

УДК 551.242.11(571.64)

ДИСЛОКАЦИИ МЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

© 2016 г. В. В. Голозубов^{а, *}, С. А. Касаткин^{а, с},
А. И. Малиновский^а, А. Е. Нечаюк^а, В. М. Гранник^б

^аДальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, д. 159

^бИнститут морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1Б

^сДальневосточный федеральный университет,
690922, Владивосток, о. Русский, пос. Аякс-10, корпус 12, Инженерная школа

*e-mail: golozubov@fegi.ru

Поступила в редакцию 14.05.2015 г.

Современная структура Западно-Сахалинского террейна начала формироваться в плейстоцене и процесс продолжается до настоящего времени в обстановке восток-северо-восточного (60° – 90°) сжатия. В ходе исследований были выявлены свидетельства предшествующего северо-восточного (30° – 45°) сжатия, господствовавшего в эоцене–плиоцене, под действием которого происходили правосторонние перемещения вдоль Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской систем разломов, ограничивающих Западно-Сахалинский террейн.

Ключевые слова: о. Сахалин, Западно-Сахалинский террейн, дислокации, кайнозой, поля напряжений
DOI: 10.7868/S0016853X16040032

ВВЕДЕНИЕ

Остров Сахалин, располагающийся вдоль границы Евразийской и Охотоморской литосферных плит [13], в структурном отношении интересен проявлением очень молодых дислокаций, продолжающихся вплоть до настоящего времени. Достаточно вспомнить землетрясение 1995 года, полностью разрушившее г. Нефтегорск ($M_w = 7.0$), а также более поздние – Углегорское (2000 г., $M_w = 6.8$) и Невельское (2007 г., $M_w = 6.2$) землетрясения, сопровождавшиеся косейсмическими смещениями земной поверхности, в том числе – сдвиговыми [9, 10 и др.]. Свидетельствами современной тектонической активности являются и данные GPS-наблюдений, показывающие общее смещение о. Сахалин в западном направлении, в сторону Евразии, со скоростью от 2.5 мм/год на севере острова и до 7.6 мм/год в его южной части [9].

Рассматривая тектонику меловых и кайнозойских образований южной части Западно-Сахалинского террейна [4], авторы акцентировали внимание на том, что: 1) формирование складчатых и разрывных дислокаций этого района началось относительно недавно, в плейстоцене и продолжается до настоящего времени и 2) эти дислокации происходили в поле двух конкурирующих направлений регионального сжатия: “фонового” – с ЗЮЗ на ВСВ (до широтного), и с ЮВ на СЗ, проявленного локально на ЮВ окончании остро-

ва. Предполагалось, что направление сжатия с ЮВ на СЗ является результатом влияния субдуцирующей Тихоокеанской плиты, которое угасает по мере перемещения на север острова в связи с удалением от зоны субдукции.

“Фоновое” с ЗЮЗ на ВСВ (до широтного) направление регионального сжатия при формировании структур Западно-Сахалинского террейна является доминирующим. Результаты этого сжатия видны даже при беглом взгляде на геологические карты острова (например, масштаба 1 : 1000000 [5]) по ССЗ и меридиональным простирациям крыльев и осей складок. В полном согласии с этим направлением выступают взбросовые и надвиговые перемещения вдоль ограничивающих террейн Западно-Сахалинского и Тымь-Поронайского разломов [4, 12]. В обстановке сжатия именно этого направления происходили упомянутые выше сейсмические события [9, 10 и др.]. Однако субширотное направление сжатия никак не сочетается с правосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль разломов субмеридионального простираения в террейнах восточных районов о. Сахалин, для которых достоверно установлены горизонтальные перемещения с амплитудами до нескольких десятков километров [11, 12]. Для объяснения этого противоречия В.С. Рождественский [12] предположил, что сдвиговые перемещения вдоль упомянутых разломов происходили в более раннее, третичное

время на фоне иного, СВ (30° – 60°) направления регионального сжатия. Смена этого направления на современное близширотное произошла, по его мнению, в начале четвертичного времени и привела к тому, что сдвиги меридионального простирания частью трансформировались во взбросы и надвиги, а частью были погребены под четвертичными образованиями. Эти построения, однако, в рамках Западно-Сахалинского террейна пока не находили каких-либо серьезных подтверждений. Целью исследований, результаты которых изложены в предлагаемой статье, являлся поиск таких подтверждений, а в целом — выявление направлений регионального сжатия в различные периоды кайнозоя этого района на основе изучения видимых в рамках обнажений складчатых и разрывных структур, проявленных в породах разного состава и возраста.

Район проведенных исследований — северная часть Западно-Сахалинского террейна протяженностью около 200 км, образующего вдоль побережья Татарского пролива полосу шириной 15–35 км от широты пос. Бошняково ($49^{\circ}39'$ с.ш.) на юге до широты с. Трамбаус ($51^{\circ}31'$ с.ш.) на севере (рис. 1). Еще севернее террейн, как и ограничивающие его разломы, перекрыты четвертичными образованиями. Восточной границей изученного участка террейна является северное окончание Тымь-Поронайского разлома, вдоль которого меловые породы контактируют с миоцен-четвертичными терригенными образованиями Центрально-Сахалинской низменности.

Тымь-Поронайский разлом имеет на этом участке близкое к меридиональному простирание с изгибами как в ССВ, так и в ССЗ направлениях. Западная граница террейна скрыта под водами Татарского пролива и приурочена, по-видимому, к разлому, субпараллельному береговой линии и прослеженному по геофизическим данным на расстоянии 3–5 км от нее [5]. Предполагается, что этот разлом является восточной границей Александровского прогиба Северо-Татарского осадочного бассейна [1] и входит в Западно-Сахалинскую систему разломов [1, 4].

Исследования проводились на естественных береговых обнажениях вдоль побережья Татарского пролива, рек и ручьев, а также в придорожных обнажениях и угольных карьерах. Основным

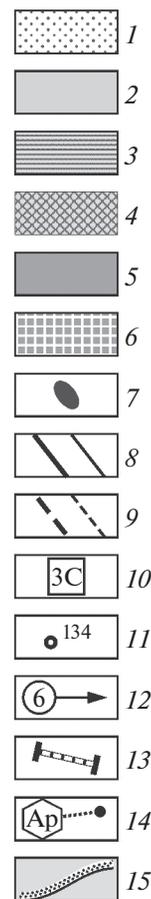
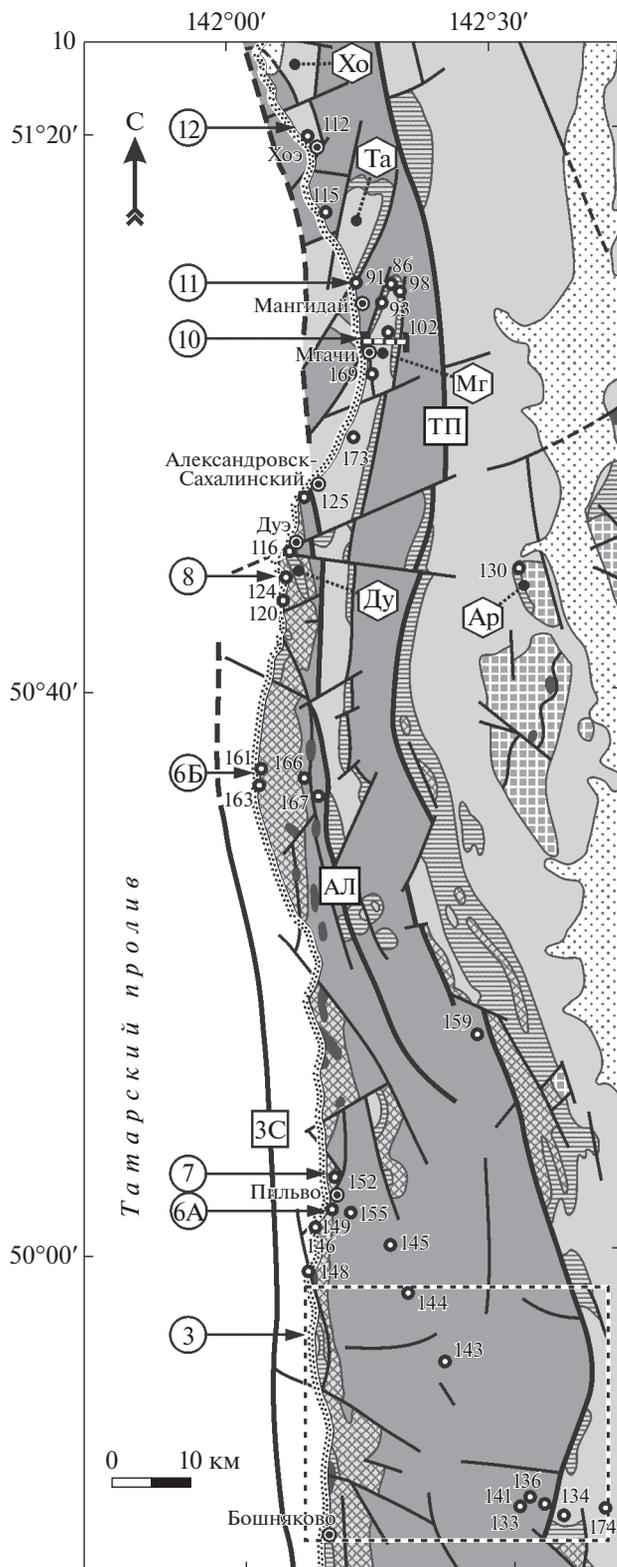
методом изучения стиля деформаций разновозрастных образований являлся анализ геологических карт, а также массовые замеры пространственной ориентировки структурных (слоистость, разрывы) и кинематических (штрихи скольжения) элементов с определением, по возможности, типа перемещения. Результаты полевых наблюдений обрабатывались при помощи программы Stereonet 2.46 [20] с вынесением на розы-диаграммы и на стереографическую проекцию Ю.В. Вульфа (верхняя полусфера), где отображались в виде изолиний плотности полюсов слоистости и разрывов. Направления палеострессов определялись с учетом структурных парагенезисов — они ориентированы поперек складчатых, взбросовых и надвиговых структур и вдоль структур растяжения (трещин отрыва). Для сдвигов, к которым отнесены преимущественно крутопадающие (более 60°) разломы со штриховками скольжения, погружающимися под углами менее 30° , принималось направление сжатия, ориентированное в плане под углами 30° – 45° относительно простирания сместителей [16]. Для разрывов с косыми перемещениями блоков (штрихи скольжения погружаются под углами 30° – 60°) ориентировка сжатия (в плане) определялась в промежутках между ориентировками сжатия для сдвиговой и сбросовой (взбросовой) компонентов смещения.

