

УДК 551.242.3(371.617)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА И ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРА ТИХОГО ОКЕАНА

© 2003 г. Г. Е. Некрасов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 25.11.2002 г.

На основании анализа материалов по тектонике Корякско-Камчатского и Охотоморского регионов, а также тектонических, петрологических и изотопных данных по Срединно-Камчатскому и Ганальскому массивам высказано предположение, что последние представляют собой зональные метаморфические ядра, в которых на поверхность выведены метаморфизованные комплексы домеловой зоны коллизии Охотоморского и Укэлайт-Срединно-Камчатского континентальных массивов. Возрастной диапазон тектонически смещенных в ней пород окраинно-континентальных, океанических и островодужных структур, принадлежность заключенных в них споро-пыльцевых комплексов к Катазиатской провинции и низкие широты формирования средне-верхнеюрских и верхнемеловых кремней в опоясывающих континентальные массивы с севера складчатых структурах позволяют, с определенной долей вероятности, рассматривать эту зону коллизии как восточное продолжение сутуры Циньлинь-Даби-Хида-Хитачи-Такануки.

Сформированный в результате этой коллизии композитный Охотоморско-Камчатский континентальный массив образует совместно с континентальными массивами Центральной Азии (Северо-Китайский, Южно-Гобийский, Центрально-Монгольский, Аргуньский и др.) и массивами Северо-Американского сектора Тихоокеанского пояса (террейны Никсон Форк, Юкон-Танана и Кассиар) протяженную структуру, являвшуюся на ранне-среднепалеозойском этапе развития Тихоокеанского сектора Земли структурным барьером между Палеоазиатским океаном и Прототетисом, на позднепалеозойско-раннемезозойском – барьером между Палеотетисом и Монголо-Охотским океаном, а на позднемезозойском – структурным рубежом между Мезопацификой, с одной стороны, и океанами Корякским и Ангачуам, с другой.

На рубеже мезозоя и кайнозоя в связи с формированием современной океанической литосферы Тихого океана и закрытием Корякского океана и океана Ангачуам микроконтинентальные блоки этого структурного рубежа вместе с аккрецированными к ним островодужными террейнами испытали дрейф на север и были причленены к Верхояно-Чукотскому континенту и Северо-Американскому кратону.

ВВЕДЕНИЕ

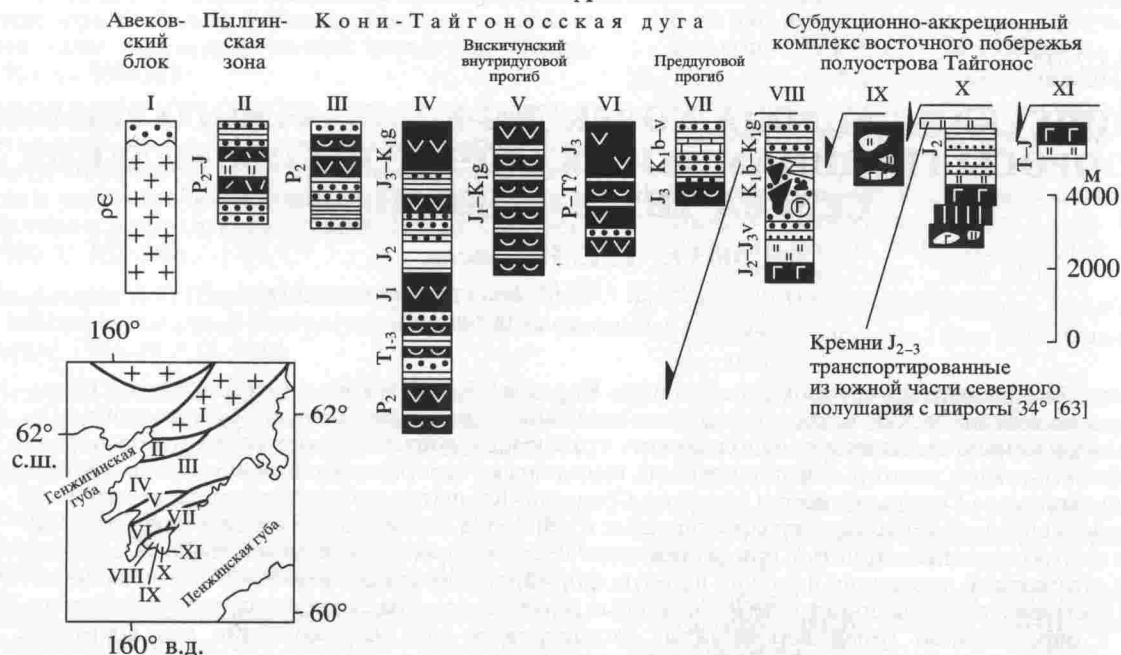
Предложенные модели тектонического развития Корякско-Камчатского региона [19, 30, 38, 39, 49, 51, 52 и др.] основаны, как правило, на традиционных схемах, рассматривающих Корякско-Камчатский регион как асимметрично-зональное аккреционное сооружение, возникшее в результате мезо-кайнозойской аккреции тихоокеанских плит к Верхояно-Чукотскому континенту. В рамках этих представлений палеозойские и мезозойские офиолиты запада Корякско-Камчатского региона интерпретируются в качестве фрагментов Палео- и Мезопацифики либо фрагментов островодужных и шельфовых структур Северо-Американской континентальной окраины, испытавших в позднем мезозое и кайнозое дрейф в составе тихоокеанских плит и сгруженных перед краем Верхояно-Чукотского континента в процессе столкновения плит с континентом [38, 39, 49, 51].

Существующие материалы, однако, показывают, что некоторые принципиально важные положения этих построений спорны и нуждаются, на наш взгляд, в существенной корректировке.

Первое из этих положений касается трактовки широко представленных в разрезах Корякско-Камчатского региона терригенных пород, классифицирующихся в разных работах как субаркозы либо кварц-полевошпатовые граувакки. Происхождение этих пород традиционно связывается с выносом кварц-полевошпатового материала со стороны Верхояно-Чукотского континента, что является одним из аргументов в пользу вывода об отсутствии в структурах Камчатки и Центральной Корякии фрагментов каких-либо других континентальных структур, а среди палеоокеанических комплексов – каких-либо других комплексов, кроме тихоокеанских.

Первые из этих субаркозов зафиксированы в разрезах восточного побережья полуострова

А



Б

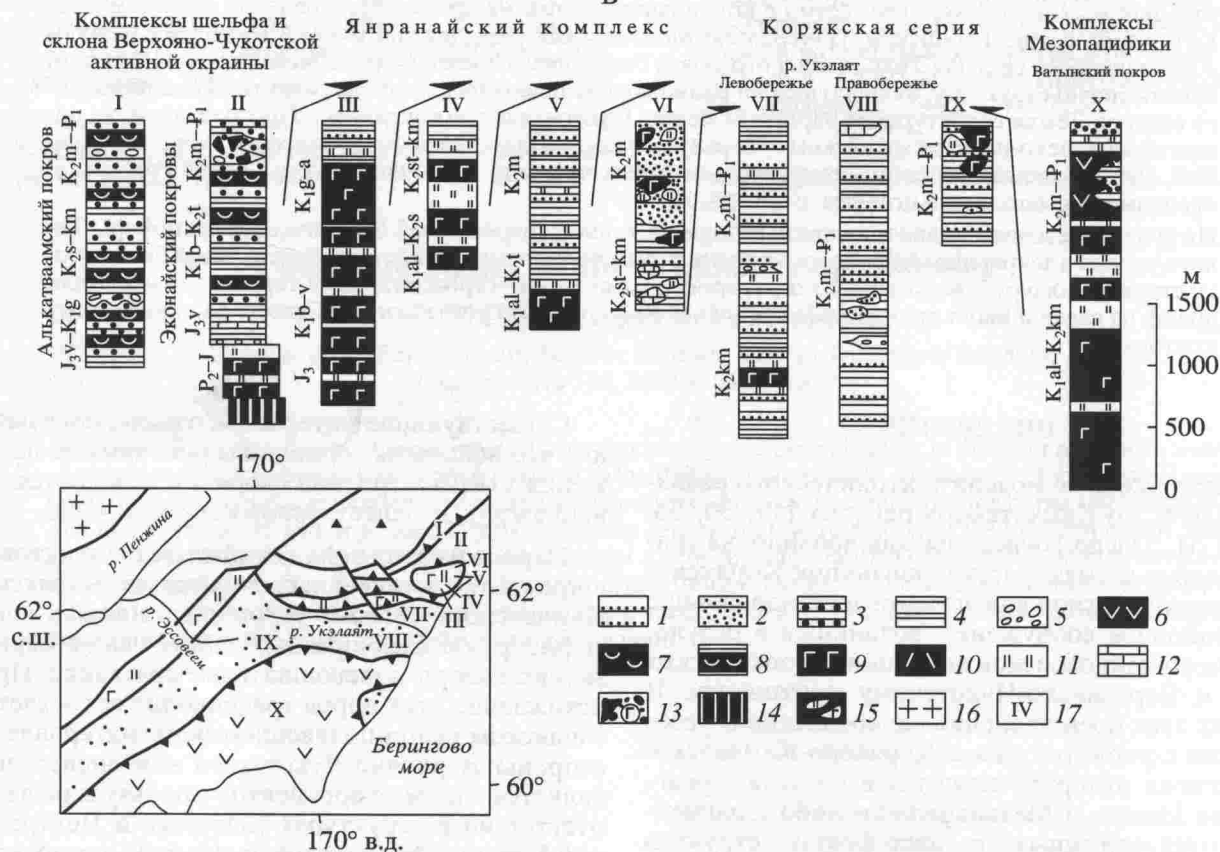


Рис. 1. Сопоставление разрезов структурно-формационных зон полуострова Таймыр (А) и Южной Камчатки (Б).

1 – аркозы; 2 – полимиктовые и аркозовые песчаники, нерасчлененные; 3 – вулканомиктовые песчаники; 4 – алевриты и глинистые сланцы; 5 – конгломераты; 6 – лавы островодужного генезиса; 7 – туфы; 8 – туфо-турбидиты; 9 – океанические базальты; 10 – кварцевые кератофиты; 11 – кремни; 12 – карбонатные породы; 13 – олистостромы; 14, 15 – габбро (14) и гипербазиты (15) меланократового фундамента; 16 – докембрийский кристаллический фундамент; 17 – номера разрезов и их место на схемах.

Тайгонос (рис. 1, А) в верхней части разреза океанического чехла триасово-юрской океанической коры, выведенной в виде тектонических чешуй перед фронтом позднепалеозойско-позднемезозойской Кони-Тайгоносской дуги [33, 55]. Материалы по структурно-фациальной зональности Кони-Тайгоносской дуги [15, 16, 33] и недавно опубликованные палеошироты формирования средне-верхнеюрских кремней из субдукционно-аккреционного комплекса [63] исключают авековское (верхоянское) [55] происхождение аркозового материала в этом разрезе и свидетельствуют, скорее, о поступлении его в юрский океанический бассейн с какой-то другой континентальной плиты, находившейся от него южнее или западнее.

Вторые субаркозы, меловые-раннеэоценовые, слагают осевую Укэлаят–Срединно-Камчатскую зону Камчатки и Южной Корякии (см. рис. 1, Б). В существующих тектонических схемах им, как и кварц-полевошпатовым породам полуострова Тайгонос, отводится роль осадков шельфа и склона Верхояно-Чукотской континентальной окраины [49, 52, 57, 58].

Анализ меловой зональности корякско-камчатских структур это опровергает и показывает, что в Южной Корякии (см. рис. 1, Б) в направлении Верхояно-Чукотского континента рассматриваемые субаркозы сменяются океаническими базальтами и кремнями яранайского комплекса, а южнее – сантон-кампанскими базальтами и кремнями эссоевской свиты [34]. Аналогичная зональность в распределении терригенных и вулканогенно-кремнистых осадков наблюдается на Камчатке [5, 52]. Это говорит о том, что субаркозы Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна р. Укэлаят не могут маркировать край Верхояно-Чукотского континента, а являются осадками шельфа и склона пассивной окраины другой континентальной структуры, отделявшейся в меловое время от Верхояно-Чукотского континента Палано-Яранайским океаническим бассейном [34]. Палеомагнитные данные, полученные для кампан-маастрихтских кремней паланского разреза [56], ограничивают положение северного края этой континентальной структуры для этого времени широтой 40°.

Вышесказанное позволяет прогнозировать присутствие в осевой части Камчатки и Центральной Корякии обширного массива континентальной коры (Укэлаят–Срединно-Камчатского), дрейф которого из южных широт и последующая коллизия с Верхояно-Чукотским континентом в конечном счете и обусловили формирование этой покровной структуры [34].

Сходная точка зрения на природу некоторых континентальных массивов северо-западной части Тихоокеанского пояса ранее была высказана в [19], с тем лишь принципиальным отличием,

что, во-первых, присутствие в структурах Камчатки и Корякского нагорья такого тектонического элемента, как Укэлаят–Срединно-Камчатский массив, аторами данной работы не предполагалось, во-вторых, помимо Охотоморского, дрейф из южных широт прогнозировался также для Охотского и Омогонского массивов, что, в принципе, невозможно. Последние являются элементами тыловых структур позднепалеозойско-позднемезозойской Кони-Тайгоносской дуги [33], в силу чего предложенный авторами сценарий дрейфа этих массивов на север мог бы быть осуществлен лишь в случае прохождения этими массивами сквозь дугу, что, конечно, нереально.

Вторым проблемным моментом опубликованных тектонических схем являются принятые в них концепции относительно геодинамической природы Срединно-Камчатского и Ганальского метаморфических массивов. Во всех схемах они классифицируются либо как фрагменты разреза Охотоморской [29, 53, 62] или Западно-Камчатской микроплит [5, 52], либо как элементы поздне-мезозойского аккреционного комплекса [6, 28, 40, 42, 45]. Структурная позиция метаморфических пород, тренды параметров метаморфизма и высказанные выше соображения о возможной континентальной природе основания Укэлаят–Срединно-Камчатской зоны позволяют предложить еще один сценарий их формирования.

Ниже нами предпринята попытка еще раз проанализировать эти вопросы на материалах по тектонике Камчатки и Корякского нагорья и, в частности, тех из них, которые непосредственно касаются Срединно-Камчатского и Ганальского массивов.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Корякско-Камчатский регион входит в состав Корякско-Камчатской складчатой области. Внутри нее выделяются раннемеловая Тайгоносско-Западно-Корякская система и очень сложная структурная зона позднемеловых-кайнозойских структур, состоящая, в свою очередь, из четырех тесно связанных в развитии систем: позднемеловой-раннеэоценовой Корякско-Камчатской, эоцен-миоценовой Восточно-Камчатской, эоцен-миоценовой Западно-Камчатской и кайнозойской Охотоморской (рис. 2, 3).

