

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

На правах рукописи



УДК [551.24+551.77+551.87](571.64)

НЕЧАЮК Алексей Евгеньевич

**“ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА
ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ТАТАРСКОГО
ПРОЛИВА И ЗАПАДНОГО САХАЛИНА “**

Специальность 25.00.01 - общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, Голозубов В.В.

Владивосток - 2017

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЯ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ	
<u>1.1 Физико-географический очерк</u>	7
<u>1.2 Геолого-геофизическая изученность Татарского пролива</u> <u>и его обрамления</u>	8
<u>1.3 Докайнозойский фундамент</u>	12
1.3.1 Докайнозойские образования в обрамлении Татарского пролива. .	12
1.3.2 Докайнозойский фундамент Татарского пролива	15
<u>1.4 Кайнозойские образования Татарского пролива и</u> <u>его обрамления</u>	21
1.4.1 Структурное райнирование	21
1.4.2 Кайнозойский вулканизм северо-западного побережья Татарского пролива	26
1.4.3 Геодинамическая интерпретация кайнозойского вулканизма Западно-Сахалинского террейна	28
<i>1.4.4 Осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы</i> <i>Татарского пролива</i>	28
1.4.4.1 Западно-камышовый комплекс (эоцен)	29
1.4.4.2 Сергеевский комплекс (олигоцен - ранний миоцен)	34
1.4.4.3 Углегорский комплекс (нижний - средний миоцен)	37
1.4.4.4 Курасийский комплекс (средний и поздний миоцен)	39
1.4.4.5 Маруямский комплекс (поздний миоцен - квартал)	40
<u>1.5 Миграция депоцентров</u>	43
ГЛАВА 2. КАЙНОЗОЙСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ В РАЙОНЕ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ	
<u>2.1. Акватория Татарского пролива</u>	47
<u>2.2. Западно-Сахалинский террейн</u>	49
2.2.1 Палеострессы четвертичного этапа деформаций	51
2.2.1.1 О проявлениях северо-западного регионального сжатия	59
2.2.2. Реконструкция дочетвертичных палеострессов	67
ГЛАВА 3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ	
<u>3.1 Этапы формирования бассейнов Татарского пролива и его</u> <u>восточного обрамления</u>	84
3.1.1 Эоцен плейстоценовый этап (50 - 1,8 млн.л.н)	85
3.1.2 Четвертичный этап (1,8 - 0 млн.л.н.)	89
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	92
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	93

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Территория Татарского пролива, отделяющая о. Сахалин от материка, включает три кайнозойских осадочных бассейна – Северо-Татарский, Южно-Татарский и Исикари-Западно-Сахалинский, в которых мощность кайнозоя достигает 7-8 км и разделенных поднятиями, где соответствующая мощность не превышает первых сотен метров. Выяснение природы этих бассейнов имеет важное значение как для разработки оптимальных моделей формирования осадочных бассейнов окраинных морей Западной Пацифики в целом, так и для решения проблем поисков в этих бассейнах залежей углеводородного сырья. В публикациях В.С. Рождественского (Рождественский, 1969, 1976, 1997), В.В. Харахинова (Харахинов, 2010), А.Э. Жарова (Жаров, 2002, 2003, 2004) и др. отражена идея о том, что формирование этих бассейнов происходило на фоне и при значительном влиянии крупномасштабных правосторонних перемещений вдоль региональных разломов меридионального простирания – Тымь-Поронайского и Западно-Сахалинского. Но конкретных моделей формирования и последовательного развития осадочных бассейнов пролива этими авторами предложено не было. Оставались, в частности, неясными ориентировки вектора регионального сжатия в различные отрезки кайнозойского времени, так же, как и ансамбли образовавшихся при этом структур. Высказанное В.С. Рождественским предположение о том, что на границе неогена и квартера произошла смена направления сжатия от северо-восточного до близширотного в пределах Западного Сахалина не имело каких-либо подтверждений.

Цели и задачи исследования. Исследование направлено на создание обновленной модели формирования и развития осадочных бассейнов Татарского пролива в период с эоцена до настоящего времени. Для достижения поставленной цели последовательно решались следующие задачи:

1. На основе комплексного анализа результатов геолого-геофизических исследований Татарского пролива и о. Сахалин установить взаимосвязь между тектоническими структурами пролива и Западного Сахалина.

2. На основе данных о распределении мощностей и фаций в отдельных впадинах пролива выявить депоцентры для отдельных этапов их заполнения и наметить пути миграции этих депоцентров во времени.

3. Выявить направления регионального сжатия в различные периоды кайнозоя на основании изучения складчатых и разрывных структур, проявленных в породах разного состава и возраста.

4. Установить характер взаимоотношений между позднемеловыми и кайнозойскими образованиями, сопоставить проявление в них стили дислокаций.