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ

Северная часть Западно-Сахалинского террейна сложена меловыми и кайнозойскими терригенными и, в меньшей мере, вулканогенными образованиями общей мощностью более 12 тыс. м [2, 8]. Эти отложения изучены достаточно детально как в процессе геологических съемок масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000, так и в ходе биостратиграфических исследований [2, 8, 15 и др.]. Было установлено, что разрезы мела и кайнозоя северной части террейна значительно отличаются как по мощностям, так и по фациальным обстановкам осадконакопления от возрастных аналогов его южных частей (рис. 2). Так, меловые образования южной части террейна представлены исключительно морскими, преимущественно тонкообломочными терригенными образованиями (алевролитами и, в меньшей мере, песчаниками) общей

Рис. 1. Схема расположения основных структур северной части Западно-Сахалинского террейна. Составлена с использованием [5]

1 — четвертичный аллювий; 2 — средне-верхнемиоценовые терригенные образования; 3 — нижне-среднемиоценовые терригенные угленосные отложения; 4 — эоцен-нижнемиоценовые терригенные угленосные отложения и вулканиты; 5 — альбские и верхнемеловые терригенные, туфово-терригенные образования; 6 — верхнеюрские-нижнемеловые образования Набильского террейна; 7 — штоки и дайки олигоцен-миоценовых базальтоидов; 8–9 — тектонические нарушения: 8 — достоверные, 9 — предполагаемые; 10 — системы разломов: ЗС — Западно-Сахалинская, АЛ — Александровская, ТП — Тымь-Поронайская; 11 — точки наблюдений и их номера; 12 — номера рисунков в тексте и их местоположение; 13 — линия разреза на рис. 10; 14 — миоценовые угленосные структуры: Хоэ (Хо), Танги (Та), Мгачи (Мг), Дуэ (Ду), Армудан (Ам); 15 — береговая линия



мощностью около 5500 м (из них верхний мел – 4500 м), объединенными в айскую (альб), найбинскую (альб–сеноман), быковскую (сеноман–

кампан) и красноярковскую (кампан–маастрихт–даний) свиты [8]. Судя по составу тяжелой фракции в песчаных породах, в альб–кампан–

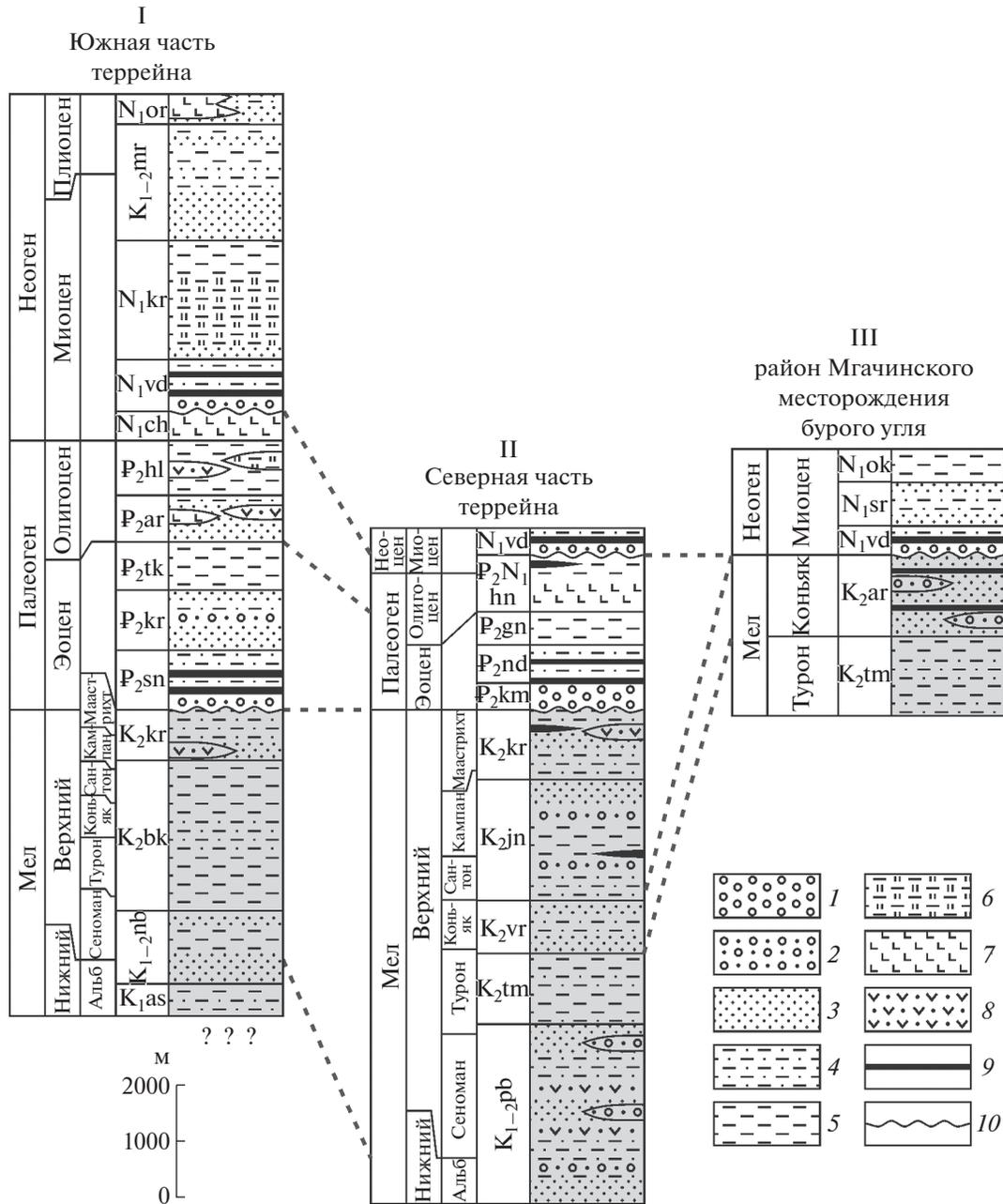


Рис. 2. Стратиграфические колонки меловых и кайнозойских образований южной (I – по [8]) и северной (II – по [16]) частей Западно-Сахалинского террейна, а также района Мгачинского месторождения бурого угля (III – по [14]). Серым фоном на колонке выделены меловые отложения

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники с галькой; 3 – песчаники; 4 – переслаивание песчаников и алевролитов; 5 – алевролиты и аргиллиты; 6 – кремнистые алевролиты; 7 – базальты и их туфы; 8 – туфы и туффиты кислого и среднего состава; 9 – угли и углистые аргиллиты; 10 – стратиграфические несогласия

Индексы свит: K_{1as} – айская; K_{1-2pb} – побединская свита; K_{1-2nb} – найбинская; K_{2bk} – быковская; K_{2tm} – тымовская; K_{2kr} – красноярковская; K_{2vg} – верблюжьегорская; K_{2jn} – жонкьерская; K_{2ar} – арковская; P_{2km} – каменная; P_{2sn} – снежинкинская; P_{2nd} – нижедуйская; P_{2kr} – краснопольевская; P_{2tk} – такарадайская; P_{2ar} – аракайская; P_{2hl} – холмская; P_{2gn} – геннойшинская; P_{3-N1hn} – хойнджинская; N_{1ch} – чеховская; N_{1kr} – курасийская; N_{1vd} – верхнедуйская; N_{1sr} – сертунайская; N_{1ok} – окобыкайская; N_{1-2mr} – маруямская; N_{2og} – орловская

ский период времени источником кластики являлась преимущественно сиалическая суша [8]. Влияние синседиментационного вулканизма зафиксировано только на кампан-датском уровне,

при накоплении красноярковской свиты, содержащей прослой туфов андезитов и туффитов.

