-восточной части Сучанского прогиба // Геология и геофизика. 1971. № 10. С.120-127.

Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В., Шевелев Е.К., Юшманов Ю.П., Изосов Л.А. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1988. 112 с.

Геологическая карта дна **Японского моря** / под ред. И.И. Берсенева, Л.И. Красного. ВСЕГЕИ, 1988.

Геологическая карта Приморского края. М. 1:1 000 000 / под ред. В.А. Бажанова, Ю.Н. Олейника. Магадан, 1986.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М. 1:2 500 000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург; Благовещенск; Харбин: МПР РФ, 1999. 135 с.

Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна/ред. Хоментовский А.С. Новосибирск: СО АН СССР, 1964. 188с.

Геология СССР. Т. 32, Приморский край / ред. И.И. Берсенев. М.: Недра, 1969. 696 с. Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан. М.: Наука, 1987. 177 с. *Голозубов В.В.* Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование в Южном Сихотэ-Алине // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 672-675.

Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.

Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В., Симаненко В.П. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь). Препр. Проект 321 "Распад Гондваны и аккреция Азии". Владивосток: Дальнаука, 1992. 82 с.

Голозубов В.В., Ханчук, А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геол. Т. 14, № 2. 1995. С. 13-25.

Голозубов В.В., Ли, Донг У. Динамика формирования мелового Партизанско-Суходольского эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеан. геол. 1997. Т. 16, № 6. С. 46-57.

Голозубов В.В., Ли, Донг-У, Амельченко Г.Л. Роль горизонтальных перемещений при формировании Раздольненского мелового эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеан. геол. 1998. Т. 17, № 3. С.14-21.

Голозубов В.В., Ли, Донг-У, А.И. Ханчук. Динамика формирования раннемело-вого бассейна Кенсан (Юго-Восточная Корея) // ДАН. 2000. Т. 373, № 6. С. 795-799.

Голозубов В.В., Амельченко Г.Л., Ли, Донг-У, Волынец Е.Б., Маркевич В.С. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. 2002. № 3. С. 53-65.

Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). М.: Наука, 1978. 122 с.

Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132-159.

Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59-69.

Добрецов Н.Л., Пономарева Лавсонит-глаукофановые сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки // ДАН СССР. 1965. Т. 160, № 1. С. 196-199.

Елисеева В.К., Липман Р.Х., Святогорова Н.Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1976. № 11. С. 30-43.

Жамойда А.И., Липман Р.Х., Михайлов А.Ф. и др. О возрасте кремнистовулканогенных толщ Корякского нагорья по данным изучения радиолярий // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Л.: ВСЕГЕИ, 1963. С. 75-104. (Тр. ВСЕГЕИ; т. 81). *Жаров А.Э.* Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного

Сахалина: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 27 с.

Журавлев А.Ю. Археоциаты нижнего кембрия крайнего Северо-Востока СССР // Кембрий Сибири и Средней Азии. М.: Наука, 1988. С. 97-110 (Тр. ИгиГ СО АН СССР; вып. 720).

Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Попов А.М., Голозубов В.В., Игнатьев А.В., Веливетская Т.А., Танабэ К., Шигэта Я., Маэда Х., Чербаджи А.К., Болотский Ю.Л., Мория К. Изотопный состав кислорода и углерода меловых органогенных карбонатов Корякского Нагорья. Пенжинская губа // Тихоокеан. геол. 2002. Т. 21, № 2. С. 55-73

Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.

Зимин С.С. Куюльская зона // Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. С. 82-84.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.

Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1992. 25 с.

Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геол. 1994. № 6. С. 74-82.

Иванов Б.А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня // Сов. геол. 1960. № 10. С. 78-97.

Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // ДАН СССР. 1961. Т. 138, № 4. С. 900-903.

Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 116 с.

Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах Западного Приморья // Тихоокеан. геол. 1988. № 6. С. 47-53.

Кемкин И.В. Аккреционные призмы Сихотэ-Алиня и основные события геологической эволюции япономорского региона в мезозое: автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2003. 52 с.

Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиолярий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геол. 1996. Т. 15, № 6. С. 103-109.

Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Таухинский террейн Южного Сихотэ-Алиня: строение и условия формирования // Геотектоника. 2000. № 5. С. 71-79.

Кемкин И.В., Руденко В.С. Новые данные о возрасте кремней Самаркинской аккреционной призмы, Южный Сихотэ-Алинь // Тихоокеан. геол. 1998. № 4, С. 22-31.

Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 5, С. 79-88.

Кемкин И.В., Ханчук А.И. Новые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционного комплекса Южного Сихотэ-Алиня // ДАН. 1992. Т. 324, № 4. С. 847-851.

Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геол. 1993. № 5. С. 31-42.

Кеннет Д.П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1б. 397 с.

Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых

бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский // Тихоокеан. геол. 1994. № 6. С. 33-54.

Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения Среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 129-133.

Коваленко С.В. Структурно-формационные комплексы и динамика структурообразования центральной части Восточного Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1986. Т. 290, № 1. С. 180-183.

Коваленко С.В., Ханчук А.И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 692-694.

Козлов А.А. Геологическая карта СССР. М. 1:200 000. Лист L-53-IV, с объяснительной запиской. М.: ВГФ, 1972. 97 с.

Колесов Е.В. Палеотектоническая эволюция Северо-Восточного региона России по палеомагнитным данным // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Северной Пацифики. Материалы всероссийского совещания Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 101-102.

Коновалов В.П. К вопросу о пограничных слоях между сучанской и коркинской сериями в Сучанском каменноугольном бассейне // Инф.сб. ПГУ. Владивосток, 1964. № 5. С.26-32.

Коновалов В.П. Актаеонелловые слои Сихотэ-Алиня // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 39-45.

Коновалов В.П. О невалидности маномаховской и каменской свит в меловых отложениях Приморского края // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 171-173.

Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с. *Конюшков Е.Д., Михальцов В.А., Белецкая С.В.* Геологическая карта СССР. М.

1:200 000. Л. N-54-XIX. Объяснит. зап. М.: ВГФ, 1974. 91 с.

Красилов В.А., Шорохова С.А. Фитостратиграфия алчанской свиты Северного Приморья // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 43-50.

Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 64 с.

Краснов Е.В., Пеженина Л.А., Пунина Т.А. Палеозойские и мезозойские рифогенные комплексы Сихотэ-Алиня. Условия формирования // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 89-96.

Красный Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. ВСЕГЕИ, 1960.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 358 с

Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о строении и возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. регион. межведомств. стратиграф. совещ. Хабаровск, 1990 С. 175-177.

Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А., Сорока В.П., КоваленкоС.В. Федчин Ф.Г., Мартынов Ю.А., Сокарев А.Н., Волосов А.Г., Куличенко А.Г., Прищепа Т.К., Семеняк Л.Е., Семенова Н.Н. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.

Ли, Донг-У, Голозубов В.В., Ли, Бюнг-Су. Меловые синсдвиговые бассейны Юго-Восточной Кореи: стратиграфия, фации, механизм формирования // Тихоокеан. геол. 2001. T. 20, № 1. C. 39-47.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Лихт Ф.Р. Еще раз о "штамповой" складчатости и унаследованности структур на примере геологического строения Сучана // Инф.сб. ПГУ. Владивосток, 1968. № 6. С. 56-58.

Лихт Ф.Р. Западно-Сучанский разлом в структуре Южного Приморья // Геотектоника. 1973. № 6. С. 101-113.