Тайгоносско-Западно-Корякская раннемеловая система образована комплексами позднепалеозойско-позднемезозойской *Кони-Тайгоносской* и позднемезозойской *Мургальской* островных дуг и *аккреционными структурами* поздней юры-раннего мела, в строении которых участвуют блоки деформированного на рубеже среднего-

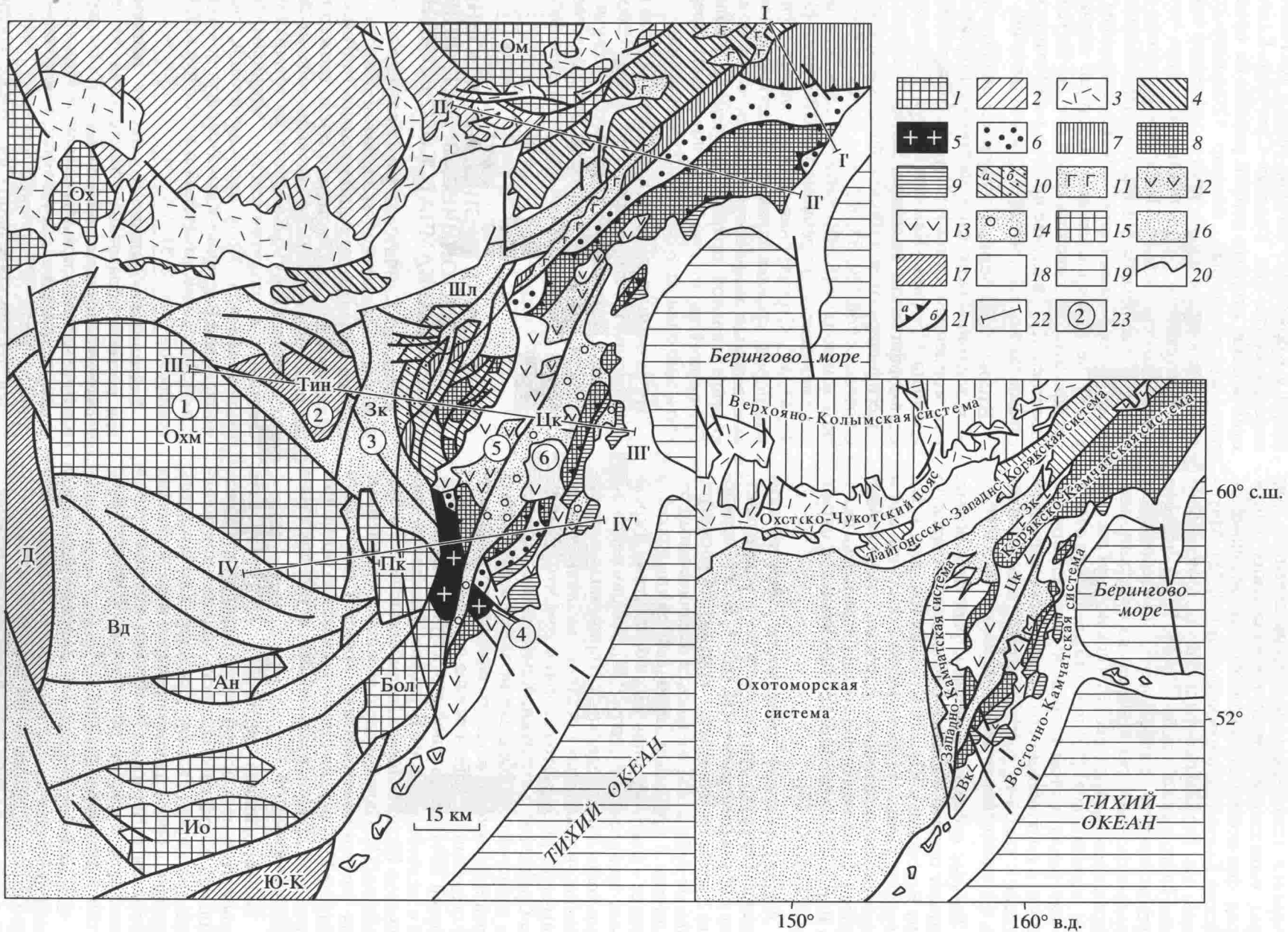


Рис. 2. Схема тектонического строения Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского пояса по [1, 11, 27, 34, 35, 46, 49, 54, 72].

1–3 – Верхояно-Колымская позднелюрско-раннемеловая система **Верхояно-Чукотской складчатой области**: 1 – Охотский (Ох) и Омолонский (Ом) докембрийские срединные массивы, 2 – Верхояно-Колымский позднелюрско-раннемеловой пояс; 3 – Охотско-Чукотский ранне-позднемеловой окраинно-континентальный вулканогенный пояс. 4–17 – **Корякско-Камчатская складчатая область**: 4 – Тайгоносско-Западно-Корякская раннемеловая система; 5–8 – Корякско-Камчатская маастрихт-раннеэоценовая система: 5, 6 – Укэляят-Срединно-Камчатская зона (автохтон); 5 – домеловые (?) метаморфические комплексы Срединно-Камчатского и Ганальского массивов, 6 – комплекс пород субарктической формации мела-раннего эоцена, 7, 8 – покровные комплексы Корякского (7) и Ируней-Ватынского (8) поясов (аллохтон); 9 – Восточно-Камчатская эоцен-миоценовая система; 10 – Западно-Корякская эоцен-миоценовая система: а) – на суше, б) – в акватории Охотского моря; 11–13 – вулканические пояса эоцен-олигоценного (11), олигоцен-миоценового (12) и миоцен-четвертичного возраста (13); 14 – терригенные миоцен-четвертичные толщи Центрально-Камчатского грабена и Тюшевского прогиба; 15–17 – Охотоморская кайнозойская система: 15 – поднятия с корой континентального типа и повышенной мощностью литосферы (Охм – Охотоморское, Ан – Академии наук, Ио – Института океанологии, Пк – Прикамчатское, Бол – Большерецкое), 16 – прогибы на коре континентального типа (Шл – Шелеховский, Зк – Западно-Камчатский, Вд – Восточно-Дерюгинский и др.), 17 – глубоководные впадины с корой океанического типа (Тин – Тинро, Д – Дерюгина, Ю-К – Южно-Курильская); 18 – структуры шельфов, 19 – океаническая кора Тихого океана и Берингова моря; 20 – стратиграфические границы; 21 – надвиги (а), разломы (б); 22 – линии профилей (см. рис. 3); 23 – местоположение и номера разрезов земной коры типового ряда структур (см. рис. 4).

Буквами на врезке обозначены вулканические пояса: Зк – Западно-Камчатско-Корякский, Цк – Центрально-Камчатский, Вк – Восточно-Камчатский.

позднего палеозоя позднедокембрийско-среднепалеозойского Таловско-Майнско-Ваежского океанического плато, тектонически расслоенные комплексы позднепалеозойско-позднемезозойских океанических и островодужных структур, флише-

во-олистостромовые комплексы раннего мела и несогласно перекрывающая их угленосная моласа позднего альба-сенона [33, 35].

Корякско-Камчатская система объединяет позднемеловые-раннеэоценовые структуры Ко-

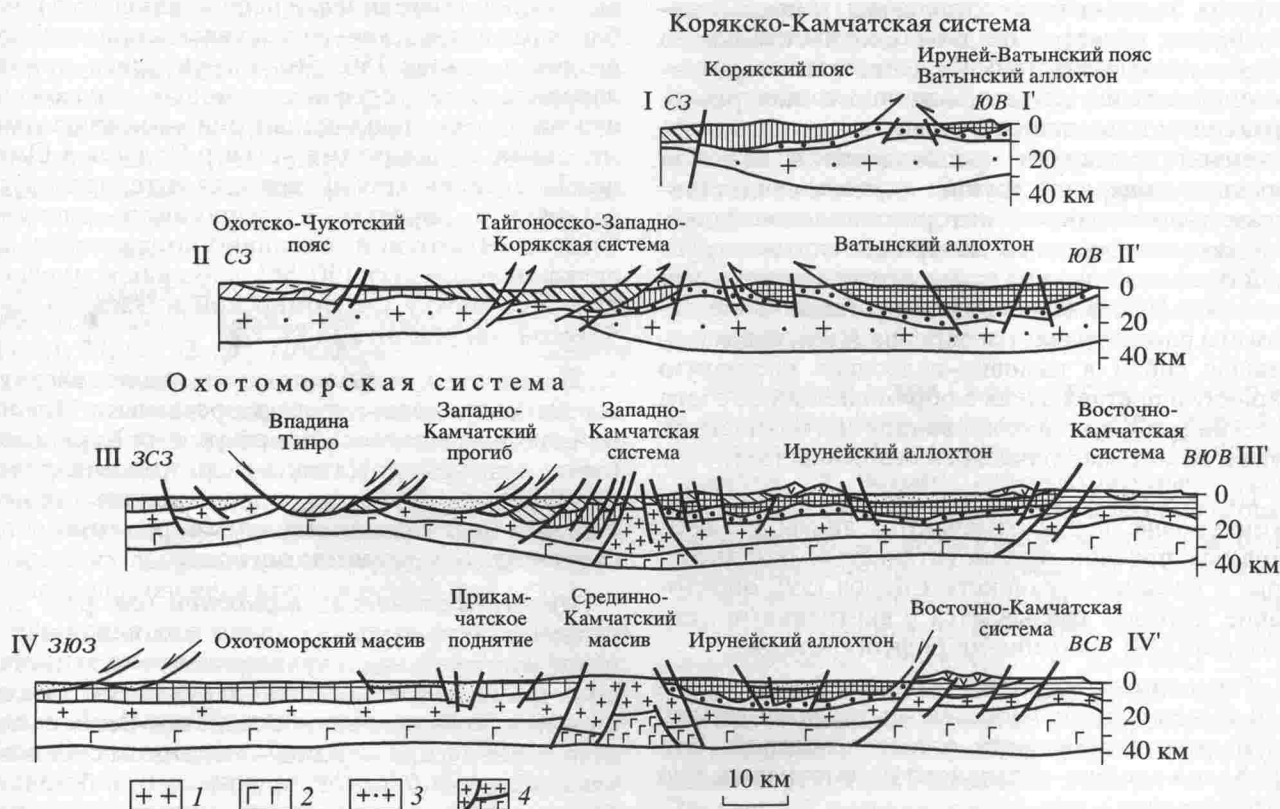


Рис. 3. Геологические разрезы к схеме тектонического строения (см. рис. 2).

1, 2 – “гранитный” (1) и “базальтовый” (2) слои земной коры по сейсмическим данным; 3 – земная кора по гравиметрическим данным; 4 – субмеридионально вытянутая зона чередования блоков земной коры с равной долей “гранитного” и “базальтового” слоев с блоками земной коры, где доля “гранитного” слоя преобладает. Остальные условные обозначения и положение линий разрезов см. на рис. 2.

рякии, Камчатского перешейка и практически всей Камчатки за исключением ее западного и восточного побережий. Внутри нее (см. рис. 2, 3) выделяются осевая Укэлайт–Срединно-Камчатская зона, играющая роль автохтона, и аллохтонные комплексы Корякского и Ируней-Ватынского поясов, шарьированные на породы осевой зоны соответственно с запада и востока [1, 34, 40, 43, 49, 51, 57, 72].

Осевая *Укэлайт-Срединно-Камчатская зона* сложена интенсивно деформированным комплексом пород субаркозой формации мела–раннего эоцена, тектонически облекающим в южной части Срединного хребта два куполовидных выступа метаморфических пород, получивших название Срединно-Камчатского и Ганальского массивов.

Оновная роль в разрезе *субаркозовой формации мела–раннего эоцена* принадлежит кварц-полево-шпатовым песчаникам и незакономерно, местами ритмично, переслаивающимся с ними алевритами и аргиллитам [12, 58]. Эти осадки классифицируются на Камчатке и Камчатском перешейке (хозгонская свита, кихчикская и лесновская серии) в качестве отложений шельфа и континентального склона [5, 12, 52, 58], а в бассейне р. Укэлайт (корякская серия) – преимущественно в качестве осадков континентального склона и подножья [49]. Существенно кварц-полевошпатовый состав обломочного материала, практически полное отсутствие среди него тефрогенной примеси и преобладание в тяжелой фракции минералов группы циркона свидетельствуют, по мнению некоторых исследователей, что источником этого материала служил крупный блок сиалической коры, который находился на западе [12]. В более поздних работах источником его рассматривается окраина Азии, представлявшая собой в кампане–палеоцене пассивную окраину и поставлявшая в обрамляющий ее с юга бассейн материал эродированной магматической дуги и ее метаморфического основания [58].

Повсеместно, преимущественно на кампанском уровне, в них отмечаются линзы и маломощные прослои высокотитанистых базальтов, яшм и кремнисто-глинистых пород [59], образование которых связывается с внутренними депрессиями [49] либо зонами рифтогенеза [40].

Тектоническая природа *метаморфических пород Срединного и Ганальского хребтов* вплоть до настоящего момента остается неясной. Эта проблема требует отдельного рассмотрения, что будет сделано ниже.

Корякский аллохтон (см. рис. 2, 3) в месте тектонического перекрытия им терригенных комплексов Укэлайт–Срединно-Камчатской зоны (левобережье р. Укэлайт) представлен покровами Эконайской и Евраваам-Пикасьваямской зон.

Нижнюю часть их разреза образует пакет пластин яранайского комплекса. Основание его сложено олистостромой маастрихта, остальная часть – пластинами подушечных базальтов, кремней, кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов поздней юры-кампана [43, 49]. Вышележащая часть Евраваам-Пикасьваямских и Эконайских покровов сложена фрагментами позднепалеозойско-раннемезозойских океанических и островодужных структур (Эконайские покровы), тектонически перемежающимися с позднемезозойскими мелководными туфо-терригенными осадками (Накыйпилякский покров), сформированными на шельфе и склоне позднемезозойской Верхоянской активной окраины [49].

На Камчатке и Камчатском перешейке Евраваам-Пикасьваям-Эконайский пояс покровов срезан левосторонним сдвигом (см. рис. 2, 3). Вдоль него в бассейне р. Эссеем и в устье р. Паланы [22, 25] располагается серия выходов позднемезозойских вулканитов, кремней и терригенных пород, стратификация и состав которых позволяют, на наш взгляд, рассматривать их в качестве аналога яранайского комплекса. Южнее на м. Омгон в аналогичной структурной позиции находятся океанические базальты и радиоляриты средней юры-валанжина, тектонически перемежающиеся с турбидитами валанжина-апта и угленосной молассой позднего сенона [50, 56]. Структурная принадлежность этих досреднеэоценовых образований неясна. В ряде публикаций они объединяются с меловыми вулканитами устья р. Паланы в Омго-но-Паланскую систему, которая интерпретируется либо в качестве аккреционного элемента Охотско-Чукотской окраинно-континентальной вулканической дуги [50, 56], либо как коллизционный шов между Охотоморской и Западно-Камчатской микроплитами [5, 52].

Принимая во внимание определенное сходство досреднеэоценовых толщ разреза мыса Омгон с майницкими и алганскими разрезами Корякского пояса, а разреза р. Паланы – с разрезом яранайского комплекса, можно предполагать, что все эти выходы юрско-меловых пород относятся, скорее всего, к Корякскому поясу.

Ируней-Ватынский аллохтон (см. рис. 2, 3) сложен в нижней части разреза меловыми-палеоэоценовыми кремнями, вулканитами и вулканогенно-осадочными породами Ируней-Ватынского окраинного бассейна и Ачайваям-Валагинской островной дуги, в верхней – меланжем с блоками ультрабазит-габбрового фундамента и базальтово-кремнистого чехла альб-сеноманского океанического бассейна [1, 57, 72]. Этот аллохтонный комплекс представляет собой бескорневой покров. Северо-западный край его полого лежит на субаркозах мела–раннего эоцена, юго-восточный – круто надвинут на сложно деформированный ком-

плекс субаркозов вахвинской толщи, надвинутой, в свою очередь, на океанические серии мелового-палеоценового ветловского комплекса [1, 72].

Восточно-Камчатская эоцен-миоценовая система (см. рис. 2, 3) представлена *субдукционно-аккреционными структурами Восточных хребтов и полуостровов*, сложенными последовательно аккретивными в интервале эоцена-миоцена меловыми-палеоценовыми комплексами Ветловского океанического бассейна и Кроночской островной дуги [1, 52, 72]. С этими структурами генетически связаны *эоцен-олигоценные и олигоцен-миоценовые вулканы Западно-Камчатско-Корякского и Центрально-Камчатского вулканических поясов* [72], играющие в структурах Корякско-Камчатской системы роль неавтохтона.

Западно-Камчатская система (см. рис. 2, 3) охватывает эоцен-четвертичные структуры западного побережья Камчатки. В строении их участвуют интенсивно дислоцированные терригенные породы среднего эоцена-миоцена и несогласно перекрывающие их терригенные породы плиоцена-четвертичного периода. По стратиграфическому объему эти образования сопоставимы с эоцен-четвертичными разрезами Западно-Камчатско-Корякского и Центрально-Камчатского вулканических поясов (неавтохтон Корякско-Камчатской системы), но отличаются от последних интенсивностью складчатых деформаций и отсутствием вулканических [37]. Восточный борт этих структур наложен на покровные структуры Корякско-Камчатской системы, западный – сопряжен с Западно-Корякским прогибом Охотоморской системы.

Основными структурами **Охотоморской системы** (см. рис. 2, 3) являются поднятия и прогибы [11, 21, 27, 46, 52, 54]. Последние подразделяются на глубоководные впадины – центры кайнозойского рифтогенеза и опоясывающие их относительно менее глубокие грабенообразные структуры, возникшие вследствие проградации процессов рифтогенеза в направлении поднятий [27, 52, 54]. Сейсмическими и сейсмоакустическими методами в разрезе их выделяются акустический фундамент (консолидированная кора) и осадочный чехол.