5. Выявить этапность формирования структур Татарского пролива и его обрамления, составить геодинамические реконструкции для ключевых моментов развития этого региона.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу работы положены результаты анализа данных геолого-геофизических исследований, проведенных в Татарском проливе и на территории Западно-Сахалинского террейна, а также результаты интерпретации данных, полученных в результате полевых работ на о. Сахалин в период с 2010 по 2016 гг. Исследования автора включали: а) анализ накопленного к настоящему времени массива опубликованных и фондовых геологических и геофизических данных о строении Татарского пролива и о. Сахалин, в том числе – геологических карт различных (вплоть до 1:50 000) масштабов; б) полевые исследования – массовые замеры пространственной ориентировки структурных (слоистость, разрывы) и кинематических (штрихи скольжения) элементов с определением, по возможности, типа перемещения с составлением круговых диаграмм и роз-диаграмм и в) интерпретация результатов полевых работ – определение направления палеострессов в разные периоды кайнозоя, выявление последовательности геологических событий, составление геодинамических реконструкций.

Научная новизна. Комплексный анализ геолого-геофизических данных позволил выявить взаимосвязь между структурами пролива и Западно-Сахалинского террейна. В частности, установлено, что выделявшиеся ранее Северная, Центральная и Южная структурно-фациальные зоны Западного Сахалина являются фрагментами восточного ограничения бассейнов Татарского пролива, интенсивно деформированного в ходе инверсии четвертичного времени.

На основе изучения распределения мощностей и фаций в отдельных впадинах впервые установлена миграция депоцентров в западном направлении.

Впервые предложена модель формирования и развития бассейнов Татарского пролива в период с эоцена до настоящего времени составленная с учетом важной роли правосдвиговых перемещений вдоль региональных разломов меридионального простираия, в первую очередь – вдоль Тымь-Поронайского и Западно-Сахалинского разломов.

Теоретическая и практическая значимость. Выяснение тектонических обстановок при формировании и дальнейшем развитии осадочных бассейнов

Татарского пролива имеет важное значение как в научном, так и в практическом отношении. Предложенная автором модель формирования и развития осадочных бассейнов Татарского пролива имеет важное значение для понимания процессов возникновения и эволюции разработок моделей формирования осадочных бассейнов окраинных морей Западной Пацифики. Формирование присдвиговых структур растяжения, каковыми являются эти бассейны, представляет собой направление исследований, которому в России уделяется незаслуженно мало внимания. Между тем, именно к такого рода бассейнам приурочены крупнейшие нефтегазоносные провинции (бассейн Сунляо в Китае, бассейны Калифорнии и др.)

Защищаемые положения:

1. Западно – Сахалинский террейн представляет собой фрагмент восточной краевой части кайнозойских осадочных бассейнов Татарского пролива (Северо-Татарского, Южно-Татарского, Исикари-Западно-Сахалинского), выведенный на поверхность в результате складчатых и разрывных дислокаций в результате инверсии четвертичного времени.

2. В районе Татарского пролива и его обрамления в течение эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена седиментация и проявления вулканизма происходили на фоне северо-восточного регионального сжатия и связанных с этим крупномасштабных правосторонних перемещений вдоль систем разломов меридионального простирания. Смена направления сжатия с северо-восточного на близширотное произошла на границе плиоцена и четвертичного периода – около 1,8 млн. лет.

3. Формирование Татарского пролива происходило в два этапа:

а) 50-1,8 млн. лет – присдвиговое растяжение, формирование грабеннообразных прогибов, накопление толщ. Бассейны формировались в 4 стадии в обстановке растяжения, которое сопровождало сдвиговые деформации на участке сочленения Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской систем разломов.

б) с 1,8 млн. лет по настоящее время – сжатие. В начале четвертичного периода в связи со сменой направления регионального сжатия от ВСВ (30-60°) к субширотному (60-90°) произошла локальная инверсия в результате которой блок, зажатый между Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской системами разломов, испытал значительные тектонические деформации и превратился в активно размываемое горное сооружение. Сдвиговые перемещения вдоль этих разломов прекратились, на фоне субширотного сжатия доминируют надвиговые и взбросовые перемещения.

Апробация работы. Материалы диссертации докладывались на конференциях молодых ученых ДВГИ ДВО РАН «Современные проблемы геологии,

геохимии и геоэкологии» (Владивосток, 2010, 2012), на международном симпозиуме «Кайнозойский континентальный рифтогенез» (г. Иркутск, 2010), на международном симпозиуме, посвященном континентальному рифтогенезу и сопутствующим процессам (г. Иркутск, 2013), а также на Международной конференции «Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых» (г. Томск, 2010). Кроме того, в 2013 г. результаты исследований были представлены автором на геологической секции ученого совета ДВГИ ДВО РАН в виде доклада «Дислокации меловых и кайнозойских образований Западно-Сахалинского террейна».

Публикация результатов: результаты работы изложены в 10 работах, из которых 3 опубликованы в периодических изданиях, рекомендованных ВАК, 7 – в материалах конференций и симпозиумов.

Структура и объем диссертации. Диссертация общим объемом 100 страниц состоит из введения, 3 глав, заключения, списка литературы, который насчитывает наименования, из них: 62 – отечественных и 19 – зарубежных изданий, включает 51 рисунок и подписи к ним.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю д.г.-м.н. В.В. Голозубову за всестороннюю помощь и поддержку при проведении исследований и при обсуждении полученных результатов. Большую помощь в изучении геологических структур о. Сахалин оказал В.М. Гранник (ИМГиГ ДВО РАН). Особая благодарность кандидатам г.-м.н. С.А. Касаткину и А.И. Малиновскому (ДВГИ ДВО РАН) за постоянное внимание и поддержку при проведении исследований и при подготовке диссертации, а также д.г.-м.н. С.В. Рассказову (ИЗК СО РАН) – за консультации по проблемам кайнозойского вулканизма о. Сахалин. Автор благодарит также за постоянную поддержку д.г.-м.н. А.И. Обжирова (ТОИ ДВО РАН).