Севернее широты пос. Бошняково наблюдается двукратное увеличение мощности (до почти

9000 м) верхнемеловых терригенных образований. Здесь влияние синседиментационного андезитового и базальтового вулканизма также минимально и фиксируется, главным образом, на сеноманском и маастрихт-датском уровнях разреза (побединская и краснаярковская свиты). Горизонты туфов и туффитов на турон-кампанском уровне разреза (тымовская и жонкьерская свиты) также встречаются, но они очень редки и мало мощны, представлены продуктами разрушения и перемыва вулканитов среднего и кислого составов. Отличительной особенностью разрезов северной части террейна является резкое увеличение роли песчаных пород (особенно начиная с коньякского времени), а также присутствие многочисленных горизонтов ритмичного строения [6, 7]. Преимущественно прибрежно-морскими песчаниками, в частности, сложены целые свиты и подсвиты (верблюжьегорская и арковская свиты, нижняя и верхняя подсвиты жонкьерской свиты). На сантонском и маастрихтском уровнях разреза установлены горизонты, сложенные отложениями лагунно-континентальных фаций со слабыми проявлениями угленосности (жонкьерская и краснаярковская свиты). В наиболее северном, Александровском районе, лагунно-континентальные фации доминируют и на более древнем, коньякском уровне разреза (арковская свита), содержащем до 11 пластов каменного угля [14]. Фиксируется, таким образом, тенденция относительного обмеления палеобассейна при перемещении с юга на север и снизу вверх по разрезу при значительном увеличении суммарной мощности отложений. Вероятно, при перемещении на север мы приближаемся к участку выноса кластики в морской бассейн, может быть, к устью крупной палеореки (типа Палео-Амура).

Доальбские образования Западного Сахалина выделялись в так называемую самохинскую толщу, распространенную на локальном участке в бассейне р. Арково и севернее, в верховьях р. Рождественка [6, 7]. В состав этой толщи (до 900 м) включались алевроаргиллиты с незначительной ролью вулканогенно-кремнистых пород, залегающих на нескольких стратиграфических уровнях. Выполненное С.В. Зябровым [6, 7] детальное исследование (включающее радиоляриевый анализ) показало, что эта толща не является стратиграфическим подразделением, а представляет собой совокупность тектонических пластин, сложенных алевроаргиллитами нижней части побединской свиты (альб—сеноман), в нижней части которых залегают фрагменты вулканогенно-кремнистого разреза малой мощности, но значительного стратиграфического диапазона. Этот разрез (выделенный в рождественскую толщу) включает: пачку щелочных базальтов с горизонтами кремней в верхней части (берриас—валанжин) — 40 м, чередование кремней и вулканомик-

товых песчаников — 10 м (берриас—валанжин), голубовато-зеленые радиоляриты — 60 м (валанжин—апт), красно-бурые кремнистые аргиллиты — 10 м (апт—альб). Выше залегают альбские оливково-зеленые кремнистые аргиллиты (до 150 м), постепенно переходящие в темно-серые алевроаргиллиты побединской свиты. Эти данные позволили автору сделать обоснованный вывод о том, что вулканогенно-кремнистая толща формировалась с берриаса по альб на различных участках океанической плиты на значительном удалении от окраины континента на глубинах ниже карбонатной компенсации и была перекрыта без несогласия терригенными отложениями [6, 7]. Вероятным возрастным аналогом рождественской толщи в восточной части террейна является вулканогенно-терригенный комплекс в основании побединской свиты, выделяемый иногда в отдельную, буюклинскую свиту апт-альбского возраста. Однако такой вывод требует дополнительного биостратиграфического подтверждения.

Кайнозойские образования северной части Западно-Сахалинского террейна обнажены узкой полосой вдоль побережья Татарского пролива и характеризуются значительным сокращением суммарных мощностей эоцен-миоценовых отложений относительно разрезов расположенного южнее Углегорско-Чеховского района (см. колонки I и II на рис. 2, [2]). Эоценовые каменная и нижнедуйская свиты (суммарная мощность до 1100 м) перекрывают меловые отложения с размывом, но без углового несогласия, и представлены здесь континентальными преимущественно грубообломочными терригенными отложениями, содержащими в верхней половине разреза многочисленные пласты бурого угля. Южнее разрезы этого времени достигают по мощности 3000 м, причем континентальные угленосные отложения составляют только нижнюю их часть (снежинкинская свита), а преобладают в целом прибрежно-морские (краснопольевская свита) и относительно глубоководные морские отложения (такарадайская свита). Поздний эоцен-олигоцен-олигоцен-нижнемиоценовая хойнджинская свиты Александровского района, суммарной мощностью до 1500 м, сменяются в южной части террейна аракайской, холмской и чеховской свитами, суммарная мощность которых превышает 2300 м. В обоих случаях седиментация происходила преимущественно в обстановке морского мелководья, временами сопровождаясь интенсивными проявлениями базальтового вулканизма.

Нижне-среднемиоценовая угленосная верхнедуйская свита (до 500 м) с размывом перекрывает все более древние отложения. В ее основании обычны горизонты базальных конгломератов. И если в район пос. Дуэ и в Углегорско-Чеховском районе эта свита фиксирует продолжение седи-

ментации без каких-либо существенных перерывов, в ряде расположенных северо-восточнее локальных грабенов (районы поселков Мгачи и Хоэ) эта свита залегает непосредственно на порогах докайнозойского фундамента, а точнее — на терригенных угленосных отложениях арковской свиты коньякского возраста (колонка III на рис. 2) [14].

Среднемиоценовая сертунайская свита (до 700 м) обнажена в пределах этих же грабенов, где согласно перекрывает верхнедуйскую свиту и представлена прибрежно-морскими терригенными отложениями — песчаниками и алевролитами, часто находящимися во взаимном переслаивании. Выше по разрезу, также согласно, залегают обычно слабо сцементированные алевролиты и аргиллиты, в меньшей степени — песчаники верхнемиоценовой александровской (окобыкайской) свиты (более 500 м).

ДИСЛОКАЦИИ

Как уже отмечалось многими исследователями, в том числе и нами [1, 4, 12 и др.], характерными особенностями Западно-Сахалинского террейна является отсутствие следов каких-либо структурных перестроек в течение длительного периода — весь поздний мел, палеоген и неоген. Современный стиль порою весьма интенсивных складчатых и разрывных дислокаций наилучшим образом изучен при проведении геологических съемок в масштабе 1 : 50000, выполненных под руководством В.Г. Краснова в 1978 и 1984 годах и А.А. Коноваленко в 1987 году на всей территории северной части Западно-Сахалинского террейна.

Дислокации в бассейнах рек Большая Орловка, Южная Хандаса, Пилевка и Августовка

Древнейшая в этом районе побединская свита (альб—сеноман) обнажена в восточной, прилегающей к Тымь-Поронайскому разлому, части террейна (рис. 3). Разлом имеет здесь падение на запад и интерпретируется как взбросо-надвиг, в лежачем боку которого обнажены миоценовые, в том числе угленосные интенсивно дислоцированные образования (рис. 4). Такой надвиг на одном из участков подтвержден данными бурения [12].

По мере перемещения от Тымь-Поронайского разлома в западном направлении на протяжении около 30 км наблюдается моноклинальные и все более пологие залегания пород с падениями преимущественно на запад, при этом обнажаются все более молодые позднемиоценовые свиты и подсвиты — вплоть до маастрихт-датской красноярковской свиты, образующей широкое ядро синклинали в бассейне р. Пилевка. Западное крыло Пилевской синклинали нарушено серией разрывов меридионального простирания, ограничивающих опу-

щенную прибрежную часть — область развития уже преимущественно третичных образований.

Выполненный нами статистический анализ элементов залегания слоистости (996 замеров), показанных на геологической карте этого района в масштабе 1 : 50000, выявил следующее:

1. Углы падения меловых и кайнозойских слоев в целом практически идентичны. Доля замеров крутозалегающих слоев в кайнозойской части выборки даже выше, чем в меловой (рис. 5А, 5Б). Это является дополнительным свидетельством того, что в данном террейне на границе мела и кайнозоя отсутствуют следы каких-либо структурных перестроек.

2. Суммарная диаграмма ориентировок слоистости (см. рис. 5А, 5Б) достаточно отчетливо демонстрирует доминанту стандартного широтного направления регионального сжатия. С этим направлением согласуются взбросо-надвиговые дислокации вдоль ограничивающих террейн разломов, сбросовые подвижки вдоль широтных разрывов, левосторонние компоненты перемещений вдоль разрывов северо-западного и правосторонние — вдоль разрывов северо-восточного простирания.

В этом районе подтверждается также установленный предыдущими исследованиями [12 и др.] преимущественно приразломный характер пликативных дислокаций. Наиболее интенсивно слои деформированы в области динамического влияния граничных Тымь-Поронайского и Западно-Сахалинского разломов. Так, в прилегающей с запада к Тымь-Поронайскому разлому полосе шириной до 5 км обычны субвертикальные и даже опрокинутые залегания слоев, нарушенных серией разрывов, в целом субпараллельных главному сместителю разлома. На левобережье р. Бол. Орловка вдоль русла обнажены практически вертикально залегающие породы побединской свиты с переходами в опрокинутое залегание в то время, как в 50 м гипсометрически выше слои залегают относительно полого (см. рис. 4). На данном участке обнажены, по-видимому, фрагменты наклонной (с переходами в опрокинутую) складки висячем боку Тымь-Поронайского разлома.