Сведения о возрасте, составе и структурной принадлежности пород акустического фундамента достаточно ограничены. По результатам бурения в Ичинско-Колпаковском районе Западной Камчатки породами, соответствующими акустическому фундаменту, являются интенсивно деформированные песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты верхнего мела [3]. На наш взгляд, они достаточно уверенно могут быть параллелизованы с терригенными породами западного обрамления Срединно-Камчатского массива (кихчикская серия). В остальной части акватории

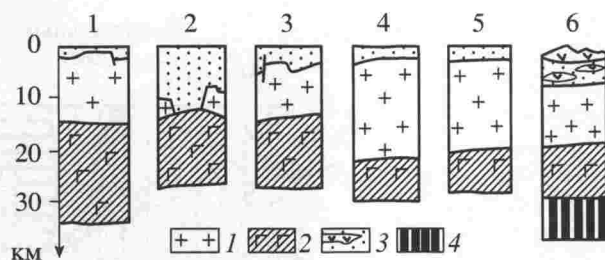


Рис. 4. Разрезы земной коры типового ряда структур Срединной Камчатки и Охотоморского региона по данным ГСЗ [14, 52]. Местоположение разрезов см. на рис. 2.

1 – “гранитный” слой; 2 – “базальтовый” слой; 3 – вулканогенно-осадочный чехол; 4 – зона перехода мантия–кора.

сведения о породах акустического фундамента опираются только на результаты драгирования. Со склонов поднятий в местах выхода на поверхность акустического фундамента были подняты остроугольные глыбы и щебень алевролитов и аркозовых песчаников, как правило, плохо сортированных и с низкой степенью окатанности обломочного материала (свидетельство близости источника сноса), а также фрагменты других пород, наибольшим распространением среди которых пользуются вулканы бимодальной липарит-базальтовой серии, гранат-слюдяные гнейсы, амфиболиты, биотит-кордиеритовые роговики и гранитоиды натрового ряда. Возраст осадочных пород ранне-позднемезозойский, возраст гранитоидов мел-палеогеновый. Время формирования метаморфических пород оценивается на основании сходства их с обломками метаморфит в ранне-позднемезозойских осадках, а также данных абсолютного возраста как позднепалеозойско-ранне-мезозойский [11, 21].

Осадочный чехол Охотоморских структур варьирует по мощности от первых сотен метров на поднятиях до 3–12 км в прогибах [3, 27]. Он подразделяется на четыре сеймостратиграфических комплекса: нижнепалеоцен-эоценовый, олигоцен-миоценовый, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный [3]. Первый из них представлен вулканогенно-осадочными и грубыми моласовыми отложениями. Комплекс выполняет грабенообразные структуры в прогибах и на поднятиях выклинивается. Следующие три имеют более широкое развитие и распространяются на поднятия и прилегающие участки суши. Данными бурения в Ичинско-Колпаковском районе Западной Камчатки и наземными геологическими исследованиями показано, что сейсмоакустические горизонты в смежных районах акватории Охотского моря хорошо коррелируются со стратиграфическими подразделениями кайнозоя Западной Камчатки [3, 37], отличаясь лишь мень-

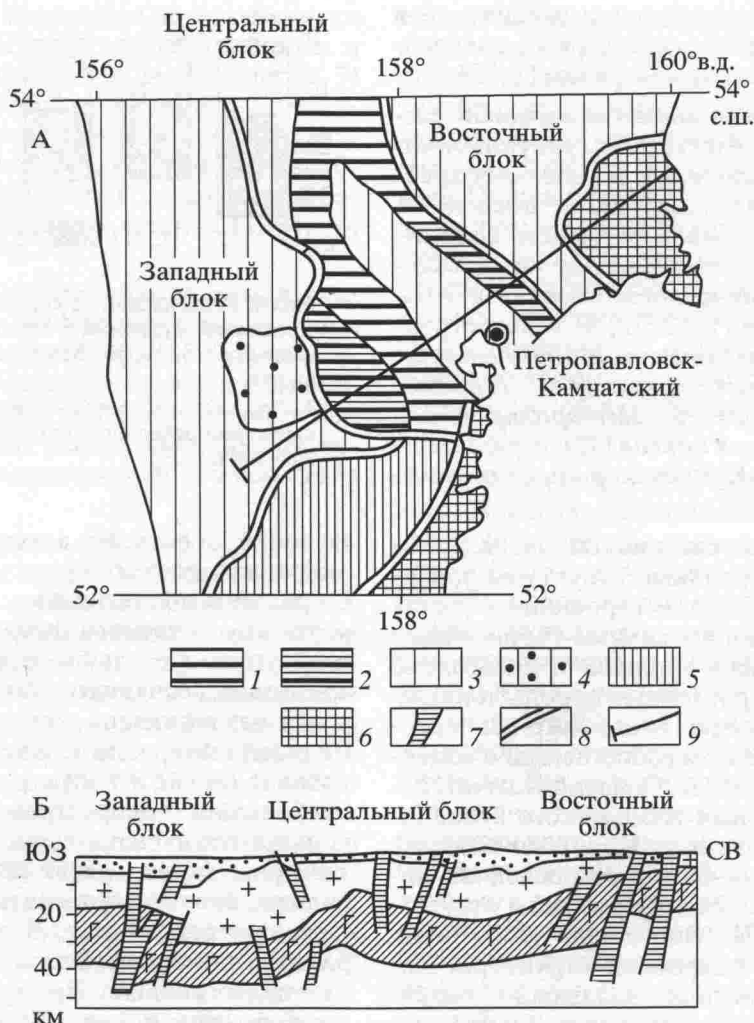


Рис. 5. Схема строения (А) и разрез (Б) земной коры Южной Камчатки по [31].

1, 2 – земная кора континентального типа с преобладанием в разрезе верхней коры: 1 – мощностью 30–35 км, 2 – мощностью 40–50 км; 3–5 – земная кора континентального типа с равным развитием в разрезах верхней и нижней коры: 3 – мощностью 40–50 км, 4 – мощностью 50–60 км; 5 – мощностью 30–35 км; 6 – земная кора субконтинентального типа мощностью 20–25 км; 7 – разломы; 8 – границы блоков земной коры первого порядка; 9 – линия профиля. Остальные обозначения см. на рис. 4.

шей степенью дислоцированности. Это свидетельствует о сопряженности деформационных процессов в Западно-Камчатском регионе с процессами рифтогенеза в Охотоморском [27, 54].

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО И ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНОВ

Глубинным сейсмическим зондированием в пределах поднятий Охотоморского региона, а также Западной и Центральной Камчатки установлены повышенная мощность литосферы и континентальный тип разреза земной коры с хорошо выраженным “гранито-гнейсовым” слоем, мощность которого в пределах поднятий Охотоморского региона колеблется в пределах 12–14 км

[46, 52, 54] (рис. 4, колонка 1), а на Камчатке – 14–23 км [2, 14] (см. рис. 4, колонки 4–6). В прогибах Охотоморского региона [46, 52, 54] этот слой редуцирован, а в глубоководных впадинах – вообще отсутствует (см. рис. 4, колонки 2, 3).

Камчатский ареал континентальной коры включает, по данным ГСЗ, четыре типа коровых разрезов [14]. Первые два типа характерны для Срединно-Камчатского и Ганальского массивов и Козыревской депрессии (Центральная Камчатка) и отвечают коровым участкам, расположенным вне ареалов вулканизма (см. рис. 4, колонки 4, 5). Два других типа – разрезы коры Ключевской и Авачинской группы вулканов (см. рис. 4, колонка 6). Первые два типа отличаются многократным превышением мощности “гранитного” слоя

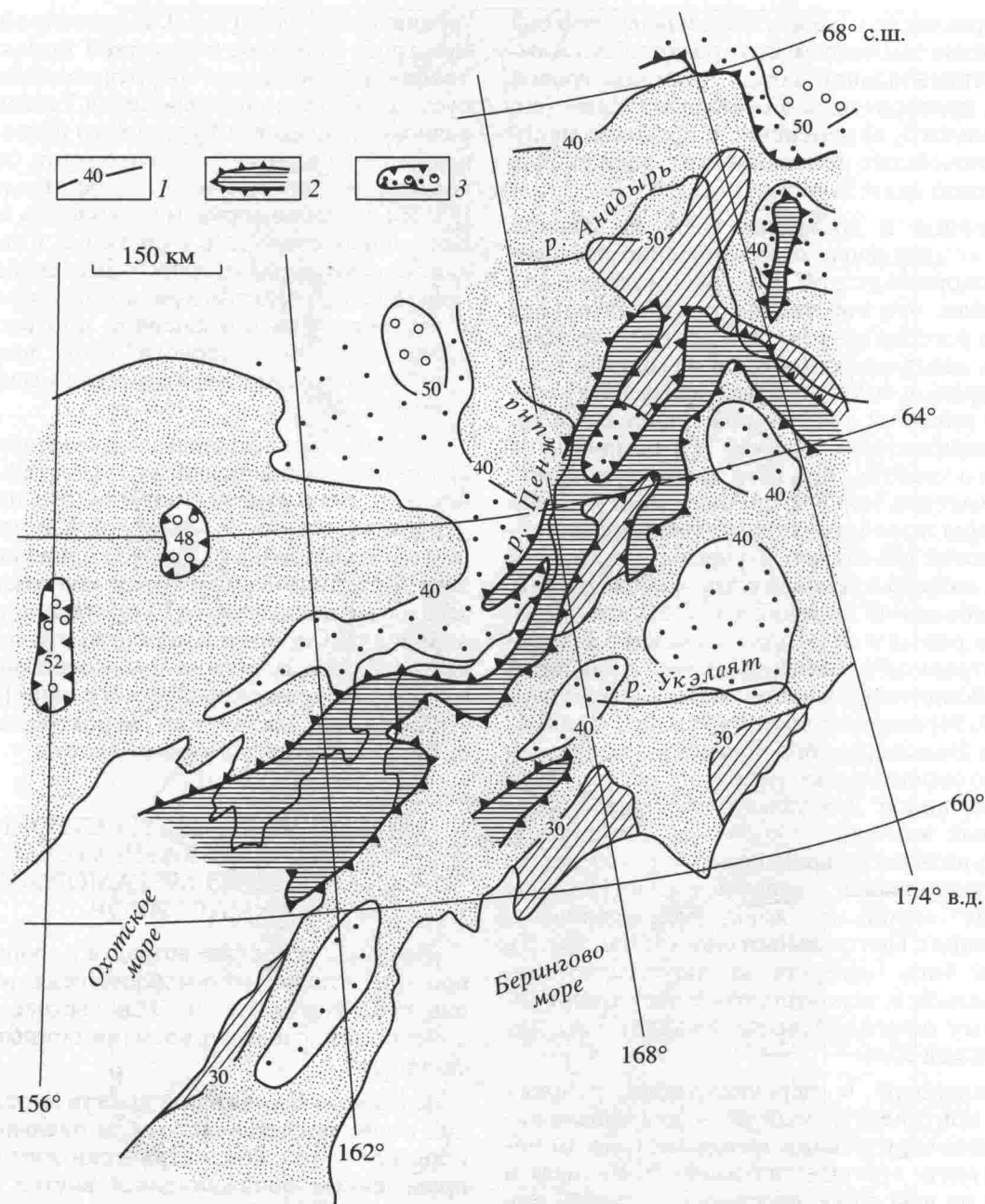


Рис. 6. Мощность земной коры Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского пояса по гравиметрическим данным по [7] с дополнениями по [52].

1 – изолинии поверхности М в км; 2, 3 – участки скачкообразного подъема (2) и опускания (3) поверхности М.

над “базальтовым” и сравнительно небольшим интервалом зоны перехода от мантии к коре (порядка 2 км), близким по сейсмическим свойствам разделу мантия–кора регионов с мощной консолидированной корой (Урал, Украина, Приморье). В коре Ключевской и Авачинской групп вулканов наблюдается некоторое увеличение (до 10–12 км) мощности “базальтового” слоя за счет “гранитного” (особенно в коре Авачинской группы), значительное увеличение мощности зоны раздела ман-

тия–кора (до 8–10 км) и усложнение ее строения. Сравнение скоростных параметров сейсмических слоев с плотностными и скоростными характеристиками, экспериментально установленными для глубинных ксенолитов из вулканических пород и метаморфических пород Срединно-Камчатского и Ганальского массивов, показывает, что кора первых двух типов соответствует, в целом, разрезам этих массивов. Отсутствие в этой коре постепенных изменений мощности и внутренней струк-

туры в направлении к океану показывает, что она является реликтом повсеместно развитой на Камчатке континентальной коры 30-километровой мощности, претерпевшей в отдельных зонах (см. рис. 4, колонки 5, 6) изменение в процессе меловых и кайнозойских тектонических движений и вулканической деятельности [14].

Проведенные в последние годы на Южной Камчатке комплексные геофизические исследования (сейсморазведка, МОВЗ, гравиметрия и др.) [31] показали, что собственно континентальная кора этого региона состоит из трех блоков: Центрального, Западного и Восточного (рис. 5). Контуры Центрального блока приблизительно соответствуют западной и восточной границам выхода метаморфических пород Срединного и Ганальского хребтов. Для него характерно чередование участков коры с преобладанием в ней верхней коры и значительными колебаниями общей мощности (28–50 км) и участков с равным развитием нижней и верхней коры и незначительными колебаниями мощности (35–50 км). Простирание коровых участков согласуется с удлинением Центрального блока в целом. Западный блок по сейсмическим и сейсмоакустическим данным [18, 52, 54] отвечает восточной части Прикамчатского и Большерецкого поднятий (см. рис. 2), изначально составлявших, вероятно, с Охотоморским единое целое. Для этого блока характерны повышенные значения общей мощности коры (40–55 км), незначительные колебания мощности и равные доли нижней и верхней коры. При этом наибольшие мощности коры зафиксированы вдоль границы с Центральным блоком (см. рис. 5). Восточный блок имеет те же характеристики, что и Западный, и, вероятно, относится к коровому субстрату остальной части Укэлаят–Срединно-Камчатской зоны.

Установленный в перечисленных районах Камчатки континентальный тип коры прослеживается гравиметрическими методами (рис. 6) через Камчатский перешеек в бассейн р. Укэлаят и далее еще на некоторое расстояние к северу под Эконайскими покровами Корякского пояса [7, 52]. Присутствие в позднекайнозойских вулканитах Камчатского перешейка ксенолитов двупироксен-кварц-полевошпатовых гранулитов, анатектических биотит-калиевошпатовых гранитов и шпинелевых лерцолитов [4] служит этому подтверждением и свидетельствует, что распространенный в этих районах коровый субстрат принципиально близок коровому субстрату остальных районов Срединной Камчатки.

Обширный Укэлаят–Срединно-Камчатский массив континентальной коры отделен от близкого по мощности и плотностным характеристикам Верхояно-Чукотского массива зоной валлообразного поднятия поверхности Мохо (см. рис. 6), коровая часть в которой практически лишена

“гранитного” слоя [7, 61]. В восточной части полуострова Тайгонос и Западной Корьякии это валлообразное поднятие поверхности Мохо маркирует корневые зоны офиолитов Тайгоносско-Западно-Корьякского и Корьякского поясов с общим возрастным диапазоном офиолитов от позднего докембрия до позднего мела включительно [35, 36]. В Охотоморском регионе эта зона пространственно совпадает с системой Северо-Охотских рифтогенных прогибов (Шелеховским, Примагаданским, Кухтуйским и др.), кора которых характеризуется повышенной плотностью, преобладанием “базальтового” слоя над “гранитным”, на основании чего отнесена к мафическому типу [46].

Вместе с приведенными во введении материалами по тектонической зональности Южной Корьякии и полуострова Тайгонос это показывает, что кора Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна р. Укэлаят принадлежит Укэлаят–Срединно-Камчатскому континентальному массиву, отделявшемуся на протяжении всего фанерозоя от Сибирского кратона и континентальных массивов Верхояно-Чукотской области бассейнами с корой океанического типа [34, 35, 36]. Аналогичное заключение, вероятно, можно сделать и о коре Охотоморского блока.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО И ГАНАЛЬСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Вопросы строения, возраста и формационной принадлежности метаморфических пород Срединно-Камчатского и Ганальского массивов вплоть до последнего времени остаются дискуссионными.

Срединно-Камчатский выступ метаморфических пород представляет собой овальное куполообразное тело с концентрически-зональным распределением обнажающихся внутри него комплексов метаморфизованных пород, вытянутое в субмеридиональном направлении на расстояние около 200 км (рис. 7).