ГЛАВА 1. Геология Татарского пролива и его обрамления

1.1 Физико-географический очерк.

Татарский пролив отделяет остров Сахалин от материка, клиновидно расширяясь от 50-70 км на севере до 250 км на юге. Он протягивается в меридиональном направлении на 700 км (с 46 по 52 градус северной широты), соединяясь на севере через пролив Невельского с Амурским лиманом и раскрываясь на юг в Центральную котловину Японского моря (рис. 1).

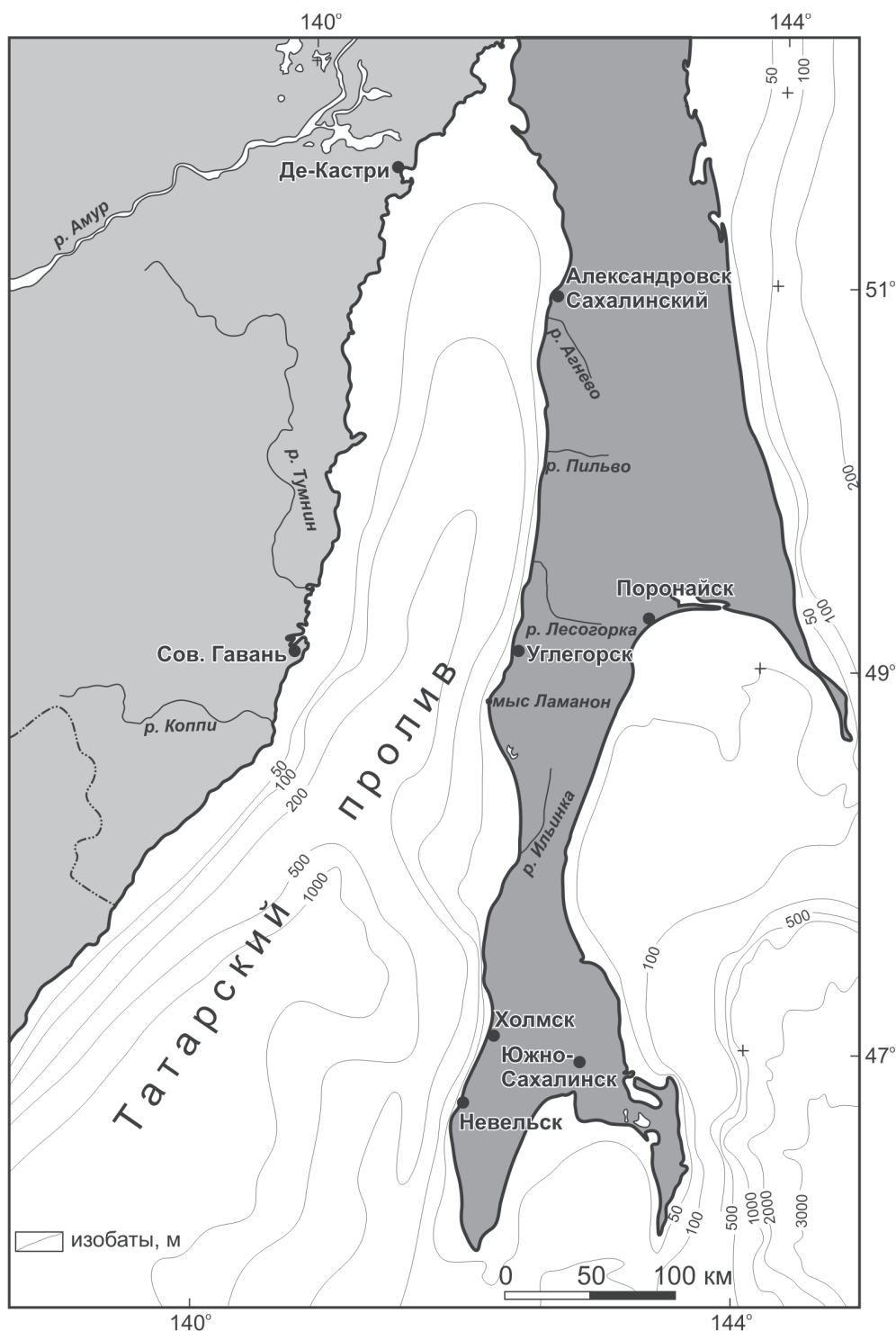


Рис. 1. Обзорная карта района исследований

Вдоль западного побережья пролива простирается хребет Сихотэ-Алинь. Высота гор вблизи побережья колеблется от 300 до 1500 м. Восточные склоны хребта подходят вплотную к морю и образуют преимущественно обрывистые берега, прорезанные множеством речных долин. Наиболее крупными реками, стекающими с западного берега пролива, являются реки Коппи и Тумнин.

Вдоль восточного побережья пролива, на о. Сахалин низкогорный рельеф с абсолютными отметками 200-400 м чередуется с прибрежными равнинами. Склоны гор часто подходят вплотную к морю преимущественно в северной и южной частях побережья, образуя обрывистые берега, прорезанные множеством речных долин. Наиболее крупными реками восточного побережья Татарского пролива являются (с севера на юг): Агнево, Пильво, Лесогорка и Ильинка.