При перемещении на запад интенсивность деформаций быстро падает, углы падения слоев редко превышают 45°, а в приосевой части Пилевской синклинали преобладают уже пологие (0°—30°) залегания. В западной, прибрежной части террейна интенсивность дислокаций вновь резко нарастает, по-видимому, в связи с динамическим влиянием уже Западно-Сахалинской системы разломов. Яркими иллюстрациями этому являются крутые (70°—90°) залегания эоценовых и олигоценных образований, которые наблюдаются в многокилометровых обнажениях вдоль побережья Татарского пролива в районе пос. Пиль-

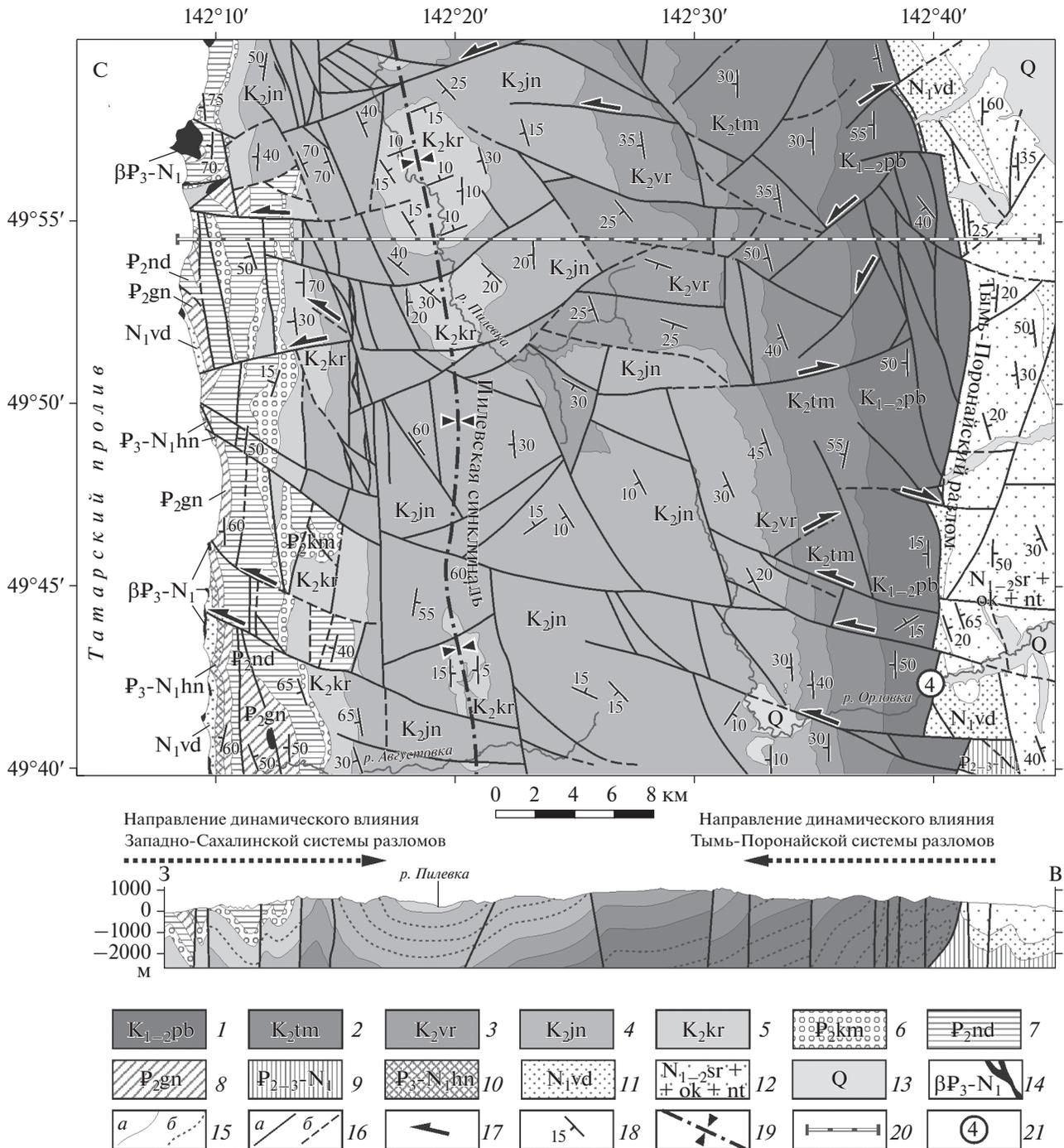


Рис. 3. Геолого-структурная карта бассейнов рек Большая Орловка, Южная Хандаса, Пилевка и Августовка. Составлена с использованием геологических карт масштаба 1 : 50000 (публикуется с разрешения автора А.А. Коноваленко) Расположение рисунка см. на рис. 1
 1 – побединская свита (альб–турон); 2 – тымовская свита (турон); 3 – верблюжьегорская свита (турон–коньяк); 4 – жонкьерская свита (сантон–кампан); 5 – красноярковская свита (кампан–маастрихт); 6 – каменская свита (эоцен); 7 – нижнедудуйская свита (эоцен); 8 – геннойшинская свита (эоцен); 9 – эоцен-нижнемиоценовые отложения (восточного обрамления Западно-Сахалинского террейна (гастелловская и холмская свиты); 10 – хойнджинская свита (олигоцен–ранний миоцен); 11 – верхнедудуйская свита (ранний–средний миоцен); 12 – сертунайская, окобыкайская и нутовская свиты нерасчлененные (средний миоцен–плиоцен); 13 – четвертичный аллювий; 14 – дайки и штоки олигоцен-миоценовых базальтоидов; 15 – геологические границы (а) и предполагаемые поверхности напластования (б); 16 – разломы: установленные (а) и предполагаемые (б), 17 – направления сдвиговых смещений по разломам; 18 – элементы залегания слоистости; 19 – ось Пилевской синклинали; 20 – линия разреза; 21 – расположение рис. 4

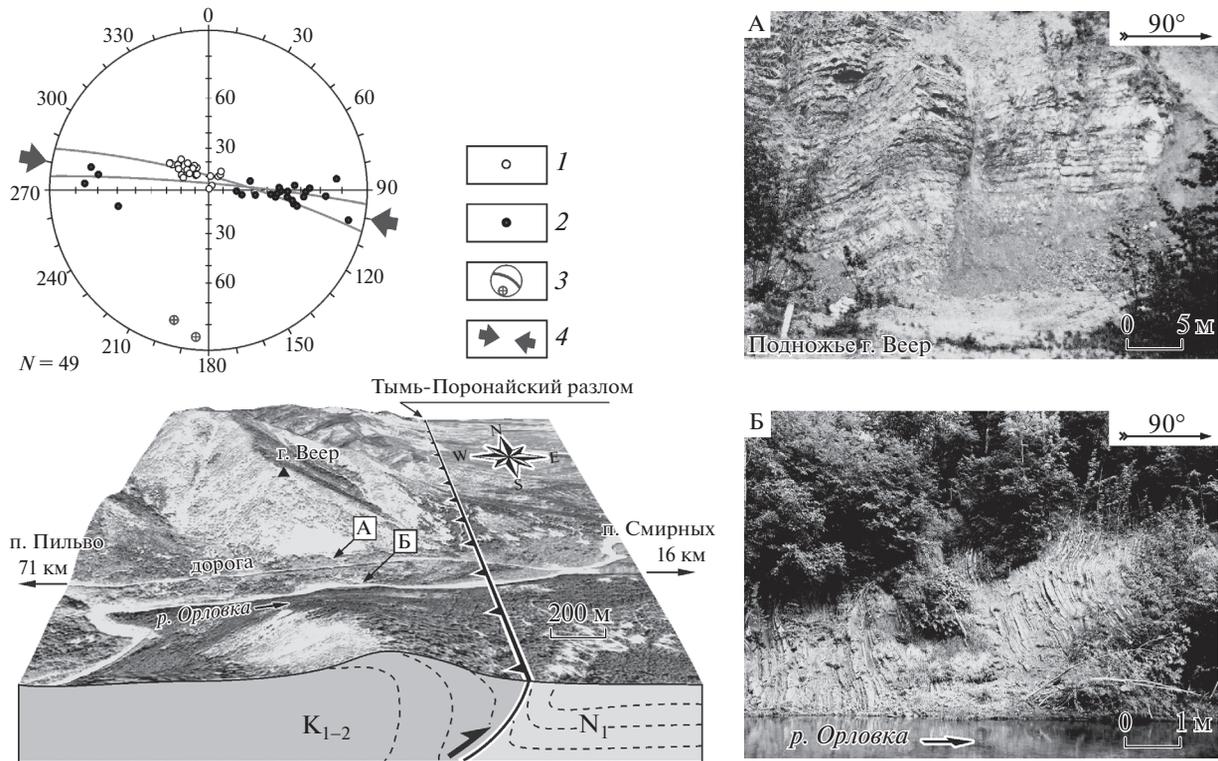


Рис. 4. Характер дислокаций в области динамического влияния Тынь-Поронайского разлома
 На диаграмме (верхняя полусфера сетки Вульфа): 1, 2 – полюсы поверхностей напластования (слоистости): 1 – подножье г. Веер (А), 2 – левобережье р. Орловки (Б); 3 – экваторы поясов слоистости (дуги больших кругов) и их оси; 4 – ориентировка сжатия. Пояснения в тексте. Расположение точки наблюдения см. на рис. 3

во и севернее, вплоть до приустьевой части р. Агнево (рис. 6, 7).