Согласно одной из наиболее ранних схем [29], отраженной в легендах большинства изданных геологических карт, в том числе в недавно изданной карте полезных ископаемых [9], в разрезе его выделяется четыре метаморфических комплекса: колпаковский, камчатский, малкинский и квахонский.

Более поздние исследования [53, 62 и др.] показали, что камчатская серия включает два метаморфических комплекса. Верхний из них является нижним элементом разреза малкинской серии, а нижний принадлежит породам колпаковской серии, претерпевшим ретроградные изменения в

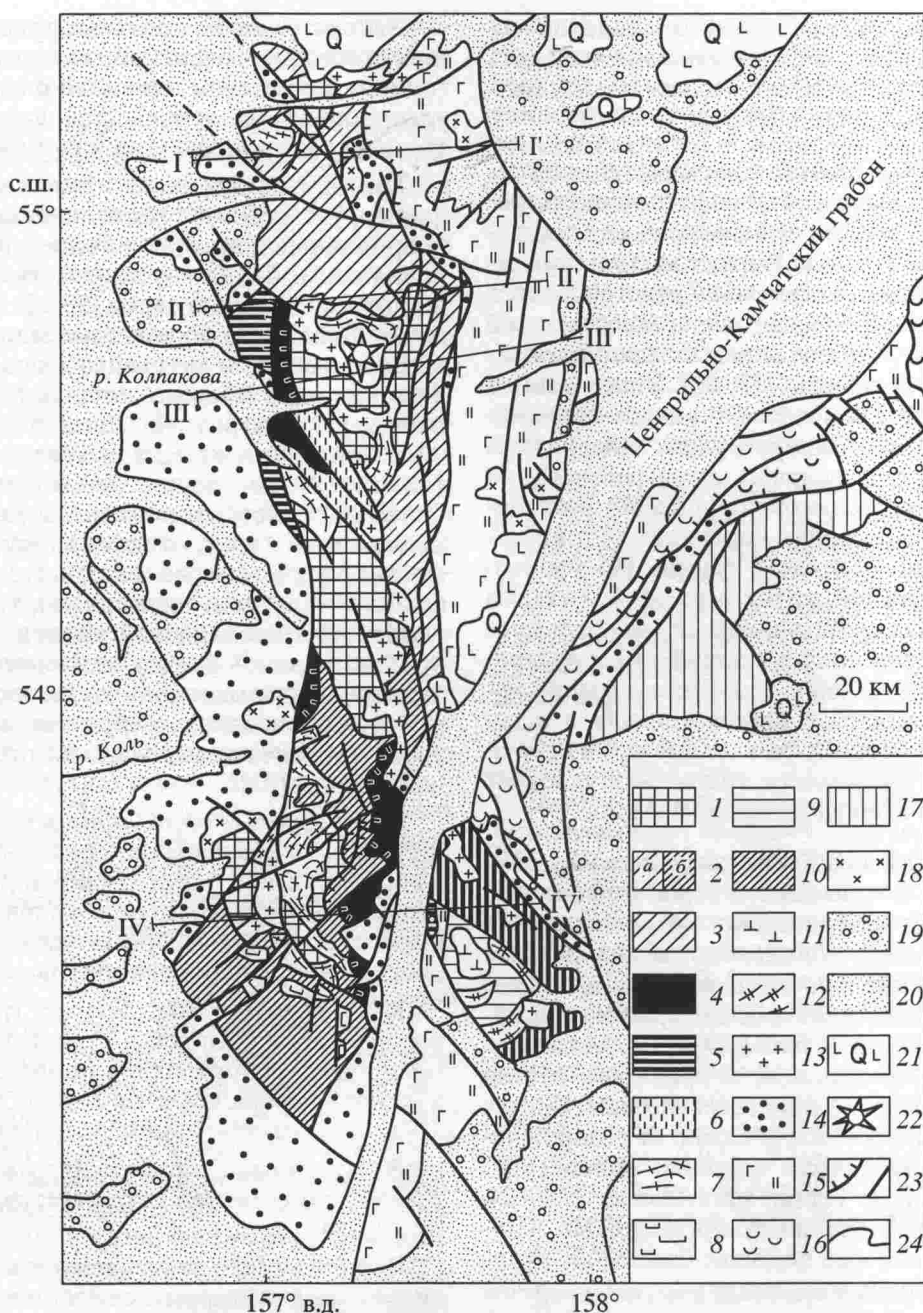


Рис. 7. Схема строения метаморфических массивов Срединного и Ганальского хребтов по [9] с изменениями по [53].

1–8 – Срединно-Камчатский массив: 1 – гнейсы, кристаллические сланцы и кальцифилы колпаковской серии; 2, 4 – метаморфиты малкинской серии: 2 – метааркозы и метапелиты: а – шихтинской свиты северо-восточной части массива, б – шихтинской и хейванской свит южной части массива, 3 – метавулканы и метатерригенные породы андриановской, хейванской и химкинской свит северо-восточной части массива, 4 – метапикриты, метабаазальты и метатерригенно-кремнистые породы алисторской свиты; 5 – метавулканы и метавулканогенно-осадочные породы квахонской свиты; 6 – метатерригенные породы стопольникской свиты; 7, 8 – позднемезозойские синметаморфические граниты крутогорского и кольского комплексов (7) и расслоенные кортландит-норит-диоритовые интрузии дукусского комплекса (8). 9–12 – Ганальский массив: 9 – амфиболиты, гнейсы и мраморы ганальской серии; 10 – метавулканы и кремни становой серии; 11 – габброиды и ультрабазиты Юрчикского массива; 12 – синметаморфические граниты; 13 – постметаморфические граниты Срединно-Камчатского и Ганальского массивов; 14 – субаркозовая формация мела-раннего эоцена; 15–16 – ирунейская и валагинская серии: 15 – вулканы и кремни, 16 – туфо-кремнистые породы, 17 – ветловский комплекс; 18 – кайнозойские габбро-гранодиоритовые интрузии; 19 – вулканы и терригенные породы эоцена-миоцена, 20, 21 – терригенные (20) и вулканогенные (21) породы плиоцен-четвертичного возраста, 22 – вулкан Хангар, 23 – надвиги (а), разломы (б); 24 – стратиграфические границы. Римскими цифрами показаны номера и местоположение профилей рис. 8.

процессе метаморфизма пород малкинской серии. Исходя из этого, было предложено выделять три структурных комплекса: колпаковский, малкинский и квахонский [53, 62 и др.].

Нижний, **колпаковский**, обнажающийся в центральной части массива, объединяет мигматизированные гнейсы, амфиболиты, основные кристаллические сланцы и кальцифиры колпаковской серии и прорывающие их граниты Крутогоровского массива. Метаморфические парагенезисы этой серии указывают, что она испытала преобразование как минимум дважды [53, 62]. Более ранний метаморфизм ее принадлежит кианит-силлиманитовому типу с температурным интервалом формирования минеральных парагенезисов от кианит-биотит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации до гранат-кордиерит-ортоклазово-й субфации гранулитовой фации. По мнению многих исследователей, этот комплекс сопоставим с глубоко метаморфизованными комплексами фундамента щитов древних платформ и срединных массивов [29, 53, 62 и др.]. Более поздний метаморфизм выразился в рассланцевании и перекристаллизации метаморфических пород и прорывающих их крутогоровских гранитов в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фации.

Вышележащий комплекс, **малкинский**, залегает на гнейсах колпаковской серии и рвущих ее гранитоидах субгоризонтально. Комплекс преобразован в условиях зонального метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, сходного по своим термодинамическим параметрам с параметрами позднего метаморфизма колпаковской серии и прорывающих ее гранитов. Внутри него выделяется несколько согласно залегающих свит, составляющих единую серию метаморфических пород, получившую название малкинской. Нижняя свита этой серии, шихтинская [53, 62], сложена метапелитами и метааркозами. На основании присутствия в ее подошве базальных метаконгломератов с включениями рассланцованных метаморфических пород колпаковской серии и гранитов Крутогоровского массива контакт свиты с подстилающими метаморфическими породами и гранитами рассматривается как трансгрессивный. Вышележащая часть серии представлена метавулканитами и метавулканогенно-осадочными породами андриановской и химкинской свит и разделяющими их метапелитами и метааркозами хейванской свиты. Самый верхний стратиграфический элемент этой серии – метапикриты алисторской свиты – рассматривается как фациальный аналог химкинской [53]. На основании сборов в метатерригенных породах хейванской и химкинской свит споро-пыльцевых комплексов среднего-позднего палеозоя [47] возраст малкинской серии принят средне-позднепалеозойским [53].

Авторами этой схемы терригенные породы шихтинской и хейванской свит отнесены к терригенным формациям плитного ряда, а основные и ультраосновные породы андриановской и алисторской свит – к трапповой формации.

Третий структурный комплекс, **квахонский**, формирует пологий тектонический покров, шарьированный с запада на более сложно деформированные и более глубоко метаморфизованные породы малкинской серии [53]. В подошве покрова отмечается присутствие маломощных линз полимиктового и мономиктового серпентинитового меланжа (судя по анализам, приведенным в работе [53], пикритового состава), сопровождающегося в подстилающих его гнейсах и амфиболитах малкинской серии зоной бластомилонитов. Остальная часть разреза покрова, выделяемая в квахонскую свиту, сложена метапорфирами, метапорфирами и метаосадками, метаморфизованными в кроссит-актинолитовой субфации глаукофан-зеленосланцевой фации. На основании проблематичной фауны, найденной в самой свите и ранне-позднемеловой фауны и флоры, собранной в вышележащих терригенных породах, возраст свиты считается условно позднеюрско-раннемеловым [53].

Интрузивные образования подразделяются в [53] на пять комплексов: крутогоровский гранитный, дукусский кортландит-норит-диоритовый, кольский тоналитовый, левоандриановский дунит-клинопироксенит-габбро-монцитонитовый и гольцовский диорит-гранодиоритовый.

Как уже отмечалось, возраст гранитоидов крутогоровского комплекса принимается домалкинским. Возраст кортландит-норит-диоритового дукусского комплекса и тоналитов кольского – позднепалеозойско-раннемезозойским.

В более поздних работах структура Срединно-Камчатского массива трактуется как покровная [6, 42, 45].

В работе [42] в ней выделяется относительный автохтон, к которому относятся гнейсы колпаковской серии, крутогоровские граниты и трансгрессивно перекрывающие их метатерригенные породы шихтинской свиты. Оставшаяся часть малкинской серии (андриановская, хейванская и химкинская свиты) рассматривается как офиолитовый аллохтон. Считается, что он состоит как минимум из двух покровных пластин. Нижним элементом разреза каждой из них являются линзообразные тела метаморфизованного меланжа, сложенного серпентин-тремолитовой матрицей с включениями метагипербазитов, габбро-амфиболитов, амфиболитизированных пироксенитов, горнблендитов и гранитов крутогоровского типа. Этот элемент разреза пластин трактуется как метаофиолитовое меланократовое основание. Вышележащая часть пластин сложена острооводуж-

ными метавулканитами андриановской и химкинской свит и дистальными метатерригенными породами хейванской свиты.

По [6], автохтонным элементом покровной структуры метаморфического массива являются только породы колпаковской серии. Вышележащая единица, соответствующая по объему малкинской серии и квахонской свите, трактуется как офиолитовый покров, в котором тектонически совмещены три разреза, каждый из которых формировался в пелагической обстановке на меланократовом ультрабазит-габбровом основании. Первый сложен алисторской перидотит-габбро-пикрит-базальтовой офиолитовой ассоциацией. В одних разрезах он согласно надстраивается юрско-нижнемеловыми породами стопольникской свиты, в других – несогласно перекрывается породами квахонской свиты. На этом основании возраст алисторской свиты принимается триасовым. Два других разреза сложены средне-верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими метатерригенными породами шихтинской и хейванской свит (возраст расширен на основании сборов споро-пыльцевых комплексов пермско-триасового возраста) и согласно надстраиваемыми их соответственно метавулканидами андриановской и химкинской свит. Присутствие в пелагических разрезах метаморфизованного кварц-полевошпатового материала (шихтинская и хейванская свиты) объясняется близостью источника сноса сиалического материала или эффектом контурных течений.

Дискуссионен также характер соотношений метаморфических пород с полого лежащим на них комплексом субаркозов мела-палеоцена (хозгонская свита и кихчикская серия). Согласно последним публикациям, контакт между ними тектонический [17, 20, 42]. На этом основании многие исследователи рассматривают комплекс терригенных пород как аллохтонный, объясняя присутствие в нем аркозов формированием их на шельфе и континентальном склоне Верхояно-Чукотской континентальной окраины, никак не связывая их происхождение с массивами метаморфических пород Срединного и Ганальского хребтов [17, 49]. В то же время в северо-восточном обрамлении массива ниже тектонической поверхности, ограничивающей снизу разрез хозгонской свиты, установлена толща континентальных обломочных пород, лежащая с угловым и метаморфическим несогласием на метаморфических породах малкинской серии (барабская свита) [17, 20]. Нижняя часть разреза этой толщи представлена вулканомиктовыми конгломератами с прослоями туфов среднего и кислого состава, вышележащая – полимиктовыми конгломератами, песчаниками и алевролитами, кварц-полевошпатовый состав обломочного материала внутри которых принципиально близок составу обломочного материала хоз-

гонской свиты. Возраст толщи, по всей вероятности, позднесенонский. На основании этих данных верхняя часть барабской свиты рассматривается в качестве фациального аналога хозгонской, более тонкий осадочный материал которой указывает на формирование ее на большем удалении от источника сноса [17]. Эти данные наряду с материалами о поперечной тектонической и палеофациальной зональности Корякско-Камчатских структур [34] не позволяют говорить о сугубо аллохтонной природе меловых-палеоценовых терригенных толщ и свидетельствуют, скорее, что это предсреднеэоценовый неоавтохтон, сорванный со своего основания в связи с формированием Корякских и Ируней-Ватынского покровов.

Rb-Sr изохронным методом возраст плагиогнейсов колпаковской серии, диафторированных в условиях метаморфизма малкинского типа, определен в 141 ± 4 млн. лет, их первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в 0.70520 ± 5 . Возраст кольских тоналитов и обрамляющих их плагиогнейсов и гранат-ставролит-биотитовых сланцев – в 66 ± 3 млн. лет, а их первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в 0.70556 ± 5 [8].

Sm-Nd методом [23] по валовым пробам кристаллических сланцев из маломощного прослоя в гнейсах колпаковской серии получен тренд, соответствующий возрасту протолита сланцев в 951 ± 43 млн. лет ($\text{СКВО} = 1.08$, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.5$). Возраст протолита вмещающих гнейсов, рассчитанный в рамках одностадийной и двустадийной моделей, определен в $1.0\text{--}1.2$ и $0.84\text{--}1.2$ млрд. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -3.2$. Изохронные возрасты протолита основных и ультраосновных пород андриановской и алисторской свит оказались близкими возрасту аналогичных пород из пластовых тел внутри колпаковской серии и составили интервал в $479\text{--}515$ млн. лет с колебаниями величены $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в диапазоне $-0.9\text{--}+6.7$, что объясняется авторами этих исследований различной степенью контаминации магматическими расплавами корового материала [23].

В самое последнее время опубликованы крайне интересные результаты U-Pb датирования единичных цирконов из гнейсов колпаковской серии на ионном микроанализаторе (SRIMP) [65]. В процессе этих исследований были проанализированы ядра и каймы изометричных цирконов со слабо выраженной зональностью и ядра и каймы идиоморфных цирконов с тонкой ярко выраженной зональностью. Для ядер цирконов статистически установлены возрасты в интервалах $2800\text{--}2500$, $2100\text{--}1700$, 1000 , $460\text{--}175$ и $150\text{--}96$ млн. лет. Считается, что все ядра детритового происхождения. Возраст кайм идиоморфных цирконов с ярко выраженной зональностью определен в 77 ± 2 млн. лет. На основании этих данных делается вывод об осадочной природе протолита колпаковской серии, кратонной или перикратонной природе его

источника и о его раннемеловом возрасте. Возраст гранулитового метаморфизма датируется по тонкозональным каймам цирконов идиоморфного габитуса значением 77 ± 2 млн. лет. Низкие стронциевые отношения в метаморфических породах и прорывающих их гранитах [8] маркируют, по мнению авторов этой работы, вулканогенно-осадочный материал позднелюрско-раннемеловой активной окраины. Стронциевые метки материала древнего кратонного источника не сохранились в силу его неоднократного переотложения.