Лихт Ф.Р. Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). М.: Наука, 1975. 139 с.

Лихт Ф.Р. Условия образования и стратиграфия нижнемеловых отложений Южного Приморья // Тихоокеан. геол. 1994. № 6. С. 55-67

Лосив В.М., Королев В.Н., Пеженина Л.А., Костин А.Я., Котляр П.Л. и др. Государственная геологическая карта РФ. М 1:200 000. (Издание второе). Сер. Южно-Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXXIII. Объяснит. зап. С-Пб. 318 с. (в печати).

Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с.

Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна. Тихоокеан. геол. 2002. Т. 21, № 1. С. 52-66.

Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Проект IGCP. Владивосток: Дальнаука, 1995. № 350. 200 с.

Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1970. 113 с.

Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.

Маркевич П.В., Малиновский А.И., Голозубов В.В., Филиппов А.Н., Фандюшкин Г.А. Палеогеография юга Дальнего Востока в раннемеловую эпоху // Геодинамика и металлогения / ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 49-63.

Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджан Г.Е. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья / ред. Пущаровский Ю.М.и Тильман С.М. // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. с. 30-70.

Марковский В.А. Кластические ультрамафиты Корякского Нагорья: особенности строения, состава и проблема генезиса // Формации, расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Материалы Всесоюз. симпоз. по петрологии, геохимии и металлогении. Свердловск, 1985. С. 146-155.

Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.

Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики:соотношения структур океана и континентальной окраины (Тр. ГИНа; вып. 434). М.: Наука, 1988. 216 с.

Мельников Н.Г. Конседиментационные тектониты Южного Сихотэ-Алиня // Информ. сб. ПГУ. Владивосток, 1971. № 7. С. 58-61.

Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. 1980. № 4. С. 95-106.

Мельников Н.Г., Сутурин Н.Г. Новые данные по стратиграфии бассейна среднего

течения р. Бикин // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 9-22.

Михайлов А.Ф. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского Кряжа // Петрограф. сб. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. № 4. С. 111-131.

Михайлов В.А. Магматизм вулкано-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1989. 172 с.

Мишин В.Ф. Объяснительная записка к геологической карте СССР. Лист Р-58-XV. М.: ВСЕГЕИ, 1988. 98 с.

Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье // ДАН АН СССР. 1970. Т. 190, № 6. С. 1426-1429.

Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. III. Основные черты тектоники и истории развития. Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 60 с.

Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геол. 1991. № 5. С. 3-23.

Неволин Л.А., Чемерис Б.Д. Сучанский разлом и его связь с другими региональными структурами // Информ. сб. ПГУ. Владивосток, 1968. № 6. С. 45-50.

Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм полуострова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 158 с.

Нечаев В.П., Мусашино М., Ли, Д.У. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраны Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеан. геол. 1997. Т. 16, № 6. С. 21-35.

Никитина А.П. Позднепалеозойские фузулиниды Кавалеровского и Ольгинского районов и их стратиграфическое значение: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. 22 с.

Олейников А.В. О выделении в Сихотэ-Алине позднеальбских вулканогенных толщ // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 50-52.

Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволина С.И., Волынец Е.Б., Маркевич В.С. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 114-126.

Олейников А.В., Кутуб-Заде Т.К., Короткий А.М. Государственная геологическая карта РФ. М. 1:200 000 (издание второе). Сер. Ханкайская. Л. К-53-VII. Объяснит. зап. С-Пб. (в печати).

Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / отв. ред. З.Н. Пояркова. Л.: Наука, 1987. 196 с.

Осипов Н.Г. Геологическая карта СССР. М. 1:20 000. Л. М-53-IV. Объяснит. зап. М.: ВГФ, 1974. 91 с.

Панченко И.В., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Структурное единство аккреционных поясов Сихотэ-Алиня и Корякско-Камчатского региона // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР: тез. докл. школы-семинара. Магадан, 1990. С. 48-49.

Парняков В.П. Новые данные о строении и возрасте горбушинской свиты // Новое о геологии Дальнегорского рудного района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 71-74.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск : Наука, 1984. 192 с.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная
тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.

Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геол. 1998. № 3. С. 3-13.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геол. 1999. № 5. С. 24-43.

.*Перепечина Е.А.* Петровский участок Шитухинского угленосного района Сучанского каменноугольного бассейна // Тр. Лабор. геол. угля АН СССР. М.; Л., 1960. Вып. 10. С. 114-154.

Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Изд. Дальневост. ун-та, 1988. 168 с.

Плиев В.Н. Объяснительная записка к геологической карте СССР. М. 1:200 000. Л. М-54-XIII. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 68 с.

Полещук М.И., Мерцалов И.М. Объяснительная записка к геологической карте СССР. Лист Р-58-XVI. М.: ВСЕГЕИ, 1993. 97 с.

Похиалайнен В.П., Василенко В.П. Государственная геологическая карта СССР. Листы Р-58-XX, XXI. Л.: ВСЕГЕИ, 1971.

Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья: тр. ИГЕМ, 1958. Вып. 19. 110 с.

Радкевич Е.А., Гоневчук В.Г., Кокорин А.М., Коростылев П.Г. Типы рудных районов юга Дальнего Востока // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 3-23.

Размахнин Ю.Н. Конседиментационные тектониты в палеозойских формациях Сихотэ-Алиня // Сов. геол. 1963. № 11. С. 116-121.

Решения IV Межведомственнного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Объяснит. зап. к стратиграфическим схемам. Хабаровск, 1994. 123 с.

Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое: тр. ГИНа. М.: Наука, 1986. Вып. 411. 93 с.

Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45-53.

Рождественский В.С., 1997. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: Дальнаука, 1997. С. 80-109.

Руденко В.С., Панасенко Е.С. Пермские Albaillellaria (радиолярии) пантовой толщи Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 181-193.

Рязанов Г.В. Морфология и генезис складок Непской зоны (южная часть Сибирской платформы). Новосибирск: Наука, 1973. 90 с.

Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., В.В.Раткин, А.Н.Сокарев.. Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Тихоокеан. геол. 1998. № 5. С. 11-26.

Сахно В.Г. Южно-Китайский вулканический пояс // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм / ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1991. С. 113-120.

Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.

Силантыев В.Н. Фудзино-Иманский сдвиг // Известия АН СССР. Сер. геол. 1963. № 2. С. 39-49.

Силантьев В.Н. История геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем палеозое: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. 26 с.

Силантьев С.Ф., Соколов С.Д., Полунин Г.В. Новые данные о составе метаморфических образований бассейна р. Таловка (Пенжинский район, Северо-Восток России) // Геотектоника. 1994. № 2. С. 82-90.

Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Д.Д. Модель внутреннего склона глубоководного желоба // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. С. 276-290.

Симаненко В.П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146-151.

Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геол. 1986. № 1. С. 7-13.

Симаненко В.П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация Северного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геол. 1990. № 6. С. 86-95.

Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Недра, 1991. С. 58-72.

Симаненко В.П. Среднеюрские вулканиты восточной части Партизанского каменноугольного бассейна (Приморье) // Тихоокеан. геол. 2001. Т. 20, № 6. С. 50-56.

Симаненко В.П., Герасимов Н.С., Сухов В.И. Rb-Sr изохрона раннемеловых базальтоидов Северного Сихотэ-Алиня // ДАН. 1995. Т. 341, № 2. С. 239-242.