Таким образом, реализация завершающих, четвертичных сжимающих напряжений происходила, в первую очередь, на прилегающих к краевым разломам участках. На относительно удалении от этих разломов деформации в той или иной мере затухали и здесь, как мы полагаем, могли сохраниться следы предшествующих фаз дислокаций. Для того, чтобы установить направление регионального сжатия на ранних стадиях складкообразования, мы вычленили из использованного на диаграмме массива данных (см. рис. 5А) замеры элементов залегания слоев красноярковской и, частично, жонкберской свит в приосевой части Пилевской синклинали, т.е. области, наименее затронутой четвертичными дислокациями (рис. 5В). Нетрудно заметить, что на построенной таким образом диаграмме главное значение приобретают северо-западные простирания относительно полого залегающих слоев, то есть на начальных этапах складкообразования сжимающие напряжения были ориентированы в целом с ЮЗ на СВ. Соответственно, на этом раннем этапе следует предполагать правосдвиговую компоненту перемещений вдоль граничных разломов, разворот

простираний по часовой стрелке и увеличение углов падения в присдвиговых зонах, появления левосдвиговой компоненты перемещений вдоль разрывов широтного простирания и ряд других последствий. Весьма примечательным в этом отношении является зартированное левостороннее разобшение зоны Тынь-Поронайского разлома вдоль широтного разрыва на правобережье р. Бол. Орловка (см. рис. 3). Горизонтальная амплитуда перемещений составляет здесь около 2.5 км.

Кроме того, в приосевой части Пилевской синклинали слабо, но все же проявлены следы сжатия, ориентированного с юго-востока на северо-запад, отражающего, вероятно, еще более ранний, позднемиоценовый этап деформаций.

Следует подчеркнуть, что крутые падения слоев и их меридиональные простирания в зонах динамического влияния граничных разломов могли формироваться, таким образом, и в дочетвертичное время при доминанте правосдвиговой компоненты перемещения вдоль этих разломов. Нижним ограничением времени начала пликтивных дислокаций следует считать наиболее молодой возраст вовлеченных в них комплексов, в нашем случае – поздний миоцен, возможно, начало

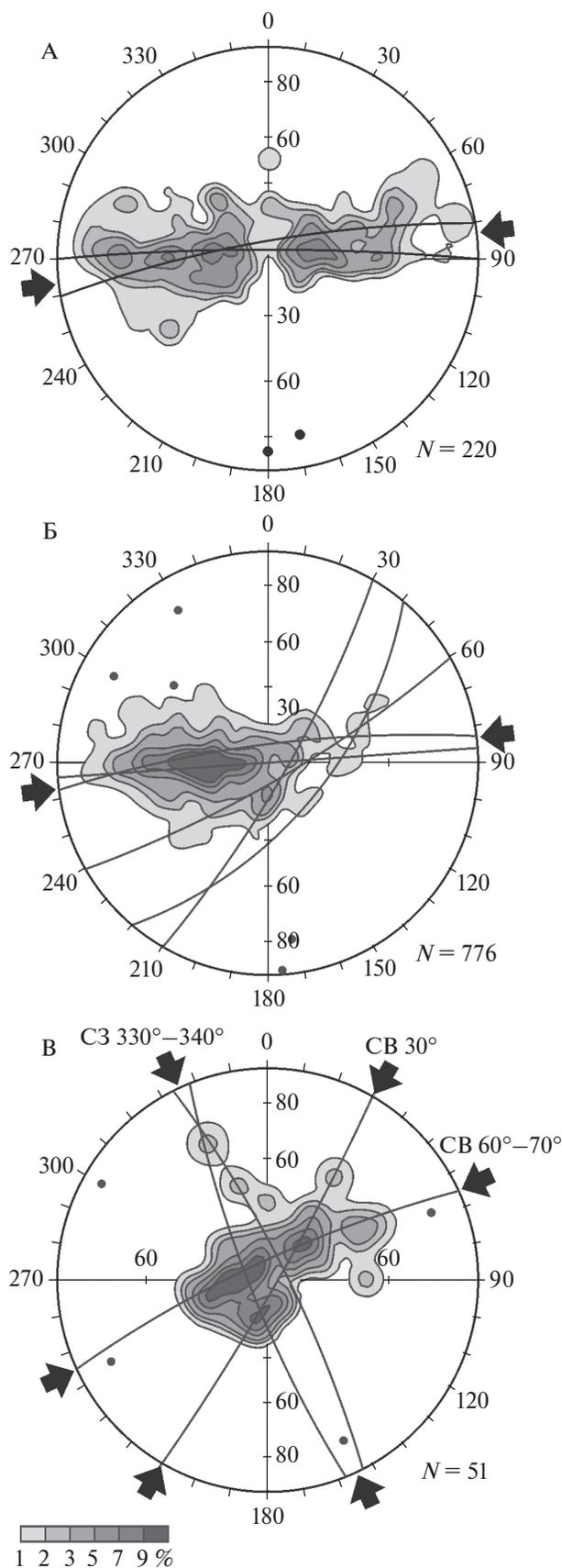
плиоцена (окобыкайская и нутовская свиты), т.е. около 5 млн лет назад.

Ориентировки субвулканических даек и жил

Вдоль побережья Татарского пролива от пос. Пильво до приустьевой части р. Агнево нередки выходы субвулканических тел среднего и основного составов – базальтов, долеритов, габбро, габбро-диоритов и диоритов, которые обнажены в поле развития третичных интенсивно дислоцированных терригенных и, в меньшей мере, вулканогенных образований. Некоторые из этих тел имеют в плане изометричную форму и значительные (до нескольких км в плане) размеры, ими сложены далеко выдающиеся в море мысы (Корсакова, Белкина, Пограничный и др.). На геологических картах эти тела отнесены либо к раннеплиоценовым орловскому и лесогорскому комплексам, либо к раннемиоценовому сергеевскому [5]. С целью определения направления регионального сжатия в процессе внедрения этих тел нами замерены ориентировки некоторых из них, а также ориентировки содержащихся в них жил, сложенных скрытокристаллическими породами поздних генераций, преимущественно дацитового и риолитового состава. Основная часть замеров произведена в пределах относительно крупных тел субвулканических габбро в районе мысов Белкина и Мозир (окрестности пос. Пильво). В выборку были включены также выполненные нами ранее замеры ориентировок жил риолитов в андезитах, образующих субвулканические тела в районе мыса Кузнецова (южное окончание о. Сахалин). Мощности этих жил редко превышают 20 см, они порою исключительно прямолинейны и имеют протяженность до нескольких десятков метров.

На составленной с использованием этих замеров диаграмме отчетливо видна доминанта жил и даек, имеющих северо-восточное (в среднем 30°) простираение и падения как на северо-запад, так и на юго-восток (рис. 8). Такие ориентировки даек и жил (структур растяжения) являются, по нашему мнению, частью структурного парагенезиса при СВ направлении регионального сжатия, существовавшего незадолго до начала описанных выше пликативных дислокаций района.

Рис. 5. Суммарные диаграммы ориентировок слоистости в кайнозойских (А) и меловых (Б) образованиях, в том числе в приосевой части Пилевской синклинали (В) (Пилевско-Орловская площадь, рис. 3) На диаграммах в проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа): изолинии плотности полюсов и экваторы поясов слоистости (дуги больших кругов), их оси (точки); стрелки – ориентировки сжатия; N – количество замеров. Пояснения в тексте



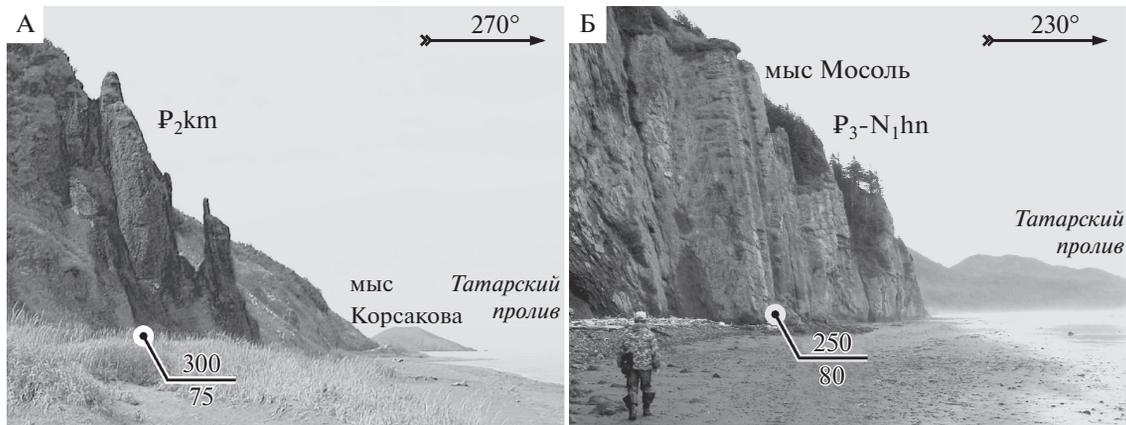


Рис. 6. Примеры крутонаклонных залеганий в зоне динамического влияния Западно-Сахалинской системы разломов А – отпрепарированные горизонты конгломератов каменной свиты (южная окраина с. Пильво, т. 146); Б – горизонты слоистых (от агломератовых до псаммитовых) туфов базальтоидов хойнджинской свиты (побережье Татарского пролива у мыса Мосоль, т. 161). Цифры – элементы залегания слоистости: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения. Местоположение точек наблюдений см. на рис. 1