При всей убедительности собственно аналитических данных выводы авторов относительно кампан-маастрихтского возраста гранулитового метаморфизма колпаковской серии и раннемелового возраста ее осадочного протолита, на наш взгляд, не бесспорны. Эти выводы, во-первых, основаны на датировках кайм и ядер зональных идиоморфных цирконов (см. фиг. 4 в [65]), морфологические особенности которых свидетельствуют об их магматогенной природе, в силу чего возрастным репером гранулитового метаморфизма быть не могут. Во-вторых, обломки гнейсов колпаковской серии присутствуют в перекрывающих ее со структурным и метаморфическим несогласием доверхнемезозойских породах малкинской серии, которые, в свою очередь, перекрываются неметаморфизованными терригенными толщами мела-палеоцена (кихчикская серия и хозгонская свита), также содержащими обломки метаморфических пород. В третьих, имеется очевидное несоответствие между принятым авторами значением возраста гранулитового метаморфизма и возрастной меткой метаморфизма пород колпаковской серии в 141 ± 4 млн. лет, установленной Rb-Sr методом [8, 65]. Последняя, кстати, получена по ставролит-гранатовым парагенезисам малкинского типа, наложенным на парагенезисы гранулитового метаморфизма колпаковской серии, из чего следует, что возраст гранулитового метаморфизма будет еще древнее. Все вышесказанное позволяет предположить, что возраст гранулитового метаморфизма колпаковской серии будет как минимум допозднелюрским, а возраст осадочного протолита серии, скорее всего, раннемезозойским или позднелюрско-раннемезозойским.

Ганальский выступ метаморфических пород представляет собой изометричную куполовидную структуру, разбитую серией субширотных разломов на два блока: южный, Вахталкинский, и северный, Стеновой (см. рис. 7).

Принципиальная схема строения перечисленных блоков и выступа в целом была получена Д.А. Бабушкиным, Б.К. Долматовым, Г.И. Новоселовым, И.А. Сидорчуком и другими исследова-

телями в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50000.

Так же, как и в Срединном хребте, возраст метаморфических пород и геодинамика их формирования вплоть до настоящего момента остаются неясными. По [10] и ряду последующих публикаций, Вахталкинский блок сложен высокометаморфизованными породами ганальской серии, формирующими внутри него купол (брахиантиклиналь), ядро которого занято габбро-норитами Юрчикского массива и гранулитами.

Ганальская серия по [10, 62] образовалась за счет метаморфизма кислых, основных вулканитов и подчиненных им терригенных, кремнистых и карбонатных пород, преобразованных в амфиболиты, основные кристаллические сланцы, плагиогнейсы, кварциты и мраморы. По всему разрезу среди них отмечаются конкордантные тела гнейсовидных биотит-роговообманковых, гранат-роговообманковых и гранатовых плагиогранитов. Метаморфические парагенезисы серии свидетельствуют, что она была метаморфизована как минимум дважды. Более ранний метаморфизм ее отвечает условиям низкоградиентного метаморфизма амфиболитовой фации, более поздний – условиям высокоградиентного зонального метаморфизма повышенного давления, соответствующего по своим параметрам прогрессивному метаморфизму кислых, средних, основных вулканитов и подчиненных им кремнисто-терригенных пород Стенового блока, объединяющихся в **стеновую серию**.

Обнажающиеся в экзоконтакте Юрчикского массива **гранулиты** слагают ядра антиклиналей, осложняющих куполовидную структуру ганальских пород. Среди пород гранулитовой фации преобладают бедные кальцием гранат-биотит-кордиерит-гиперстеновые плагиогнейсы, гнейсо-кварциты и кварциты. Среди подчиненных им кальциевых пород различаются двупироксеновые, биотит-пироксеновые сланцы и гнейсы, гранат-клинопироксен-скаполитовые сланцы и амфиболиты, отличающиеся от амфиболитов ганальской серии зеленовато-коричневым цветом роговой обманки. Эти породы включают конформные тела гранат-гиперстеновых и гранат-кордиеритовых гранитоидов (эндербитов), сменяющихся в их краевых частях зонами мигматитов. Так же, как и породы Юрчикского массива породы гранулитовой фации несут следы интенсивного ретроградного изменения в условиях зонального метаморфизма стеновой серии.

Структурное положение гранулитов дискуссионно. По [10], гранулиты относятся к самостоятельному наиболее древнему комплексу метаморфических пород, а габбро-нориты Юрчикского массива рассматриваются в качестве межформационного тела, локализованного меж-

ду гранулитами и породами ганальской серии. По [26, 53, 62], гранулиты относятся либо к глубинной части ганальского ореола, совмещенной с его менее метаморфизованной частью тектонически, либо представляют собой высокотемпературную часть контактового ореола, сформировавшегося при кристаллизации Юрчикского массива в условиях глубин гранулитовой фации [26 и др.].

Согласно [1, 41], Ганальский выступ представляет собой покровно-чешуйчатое сооружение, осложненное антиформной структурой Вахталкинского блока, роль ядра в которой играют гранулиты. Последние сопоставляются с породами колпаковской серии и относятся к автохтону. Аллохтонный комплекс представлен породами ганальской, стеновой и двух менее метаморфизованных, но близких им по возрасту и составу серий, обрамляющих Стеновой блок с северо-востока (кижиченокская свита и толща ручья Каменистого). Считается, что все эти аллохтонные серии являются литологическим и возрастным аналогом метатерригенных пород и метавулканистов малкинской серии и составляют вместе с ней единый аллохтон [42]. Разная степень метаморфизма ганальской, стеновой и других серий связывается с принадлежностью их к разным зонам единого метаморфического ореола, сформированного одноактно в позднем мезозое в процессе тектонического совмещения вулканогенно-кремнистых и туфо-терригенных пород ганальской и стеновой серий. Более поздний регрессивный метаморфизм обусловлен выведением нижних структурных уровней метаморфических пород на более высокие уровни в связи с формированием в них более молодой системы сдвигово-надвиговых нарушений северо-западного простирания.

Данные абсолютного возраста метаморфических и плутонических пород Ганальского хребта включают результаты датирования цирконов U-Pb и Pb-Pb методами, результаты цирконометрии с применением SHRIMP, Sm-Nd изохронные возрасты, полученные по валовым составам пород и составам минералов, и Ar-Ar возрасты габброидов Юрчикского массива.

Данные U-Pb и Pb-Pb датирования цирконов свидетельствуют о присутствии среди них трех различающихся по морфологии и возрасту групп [26]. Первая включает ксеногенные цирконы, выделенные из всех разновидностей пород Юрчикского массива. Для них получены Pb-Pb термоионные возрасты в интервале 3.2–2.6 млрд. лет и U-Pb изохрона с верхним пересечением в 3407 ± 50 млн. лет. Сходные по морфологии цирконы отмечены также в биотитовых гнейсах ганальской серии. Последнее позволяет предполагать, что захват цирконов магматическими породами Юрчикского массива произошел из ганальских пород или из пород более глубинных

уровней литосферного разреза, включая мантию [26]. Вторая группа цирконов объединяет перекристаллизованные цирконы из гнейсов ганальской серии, степень перекристаллизации которых увеличивается по мере приближения к Юрчикскому массиву. Для них получен Pb-Pb термоионный возраст около 2000 млн. лет и дискордантный U-Pb возраст со следами раннего термального события в 1620 ± 70 млн. лет. Аналогичные отношения изотопов урана и свинца установлены для цирконов из тоналитов, прорывающих породы ганальской серии. Цирконы третьей группы представлены идиоморфными цирконами призматического габитуса из гнейсов и тоналитов ганальской серии, габбро-диоритов Юрчикского массива. Эти цирконы, по [26], фиксируют время внедрения габбро-норитов Юрчикского массива. Возраст их оценивается Pb-Pb методом как относительно молодой.

Более поздние исследования окатанных и призматических цирконов из гиперстенсодержащих кордиерит-гранат-биотитовых плагиогнейсов из зоны контакта Юрчикского массива определяют возраст протолита гнейсов в 2204 ± 180 млн. лет, а возраст гранулитового метаморфизма и время внедрения Юрчикского массива около 35–40 млн. лет [24].

Данные SHRIMP для цирконов из амфиболитов ганальской серии и габброидов Юрчикского массива указывают на присутствие среди цирконов лишь цирконов идиоморфного габитуса с возрастными 66 ± 2 и 24 ± 5 млн. лет [65]. Отсутствие среди изученных цирконов древних цирконов ксеногенного генезиса вряд ли можно объяснить применением в последнем случае более совершенной методики и связаны, скорее, с малой степенью вероятности улавливания ксеногенных цирконов из меланократовых метаморфических и плутонических пород при их опробовании.

Sm-Nd изохронная диаграмма по валовым составам амфиболитов ганальской серии определяет возраст ее протолита в 420 ± 44 и 408 ± 87 млн. лет и $\epsilon_{Nd}(T)$ соответственно в +8.7 и +10.6 [24]. Возраст ганальского метаморфизма определяется изохроной по минералам в 33 ± 22 и 18 ± 30 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T)$ соответственно в +12 и +11, возраст гранулитового метаморфизма в 11 ± 19 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -2.4$ [24].

Возраст габброидов Юрчикского массива определяется Ar-Ar-методом по амфиболу в интервале 52–35 млн. лет [1], а Sm-Nd методом – рубежом олигоцена и миоцена [8, 24].

Изложенные материалы, на наш взгляд, подтверждают, в целом, справедливость представлений о покровном строении массивов метаморфических пород и, одновременно, позволяют внести в эти представления ряд изменений и добавлений.

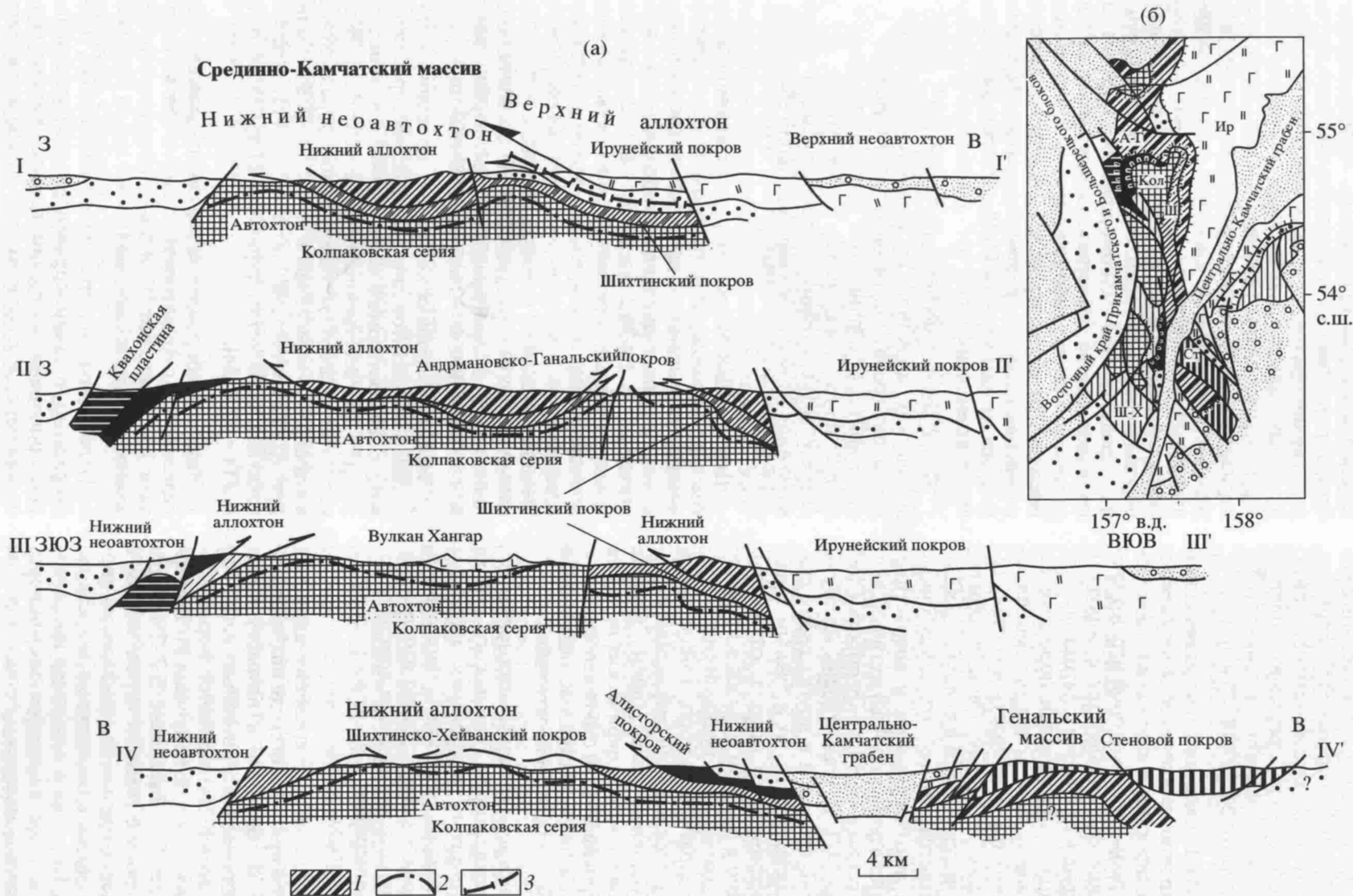


Рис. 8. Профили (а) и схема (б), иллюстрирующие покровное строение метаморфических массивов Срединного и Ганальского хребтов. 1 – Андриановско-Ганальский покров (андриановская, хейванская и химкинская свиты северо-восточной части Срединно-Камчатского массива и ганальская серия Ганальского массива) по [42]; 2 – подошва зоны бластомилонитов (подошва камчатской серии); 3 – кровля зоны бластомилонитов. Буквы на схеме: А-Г – Андриановско-Ганальский покров; Кол – автохтон; Ш-Х – Шихтинско-Хейванский покров (шихтинская и хейванская свиты южной части Срединно-Камчатского массива); Ш – шихтинский покров (шихтинская свита северо-восточной и северной частей Срединно-Камчатского массива); Ст – Стеновой покров; Ир – Ирунейский покров. Остальные условные обозначения и местоположение профилей см. на рис. 7. На профилях вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы.

Первое из них касается структуры метаморфических массивов и их обрамления в целом. Имеющиеся данные свидетельствуют о присутствии в этом покровном сооружении двух разновозрастных покровных комплексов (рис. 8).

Первый из них, **домеловой**, состоит из автохтона (колпаковская серия), нижнего аллохтона (малкинская, ганальская, стеновая серии и квахонская свита) и нижнего неавтохтона (кихчикская серия, хозгонская свита и барабские конгломераты). Мощность и строение последнего в восточном и западном обрамлении метаморфических массивов существенно различаются.

Относительно более молодой возраст метасадков колпаковской серии в сравнении с метасадками шихтинской свиты (споро-пыльцевые комплексы [6], SHRIMP [65]) позволяет согласиться с объемом аллохтона в работе [6] и включить в него не только надшихтинскую часть малкинской серии, но и шихтинскую свиту тоже. Описанные в основании шихтинской свиты рассланцованные гранитоиды, гнейсы и сланцы [42, 53, 62] имеют, вероятно, тектоническое, а не эрозионное происхождение. Исходя из этого и отраженных на всех картах различий в разрезах малкинской серии южных и северо-восточных частей Срединно-Камчатского массива (см. рис. 7), аллохтон можно разделить на два тектонически совмещенных вещественных комплекса.

Первый, условно **шихтинский**, объединяет последовательно залегающие в разрезе метатерригенные породы шихтинской, хейванской свит и метапикриты алисторской свиты, надвинутые на автохтон с юга (Шихтинско-Хейванский и Алисторский покровы) и метатерригенные породы шихтинской свиты, надвинутые на автохтон с северо-востока (собственно Шихтинский покров) (см. рис. 7, 8). Совместно с метатерригенными породами автохтона они могут рассматриваться в качестве фрагментов рифтогенной континентальной окраины Прикамчатского и Большерецкого блоков, изначально составлявших с Охотоморским массивом единое целое.

Второй комплекс объединяет океанические, окраинноморские и островодужные комплексы **Андреановско-Ганальского покрова** (андриановская, хейванская и химкинская свиты северо-восточного края Срединно-Камчатского массива и ганальская серия Ганальского массива) [42] и островодужные вулканиты стеновой серии и квахонской свиты. Этот комплекс надвинут на породы нижнего аллохтонного комплекса и автохтона с востока, северо-востока и северо-запада.