В южной части пролива глубины достигают 1000 метров, севернее параллели $50^{\circ} 30'$ колеблются в пределах 100-200 м. Изобата 100 м проходит от западного берега Татарского пролива в среднем на расстоянии 25 км. Вдоль восточного побережья она расположена, в основном, на расстоянии 10-15 км от берега и приближается к нему до 5 км в районе г. Холмск.

1.2. Геолого-геофизическая изученность Татарского пролива и его обрамления

Геологическое строение суши, обрамляющей Татарский пролив – как со стороны Сихотэ-Алиня, так и со стороны о. Сахалин – детально изучено. Изданы серии геологических карт в масштабе 1:200 000 и мельче, часть территории покрыта геологическими съемками в масштабе 1:50 000. На этом фоне изученность акватории пролива выглядит весьма скудно. До 1974 года в южной и центральной частях Татарского пролива были отработаны лишь отдельные широтные и связующие профили МОВ ОГП, единичные профили ГСЗ и проведены редкие магнитометрические и гравиметрические наблюдения. В 1974-1977 годах поисковые и детальные сейсморазведочные работы были сосредоточены на шельфе юго-западного Сахалина и выполнялись Тихоокеанской экспедицией НПО «Союзморгео».

Первые региональные комплексные геофизические исследования на всей акватории Татарского пролива были выполнены в 1978 году также силами ТЭ НПО «Союзморгео» под руководством Г.Ф. Балабко. В результате были выделены Северо-Татарский, Чеховский, Монеронский и Тернейский кайнозойские прогибы, а также установлено более 20 локальных антиклинальных структур.

В период с 1977 по 1990 г.г. с целью поисков месторождений нефти и газа на выявленных к тому времени антиклинальных структурах шельфа Татарского

пролива Тихоокеанской экспедицией НПО «Союзморгео» были пробурены 12 заверочных скважин (максимальная глубина 3400 м) (рис. 2): Александровская, Гавриловская 1, Гавриловская 2, Изыльметьевская 1, Изыльметьевская 2, Надеждинская, Красногорская, Ильинская, Старомаячинская 1, Старомаячинская 2, Виндисская и Кузнецовская. Была выявлено газовое месторождение в позднемиоцен-плиоценовых отложениях Изыльметьевской структуры. На всех остальных площадях нефтепоисковый результат отрицательный

В 1983-1986 годах, севернее территории, изученной с помощью перечисленных скважин, трестом «Дальморнефтегазгеофизразведка» продолжались поисковые комплексные геофизические исследования. Этими работами под руководством Г.Ф. Балабко и Л.К. Васильевой изучена практически вся северная часть Татарского пролива, выделен ряд антиклинальных структур различного генезиса.

К настоящему времени площадь Татарского пролива покрыта 24-48-ми кратными съемками МОВ ОГТ с плотностью наблюдений 4-6 км – 6-8 км, сгущенными в участках детализации и на структурах, подготовленных к бурению, до сети 2-3 км – 3-4 км (рис. 2).

В 1987 году в двух районах западного присахалинского шельфа были проведены газогеохимические исследования с целью обнаружения месторождений нефти и газа. Исследования проводились Тихоокеанским Океанологическим институтом ДВО РАН под руководством Обжирова А.И. В северной части Татарского пролива изучен район Александровской структуры, в средней части – территории Гавриловской, Изыльметьевской и Надеждинской площадей. На основании отсутствия аномалии углеводородов был сделан отрицательный прогноз нефтегазоносности этой площади. Были сделаны выводы о насыщении углеводородами разреза осадочных отложений, в связи, с чем отмечено обширное равномерное поле метана в придонной воде с концентрациями, несколько превышающими фон, но без залежей в недрах, аномально возмущающих это поле. Скважина, пробуренная на Александровской площади до глубины 3248 м, подтвердила прогноз об отсутствии залежи углеводородов.

В 1989-90 годах в южной приматериковой части Татарского пролива трестом «Дальморнефтегазгеофизразведка» были выполнены региональные комплексные геофизические исследования под руководством Л.А. Карпухиной и Л.К. Валиевой. В результате в кайнозойском чехле мощностью более 7000 м было выделено 5 сейсмокомплексов, оценена их потенциальная нефтегазоносность, оконтурены зоны регионального выклинивания комплексов. В результате оценки нефтегазоносности