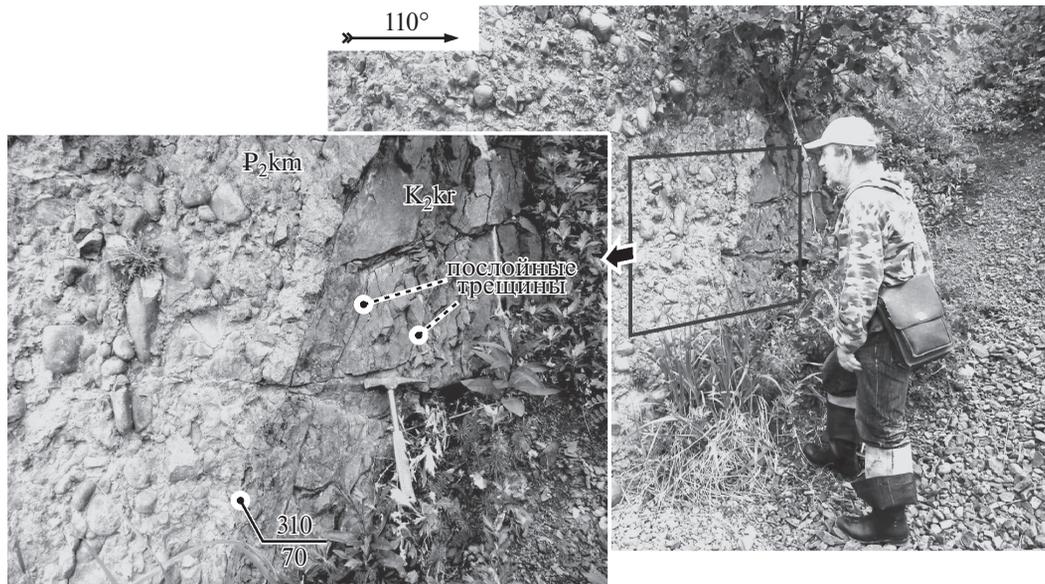


Рис. 7. Характер контакта верхнемеловых песчаников краснойрковской свиты и эоценовых базальных конгломератов каменной свиты (северная окраина п. Пильво, т. 152). Отчетливо видно отсутствие углового несогласия Цифры – элементы залегания контакта: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения. Расположение точки наблюдения см. на рис. 1

В районе мыса Хойнджи (южные окрестности пос. Дуэ) обнажены глинистые породы геннойшинской свиты (олигоцен), перекрытые толщей туфов и лав базальтов хойнджинской свиты (олигоцен–нижний миоцен). В непосредственной близости от подошвы хойнджинской свиты алевриты геннойшинской свиты содержат ориентированную в меридиональном направлении цепочку субвулканических тел базальтов, образующих в плане систему кулисообразных эшелонированных ромбовидных раздвигов (рис. 9). Длинные

оси отдельных “ромбов” ориентированы в СВ (в среднем 35°) направлении, что приблизительно соответствует направлению регионального сжатия при внедрении базальтовых магм. Наблюдаемый здесь структурный рисунок в целом отвечает начальным стадиям формирования правостороннего сдвига меридионального простирания. Рассматриваемые тела считаются комагматами вулканитов хойнджинской свиты, то есть датируются олигоценом–ранним миоценом. Некоторым подтверждением этому является

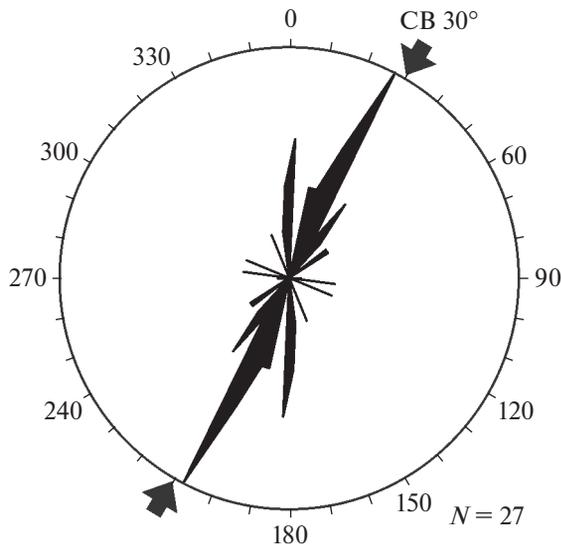


Рис. 8. Роза-диаграмма простираций даек и жил олигоцен-миоценовых базальтоидов, дацитов и риолитов. Стрелками показана ориентировка сжатия; N – количество замеров. Пояснения в тексте

то обстоятельство, что такие тела прослеживаются и далее на север вплоть до мыса Жонкьер, где они прорывают эоцен-раннемиоценовые каменскую, нижнедуйскую, геннойшинскую и хойнджинскую свиты и полностью отсутствуют в поле развития ниже-среднемиоценовой угленосной верхнедуйской свиты.

Позднекайнозойские угленосные грабены районов г. Александровск-Сахалинский, пос. Мгачи и Хоэ

Восточной границей распространения эоцен-раннемиоценовых образований в районе г. Александровск-Сахалинский является Александровский разлом, прослеживающийся в близ-меридиональном направлении вдоль р. Бол. Александровка на юг на расстояние около 100 км (см. рис. 1). Суммарная протяженность этого разлома, с учетом установленного по геофизическим данным его северного продолжения в акватории Татарского пролива [5], составляет около 180 км, он делит Западно-Сахалинский террейн на две неравные части. Между этим разломом и побережьем Татарского пролива угленосная верхнедуйская свита (граница раннего и среднего миоцена) согласно перекрывает разрез эоцена–раннего миоцена, включающего каменскую (конгломератовую), нижнедуйскую, геннойшинскую и хойнджинскую свиты (см. колонку II на рис. 3). Базальные конгломераты эоценовой каменской свиты без видимого углового несогласия перекрывают здесь горизонт алевролитов с остатками *Canadoceras* sp. (ранний маастрихт), относимых к краснорюковской свите [8]. Угловое несогласие в подшошве кайнозоя этого района, показанное на схеме Л.М. Моргулиса [1], нашими наблюдениями, таким образом, не подтвердилось.

Восточнее Александровского разлома третичные отложения локализованы в пределах двух грабен-синклиналей, ориентированных в ССВ



Рис. 9. Левоступенчатое эшелонирование даек олигоцен-раннемиоценовых базальтов в районе мыса Хойнджи (точка наблюдения 124)
 А – общий вид береговых обнажений с элементами структурной интерпретации; Б – фрагмент геологической карты (публикуется с разрешения автора В.Г. Краснова) и направление экспозиции (показано стрелкой) рисунка А. Условные обозначения см. на рис. 3. Расположение точки наблюдения см. на рис. 1

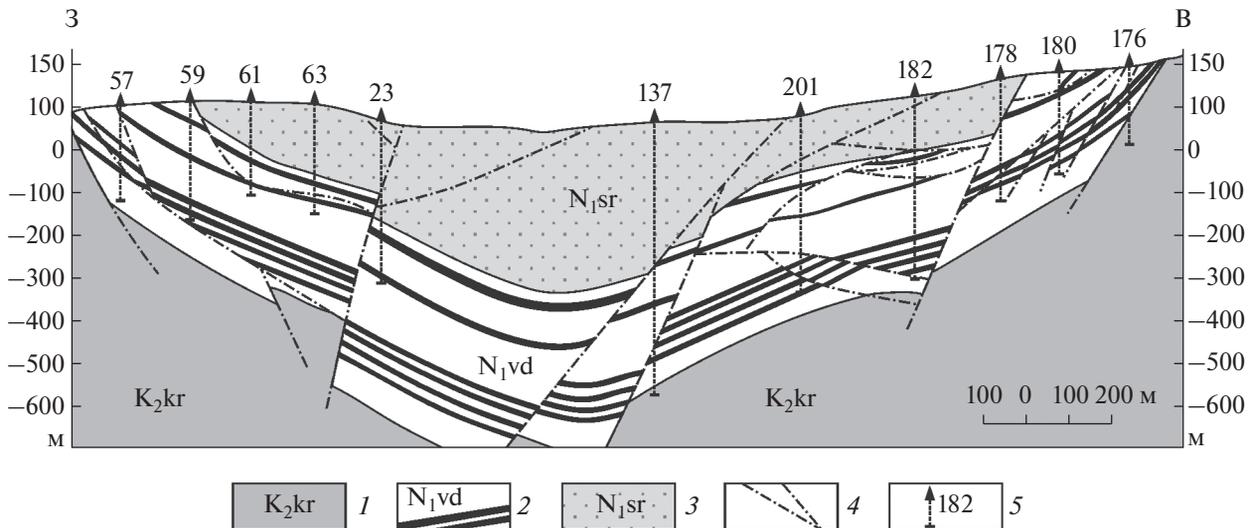


Рис. 10. Геологический разрез вкосте простираия Мгачинской грабен-синклинали, по [14]
 1 – арковская свита, 2 – верхнедудейская свита (черными линиями показаны угольные пласты); 3 – сертунайская свита;
 4 – разломы; 5 – буровые скважины и их номера. Положение разреза см. на рис. 1

(20° – 25°) направлении (Мгачинской и Тангинской), а также в пределах Хойского полуграбена (см. рис. 1). Представлены эти отложения угленосной верхнедудейской свитой (граница нижнего и среднего миоцена), залегающей с размывом на также угленосной арковской свите коньякского возраста и, в свою очередь, перекрытой прибрежно-морскими образованиями сертунайской и окобыкайской свит (см. колонку III на рис. 2). Получается, таким образом, что накоплению верхнедудейской свиты на участке между Александровским и Тымь-Поронайским разломами предшествовал весьма значительный размыв ранее накопившихся образований, в числе которых – сантон-маастрихт-датская часть разреза общей мощностью около 3.5 тыс. м, а также, не исключено, и палеоген-нижнемиоценовые отложения мощностью до 3 тыс. м (см. рис. 2). Примечательно, что время этого размыва (как и начало нового цикла седиментации) – граница раннего и среднего миоцена (приблизительно 15 млн лет назад) – четко коррелируется с главной фазой раскрытия Японского моря [3, 17, 18]. Александровский разлом в процессе этого размыва оставался восточным ограничением осадочного бассейна, открывавшегося в сторону современного Татарского пролива [1].