Симаненко В.П, Голозубов В.В., Кемкин И.В. Базальты эрдагоуской свиты и геодинамические условия их формирования. Тихоокеан. геол. 1999. Т. 18, № 5. С. 82-89.

Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альбсеноманского вулканизма Южного Приморья // Геохимия. 2002. № 1. С. 95-99

Смирнова О.Л., Лепешко В.В. Биостратиграфия и геологическое строение вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений Центральной зоны Сихотэ-Алиня (Приморский край, бассейн р. Горной) // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока (по результата радиоляриевого анализа для картирования). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 30-53.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: тр. ГИН РАН. М.: Наука, 1992. Вып. 479. 182 с.

Соколов С.Д. Аккреционная структура Пенжинского хребта (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 1-10.

Соколов С.Д. Формирование активных континентальных окраин и вертикальная аккреция // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / отв. ред. М.Г. Леонов: тр. ГИН РАН. М.: Наука, 2002. Вып. 542. С. 147-172.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3-18.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрское-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики / ред. Ю.О. Гаври-ленко, С.А. Куренков: тр. ГИН РАН. М.: Наука, 1999. Вып. 515. С. 30-82.

Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Коряского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68-80.

Соколов С.Д., Лагабриэль И., Жерар Ж.К., Базылев Б.А. Положение ультраосновных пород в разрезе г. Длинной (Пенжинский район, Северо-Восток России) и их тектоническая интерпретация // Бюл. МОИП, отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 6. С. 50-55.

Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской

геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 5-30.

Тильман С.М., Натапов Л.М. Попытка металлогенического анализа Северо-Востока СССР с позиций мобилизма // Геологическая история СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. С. 81-91.

Тихомирова Л.Б. Юрские радиолярии Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 123-126.

Тихомирова Л.Б., Заблоцкий Е.М. Новые данные по изучению микрофауны из мезозойских отложений центральной части Горинского синклинория (Нижнее Приамурье) // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 68-80.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.

Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан. геол. 1996. № 6. С. 44-72.

Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии: автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 57 с.

Филатова Н.И., Шилов В.Н., Гулько Н.И., Ким Хен Со, Пак Ин Сеп, Чо Ир Вон, Чай Ван Хон. Позднеюрский – раннемеловой вулканизм запада КНДР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 64-77.

Филиппов А.Н., Кемкин И.В., Панасенко Е.С. Раннеюрские гемипелагические отложения Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): строение, состав и обстановки накопления // Тихоокеан. геол. 2000. Т. 19, № 4. С. 83-96.

Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Манома (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геол. 2001. Т. 20, № 1. С. 25-38.

Филиппов А.Н., Бурий Г.И., Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеан. геол. 2001. Т. 20, № 3. С. 26-46.

Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления Северо-Запада Тихого океана: автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Кемкин И.В., Панченко И.В. Стратиграфическое расчленение аккреционных комплексов Южного Сихотэ-Алиня // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: тез. докл. IV Дальневост. регион. межведомств. совещ. Хабаровск, 1990. С. 61.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Программа и тезисы XXX тектонического совещания. М., 1997. С. 240-243.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В. Полный разрез офиолитов в Куюльском комплексе // Геология океанов и морей: тез. докл. IX всесоюз. школы морской геологии. М., 1990. С. 115-116.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В., Игнатьев А.В, Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеан. геол. 1992. № 4. С. 82-93.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки

с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня). ДАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791-795.

Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносов В.Б., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозое и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7-30.

Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1988. С. 218-254.

Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В., Бурий Г.И., Кемкин И.В. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихот-Алиня и Сахалина // ДАН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С. 186-190.

Ханчук А.И., Панченко И.В. Гранатовое габбро в офиолитах Южного Сихотэ-Алиня // ДАН СССР, 1991. Т. 321, № 4. С. 800-803.

Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток, Дальнаука, 1995. 82 с.

Харитонычев Г.И., Вихлянцев В.В. Геологическая карта СССР. М. 1:200 000. Л. N-53-XXIV. Объяснит. зап. М.: Аэрогеология, 1978. 71 с.

Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 6. С. 3-18.

Чамов Н.П., Басилян А.Э., Баринов К.Б. О развитии аккреционной призмы Каскадия (западная континентальная окраина Северной Америки) // Геотектоника. 2001. № 4. С. 68-77.

Чамов Н.П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры / отв. ред. Леонов М.Г. // Вертикальная аккреция земной коры: тр. ГИН РАН. 2002. Вып. 542. С. 38-55.

Черныш Б.Я. Геологическая карта СССР. М. 1:200 000. Л. L-53-XIV, XV. Объяснит. зап. М., 1969. 102 с.

Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 10-106.

Шарудо И.И. Состав и условия осадконакопления угленосных отложений Старого Сучана // тр. лаб. геол. угля АН СССР. М.; Л., 1960. Вып. 10. С. 5-93.

Шарудо И.И. Палеогеография Сихотэ-Алиня в меловое время. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1966. 58 с.

Шарудо И.И. История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1972. 240 с.

Шевелев Е.К., Кузьмин С.П. Новые данные по стратиграфии Баджальской зоны (Северный Сихотэ-Алинь) // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Проект 272 «Позднепалеозойские и раннемезозойские события в Циркумпацифике и их глобальная корреляция». Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1990. С. 72-80.

Штемпель Б.Н. Фитостратиграфия меловой системы Южного Приморья // Тр. лаборатории угля. М.; Л.: Наука, 1960. Вып. 10. С. 167-193.

Щека С.А., Октябрьский Р.А., Вржосек А.А., Старков Г.И. Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье //Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 9-61.

Яковлев В.Н. Меловая система Сихотэ-Алиня: тр. Дальневост. фил. АН СССР. Сер.

геол. Магадан, 1958. Т 3. 66 с.

Arita K., Ikawa T., Ito T., Yamamoto A., Saito M., Nishida Y., Sato H., Kimura G., Watanabe T., Ikawa T., Kuroda T. Crustal structure and tectonics of the Hidaka Collision Zone, Hokkaido (Japan), revealed by vibroseis seismic reflection and gravity surveys // Tectonophysics. 1998. N 290. P. 197-210.

Asmeron Ye., Jacobson S.B., Wernicke B.P. Variations in magma source regions during large-scale continental extention, Death Valley region, western United States // Earth and Planetary Science Letters. 1994. N 125. P. 235-254.

Bacon C.R., Bruggman P.E., Chistiansen P.L. et al. Primitive magmas at five Cascades volcanic belts: melts from hot, heterogeneous subarc mantle // The Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 397-423.

Blake M.C., Jones D.L. Origin of Franciscan melanges in northern California: modern and ancient geosynclinal sedimentation // SERM Spec. Publ. 1974. V. 19. P. 345-357.

Bo J., Xu J. Formation and Evolution of the Ning-Wu Pull-apart Basin, Lower Yangtse River // Xu J. (ed.) Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley, Sons. 1993. P. 193-200.

Brandon M.T., Roden-Tice M.K., Garver J.I. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olimpic Mountains, northwest Washington State // Geological Society of America Bulletin. 1998. V 110, N 8. P. 985-1009.

Bruns T.R. Model for the origin of the Yakutat block an accreting terrane in the northern Gulf of Alaska // Geology. 1983. V. 11. P. 718-721.

Burchfiel B.C., Stewart, J.H. «Pull-Apart» Origin of the Central Segment of Death Valley, California // Geological Society of America Bulletein. 1966. V. 77. P. 439- 442.