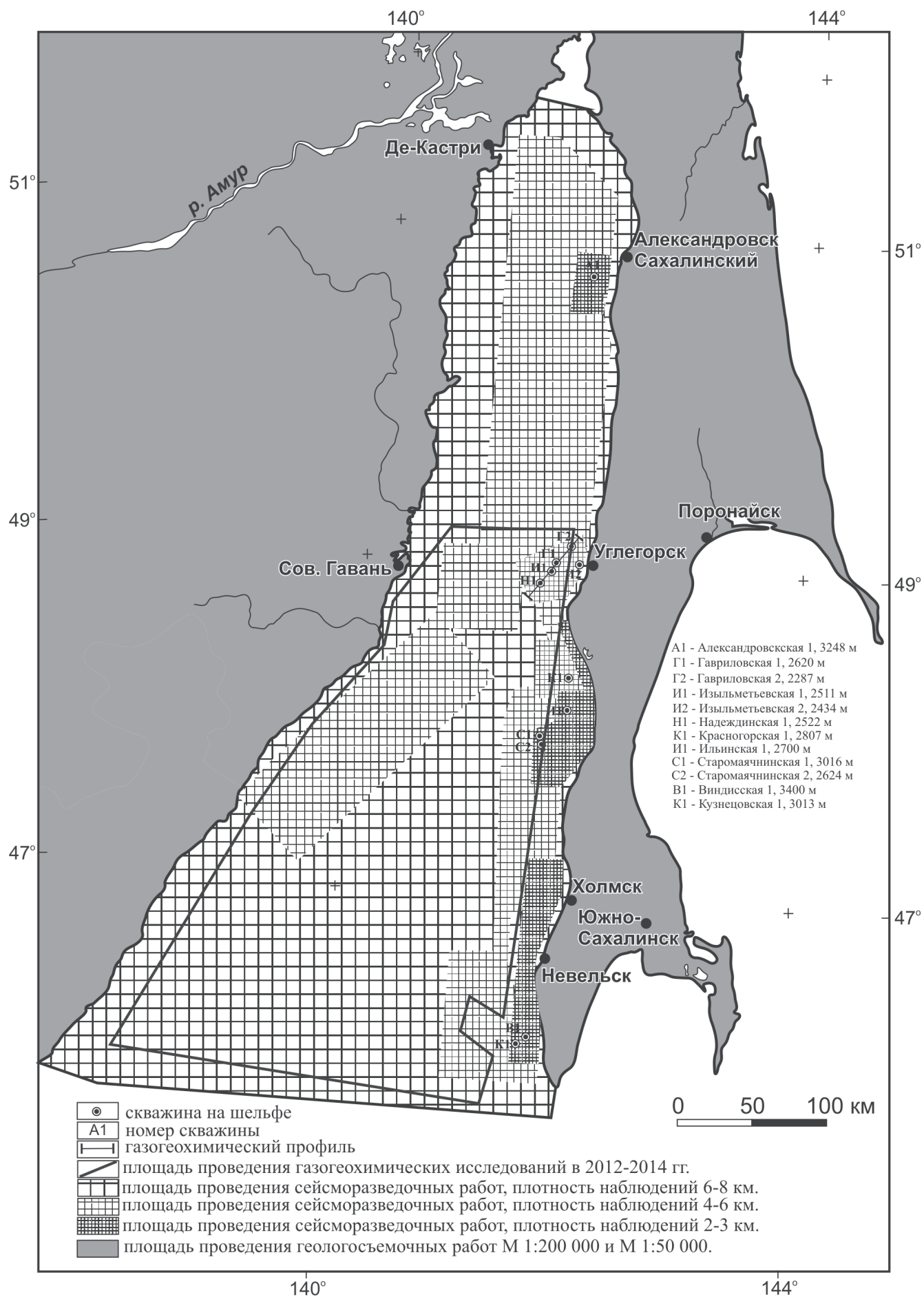


Рис. 2. Схема геолого-геофизической изученности района исследований

в Татарском проливе выделены две нефтегазоносные системы – позднемеловая-палеогеновая и позднепалеоген-неогеновая. Предполагается наличие в проливе промышленных запасов углеводородов (Нечаюк, Обжиров, 2010; Васильев и др., 2001; Обжиров, Нечаюк, 2010; Геология ..., 2004; Ломтев и др., 2009). В 2004 году коллективом авторов под руководством А.Э. Жарова, Г.Л. Кирилловой и Л.С. Маргулиса была проведена интерпретация накопленных к тому времени геолого-геофизических данных о строении Татарского пролива и дана оценка перспектив его нефтегазоносности. В пределах пролива этими авторами выделены Северо-Татарский, Южно-Татарский и Исикари-Западно-Сахалинский бассейны, выполненные терригенными, в меньшей мере вулканогенными образованиями кайнозоя мощностью до 8000 м. Эти бассейны разделены поднятиями, в пределах которых мощности кайнозоя значительно меньшие, не превышают обычно первые сотни метров. Результаты работы изложены в монографии «Геология, геодинамика, и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива». Эти материалы широко использованы автором при составлении приведенных ниже карт и схем, а также при составлении разделов, касающихся геолого-структурных особенностей как пролива в целом, так и отдельных бассейнов, входящих в его состав.

Среди публикаций последних лет, имеющих прямое отношение к рассматриваемым в работе проблемам, следует выделить крупное обобщение В.В. Харахинова, посвященное нефтегазовой геологии о. Сахалин и его окрестностей (Харахинов, 2010), а также ряд монографий и статей, посвященных современной сейсмичности и разломной тектонике Сахалина (Жаров, 2002, 2003, 2004; Голозубов и др., 2012; Голозубов и др., 2016; Рождественский, 1997, 2008; Рождественский и др., 1999).

В 2012-2013 гг. на акватории Татарского пролива проведены комплексные геофизические, геологические и геохимические исследования с борта НИС «Академик Лаврентьев». В результате на западе присахалинского шельфа на глубине 320 м открыта новая провинция выходов потоков пузырей метана из донных отложений в воду, сопровождающаяся формированием в придонном слое поля газогидратов.