Мгачинская грабен-синклинали прослеживается в меридиональном направлении на расстояние около 45 км, примыкая с востока к зоне Александровского разлома. Севернее г. Александровск-Сахалинский структура ориентирована уже в ВСВ (20° – 25°) направлении, пересекает долины рек Арково и Сертунай и заканчивается в верховьях руч. Мангидай. Суммарная ее протяженность около 80 км при ширине 5–10 км. Ее строе-

ние детально изучено в процессе разведки и обработки буроугольных Арковского и Мгачинского месторождений, приуроченных к верхнедудейской свите [14]. Нижнемиоценовые отложения образуют в ее пределах достаточно простую синклинали с углами падения на крыльях обычно менее 30° , осложненную многочисленными сбросами, в первую очередь, вблизи краевых частей грабен-синклинали (рис. 10). Закартирована также серия разрывов СВ (40° – 60°) простираия с левосдвиговой компонентой смещений и ЮВ (110° – 150°) простираия с правосдвиговым характером перемещений [14]. Парагенезис наблюдаемых здесь структур (включая доминирующие близмеридиональные простираия слоев на СВ окончании грабен-синклинали) однозначно свидетельствует о субширотном направлении регионального сжатия в завершающий момент формирования структуры.

Тангинская грабен-синклинали располагается приблизительно в 10 км севернее Мгачинской, ориентирована сходным образом (простираие 20° – 25°) при такой же ширине (7–10 км), но имеет значительно меньшую протяженность – около 30 км с учетом продолжения на шельфе. В ее пределах обнажены те же среднемиоценовые свиты того же состава и такого же объема. Горизонты угля в разрезе базальной верхнедудейской свиты отрабатывались на Мачинском месторождении [14]. Разлом, ограничивающий структуру с юго-востока, обнажен у устья р. Мал. Мачи (рис. 11).

Хойский полуграбен прослеживается вдоль побережья Татарского пролива севернее пос. Хоэ в виде полосы протяженностью около 20 км и шириной до 7 км. В его пределах выходы угленосной верхнедудейской свиты с востока ограничены сери-

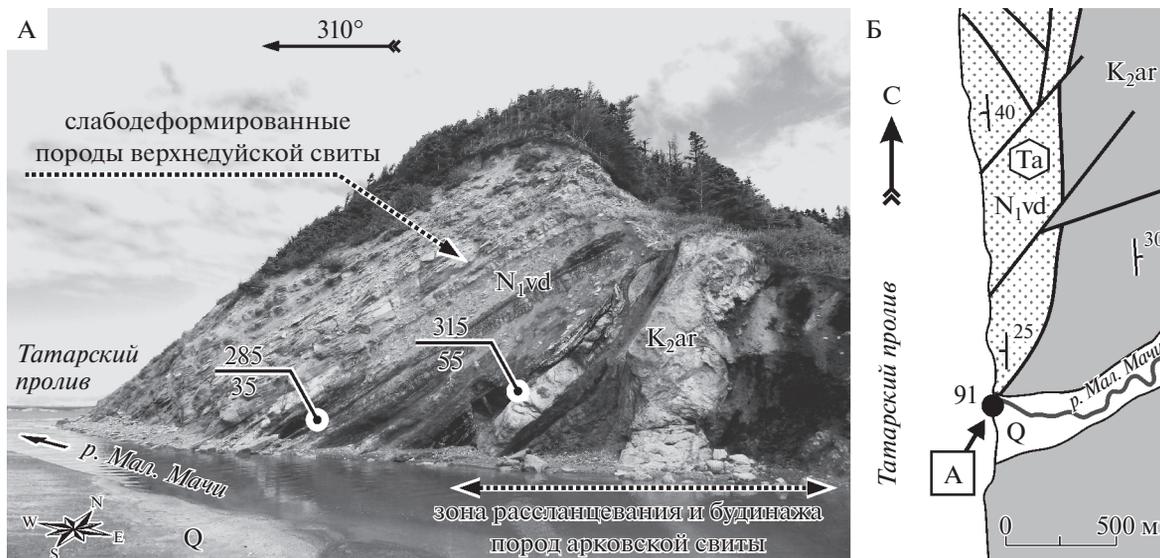


Рис. 11. Зона разлома вдоль юго-восточной границы Тангинской (Та) грабен-синклинали (точка наблюдения 91) А – общий вид обнажения; цифры – элементы залегания слоистости: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения; Б – фрагмент геологической карты (публикуется с разрешения автора В.Г. Краснова) и направление экспозиции (показано стрелкой) рисунка А. Условные обозначения см. на рис. 3. Расположение точки наблюдения см. на рис. 1

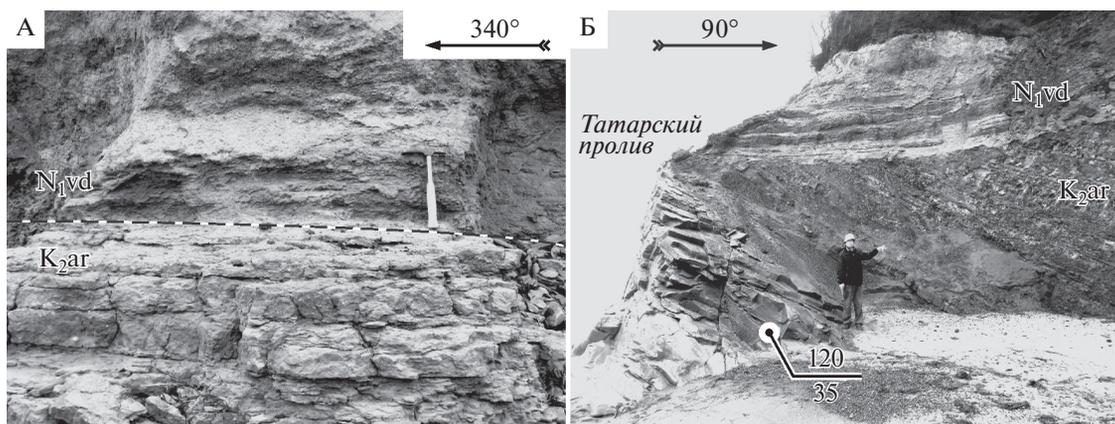


Рис. 12. Стратиграфическое (А) и угловое (Б) несогласие на границе позднего мела и среднего миоцена. Побережье Татарского пролива севернее п. Хоэ (точка наблюдения 112) Цифры – элементы залегания слоистости и зоны рассланцевания: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения. Расположение точки наблюдения см. на рис. 1

ей сбросов, после которых обнажены меловые породы арковской свиты. Верхнедуйская свита представлена здесь практически горизонтально залегающими базальными слоями с горизонтами каменного угля. Подошву верхнедуйской свиты, так же, как и нижний угольный пласт мощностью до 2 м можно наблюдать в обнажениях вдоль морского побережья от устья р. Мал. Хоз на протяжении около 800 м, причем местами слоистость подстилающих плитчатых песчаников арковской свиты ориентирована параллельно контакту, т.е. близгоризонтально. На других участках в подошве верхнедуйской свиты отчетливо видно угловое несогласие (рис. 12).

Время формирования грабенообразных структур

В процессе миоценовой седиментации не происходило формирования грабенообразных структур, поскольку полностью отсутствуют признаки изменения фаций заполняющих эти структуры отложений по мере приближения к ограничивающим их сбросам. Более того, отмечается исключительная выдержанность мощностей и фаций, в первую очередь, угленосной верхнедуйской свиты в пределах как отдельных грабенов (см. рис. 10), так и во всех обсуждаемых грабенообразных структурах. Отметим также полную аналогию состава, мощностей и фаций миоценовых отложений района и районов, прилегающих как с восто-