Chang, K.H. Cretaceous stratigraphy of south-east Korea // Jour. Geol. Soc. Korea. 1975. V. 11, N. 1. P. 1-23.

Chang K.H. Cretaceous stratigraphy and paleocurrent analysis of Kyongsang basin, Korea. // Jour. Geol. Soc. Korea. 1988. V. 24, N 3. P. 194-205.

Chang K.H. Cretaceous stratigraphy of Kyongsang basin, Korea // IGCP Project . Research summary. Fukuoka, Japan, 1994. N 350. P. 25-30.

Chen P. Timing of displacement along Tancheng-Lujiang Fault Zone and the migration of Late Mesozoic volcanism in Eastern China // Xu J.(ed.) Tancheng-Ludjiang Wrench Fault System. Chechester: John Willey, Sons Ltd., 1993. P. 105-113.

Chen P. Paleoenvironmental changes during Cretaceous in Eastern China // Okada H. and Mateer N.J. (eds.). Cretaceous Environments of Asia. IGCP project N_{2} 350. Elsevier, 2000. P. 81-90.

Choi S.J., Kim B.C.,Chun H.Y., Kim, Y.B. Charophites from the Chopyeong Formation (Cretaceous) on the Eumsung Basin, Korea // Jour. Geol. Soc. Korea, 1995. V. 31. P. 523-528.

Christie-Blick N., Biddle K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults // K.T.Biddle and N.Christie-Blick (eds.). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation.

Society of economic paleontologists and mineralogists special publication. 1985. V. 37. P. 1-34. *Chun H.Y., Um S.N., Choi S.J., Kim Y.B., Kim B.C., Choi, Y.S.* The Study on the Organic Remains of the Separated Sedimentary Basins in Korea / KIGAM Report. 1990. 288 p.

Chun H.Y., Um S.N., Choi S.J., Kim Y.B., Kim B.C., Choi, Y.S. Fossil Floral and Faunal Assemblage and Paleoenvironmental Modelling Study on the Cretaceous Sedimentary Basins Scattered in/near the Ogcheon Belt. KIGAM Report. 1993. 122 p.

Chun S.S. Sedimentary Process, Depositional Environments and Tectonic Setting of the Cretaceous Uhangri Formation, Southwest Korea: Ph.D. thesis, Seoul National University, 1989. 328 p.

Chun S.S., Chough S.K. Tectonic History of Cretaceous Sedimentary basins in the south-

western Korean Peninsula and Yellow Sea // S.K.Chough (ed.). The Sedimentary basins in the Korean Peninsula and adjacent seas. Spec. Publ. Korean Sedim. Research Group (KSRG), Harnlimwon Publ. 1992. P. 60-76.

Chung G.S., Song M.Y. Structure and physical property of the midwest crust of Korea: Evolution of sedimentary sequences in the Chonsu Basin of the west coast // Jour. Korean Earth Sci. Soc. 1994. V. 15. P. 470-484.

Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. P. 329-333.

Crowell J.C. Displacement along the San-Andreas Fault, California. Special GSA papers. 1962. N 71. 61 p.

Crowell J.C. Sedimentation along the San-Andreas fault, California // Dott R.H., Shaver R.H., eds., Modern and Geosynclinal Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1974. N 19. P. 292-303.

Davis D., Supple J., Dahlen F.A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 10087-10101.

Dickinson W.R. Plate tectonics in geologic history // Science. 1971. V. 174. P. 107-113.

Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. N 206. P. 1-59.

Ernst W.G. Systematic of large-scale tectonics and age progressions in alpine and circumpacific blue shist belts // Tectonophysics. 1975, V. 26. P. 229-246.

Faure M., Natal'in B.A., Monie P., Vrublevsky A.A., Borukaiev Ch., Prikhodko V. Tectonic evolution of the Anuy metamorphic rocks (Sikhote-Alin, Russia) and theyr place in the Mesozoic geodynamic framework of East Asia // Tectonophysics. 1995. N 241. P. 279-301.

Filatova N.I. Development of the Northern Korean volcanic belt // Proceedings of 15th International Simposium of Kyungpook National University. 1995. P. 75-91.

Fournier M., Jolivet L., Huchon P., Sergeyev K., Oskorbin L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 99, № B2. P. 2701-2725.

Fujita H. Stratigraphy and Geologic Structure of the Pre-Neogena Strata in the Central Ryuky Islands // J. Sci. Hiroshima Univ. 1989. V. 9, N 1. P. 237-284.

Geological Map of Japan Scale 1: 1 000 000. Geological Survey of Japan, 1992.

Geological Map of Korea, Scale 1 : 1 000 000. Korea Institute of Geology, Mining, Materials (KIGAM), 1995.

Geological map 1: 200 000, NI-52-14, 15. Izuhara (Tsushima Island). Compiled by Yamada N., Sato Y. Geological Survey of Japan, 1989.

Golozoubov V.V., Markevich V.S., Bugdaeva E.V. Early Cretaceous changes of vegetation and environment in East Asia. Palaegeography, Palaeclimatology, Palaecology. 1999. N 153.P. 139-146.

Gradstein F.M., Agteberg F.P., Ogg J.C. et al. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale // Geochronology time scale and global stratigraphic correlation. V. SEMP Special Publication. 1995. N 54. P. 95-128.

Guiraud M., Seguret M. A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain) // Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Biddle K.T. and Christie-Blick N. (eds). Soc. Econ. Paltontologists and Mineralogists, spec. publs. 1985. N 37. P. 159-175.

Hashimoto Y., Kimura G. Underplating process from melange formation to duplexing: example from Cretaceous Shimanto Belt, Kii penisula, southwest Japan // Tectonics. 1999. V.

18, N 1. P. 92-107.

Hsu K.J. Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox // Geol. Soc. Amer. Bull. 1968. V. 79. P. 1063-1074.

Hirano H., Tanabe K., Ando H., Futakami M. Cretaceous Forearc Basin of Central Hokkaido: Lithofacies and Biofacies Characteristics // 29th IGC Field Trip Guide Book, Paleozoic and Mezosoic Terranes: basement of the Japanese Island Arcs. Nagoya University, 1992. V. 1. P. 45-80.

Ishiga H. Ultra-Tamba terrane // Ishikawa K., Mizutani S., Hara I. And Yao A. (eds). Pre-Cretaceous terranes of Japan. IGCP Project № 224. 1990. P. 97-108.

Hirooka K. Paleomagnetic studies of Pre-Cretaceous rocks in Japan. Publ. of IGSP Project N 224. Osaka, 1990. P. 401-406.

Ishikawa K. Pre-Cretaceous terranes of Japan // Ishikawa K., Mizutani S., Hara I., Hada S. and Yao A. (eds). Pre-Cretaceous terranes of Japan. Publ. of IGCP Project N 204. Osaka, 1990. P. 1-12.

Ishiwatari A., Ishida H., Lopez J.C., Ohama H., Tomioka N., Motoya M., Kondo M., Yamamoto A., Imasaka M., Katsuragi T. Rift-zone volcanism (moonstone rhyolite) and arc volcanism ("Green Tuff") in the Hokuriku area during the Miocene Japan Sea opening // Abstracts the International Kanazawa Workshop. Geological and Environmental Aspects of the Circum-Japan Sea Region: Toward the 21 st Century. Kanazawa, Japan, 2001. P. 1-10.

Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan Arc // Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, 127/128. 1992. P. 1311-1331.

Jones D.G., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphyc terranes in western North America // Accretion tectonics in Circum-Pacific regions. Tokio: Terrapub, 1983. P. 21-35.

Karig D.E. Tectonic erosion of trenches // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. V. 21. P. 209-212.

Karl S.M., Wandless G.F., Karpov A.M. Sedimentological and geochemical characteristics of LEG 129 siliceous deposits // Larson R.L., Lancelot Y., et al., 129: Proc. ODP, Sci. results, 129: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1988. P. 31-80.

Kato M. Pre-Cretaceous rocks in Hokkaido // Pre-Cretaceous terranes of Japan. Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. (eds.). Pub. of IGCP Project N 224. Osaka, 1990. P. 281-284.

Kawai N, Kume S., Ito H. Study on the magnetisation of the Japanese rocks // Journal of Geomagnetism and Geoelectricity. 1962. N 13. P. 150-203.

Kawamura M., Kato M., Nakai H., Nagata H., Kawamura T., Ezaki Y. Southern Kitakami terrane // Pre-Cretaceous terranes of Japan. Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. (eds.). Pub. of IGCP Project N 224. Osaka, 1990. P. 249-266.

Kemkin I.V., Filippov A.N. Structure and genesis of the lower structural unit of the Samarka Jurassic accretionary prism (Sikhote-Alin, Russia) // Geodiversitas. 2001. N 23 (3). P. 323-339.

Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side // Earth Science (Chikyu Kagaku). 2001. V. 55. P. 275-291.

Kim B.C. Sequential Development of Depositional Sistems in a Strike-Slip Basin: Southern Part of the Cretaceous Youngdong Basin, Korea. Ph.D. thesis. Yonsei University, 1996. 282 p.

Kim K.H., Lee J.S. Petrochemical Studies of the Cretaceous Volcanic Rocks from the Kyeongsang Sedimentary Basin. Jour. Geol. Soc. Korea. 1993. V. 29. P. 84-96.

Kim J.H., Lee J.Y., Kee, W.S. Structural Evolution of the Cretaceous Puyeo Basin, Korea. Jour. Geol. Soc. Korea. 1994. V. 30. P. 182-192.

Kiminami K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miashita S., Tajika J., Saka-kibara

M. Cretaceous-Paleogene Arc-Trench Systems in Hokkaido // 29th IGCP Field Trip Guide Book, V. 1. Paleozoic and Mezosoic Terranes: basement of the Japanese Island Arcs. Nagoya University, 1992. P. 1-44.

Kimura G. Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands // The Island Arc. 1996. N 5. P. 262-275

Kimura T. Recent knowledge of Jurassic and Early Cretaceous floras in Japan and phytogeography of this time in East Asia. Bull. Tokyo Gakugey Univ., 1987. V. 4, N 39. P. 87-115.

Kizaki K. Pre-Cretaceous rocks in the Ryukyus // Pre-Cretaceous terranes of Japan. Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. (eds.). Pub. of IGCP Project N 224. Osaka, 1990. P. 217-224.

Kojima S. Mesosoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. V. 69. P. 213-232.

Kojima S., Wakita K., Okamura Y., Natal'in B., Zyabrev S.V., Qinlong Z., Ji'an S. Mesozoic radiolarians from the Khabarovsk complex, eastern USSR: their significance in relation to the Mino teraane, central Japan // Journal of the Geological Society of Japan. 1991. V. 97, N 7.P. 549-551.

Kwon B.D., Kim K.J. Gravity and Magnetic Interpretation of Youngdong Basin Korea. (abs.) // Fourth Int. Sym. and Field Excursion of IGCP 321, Seoul, Korea, 1994. 61 p.

Lallemand S., Jolivet L. Japan Sea: A pull-apart basin // Earth Planet. Sci. Lett., 1985. N 76. P. 375-389.

Lash G.G. Diverse melanges of an ancient subduction complex // Geology. 1987. V.15. P. 652-655.

Lee D.W. Sedimentation and Tectonic Evolution of the Cretaceous Yongdong Basin, Korea. Ph.D. thesis. Korea University, 1990. 273 p.

Lee D.W., Paik K.H. Sedimentological characteristics along Yongdong Basin //Jour. Geol. Soc. Korea. 1989. V. 25. P. 259-272.

Lee D.W., Paik K.H. Evolution of strike-slip fault-controlled Cretaceous Yongdong Basin, South Korea: signs of strike-slip tectonics during infilling // Jour. Geol. Soc. Korea. 1990. V. 26. P. 257-276.

Lee D.W., Golozoubov V.V., Jeong J.G., Kim W.S., Chung G.S., Lee, S.D., Kim, K.H. Origin and Evolution of the Cretaceous (Valanginian-Albian) Sukhodol Sedimentary Basin in South Primorye, Russia // The J. of the Korean Earth Science Society. 1997. V. 18, N 3. P. 198-206.

Lee D.W. Strike-slip fault tectonics and basin formation during Cretaceous in Korean Peninsula // Island Arto. 1999. N 8. P. 218-231.

Lee G., Besse J., Courilott V., Montigny R. Eastern Asia in Cretaceous: new paleomagnetic data from South Korea and a new look at Cninese and Japanese data // Journal Geophysical Research. 1987. N 92. P. 3580-3596.

Lee J.Y. Structural evolution of the Gongju Basin (in Korean). Ph.D. thesis. Seoul National University, 1990. 219 p.

Lee Y.U. Stratigraphy, Depositional Environments and Evolution of the Cretaceous Chinan Basin. Ph.D. thesis, Seoul National University, 1992. 287 p.

Liu Z., Wang D., Liu W., Wang P., Du X., Yang G. Sedimentary characteristics of the Cretaceous in the Songliao Basin // Acta Geologica Sinica. 1993. V. 6, N 2, P. 167-180.

Matsuoka A., Yao A. Southern Chichibu terrane // Pre-Cretaceous terranes of Japan. Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. (eds.). Pub. of IGCP Project Osaka, 1990. N 224. P. 203-216.

Matthews V. Correlation of Pinnacles and Neenach volcanic formations and theyr bearing on San Andreas fault problem // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1976. V. 60. P. 83-96.

Minoura K. The Pre-Cretaceous geology and tectonics of Northern Kitakami region // Pre-Cretaceous terranes of Japan. Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. (eds.). Pub. of IGCP Project N. 224. Osaka, 1990. P. 267-280.

Mizutani S., Ji'an S., Qinlong Z. The Nadanhada terrane in relation to Mesozoic tectonics of continental margins of East Asia / /Acta Geologica Sinica, 1990. V. 3, N 1. P. 15-29.

Moore J.C., Byrn T. Thickening of fault zones: a mechanism of melange formation in accreting sediments // Geology. 1987. V. 15. P. 1040-1043.

Nakae S. Jurassic accretionary complex of the Tamba terrane, Southwest Japan, and its formative process // Journal Geosciences, Osaka City University. 1993. V. 36. P.15-70.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. P. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map., U.S. geological Survey, Open-File Report. 1994. 714 p.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Geological Survey, open-file report 98-754. 1998. 125 p.

Odin G.S., Odin C. Echelle Numerique des Temps Geologisques // Geochronologie. 1990. V. 35. P. 12-20.

Ohana T., Kimura T. Late Mezozoic phytogeography in Eastern Eurasia with special reference to the origin of angiosperms in time and site // Proceedings of 15th International Symposium of Kyungpook National University. 1995. P. 293-328.