В 2010-2016 годах автор проводил изучение геолого-структурных особенностей разрезов Западно-Сахалинского террейна, в котором обнажены породы как докайнозойского фундамента (в данном случае меловые преимущественно терригенные комплексы), так и кайнозойского чехла, представляющего собой, по сути, прямые продолжения на суше отложений бассейнов Татарского пролива. Именно здесь

были получены данные о характере и последовательности деформаций как при формировании бассейновых впадин и в процессе их заполнения, так и при более поздних (вплоть до современных) дислокациях (Голозубов и др., 2012; Голозубов и др., 2016).

1.3 Докайнозойский фундамент

1.3.1. Докайнозойские образования в обрамлении Татарского пролива

Западное, материковое побережье сложено интенсивно дислоцированными нижнемеловыми терригенными, в меньшей мере вулканогенными образованиями общей мощностью более 6000 м. Этот комплекс пород составляет восточную часть Кемского террейна – фрагмента палеоостроводужной системы (Голозубов, 2006; Геология ..., 2004). Нижнемеловые образования с размывом и угловым несогласием перекрыты позднемеловыми и палеоценовыми вулканитами надсубдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса, сформировавшегося в два цикла: в сеномане – раннем сеномане и в позднем сеномане – дании. С первым циклом связано образование андезитовых и базальтовых (синанчинский, больбинский) и сменяющих их выше по разрезу риолитовых (приморский и татаркинский) комплексов. Второй цикл построен в такой же последовательности, что и первый. Сначала сформировались андезитовые (самаргинский, сусанинский, дорофеевский), а затем риолитовые (богопольский, маломихайловский) комплексы. Суммарная мощность докайнозойских вулканитов достигает 3000 м (Геодинамика ..., 2006, кн. 1) (рис.3).

Вдоль прилегающей к проливу части о. Сахалин в пределах Западно – Сахалинского террейна кайнозойские образования подстилаются в той или иной мере дислоцированными меловыми преимущественно терригенными образованиями (рис. 4). При этом меловые разрезы северной и южной частей террейна существенно различаются.

Так, меловые образования Южного Сахалина представлены исключительно морскими преимущественно тонкообломочными терригенными образованиями (алевролитами, в значительно меньшей мере песчаниками) общей мощностью около 5500 м (из них верхний мел – 4500 м), объединенными в айскую (альб), найбинскую (альб-сеноман), быковскую (сеноман-кампан) и красноярковскую (кампан-маастрихт) свиты (Пояркова, 1987).

Севернее широты пос. Бошняково наблюдается двукратное увеличение мощности (до почти 9000 м) меловых терригенных образований. Влияние