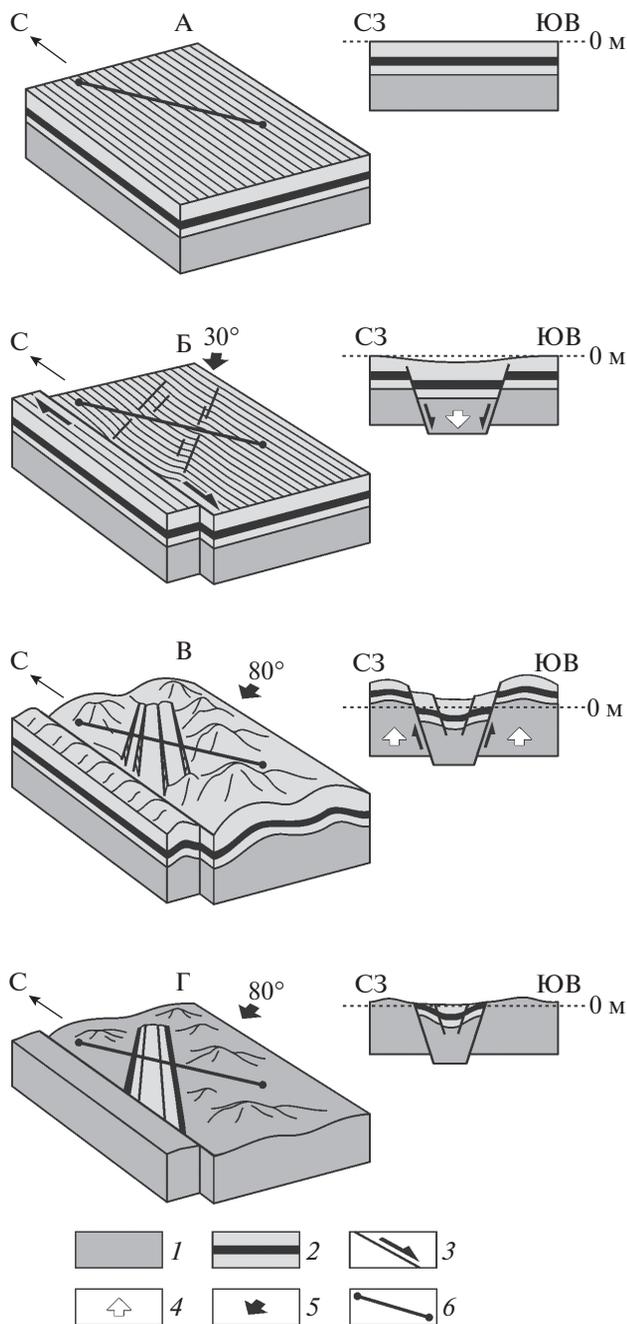


Рис. 13. Этапы формирования миоценовых угленосных структур на примере Мгачинской грабен-синклинали

1 – меловые образования; 2 – нижне-среднемиоценовые образования с угленосными горизонтами (черное); 3 – разломы и направления смещения вдоль них (стрелки); 4 – доминирующие вертикальные составляющие движения блоков; 5 – ориентировка регионального сжатия; 6 – линии разреза

ка к зоне Тымь-Поронайского разлома, так и к западу от Александровского разлома (район угольного месторождения у пос. Дуэ). Относительная выдержанность по простиранию таких

ярких индикаторов фациальных обстановок, как угленосные пласты и их серии позволяет при разведке месторождений разных структур сохранять единую нумерацию последовательности угольных пластов [14]. Накопление верхнедуйской свиты произошло в процессе погружения полностью с выходом за восточные пределы современного Западно-Сахалинского террейна (Армуданский угольный разрез, т. 130, см. рис. 1). Примечательно, что терригенные породы между угольными пластами нередко содержат фауну солоноватоводных моллюсков рода *Corbicula* [14], т.е. седиментация происходила в обстановке прибрежной равнины, временами заливаемой морем. Накопление безугольных сертунайской и окобыкайской свит происходило уже полностью в обстановке мелководного шельфа.

Мы приходим, таким образом к выводу о том, что формирование описываемых грабенов происходило в постседиментационный период, т.е. после миоцена, не ранее 5 млн лет назад.

Механизм формирования грабенообразных структур

Мгачинский и Тангинский грабены и Хойский полуграбен образуют в плане систему кулисообразных эшелонированных структур растяжения ССВ простирания, ограниченных с запада Александровским разломом. Такое сочетание закономерного ориентированных структур растяжения, располагающихся с выдержанным структурным шагом, позволяет считать их результатом правосторонних перемещений в зоне влияния Александровского разлома в обстановке СВ (30° – 45°) направления регионального сжатия. Обращаем особое внимание на то, что на заключительной стадии формирования грабенов происходило, скорее всего, не за счет их опускания относительно окружающих блоков, а, главным образом, за счет воздымания и размыва межграбеновых пространств (рис. 13).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что помимо многочисленных свидетельств формирования структур Западного Сахалина на фоне субширотного регионального сжатия (полностью ответственного за современный орогенез и сейсмичность) в пределах Западно-Сахалинского террейна имеются следы непосредственно предшествующего сжатия, ориентированного на СВ (30° – 45°). Следы этого сжатия мы видим на ранних стадиях складкообразования (см. рис. 5В), по ориентировкам субвулканических даек и жил (см. рис. 7), а также по характерному структурному рисунку грабенов, выполненных средневерхнемиоценовыми отложениями между Алек-

сандровским и Тымь-Поронайским разломами (см. рис. 1). В результате наших исследований получила, таким образом, полное подтверждение идея В.С. Рождественского о смене направления регионального сжатия от северо-восточного до субширотного в начале четвертичного времени [12]. Северо-восточное направление сжатия господствовало, судя по приведенным выше данным, как непосредственно перед началом четвертичного этапа деформаций, так и ранее, в олигоцен-раннем миоцене (время внедрения даек базальтов у мыса Хойнджо), по-видимому, вплоть до эоцена. В соответствии с этим направлением сжатия параллельно с эоцен-миоценовой седиментацией следует предполагать активизацию праводвиговых перемещений вдоль крупных разломов меридионального простирания, в рассматриваемом случае – вдоль Западно-Сахалинского, Александровского и Тымь-Поронайского разломов. Здесь, по-видимому, актуальны модели формирования осадочных бассейнов в обстановке трансенсии – присдвиговых растяжений на участках несоосных сочленений, искривлений или разветвлений сдвиговых зон. Изложенные в статье данные подтверждают, что впадина Японского моря в целом является бассейном синсдвигового растяжения на участке сопряжения двух несоосных – Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской [3, 17–19] праводвиговых систем.

Благодарности. Авторы искренне признательны В.Ф. Евсееву, Сахалинская ГРЭ, за помощь при проведении исследований и обсуждение возникавших при этом проблем.

Исследования выполнены при поддержке грантов ДВО РАН (№ 12-I-0-ОНЗ-07, 12-III-F-08-147, 14-III-B-08-182, 15-I-2-001 о) и РФФИ (№ 12-05-00119 и 15-05-00857).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазонасности осадочных бассейнов Татарского пролива / Отв. ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
2. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазонасность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Гранник В.М., Нечаюк А.Е. Деформации поздне-меловых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2012. № 5. С. 22–44.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000. Издание третье, Дальневосточная серия. М-54 (Александровск-Сахалинский). СПб: ВСЕГЕИ, 2001.
6. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1992. 25 с.
7. Зябрев С.В., Пересторонин А.Н. Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо // Тихоокеан. геол. 2004. № 1. С. 53–61.
8. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / Отв. ред. Пояркова З.Н. Л.: Наука, 1987. 196 с.
9. Прытков А.С. Современные движения земной коры Сахалино-Курильского региона и моделирование геодинамических процессов по данным GPS наблюдений. Диссертация на соискание степени канд. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 113 с.
10. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.
11. Рождественский В.С. О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 3. С. 678–680.
12. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей / Гл. ред. Сергеев К.Ф. Южно-Сахалинск: Дальнаука, 1997. С. 80–109.
13. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). / Отв. ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
14. Угольная база России. Т. V. Кн. 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России (Республика Саха, Северо-Восток, о. Сахалин, п-ов Камчатка) / Отв. ред. Череповский В.Ф. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. 638 с.
15. Шуваев А.С., Бахтеева М.З., Никитин В.Н. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Сахалинская, лист М-54-XXIII. Объяснительная записка. М.: Мингеологии СССР, 1972. 109 с.
16. Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburgh, 1951. 142 p.
17. Fournier M., Jolivet L., Huchon P., Sergeyev K., Oskorbin L.S. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 99. № B2. P. 2701–2725.
18. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 127/128. P. 2. College Station, TX. 1992. P. 1311–1331.
19. Lallemand S., Jolivet L. Japan Sea: a pull-apart basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 76. P. 375–389.
20. StereoNett, version 2.46. Johannes Duster. Institute of Geology, Ruhr-University-Bochum. <http://www.ruhr-uni-bochum.de>

Рецензенты: А.Н. Диденко, С.Д. Соколов

Dislocations of the Cretaceous and Cenozoic Complexes of the Northern Part of the West Sakhalin Terrane

V. V. Golozubov^{a,*}, S. A. Kasatkin^{a,c}, A. I. Malinovskii^a, A. E. Nechayuk^a, and V. M. Grannik^b

^a*Far Eastern Geological Institute, Far Eastern branch of the Russian Academy of Sciences,
pr. 100-letiya Vladivostoka 159, Vladivostok, 690022 Russia*

**e-mail: golozubov@fegi.ru*

^b*Institute of Marine Geology and Geophysics, ul. Nauki 1B, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia*

^c*Far Eastern Federal University, o. Russkii, pos. Ayaks-10, korpus 12, Vladivostok, 690922 Russia*

Received May 14, 2015

Abstract—The contemporary structure of the West Sakhalin Terrane started to form in the Pleistocene and the process of its formation continues up to now in a setting of ENE (60°–90°) compression. Evidence of the preceding NE (30°–45°) compression was revealed during the study. This compression prevailed in the Eocene–Pliocene. Under its action, dextral displacements occurred along the West Sakhalin and Tym’–Poronai fault systems, limiting the West Sakhalin Terrane.

Keywords: The Sakhalin Island, the West Sakhalin Terrane, dislocations, Cenozoic era, stress fields