Onishi C.T., Kimura G. Change in fabric of melange in the Shimanto Belt, Japan: change in relative convergence? // Tectonics. 1995. V. 14, N 5. P. 1273-1289.

Otofuji Y., Matsuda T., Nohda S. Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc // Nature. 1985. N 317. P. 603-604.

Otofuji Y. Large tectonic movement of the Japan Arc in Late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // The Island Arc. 1996. N 5. P. 229-249.

Otsuki K. Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan // The Island Arc. 1992. N 1. P. 51-63.

Otsuki K., Ehiro M. Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan Sea // J. Phys. Earth. 1978. V. 26. P. 537-555.

Patchett P.Y., Chase C.G. Role of transform continental margin in major crustal growth episodes // Geology. 2002. V. 30. N 1. P. 95-99.

Plafker G. Regional geology and tectonic evolution of Alaska and adjacent parts of the Northeast Pacific Ocean Margin // Proceeding of the Pacific Rim Congress 90, Australasian Instituteof Mining and Metalurgy, Queensland, Australia. 1990. P. 841-853.

Platt J.P., Legett J.K., Yuong J. et al. Large-scale sediment underplating in the Macran accretionary prism, Sothwest Pakistan // Geology. 1985. V. 13. P. 507-511.

Pre-Cretaceous terranes of Japan / eds. Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. Pub. of IGCP Project N 224. Osaka, 1990. 413 p.

Reading H.G. Characteristics and recognition of strike-slip fault system // Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zone, Intl. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publs. 1980. N 4. P. 7-26.

Ree C.W. The Northwestern Kyongsang Basin (Cretaceous), Korea: Depositional Environments, Architecture and Allostratigraphy. Ph.D. thesis, Seoul National University, 1994. 268 p.

Ren Q., Qiu J., Wang D., Xie X., Yang R. Metallogenic Series Associated with Volcanic Activities in the Mesozoic Shoshonite Province, Eastern China // Proceeding of the 29th International Geological Congress, 1992. Resourse Geology Special Issue. 1993. N 15. P. 309-316.

Rodgers D.A. Analysis of pull-apart basin defelopmentation produced by en echelon strike-

slip faults. In: Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zone, Intl. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publs. 1980. N 4. P. 27-46.

Scotese C.R. Continental drift, Phanerozoic plate tectonic reconstructions. Arlington, University of Texas, Department of Geology, Paleomap Progress Report 36, edition 7 (CD-ROM), 1997.

Scotese C.R., Nokleberg W.J., Monger J.W.H., Norton I.O., Parfenov LM., Buntzen T.K., Dawson K.M., Eremin R.A., Frolov Y.F., Fujita K., Goryachev N.A., Khanchuk A.I., Pozdeev A.I., Ratkin V.V., Rodionov S.M., Rozenblum I.S., Scholl D.W., Shpikerman V.I., Sidorov A.A., Stone D.B. Dynamic Computer Model for the Metallogenesis and Tectonics of the Circum-North Pacific. Open-File Report 01-261, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey (CD-ROM), 2001.

Seely D.R., Vail P.R., Walton G.G. Trench slope model // Burc C.A., and Drake D.L., eds. The geology of continental margins. New York: Springer-Verlag., 1974. P. 249-260.

Song M.Y., Lee C.Z., Lee J.R. Integrated Geotectonic StPy on the Mesozoic Sedimentary Basins in Umsong-Jeunpyeong and Kongju Area (I. Umsong-Jeungpyeong) // Jour. Korean Earth Science Society. 1990. N 11(1). P. 1-12.

Steel R.J, Gloppen T.G. Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling. Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones, Intl. Assoc. Sedimentologists. Spec. Publs. 1980. V. 4. P. 79-103.

Taira A., Tashiro M. Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonics in Japan and eastern Asia // Taira A. and Tashiro M., eds. :Historial biogeography and plate tectonic evolution of Japan and eastern Asia.Tokyo: Terra Pub., 1987. P. 1-43.

Takahashi M., Saito K. Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan // The Island Arc. 1997. N 6. P. 168-182.

Tamura M. The distribution of Japanese Triassic bivalve faunas with special reference to parallel distribution of inner Arcto-Pacific fauna and outerTethyan fauna in Upper Triassic // Pre-Cretaceous terranes of Japan. Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. (eds.). Pub. of IGCP Project N 224. Osaka, 1990. P. 347-360.

Tazawa J. Pre-Neogene tectonics of the Japanese Islands from the viewpoint of palaeobiography // Journal of the Geological Society of Japan. 1993. N 99. P. 525-543.

Tazawa J. Middle Permian brachiopod faunas of Japan and South Primorye, Far East Russia: their palaeobiogeographic and tectonic implications // Geosciences Journal. 2001. V. 5, N 1. P. 19-26.

Tchalenko J.S. Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes // Geological Society of Averica Bulletin. 1970. V. 81. P 1625-1640.

Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. W.H.Freeman and Company, New York, 1992. 532 p.

Uchimura H., Kono M., Tsunakawa H., Kimura G., Wei Q., Hao T., Liu H. Paleomagnetism of Late Mezosoic rocks from northeastern China: the role of the Tan-Lu fault in the North China Block // Tectonophysics. 1996. N 262. P. 301-319.

Vishnevskaya V.S., Rechkin A.N. Cretaceous radiolarians of Eastern Sakhalin: age and paleoenvironments // The IVth International Symposium of IGCP 434; Program and abstracts. Khabarovsk, 2002. P. 111-112.

Warsi W.E.K., Hilde T.W.C., Searle R.C. Convergence structures of the Peru trench between 10° and 14° S // Tectonophysics. 1983. V. 99. P. 313-321.

Westbrook G.K., Ladd J.W., Buhl P., Bangs N., Tiley G.J. Cross section of on accretionary wedge: Barbados Ridge complex // Geology. 1988. V. 16. P. 631-635.

Wilson J.T. A new class of faults and their bearing on continental drift // Nature. 1965. N

4995. P. 343-347.

Xu J., Tong W., Zhu G., Lin S., Ma C. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework in East Asia // J. of Southeast Asia Earth Sci. 1989. V. 3, N 1-4. P. 29-45.

Xu J. Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone // Xu J. (ed.) Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley, Sons, 1993. P. 17-51.

Yano T., Wu G. Middle Jurassic to Early Cretaceous arch tectonics in East Asian continental margin // Ki-Hong Chang (ed.). Environmental and tectonic history of East and South Asia. Proceedings of 15 Intern. simp. of Kyungpook National University. Taegu, Korea, 1995. P. 177-192.

Zharov A. Tectonostratigraphy of the Tonino-Aniva peninsula, South Sakhalin, Russia // The IVth International Symposium of IGCP 434; Program and abstracts. Khabarovsk, 2002. P. 120-121.

Zhu Ziwen Paleomagnetism in Eastern China and the Horizontal Displacement of the Tancheng-Lujiang Fault Zone // Jiawei, Xu. (ed.) Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John

Wiley, Sons, 1993. P. 139-148.