Предложенная схема вместе с ранее изложенными данными о структуре и глубинном строении Корякско-Камчатского региона позволяет связывать происхождение домелового покровного комплекса с коллизией Охотоморского массива с

массивом континентальной коры, залегающим в основании Укэлаят–Срединно-Камчатской зоны, вызвавшей обдукцию комплексов Квахонской и Стеновой островных дуг на комплексы Охотоморского массива.

Второй покровный комплекс, **позднедомеловой-раннеэоценовый**, представлен аллохтонными комплексами Ируней-Ватынского и Корякского поясов, перекрывающими меловые-нижнеэоценовые терригенные породы Укэлаят–Срединно-Камчатской зоны, запечатывающими покровные структуры домелового комплекса. Комплекс возник в результате столкновения композитного Охотоморско-Камчатского массива с Верхояно-Чукотским континентом.

Второе дополнение касается трактовки структуры метаморфических массивов на современном эрозионном срезе. Присутствие в гнейсах колпаковской серии цирконов с возрастными 77–47 млн. лет [65 и др.] при наличии обломков гнейсов в вышележащих более древних породах малкинской и кихчикской серий и характер соотношений зональности метаморфических пород с зональностью в тектонически облекающих их покровных комплексах говорят о том, что форма выхода метаморфических пород на поверхность не может быть объяснена лишь как срез антиформы.

Публикации различных лет [20, 42, 62], а также каменные материалы, любезно предоставленные нам сотрудником Геологического института РАН А.И. Ивлиевым, показывают, что, например, в Срединно-Камчатском массиве, выделяются метаморфическое ядро, сложенное наименее рассланцованными породами колпаковской серии, и обрамляющая его зона бластомилонитов, ориентировка сланцеватости в которой конформна сланцеватости в тектонически облекающих ее породах обрамления. Нижняя граница зоны бластомилонитов (см. рис. 8) примерно совпадает с подошвой выделенной на разномасштабных картах камчатской серией. Она фиксируется появлением в гнейсах с первичной грубой полосчатостью зон гнейсов с вторичной тонкой полосчатостью, изоклинальной складчатостью и участками мигматизации, названными в [42] зонами ламинарного течения. Вышележащий уровень выражен зонами бластомилонитизации гнейсов колпаковской серии в условиях амфиболитовой фации, а также зонами грануляции и рассланцевания синтектонических гранитов. Оставшаяся часть разреза зоны бластомилонитов характеризуется преобладанием хрупко-пластических деформаций вещества в условиях зеленосланцевой фации, наложенных на метатерригенные и метавулканогенные породы малкинской серии и интрузивные породы дукусского и кольского комплексов. Верхняя граница зоны бластомилонитов (см. рис. 8) маркируется милонитами и бластомилонитами хозгонской и иру-

нейской свит [20 и др.], метаморфизм которых в целом отвечает низким ступеням зеленосланцевой фации. Эти признаки, а также присутствие в структуре массивов большого количества синметаморфических интрузий контрастного основного и кислого состава позволяют предположить, что рассматриваемые массивы могут быть классифицированы как зональные метаморфические ядра кордильерского типа. Присутствие в породах колпаковской серии идиоморфных цирконов с возрастными в 77, 47–53 млн. лет [65] и разгнейсованных и рассланцованных гранитов с Rb-Sr возрастом в 66–70 млн. лет (кольский комплекс) показывает, что подъем метаморфических пород к поверхности происходил в интервале кампана-эоцена. Этот подъем сопровождался растяжением вышележащих комплексов пород и соскальзыванием их с глубоко метаморфизованного цоколя, что, в конечном счете, обусловило формирование внутренней тектонической расслоенности метаморфических и перекрывающих их пород, морфологически сходной с расслоенностью классических покровных комплексов.

Эоценовые датировки цирконов из пород метаморфического ядра фиксируют, таким образом, термальные события, связанные, на наш взгляд, с ремобилизацией и диапиризмом в верхние горизонты коры глубоко метаморфизованных пород нижней и средней коры и ко времени формирования этих частей коры отношения, скорее всего, не имеют.

Отмеченные закономерности в строении и становлении структуры метаморфических пород Срединного хребта характерны также для метаморфических пород Ганальского массива, с той лишь разницей, что выдвигание метаморфических пород к поверхности в этом массиве было более продолжительным. Sm-Nd минеральные изохроны по гранулитам, U-Pb датировки цирконов из эндревитов [24] и Sm-Nd датировки габброидов Юрчикского массива [8] показывают, что подъем метаморфических пород к поверхности продолжался здесь вплоть до рубежа олигоцена и миоцена.

Имеющийся по метаморфическим ядрам огромный литературный материал, а также примеры приложения его к расшифровке эволюции метаморфизма складчатых поясов на орогенном этапе развития [48] показывают, что формирование подобных структур связано с коллапсом экстремально мощной коры орогенных поясов, ее растяжением, повышением теплового потока и подъемом к поверхности ее глубоко метаморфизованного цоколя.

В орогенных структурах Камчатки эти процессы были, вероятно, инициированы: 1) формированием в обрамлении Верхояно-Чукотского континента мощной досреднеэоценовой коры в результате меловой-палеоэоценовой коллизии его с

Охотоморским и Укэлаят-Срединно-Камчатским массивами и последующей коллизии новообразованной континентальной окраины с Ачай-Ваям-Валагинской дугой; 2) преобразованием новообразованной окраины в окраину андийского типа в процессе субдукции под нее Кроноцкой дуги; 3) коллапсом гравитационно неустойчивой коры андийской окраины и формированием в охотской части ее зон растяжения, а в камчатской – метаморфических ядер с прямой и высокотемпературной метаморфической зональностью, подчеркивающей своими температурными параметрами условия высокоградиентного теплового потока активных окраин.

ОБСУЖДЕНИЕ

Практически все исследователи единодушны в трактовке структур охотоморской части Охотско-Камчатских структур как области деструкции коры позднемезозойских складчатых поясов, надводная часть которых обнажается на Камчатке и в Корее [11, 21, 46, 54 и др.]. Относительно природы и возраста корового субстрата этих поясов единодушия не наблюдается. Часть исследователей считает, что коровый субстрат этого региона состоит из блоков докембрийской коры (Охотоморского и некоторых других) и более молодой коры позднемезозойских складчатых поясов, одним из элементов которой является кора Камчатки [11, 19, 21]. Другая часть исследователей рассматривает структуру Камчатки как зону меловой аккреции океанических и островодужных комплексов Пацифики к Верхояно-Чукотской окраине [6, 42, 49, 65]. Некоторыми из них допускается присутствие среди аккрецированных островодужных комплексов экзотических докембрийских блоков [49]. Третья группа исследователей относит Западную Камчатку к зоне коллизии Охотоморского океанического плато и Западно-Камчатской микроплиты [5, 52].

Срединно-Камчатскому и Ганальскому массивам в большинстве этих построениях отводится роль фрагментов Охотоморского массива [53, 62] или Западно-Камчатской микроплиты [5, 52], либо роль позднемезозойского субдукционно-аккреционного комплекса, возникшего в результате столкновения Тихоокеанской плиты со структурами Западной Камчатки (Верхоянской окраины?) [6, 40, 42] или Охотоморского массива [65].

Анализ перечисленных моделей показывает, что предложенные в них варианты решения этой проблемы вряд ли можно считать удовлетворительными.

Модели, декларирующие микроплитную природу метаморфических массивов, не согласуются с позднемезозойскими датировками возраста ме-

таморфических пород, полученными с помощью SHRIMP, Rb-Sr и U-Pb методов [8, 65]. Сообщение о позднемезокембрийском Sm-Nd возрасте протолита основных сланцев колпаковской серии и раннепалеозойском возрасте протолита малкинской [23], к сожалению, не содержит первичных аналитических данных и потому пока может рассматриваться как предварительное.

Недостатком моделей аккреционного происхождения метаморфических пород, в первую очередь, является неверная, на наш взгляд, трактовка структуры метаморфических массивов и их обрамления в качестве единого покровного комплекса, возникшего одноактно на рубеже позднего мезозоя-кайнозоя [6, 17, 41, 42, 65, 72 и др.]. В рамках этих представлений все породы аллохтонного комплекса ошибочно, по нашему мнению, трактуются как части Тихоокеанской плиты [6, 41, 42, 65] и относятся исключительно к породам офиолитовой ассоциации [6, 41, 42]. Наоборот, для части из них (шихтинско-хейванский покров и, вероятно, пикриты алисторской свиты) имеются очевидные признаки принадлежности их к плитным образованиям (значительный объем, занимаемый метааркозами и метапелитами, внутриплитная природа вулканических пород, присутствие расслоенных интрузий дунит-кортландит-гранодиоритового ряда и сопутствующего им медно-никелевого оруденения). Для других частей аллохтона – признаки формирования в океаническом бассейне вблизи континентальной окраины, поставившей в океанический бассейн обломочный материал квац-полевошпатитового и карбонатного состава (хейванская свита Андриановско-Ганальского покрова, метатерригенно-карбонатный горизонт ганальской серии). Эти закономерности в строении аллохтонных серий не позволяют рассматривать их в качестве образований открытого океанического бассейна (по мнению авторов этих схем, – Пацифики) и указывают, что это, вероятно, осадки бассейна с океанической корой, располагавшегося между континентальными массивами.

Проблематичен, на наш взгляд, также вывод о субдукционно-аккреционной природе метаморфизма малкинской и колпаковской серий. Подобная интерпретация не согласуется с отсутствием в зоне сочленения малкинского и квахонского комплексов характерной для зон субдукции обратной метаморфической зональности, а также принадлежностью метаморфических парагенезисов квахонского, малкинского и колпаковского комплексов к парагенезисам разного типа – низкотемпературным и высокотемпературным в квахонском и высокотемпературным и высокотемпературным в малкинском и колпаковском, что указывает на формирование их в разных геодинамических условиях.

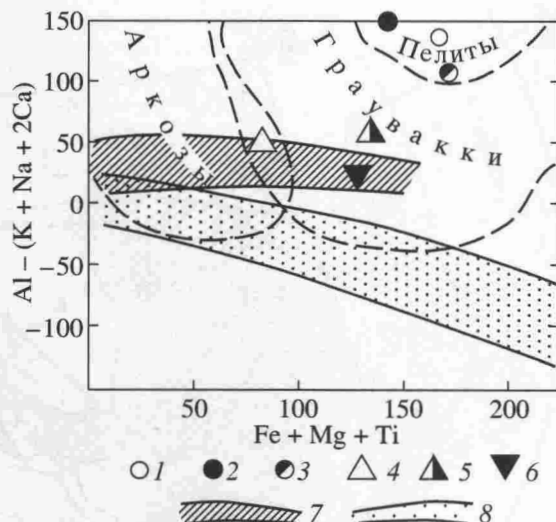


Рис. 9. Дискриминационная диаграмма [66] для гранитоидов и метатерригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского массивов.

1–3 – средние составы метатерригенных пород колпаковской (1), малкинской (2) серий и ганальских гранулитов (3) [53]; 4–6 – средние составы гранитоидов крутогорского (4), колпаковского (5) комплексов и гранатовых гранитоидов из разреза ганальской серии (6) по [53]; 7, 8 – серии гранитоидов S-типа (7) и I-типа (8), по [66].

Имеющиеся в литературе данные об эволюционных трендах метаморфизма в Срединном хребте [53, 62] показывают, что метаморфизм колпаковской серии протекал в условиях, близких к изобарическому разогреву. Тренд малкинской серии принципиально близок колпаковскому и отличается от него лишь более высоким градиентом метаморфизма и меньшей глубиной [53, 62]. Подобные термодинамические характеристики метаморфизма более всего соответствуют условиям коллизии небольших блоков континентальной коры и значительно отличаются от параметров метаморфизма зон субдукции, где преобразование пород проходит в условиях изотермального погружения и не достигает температур метаморфизма коллизионного типа. Коллизионной природой, скорее всего, обладают также гранитоиды крутогорского и кольского комплексов (рис. 9). Для них характерны высокая глиноземистость, сопоставимая с уровнем ее в S-гранитах, а также целый ряд других параметров, позволяющих сравнить их с гранитоидами позднегоорогенного этапа развития коллизионных поясов. Происхождение последних связывается обычно с плавлением различных уровней коры, вызванным растяжением ее и поступлением в нее большого количества мантийных расплавов. В структурах Срединного и Ганальского хребтов выражением этих процессов следует считать присутствие наряду с интрузиями гранитов большого

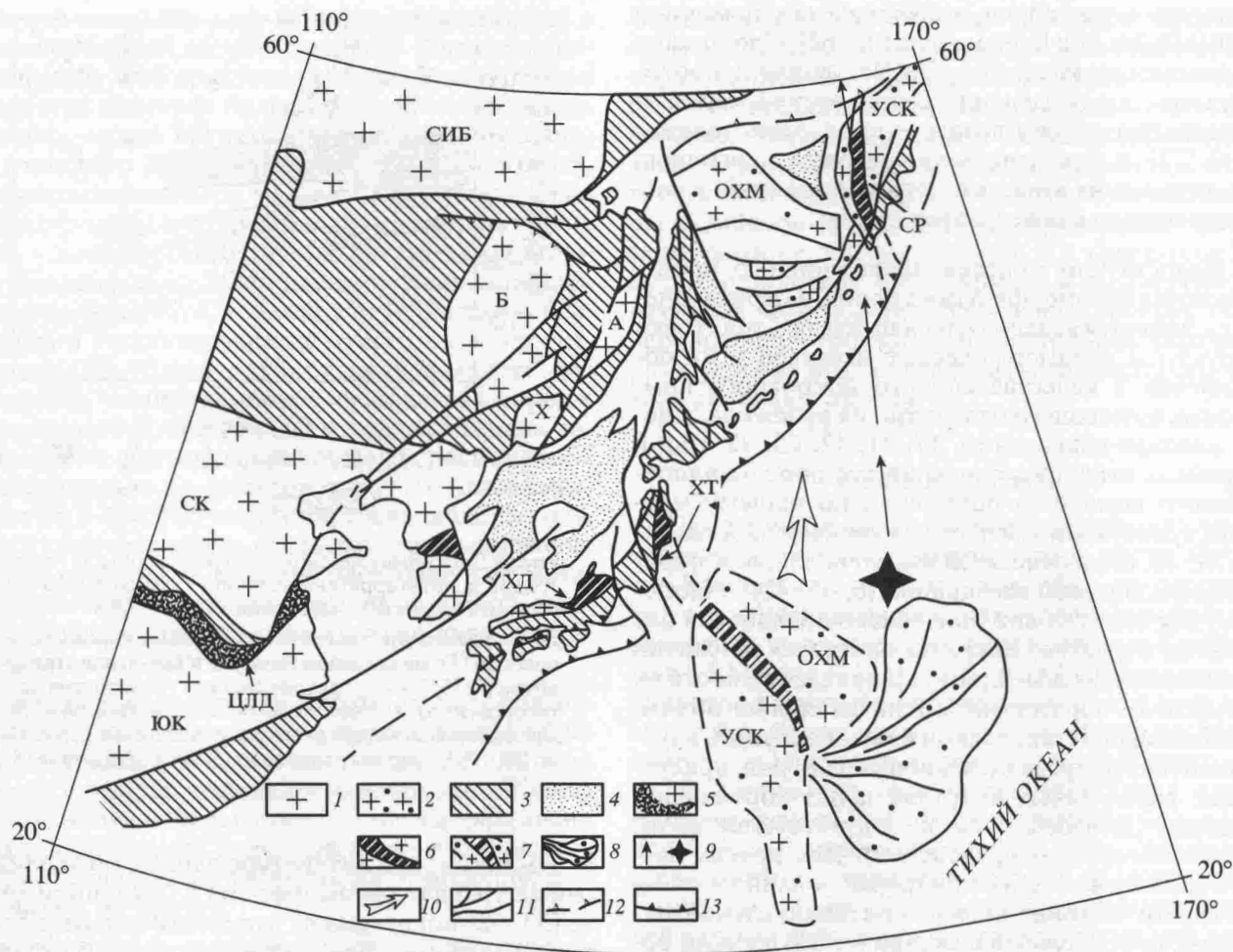


Рис. 10. Современная позиция метаморфических комплексов сверхвысокого и высокого давления в Китае, Японии и на Камчатке и возможное положение камчатских комплексов для рубежа раннего–позднего мезозоя.