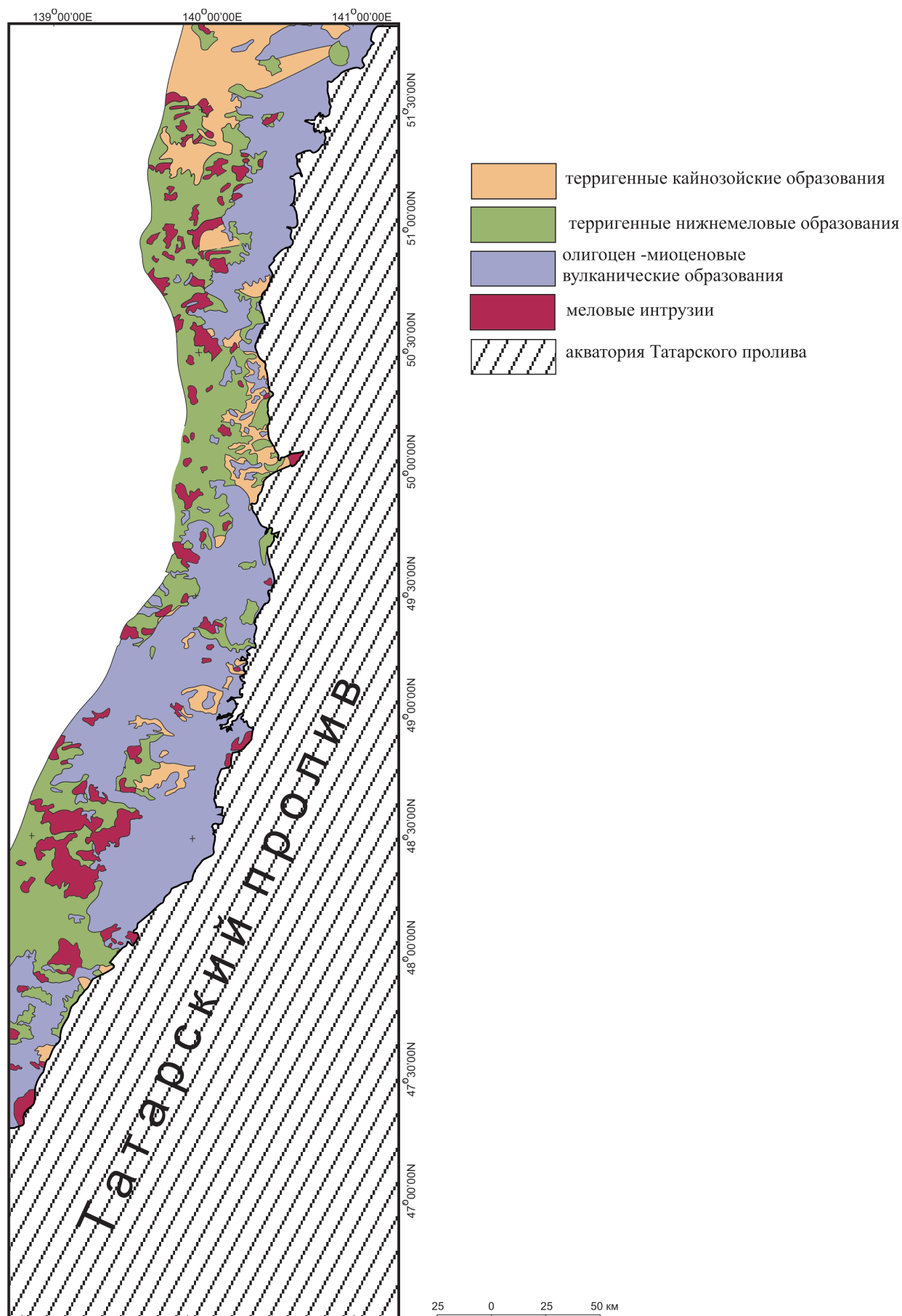


Рис. 3. Геологическая карта материкового побережья Татарского пролива (по [Геология....., 2004])

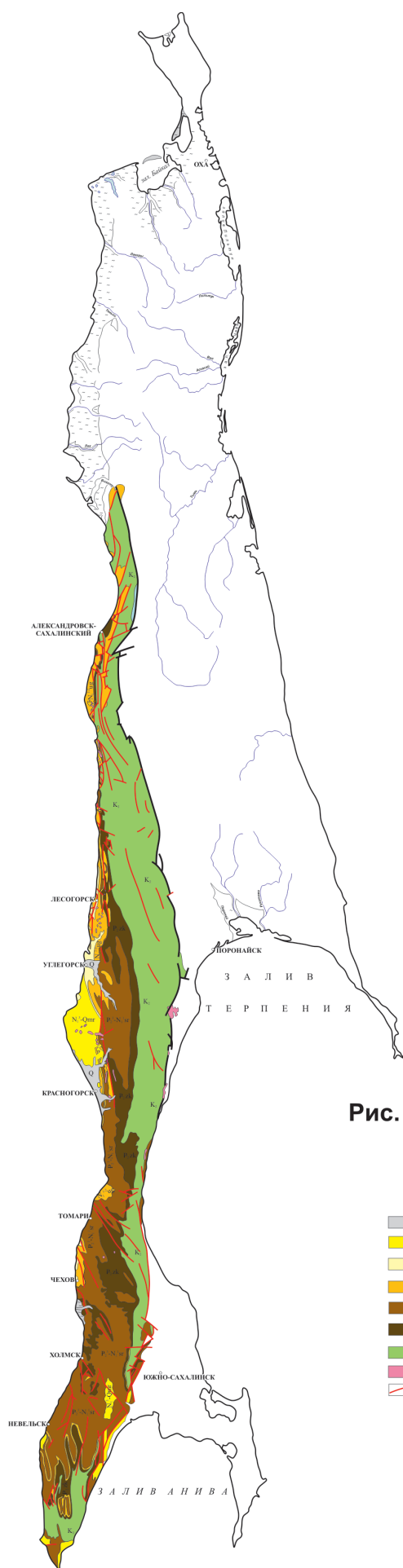


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Западно-Сахалинского террейна. (по Верещагин В.Н, 1969)

- Q четвертичные образования
- $N_1^{3-4} Qm$ маруямский комплекс
- $N_1^{2-3} kg$ курасийский комплекс
- $N_1^{1-2} ug$ углегорский комплекс
- $P_2^{3-4} N_1^{1-2} sr$ сергеевский комплекс
- $P_2^{2-3} zk$ западно-камышовый комплекс
- K_2 верхемеловые образования
- Субвулканические интрузивные образования.
- Разломы



конседиментационного андезитового и базальтового вулканизма в целом здесь также минимально, фиксируется, главным образом на сеноманском и маастрихтском уровнях разреза (побединская и красноярковская свиты). В отличие от разрезов Южного Сахалина здесь резко увеличена роль песчаников, (особенно начиная с коньякского времени) и присутствуют многочисленные горизонты ритмичного строения (Зябрев, 1992; Зябрев и др., 2004; Геологическая карта, 1969; Шуваев и др., 1972). Преимущественно прибрежно-морскими песчаниками, в частности, сложены целые свиты и подсвиты (верблюжьегорская свита, 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 красноярковская 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 (Геология СССР, 1970, 1974; Геологическая карта, 2001). Фиксируется, таким образом, тенденция относительного обмеления мелового 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).

1.3.2. Докайнозойский фундамент Татарского пролива

На сегодняшний день представления о составе и возрасте докайнозойского фундамента Татарского пролива базируются на результатах интерпретации геофизических данных (в первую очередь, гравиразведки и сейсморазведки) с учетом известных данных о строении кайнозойских разрезов побережья Восточного Сихотэ-Алиня и Западного Сахалина и данных, полученных при бурении на шельфе (Геология ..., 2004).