оглавление

Глава І. Геодинамические обстановки формирования континентальных окрани Палеопацифики в юрское и раннемеловое время 7 Глава П.Юрские террейны Сихотэ-Алиня 18 1. Самаркинский террейн и его аналоги 18 1. Самаркинский террейн и его аналоги 18 Тектоностратиграфические комплексы в верховьях р. Уссури и в бассейнах се крупных правых притоков – рек Журавлевка, Павловка и Малиновка 21 Северные продолжения Самаркинского террейна 44 Аналоги Самаркинского террейна в Японии 48 2. Ульбанский террейн 50 Глава Ш. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемеловые сомплексы континентального обрамления северо- запада бассейи террейн 54 Субтеррейны 54 Павлючения океанического материала в Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 62 Условия формирования Турбидитов Журавлевского террейна 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского террейна 79 Скадкий террейн 79 Сколадки с крутопадающими шарнирами 84 Субтеррейн 79 Ссоладки с крутопадающими шарнирами 84 Стру ктуры кинк-банда, магматизм и рудообразование <	Введение	5
окраин Палеопацифики в юрское и раннемеловое время	Глава I. Геодинамические обстановки формирования континентальных	
Глава П.Юрские террейны Сихотэ-Алиня 18 1. Самаркинский террейн и его аналоги 18 Тектоностратиграфические комплексы в верховьях р. Уссури и в 50 бассейнах се крупных правых притоков – рек Журавлевка, 21 Северные продолжения Самаркинского террейна 44 Аналоги Самаркинского террейна в Японии 48 2. Ульбанский террейн 50 Глава Ш. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северозапада Тихого океана 54 1. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северозапада Тихого океана 54 1. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- 54 1. Раннемсловые коррейны 54 Субтеррейны 54 Включения оксанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования турбидитов Журавлевского 69 Кемсий террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 70 Кисслевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-балада, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пеняхинского хребта (Корякия) 96 Харитонин	окраин Палеопацифики в юрское и раннемеловое время	7
1. Самаркинский террейн и его аналоги 18 Тектоностратиграфические комплексы в верховьях р. Уссури и в бассейнах ее крупных правых притоков – рек Журавлевка, 21 Павловка и Малиновка 21 Северные продолжения Самаркинского террейна 44 Аналоги Самаркинского террейна в Японии 48 2. Ульбанский террейн 50 Глава III. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемеловые террейны Сихотэ-Алиня 54 Субтеррейны 54 Субтеррейны 54 Вълючения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 Кемский террейн 70 Кисслевско-Маноминский террейн 79 Складки с крутопадающими шариирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 97 Санарки с крутопадающими шариирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92	Глава II.Юрские террейны Сихотэ-Алиня	18
Тектоностратиграфические комплексы в верховьях р. Уссури и в бассейнах се крупных правых притоков – рек Журавлевка, Павловка и Малиновка 21 Северные продолжения Самаркинского террейна 44 Аналоги Самаркинского террейна в Японии 48 2. Ульбанский террейн 50 Глава III. Раннемсловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемсловые террейны Сихотэ-Алиня 54 Таухинский террейн 54 Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 62 Условия формирования турбидитов Журавлевского 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 97 Санический террейн 97 Анычаланский террейн 97	1. Самаркинский террейн и его аналоги	18
бассейнах ее крупных правых притоков – рек Журавлевка, 21 Северные продолжения Самаркинского террейна 44 Аналог и Самаркинского террейна в Японии 48 2. Ульбанский террейн 50 Глава III. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 Таухинский террейн 54 Субтеррейны 54 Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна в Японии 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 Кемский террейн 70 Киселевскоо-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Стру ктуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 97 Ганьчаланский террейн 97 Ганьчаланский террейн	Тектоностратиграфические комплексы в верховьях р. Уссури и в	
Павловка и Малиновка 21 Северные продолжения Самаркинского террейна 44 Аналоги Самаркинского террейна 44 Аналоги Самаркинского террейна 50 Глава III. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемеловые террейны 54 Субтеррейны 54 Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 62 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, акгматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 97 Санычаланский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Куюльский перрейн 126 <	бассейнах ее крупных правых притоков – рек Журавлевка,	
Северные продолжения Самаркинского террейна 44 Аналоги Самаркинского террейна 48 2. Ульбанский террейн 50 Глава III. Раннемсловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемсловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемсловые террейны Сихотэ-Алиня 54 Субтеррейны 54 Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 70 Киселевско-Маноминский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинской херрейн 97 Санычаланский террейн 97 Санычаланский террейн 97 Санычалони кей террейн 97 Санычалынский террейн 97 <	Павловка и Малиновка	21
Аналоги Самаркинского террейна в Японии 48 2. Ульбанский террейн 50 Глава III. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемеловые террейны Сихотэ-Алиня 54 Таухинский террейн 54 Субтеррейны 54 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Велючения океанического материала в Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна в Японии 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского террейна 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Силадки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 <td>Северные продолжения Самаркинского террейна</td> <td>44</td>	Северные продолжения Самаркинского террейна	44
2. Ульбанский террейн 50 Глава III. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемеловые террейны Сихотэ-Алиня 54 Таухинский террейн 54 Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 63 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 Кемский террейн 70 Кисслевско-Маноминский террейн 70 Кисслевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 102 Куюльский террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 120 Особенности тектонической эволюции региона в 121 Деформационные структуры 126 Выводы	Аналоги Самаркинского террейна в Японии	48
Глава III. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо- запада Тихого океана 54 1. Раннемеловые террейны Сихотэ-Алиня 54 Тау хинский террейн 54 Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Тау хинском террейне 61 О моделях формирования Тау хинского террейна 62 Вероятные аналоги Тау хинского террейна в Японии 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Айнынский террейн 97 Айнынский террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 126 З. Раннемеловое время 125 Выводы 126 З. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной окраины Азии 126 Бассейны ка	2. Ульбанский террейн	50
запада Тихого океана 54 1. Раннемеловые террейны Сихотэ-Алиня 54 Таухинский террейн 54 Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 62 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Санычиланский террейн 97 Айнынский террейн 92 Особенности тектонической эволюции региона в раннемеловое время 125 Выводы 126 З. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной окраины Азии 126 З. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной окраины Азии 126 Быводы 126 Выводы 126	Глава III. Раннемеловые комплексы континентального обрамления северо-	
1. Раннемеловые террейны Сихотэ-Алиня 54 Таухинский террейн 54 Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 70 террейна 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Силадки с крутопадающими шарнирами 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Санычаланский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции	запада Тихого океана	54
Таухинский террейн 54 Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Сибиолитовый террейн 97 Айнынский террейн 91 Цеформационные структуры 102 Куюљский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 окраины Азии 126 Бассейны, приуроченные к с	1. Раннемеловые террейны Сихотэ-Алиня	54
Субтеррейны 54 Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского террейна 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Сайычаланский террейн 97 Сайычаланский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в раннемеловое время 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной окраины Азии 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зо	Таухинский террейн	54
Включения океанического материала в Таухинском террейне 61 О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 террейна 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Собенности тектонической эволюции региона в 120 Особенности тектонической эволюции региона в 126 З. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 окраины Азии 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 127	Субтеррейны	54
О моделях формирования Таухинского террейна 62 Вероятные аналоги Таухинского террейна в Японии 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского террейна 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 127	Включения океанического материала в Таухинском террейне	61
Вероятные аналоги Таухинского террейна в Японии 64 Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 120 Особенности тектонической эволюции региона в 126 3. Раннемеловое время 125 Выводы 126 З. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 окраины Азии 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 127	О моделях формирования Таухинского террейна	62
Журавлевский террейн 65 Условия формирования турбидитов Журавлевского 69 террейна 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 120 Особенности тектонической эволюции региона в 126 З. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 127	Вероятные аналоги Таухинского террейна в Японии	64
Условия формирования турбидитов Журавлевского террейна 69 Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 97 Айнынский террейн 91 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 120 0собенности тектонической эволюции региона в раннемеловое время 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной окраины Азии 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	Журавлевский террейн	65
террейна	Условия формирования турбидитов Журавлевского	
Кемский террейн 70 Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 120 Особенности тектонической эволюции региона в 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 126 Банджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	террейна	69
Киселевско-Маноминский террейн 78 Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 120 Особенности тектонической эволюции региона в 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 126 Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	Кемский террейн	70
Деформационные структуры 79 Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 127	Киселевско-Маноминский террейн	78
Складки с крутопадающими шарнирами 84 Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование 92 2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 126 Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	Деформационные структуры	79
Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование	Складки с крутопадающими шарнирами	84
2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия) 96 Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 127	Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование	92
Харитонинский террейн 97 Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 126 Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	2. Террейны Пенжинского хребта (Корякия)	96
Ганычаланский террейн 97 Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 127	Харитонинский террейн	97
Айнынский террейн 102 Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 120 раннемеловое время 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 126 Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	Ганычаланский террейн	97
Куюльский офиолитовый террейн 113 Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 120 враннемеловое время 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 126 Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	Айнынский террейн	102
Деформационные структуры 120 Особенности тектонической эволюции региона в 125 раннемеловое время 125 Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 126 Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	Куюльский офиолитовый террейн	113
Особенности тектонической эволюции региона в раннемеловое время	Деформационные структуры	120
раннемеловое время	Особенности тектонической эволюции региона в	
Выводы 126 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной 126 окраины Азии 126 Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и 127 Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	раннемеловое время	125
 3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной окраины Азии Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127 	Выводы	126
окраины Азии	3. Раннемеловые эпиконтинентальные бассейны восточной	
Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	окраины Азии	126
Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея) 127	Бассейны, приуроченные к сдвиговым зонам Конджу-Ымсонг и	
	Кванджу-Ёндонг (Юго-Восточная Корея)	127
Бассейн Ёндонг 127	Бассейн Ёндонг	127