1, 2 – блоки континентальной коры установленные (1) и предполагаемые (2); 3 – складчатые пояса; 4 – глубоководные впадины окраинных морей с корой океанического типа; 5, 6 – метаморфические комплексы сверхвысокого (5) и высокого (6) давления; 7 – предполагаемая позиция камчатских метаморфических комплексов высокого давления на рубеже раннего–позднего мезозоя; 8 – конус выноса аркозового материала из “устевой части” коллизонной зоны в юрский океанический бассейн – предполагаемая область формирования среднеюрского аркозового флиша восточного побережья Тайгоноса; 9 – область накопления средне–позднеюрских кремней триасово–юрских океанических разрезов восточного побережья полуострова Тайгонос и направление их последующего дрейфа, по [63]; 10 – предполагаемое направление дрейфа ОХМ и УСК; 11 – разломы; 12 – сuture; 13 – зона субдукции.

Буквы на схеме: кратоны и их фрагменты: СИБ – Сибирский, СК – Северо-Китайский, ЮК – Южно-Китайский, Б – Буреинский, Х – Ханкайский. Блоки континентальной коры полициклического развития: А – Аньюйский, УСК – Укэлайт–Срединно–Камчатский, ОХМ – Охотоморский. Фрагменты пояса метаморфических пород высокого и сверхвысокого давления: ЦЛД – Циньлинь–Даби, ХД – Хида, ХТ – Хитаچی–Такануки, СР – Срединно–Камчатский и Ганальский.

количества интрузий ультрабазит–габбрового и ультрабазит–габбро–монцонитового состава.

И, наконец, существует очевидное несоответствие предложенных схем с формой и структурной позицией массивов метаморфических пород. Изложенные материалы показывают, что эти массивы отвечают меридионально вытянутому блоку континентальной коры (см. рис. 6), располагающемуся на стыке Охотоморского и Укэлайт–Срединно–Камчатского массивов континентальной коры, что дает возможность связывать про-

исхождение метаморфических комплексов со столкновением этих массивов.

Подмеченное ранее сходство метаморфических массивов Срединного и Ганальского хребтов с метаморфическими массивами Хида и Абакума–Китаками [53, 62], а также современный вариант трактовки последних в качестве северного продолжения высокометаморфизованных пород сuture Циньлинь–Даби [70, 73] позволяют высказать гипотезу, что метаморфические породы Срединной Камчатки являются фрагментами са-

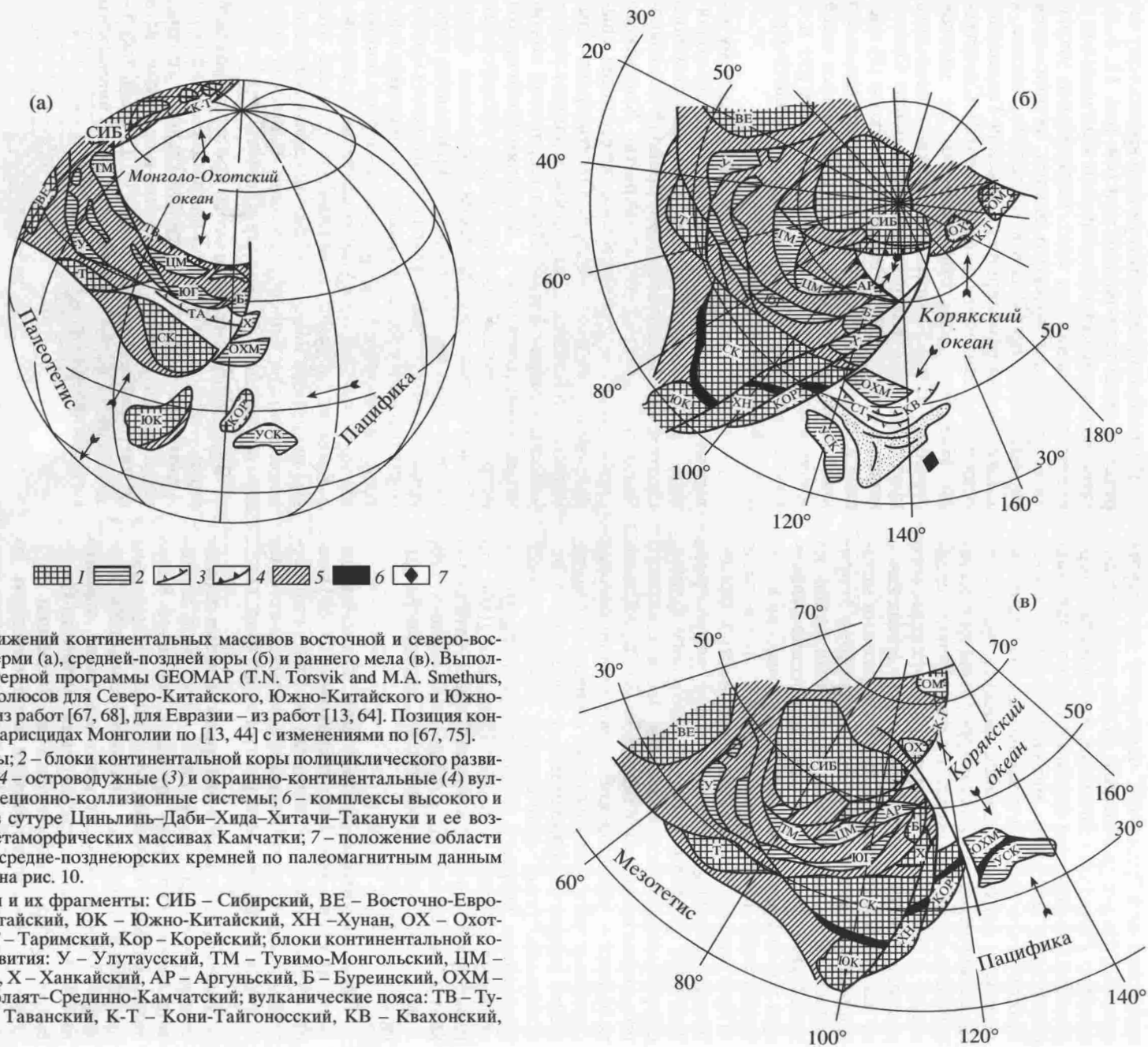


Рис. 11. Реконструкции движений континентальных массивов восточной и северо-восточной Азии для ранней перми (а), средней-поздней юры (б) и раннего мела (в). Выполнены с помощью компьютерной программы GEOMAP (T.N. Torsvik and M.A. Smethurs, 1994). Координаты палеополлюсов для Северо-Китайского, Южно-Китайского и Южно-Корейского блоков взяты из работ [67, 68], для Евразии – из работ [13, 64]. Позиция континентальных массивов в варисцидах Монголии по [13, 44] с изменениями по [67, 75].

1 – кратоны и их фрагменты; 2 – блоки континентальной коры полициклического развития (микроконтиненты); 3, 4 – островодужные (3) и окраинно-континентальные (4) вулканические пояса; 5 – аккреционно-коллизийные системы; 6 – комплексы высокого и сверхвысокого давления в сuture Циньлин–Даби–Хида–Хитачи–Такануки и ее возможном продолжении в метаморфических массивах Камчатки; 7 – положение области накопления тайгоносских средне-позднеюрских кремней по палеомагнитным данным [63]. Остальные знаки см. на рис. 10.

Буквы на схемах: кратоны и их фрагменты: СИБ – Сибирский, ВЕ – Восточно-Европейский, СК – Северо-Китайский, ЮК – Южно-Китайский, ХН – Хунан, ОХ – Охотский, ОМ – Оломонский, Т – Таримский, Кор – Корейский; блоки континентальной коры полициклического развития: У – Улутаусский, ТМ – Тувино-Монгольский, ЦМ – Центрально-Монгольский, Х – Ханкайский, АР – Аргунский, Б – Бурейский, ОХМ – Охотоморский, УСК – Укэлаят–Срединно-Камчатский; вулканические пояса: ТВ – Тувино-Монгольский, ТА – Таванский, К-Т – Кони-Тайгоносский, КВ – Квахонский, СТ – Стеновой.

мой восточной "устьевой" части этой же сутуры (рис. 10). На это указывают: 1) совмещение в покровных структурах японских массивов метатерригенных комплексов континентальной окраины (вероятных аналогов метатерригенных пород Шихтинского покрова и колпаковской серии автохтона) с верхнепалеозойско-нижнемезозойскими метавулканитами, метакарбонатными и метатерригенными породами, принципиально сходными с породами Андриановско-Ганальского покрова; 2) проявление в японских массивах такого же, как и в массивах Камчатки, режима метаморфизма изобарического разогрева [69]; 3) принадлежность споро-пыльцевых комплексов из метатерригенных и метавулканогенно-осадочных пород Срединно-Камчатского массива к Катазиатской палеофлористической провинции; 4) присутствие в базальтово-кремнистых окенических разрезах восточной части полуострова Тайгонос среднеюрского субаркозового флиша, сформировавшегося в южной части северного полушария в интервале широт 30–40°, в результате выноса в среднеюрский океанический бассейн огромных масс аркозового материала; 5) омоложение возраста коллизионных процессов в направлении "устья" этой сутуры, фиксирующееся изменением возраста коллизионных гранитов с триасово-юрского в поясе Циньлинь-Даби до ранне-среднеюрского в поясах Хида и Хитачи-Такануки (массивы Хида и Абакума-Китаками) [70] и до ранне-позднемелового в Срединно-Камчатском массиве [8].

Палеомагнитные данные для Южно-Китайского и Северо-Китайского кратонов [67, 68] вместе с геологическими данными по Японским островам и Камчатке позволяют наметить в истории формирования этой сутуры три этапа (рис. 11).

Первый охватывает интервал времени пермь-средняя юра (см. рис. 11, а, б). Этот этап характеризуется встречным дрейфом массивов Катазии и массивов варисцид Монголии и вероятным дрейфом в сторону их Южно-Корейского и Укэляйт-Срединно-Камчатского массивов, вызванными процессами расширения Монголо-Охотского океана, Палеотетиса и Пацифики [67]. Этот дрейф ознаменовался столкновением во второй половине перми Северо-Китайского кратона с континентальными массивами Монголии и завершился в триасе-юре коллизией Северо-Китайского кратона с Южно-Китайским кратоном и Южно-Корейской плитой [13, 44, 67]. Эти коллизионные процессы сопровождались левосторонними движениями вдоль системы разломов Тан-Лу, чем, вероятно, объясняется более молодой возраст коллизионных процессов в массивах Хида и Хитачи-Такануки в сравнении с этими процессами в Циньлинь-Даби.

Второй этап, соответствующий временному отрезку средняя юра-ранний мел (см. рис. 11, б, в), характеризуется существенными изменениями в кинематике движения плит, вызванными закрытием Монголо-Охотского океана, активизацией спрединговых процессов в Корьякском океане, а также сменой направления движения Тихоокеанских плит с западного на северное [68]. Следствием этих процессов стал разворот по часовой стрелке Северо-Китайского и Южно-Китайского кратонов [68], обусловивший смещение Охотоморского фрагмента Северо-Китайского (?) массива в южном направлении, заложение вдоль его южного края зоны субдукции и связанных с ней Квахонской и Стеновой вулканических дуг и, в конечном счете, коллизию его с Укэляйт-Срединно-Камчатским массивом.

Третий этап, соответствующий временному интервалу поздний мел-миоцен, включает: 1) коллизию на рубеже мела-палеоцена композитного Охотоморско-Камчатского террейна с Верхояно-Чукотским континентом, закрытие Корьякского океана, тектоническое расслоение его коры и шарьирование ее на комплексы Охотоморско-Камчатского террейна; 2) коллизию в раннем эоцене новообразованной Камчатско-Корьякской континентальной окраины с Ачайваям-Валагинской островной дугой, коллапс коры преддугового Ируней-Ватынского бассейна, обдукцию фрагментов коры этого бассейна и фрагментов коры Ачайваям-Валагинской дуги на комплексы Охотоморско-Камчатского террейна; 3) коллизию в интервале второй половины эоцена-первой половины миоцена Азиатской континентальной окраины с Кроноцкой дугой, изменение в процессе этих коллизионных процессов наклона зоны субдукции под континент и преобразование Азиатской окраины из пассивной в окраину андийского типа.

Завершающая стадия этого процесса (поздний эоцен-миоцен) протекала на фоне распада коры Азиатской окраины континентальной окраины, выразившегося в формировании в охотской части ее зон растяжения и рифтогенеза, а в камчатской – зональных Срединно-Камчатского и Ганальского метаморфических массивов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Укэляйт-Срединно-Камчатский и Охотоморский массивы континентальной коры делят палеоокеанические комплексы Корьякско-Камчатского сектора Тихоокеанского пояса на два домена (рис. 12).

Первый, Корьякский, объединяет позднедокембрийско-среднепалеозойские, позднепалеозойско-раннемезозойские и позднемезозойские палеокеанические комплексы Тайгоносско-Западно-Корьякского и Корьякского поясов. Структурная по-

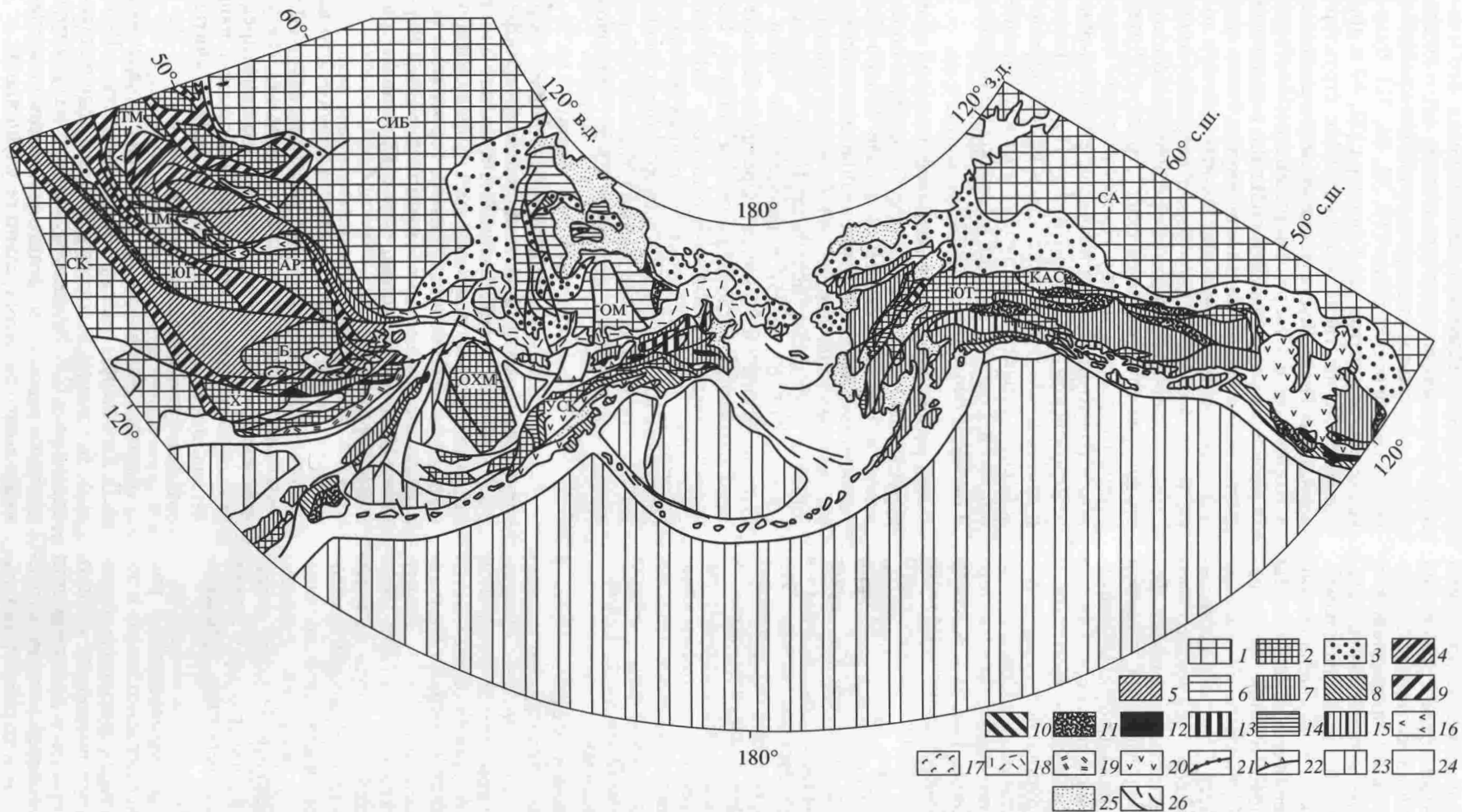


Рис. 12. Положение неопротерозойских и фанерозойских океанических и островодужных комплексов в структуре Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов, по [74], с добавлениями по [34, 35, 40, 71 и др.].