Другие бассейны, приуроченные к зонам разломов
Конджу-Ымсонг Кванджу-Ёндонг
Обсуждение и выводы
Бассейн Кенсан
Алчанский бассейн (Северо-Западное Приморье)
а) Стратиграфия и фации
б) Дислокации
в) Динамика формирования
Партизанско-Суходольский бассейн (Южное Приморье)
а) Стратиграфия и фации
Валанжинские отложения
Верхнеготеривские-альбские отложения
Верхниальбские-сеноманские отложения
б) Дислокации
в) Модель формирования Партизанско-Суходольского бассейна
Валанжин-альбское время
Альб-сеноманское время
Раздольненский бассейн (Юго-Западное Приморье)
а) Стратиграфия и фации
б) Складки и надвиги
в) Сбросы и взбросы
 г) Динамика формирования и развития бассейна
Бассейн Сунляо (Северо-Восточный Китай)
А) Готерив-баррем – стадия заполнения грабенов
Б) Апт-альб – переход от стадии заполнения грабенов к стадии
общего погружения
В) Сеноман-коньяк – стадия максимального обшего погружения.
Г) Кампан-маастрихт – стадия сокрашения прогиба
Обсужление и выволы
Глава IV. Геолинамические реконструкции
1. Общие замечания
2. Кайнозойские структуры
Характер перемешений влоль крупных раздомов Япономорского
региона в миоцене
Реконструирование домиошеновых структур Япономорского
региона
Линамика раскрытия Японского моря
3 Позлнемеловые структуры
4 Раннемеловые (доальбские) структуры
5 Раннемеловые (доготеривские) структуры
6 Позлнеюрские-раннемеловые (титон-валанжинские) структуры
Глава V Режим трансформной окраины и орогенез
Выволы
Питература
21111epa13 pa

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. Geodynamic conditions of the Pacific continental margin formation	7
Chapter II. Jurassic terranes of Sikhote-Alin	18
1. Samarka terrane and its analogues	18
Tectonostratigraphic complexes in riverhead and large right inflows	
of the Ussuri River basins – Zhuravlevka, Pavlovka and Malinovka	
Rivers	21
Northern continuation of the Samarka terrane	44
Analogues of the Samarka terrane in Japan	48
2. Ulban terrane	50
Chapter III. Lower Cretaceous complexes of the North-Western Framing of the	
Pacific Ocean	54
1. Early Cretaceous terranes of the Sikhote-Alin	54
Taukha terrane	54
Subterranes	54
Inclusions of oceanic material in the Taukha terrane	61
About formation models of the Taukha terrane	62
Probably analogues of the Taukha terrane in Japan	64
Zhuravlevka terrane	65
Formation conditions of the Zhuraylevka terrane turbidites	69
Kema terrane	70
Kiselevka-Manoma terrane	78
Deformation structures	79
Folds with steeply dipping hinges	84
Kink-bendind structures, magmatism and ore-formation	92
2. Terranes of the Penzhina Ridge (Korvakia Region)	96
Kharitonya terrane	97
Ganychalan terrane	97
Ainvn terrane	102
Kuvul ophiolitic terrane	113
Deformation structures	120
Tectonic evolution of the region during Early Cretaceous time	125
Conclusions	126
3. Early Cretaceous epicontinental basins of the Eastern Asia continental	
margin	126
Basins along Kongju-Eumseong and Kwangju-Yondong strike-slip	
fault zones .(South-Western Korea)	127
Yondong basin	127
Another basins along Kongju-Eumseong and Kwangju-	
Yondong strike-slip fault zones	134
Discussion and conclusions	134
Kyongsang Basin	135
Alchan Basin (North-Western Primorye)	139
a) Stratigraphy and facies	142
б) Dislocations	148

в) Dynamics of formation	150
Partizansk-Sukhodol basin (South Primorye)	155
a) Stratigraphy and facies	157
Valanginian deposits	157
Upper Hauterivian-Albian deposits	158
Upper Albian-Cenomanian deposits	161
б) Dislocations	162
в) Model of Partizansk-Sukhodol basin formation	166
Valanginian-Albian time	166
Albian-Cenomanian time	170
Razdolnoye Basin (South-Western Primorye)	172
a) Stratigraphy and facies	175
б) Folds and thrusts	177
в) Normal and reverse faults	178
r) Dynamics of the formation and evolution of the basin	178
Songliao Basin (North-Eastern China)	180
A) Hauterivian-Barremian: graben's infilling stage	181
Б) Aptian-Albian: from graben's infilling stage to general	
sinking stage	183
B) Cenomanian – Coniacian: maximal general sinking stage	183
Γ) Campanian-Maastrichtian: basin's reduction stage	183
Discussion and conclusions	184
Chapter IV. Geodynamic reconstructions	185
1. General notes	185
2. Cenozoic structures	188
Character of movements along large faults of the Japan Sea region	
during Miocene	190
Reconstruction of the Pre-Miocene structures of the Japan Sea region	193
Dynamics of the Japan Sea opening	196
3. Late Cretaceous structures	197
4. Early Cretaceous (Pre-Albian) structures	199
5. Early Cretaceous (Pre-Hauterivian) structures	203
6. Late Jurassic-Early Cretaceous (Tithonian-Valanginian) structures	203
Chapter V. Transform margin regime and orogenesis	206
Conclusions	209
References	210