1 – докембрийские кратоны и их фрагменты, 2 – блоки континентальной коры полициклического развития (микроконтиненты); 3 – пассивные окраины, 4–8 – аккреционно-коллизийные системы позднерифейско-среднепалеозойского (4), позднепалеозойско-раннемезозойского (5), позднеюрско-раннемелового (6), ранне-позднепалеозойского (7) и кайнозойского (8) возраста; 9–12 – океанические и островодужные комплексы позднерифейско-среднепалеозойского (9), раннепалеозойского (10), позднепалеозойско-раннемезозойского (11) и позднепалеозойского (12) возраста; 13–15 – океанические платформы позднерифейско-среднепалеозойского (13), среднепалеозойско-раннемезозойского (14) и позднепалеозойско-раннемезозойского (15) возраста; 16–20 – окраинно-континентальные вулканические пояса позднепалеозойского (16), позднеюрско-раннемелового (17), ранне-позднепалеозойского (18), мезо-кайнозойского (19) и кайнозойского (20) возраста; 21, 22 – сuture Монголо-Охотского (21) и Кузнецкого (22) палеоокеанических бассейнов; 23 – океаническая Кора Тихого океана и глубоководных впадин окраинных морей; 24 – шельфы; 25 – кайнозойский чехол; 26 – разломы.

Буквы на схеме: кратоны и их фрагменты: СА – Северо-Американский, ЮТ – Юкон-Танана, КАС – Каспий. Остальные буквенные обозначения см. на рис. 11.

зияция этого домена определяется положением его между Сибирским континентом и массивами Охотско-Камчатского региона, которые, как было показано выше, возможно, принадлежат к континентальным массивам катазиатского ряда. Аналогичную позицию занимают позднедокембрийско-раннепалеозойские и позднепалеозойско-раннемезозойские океанические комплексы Центрально-Азиатского пояса и ранне-среднепалеозойские и позднепалеозойские океанические комплексы внутренней части Северо-Американского сектора Тихоокеанского тектонического пояса (офиолитовые комплексы террейнов Феттер Ривер, Тринити, Слайд Маунтин, Севенти Майл, Ливенгуд и др.). Позиция центральноазиатских палеоокеанических комплексов определяется положением их между Сибирским кратоном и массивами катазиатской группы, позиция североамериканских – положением между Северо-Американским кратоном и континентальными террейнами Никсон Форк, Юкон–Танана и Кассиар (см. рис. 12). Последние были перемещены сюда из низких широт [39] и играли в структуре этого сектора Тихоокеанского пояса ту же структурную роль, что и Укэлайт–Срединно-Камчатский и Охотоморский массивы в структуре Корякско-Камчатского сектора, а катазиатские массивы – в структуре Центрально-Азиатского пояса. Это позволяет рассматривать выходы океанических комплексов в Центрально-Азиатском поясе и внутренних частях Корякского и Северо-Американского секторов Тихоокеанского пояса в качестве реликтов палеоокеанической структуры, получившей на разных этапах эволюции названия Палеоазиатского, Монголо-Охотского, Корякского океанов и океана Ангачуам.

Второй домен объединяет кайнозойские, в различной степени метаморфизованные поздне-мезозойские и, возможно, более древние океанические и островодужные комплексы Восточной Камчатки. Структурная позиция их определяется положением между Укэлайт–Срединно-Камчатским массивом и современным ложем Тихого океана. В Северо-Американском секторе Тихоокеанского пояса принципиально такую же позицию занимают позднепалеозойско-раннемезозойские, позднемезозойские и кайнозойские комплексы, ограниченные с внешней стороны континентальными террейнами Никсон Форк, Юкон–Танана и Кассиар, а с внутренней – ложем Тихого океана. Этот домен, вероятно, принадлежал собственно Пацифике.

Охарактеризованные закономерности в распределении палеоокеанических комплексов в покровно-складчатых структурах северного обрамления Тихоокеанского пояса позволяют сделать вывод о присутствии внутри него реликтов двух длительно развивавшихся океанических структур. Развитие северной из них отражает резуль-

тат эволюции Палеоазиатского океана. По мнению большинства исследователей, этот океан возник в результате неопротерозойского раскола суперконтинента Родинии [19, 32, 44, 71]. Венд-кембрийская деструкция Гондваны [32, 44 и др.] привела к существенной перестройке структурного плана Палеазиатского океана и его аналогов в Корякском и Северо-Американском секторах Тихоокеанского пояса. Эти события, в конечном счете, выразились в появлении внутри этого океана протяженного пояса микроконтинентов и локализованных по их периферии островодужных структур, ставшего на ранне-среднепалеозойской стадии развития океанических структур структурным барьером между Палеоазиатским океаном и Прототетисом, на позднепалеозойско-раннемезозойской – барьером между Палеотетисом и Монголо-Охотским океаном, а на позднемезозойской – структурным рубежом между Мезопацификой, с одной стороны, и Корякским океаном и океаном Ангачуам, с другой.

На рубеже среднего и позднего палеозоя этот структурный барьер занимал субширотное положение и был представлен на западе Северо-Китайским массивом и континентальными массивами варисцид Монголии [13, 44, 60 и др.], занимавшими в это время интервал 10–30° северной широты [13, 67, 68.75], в центральной части – Охотоморским и Укэлайт–Срединно-Камчатским массивами, располагавшимися западнее Северо-Китайского и Южно-Китайского массивов (см. рис. 11, А), а на востоке – континентальными массивами Юкон–Танана, Кассиар и обрамлявшими их с юга островными дугами Стикия и Квиснелия, занимавшими интервал 20–30° северной широты [39].

В позднем мезозое и кайнозое в процессе формирования современной океанической литосферы Тихого океана микроконтинентальные блоки этого структурного рубежа вместе с аккрецированными к ним островодужными террейнами испытали дрейф на север и были причленены к Верхояно-Чукотскому континенту и Северо-Американскому кратону.

Приведенные данные свидетельствуют, что на допозднемезозойском этапе развития структурный план Пацифики, по крайней мере в ее северной части, был более сложным, чем нам представляется сегодня. Поднятый вопрос, на наш взгляд, имеет важное значение и должен учитываться в будущих исследованиях

Автор искренне благодарен академику А.Л. Книпперу, члену-корреспонденту РАН Н.А. Богданову и доктору геолого-минералогических наук С.В. Руженцеву, взявшим на себя труд прочесть рукопись и сделать ряд важных замечаний и поправок, значительно ее улучшивших.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-64224).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А., Сергеев К.Ф., Утнасин В.К., Федорченко В.И. Глубинное строение Южной Камчатки, по данным ГСЗ // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, Хабаровск: Ин-т тектоники и геофизики, 1980. С. 59–64.
3. Антипов М.Н., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. Строение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 2. С. 19–25.
4. Богданов Н.А., Кепежинский П.К. Неоднородности литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоок. геология. 1988. № 5. С. 3–11.
5. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
6. Бондаренко Г.Е. Ультраосновные и основные метавулканиды Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32–40.
7. Вашилов Ю.Я. Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива. Магадан, 1977. С. 64–78. (Тр. СВ КНИИ; Вып. 77.)
8. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58–65.
9. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1 : 500000 / Гл. ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский. С.-П., Петропавловск-Камчатский: ВСЕГЕИ, 1999.
10. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
11. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 160 с.
12. Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 130–149.
13. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
14. Ермаков В.А., Фарберов А.И., Балеста С.Т., Левыкин А.И. Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1975. № 9. С. 13–28.
15. Жуланова И.Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос // Геотектоника. 1974. № 1. С. 111–122.
16. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на полуострове Тайгонос // М.: Наука. 1978. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 315.)
17. Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
18. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение осадочного чехла земной коры восточной, прикамчатской части Охотского моря (по сейсмическим данным) // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 198–201.
19. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн. 1, 327 с. Кн. 2, 334 с.
20. Колодяжный С.Ю., Зинкевич В.П., Лучицкая М.В., Бондаренко Г.Е. Признаки вязко-пластичного течения в мезозойских барабских конгломератах Срединно-Камчатского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 15–30.
21. Красный Л.И. Геолого-структурные черты Охотоморского региона // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 2. С. 3–8.
22. Кузмичев А.Б., Сухов А.Н. Островодужный мел окрестностей Усть-Паланы (Западная Камчатка): строение разреза и геодинамические спекуляции // Исследование литосферы. Материалы конференции. М.: ИЛ РАН, 2000. С. 33–35.
23. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В. Первые Sm-Nd изотопные определения возраста метаморфических пород Срединно-Камчатского массива // Симпозиум по геологии Камчатки: Тез. докл. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КАМШАТ, 1999. С. 41–42.
24. Кузьмин В.К., Львов А.Б., Беляцкий Б.В. Sm-Nd изотопная систематика метаморфических и магматических пород Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // Симпозиум по геологии и металлогении Северо-Востока Азии. Материалы конференции. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 172–175.
25. Курилов Д.В. Некоторые данные о возрасте кремнистого комплекса Паланского района (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 142–146.
26. Львов А.Б., Богомолов Е.С., Левченков О.А., Неймарк Л.А. и др. Геолого-геохронологическое изучение ганальского комплекса Камчатки // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 261–271.
27. Маргулис Л.С. Секвенстратиграфия и нефтегазоносность Охотоморского региона: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2002. 50 с.
28. Марков М.С. Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
29. Марченко А.Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 234–246.

30. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины // М.: Наука, 1988. 216 с.
31. *Мишин В.В.* Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 4. С. 64–70.
32. *Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индо-атлантического типов в позднем докембрии и венде // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
33. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
34. *Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа структур Срединной Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна реки Укэлая и вопросы геодинамики допозднепалеозойских океанических комплексов Запада Корякского нагорья // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 347–352.
35. *Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М.* Допозднепалеозойские офиолиты Запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
36. *Некрасов Г.Е., Макеев А.Ф.* U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов плагиогранит-амфиболитового комплекса Ганычаланского блока (Запад Корякского нагорья) // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 1–4.
37. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) / *Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И.* и др. М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
38. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
39. *Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х.* Формирование коллажа террейнов орогенных поясов Севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
40. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН; Вып. 473.)
41. *Рихтер А.В.* О структуре метаморфических толщ Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98–108.
42. *Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
43. *Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д.* Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
44. *Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Геодинамика и тектоническое развитие палеозоид Центральной Азии как результат взаимодействия Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов земли // Геотектоника. 1995. № 1. С. 29–47.
45. *Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е.* и др. Новые данные о характере соотношений камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка) // Докл. АН. 1992. Т. 326. № 1. С. 148–153.
46. Сейсмическое районирование шельфа. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 150 с.
47. *Сиверцева И.О.* О пермской флоре Камчатки // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1975. № 18. С. 141–145.
48. *Склярлов Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1997. 182 с.
49. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
50. *Соловьев А.В., Ландер А.В., Палечек Е.Н., Леднева Г.В. и др.* Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 35–40.
51. *Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненштейн Л.П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
52. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 с объяснительной запиской / Ред. Н.А. Богданов, В. Е. Хаин. М.: ИЛ РАН, 2000. 193 с.
53. *Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: Дальневосточный ГИН ДНЦ АН СССР, 1985. 185 с.
54. *Харахинов В.В.* Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в виде научного доклада. Оха-на-Сахалине: ИЛСАН РАН, 1998. 45 с.
55. *Чамов Н.П., Андреев А.В.* Среднеюрские–нижнемеловые осадочные комплексы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 3. С. 260–272.
56. *Чернов Е.Е., Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и тектоническая интерпретация палеомагнитных данных // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. 440 с.
57. *Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
58. *Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А.* Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые 1992. № 6. С. 94–16.
59. *Шапиро М.Н., Федоров П.И.* Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22–26.
60. *Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 41–57.
61. *Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Максимов А.Е.* Корневые и бескорневые офиолиты Анадырско-Коряк-

- ского региона – геофизический аспект // Докл. АН. 1994. Т. 339. № 4. С. 518–519.
62. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.
 63. Bazhenov M.L., Alexutin M.V., Bondarenko G.E., Sokolov S.D. Mesozoic paleomagnetism of the Taigons Peninsula, the Sea of Okhotsk: implications to kinematics of continental and oceanic plates // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 173. P. 113–127.
 64. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma // Journ. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. № B3. P. 4029–4050.
 65. Bindeman I.N., Vinogradov V.J., Valley J.W., Wooden J.L., Natalin B.A. Archean protolith, and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal massifs // Journ. of Geology. 2002. Vol. 110. P. 271–289.
 66. Debon F., Le Fort P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1983. Vol. 73. P. 135–149.
 67. Enkin R., Yang Z., Chen Y., Courtillot V. Paleomagnetic constraints on geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present // Journ. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № B10. P. 13953–13989.
 68. Gilder S.A., Gill J., Coe R.S., Zhao X. et al. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China // Journ. of Geophys. Res. 1996. Vol. 101. № B7. P. 16137–16154.
 69. Hiroi Y. Progressive metamorphism of the Unazuki pelitic schists in the Hida terrane, central Japan // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 82. P. 334–350.
 70. Isozaki Y. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese islands // The Island Arc. 1996. Vol. 5. P. 289–320.
 71. Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnaya I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asia fold belt: U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd evidences from the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet Sci. Letters. 2002. Vol. 199. P. 311–325.
 72. Konstantinovskaya E.A. Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // Tectonophysics. 2001. Vol. 333. P. 75–94.
 73. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. Vol. 6. Issue 1. P. 121–142.
 74. Nokleberg W.G., Parfenov L.M., Monger J.W.N. et al. Circum-North Pacific Tectono-stratigraphic terrane map // USGS Open-File Report 94–714. 1994. 108 pp.
 75. Xu X., Harbert W., Dril S., Kravchinsky V. New paleomagnetic data from the Mongol-Okhotsk collision zone, Chita region, south-central Russia: implications for Paleozoic paleogeography of the Mongol-Okhotsk ocean // Tectonophysics. 1997. Vol. 269. P. 113–129.

Рецензенты: Н.А. Богданов, С.В. Руженцев

Tectonics of the Koryak-Kamchatka Region and the General Geodynamics of the Northern Pacific Rim

G. E. Nekrasov

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

Abstract—Tectonic data on the Koryak-Kamchatka and Sea of Okhotsk regions and the tectonic, petrologic, and isotopic data on the Median Kamchatka and Ganal massifs suggest that these massifs are zonal metamorphic cores, in which the metamorphic complexes of the pre-Cretaceous collision zone between the Sea of Okhotsk and Ukelayat–Median Kamchatka continental massifs are exposed on the surface. The ages of the marginal continental, oceanic, and island-arc structures juxtaposed within this zone as well as the Cathaysian habit of the spore-and-pollen assemblages in these rocks and the low-latitude origin of the Middle–Late Jurassic and Upper Cretaceous cherts in the foldbelts north of these continental massifs suggest that this collision zone can be interpreted, with a fair degree of confidence, as the eastern extension of the Qinlin–Dabi–Hida–Hitachi–Takanuki suture. The composite Sea of Okhotsk–Kamchatka continent, which was formed after the collision, and the other Central Asian (North China, South Gobi, Central Mongolian, Argun', and others) and North American (Nixon Fork, Yukon-Tanana, and Cassiar) continental massifs made up an extensive structural barrier that separated the Paleo-Asian Ocean from the Proto-Tethys during the Early–Middle Paleozoic evolution of the Pacific sector of the Earth; the Paleo-Tethys from the Mongolia-Okhotsk Ocean during the Late Paleozoic–Early Mesozoic; and the Meso-Pacific Ocean from the Koryak and Angachuan oceans, during the Late Mesozoic. At the latest Mesozoic to Cenozoic, the inception of the modern oceanic lithosphere of the Pacific Ocean and the closure of the Koryak and Angachuan oceans induced the northward drift of the microcontinental blocks and accreted island-arc terranes of this structural belt, which were eventually welded up to the Verkhoyansk–Chukotka continent and North American craton.