Анализ распределения поля силы тяжести территории Татарского пролива (рис. 5) отражает основные особенности строения фундамента. Поднятия фундамента отчетливо выражены гравитационными максимумами. Эти аномалии хорошо видны на разрезах, отражающих результаты плотностного моделирования (рис. 6, 7) в северной и южной частях Северо-Татарского и в Южно – Татарском бассейнах.

В противоположность поднятиям, отрицательные морфоструктуры прогибов и впадин, закартированные по поверхности акустического фундамента, характеризуются отрицательным полем силы тяжести и резко пониженными

значениями положительного магнитного поля, с локальными отрицательными аномалиями в осевых частях структур.

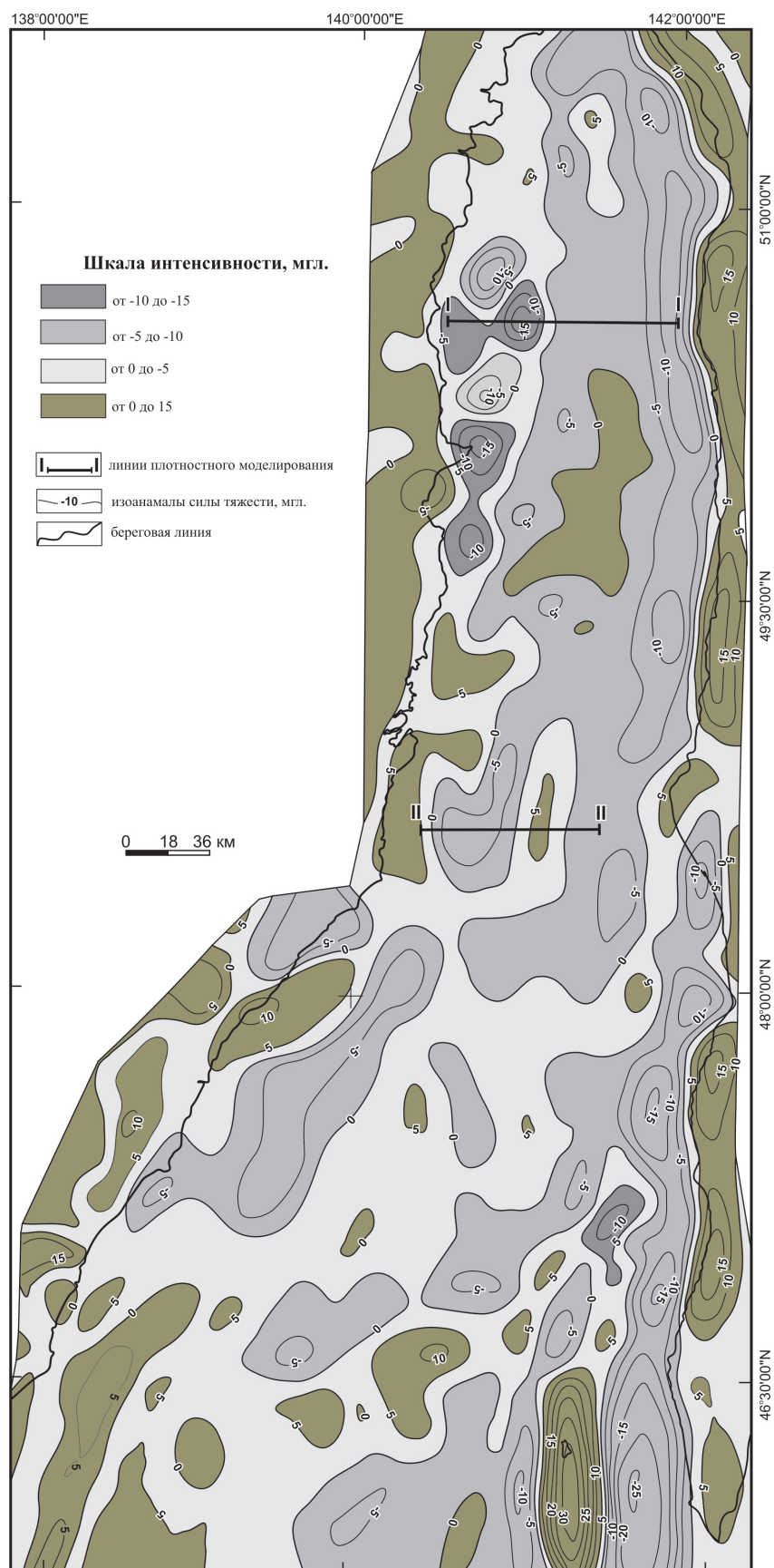


Рис. 5. Схема остаточных аномалий силы тяжести Татарского пролива (по [Геология....., 2004])

вулканитам Западно-Сахалинского террейна. Соответственно, природа докайнозойского фундамента на рассматриваемой территории остается неясной. В пределах некоторых из «окон» между такими подводными базальтовыми плато иногда наблюдаются серии отражающих площадок, свидетельствующих о наличии под базальтами слоистой толщи, сопоставляемой с сергеевским комплексом (Ломтев и др., 2010). Поверхность докайнозойского фундамента и здесь опускается ниже уровня регистрации сейсмических волн и, соответственно, природа этого фундамента на данном участке также остается неясной.

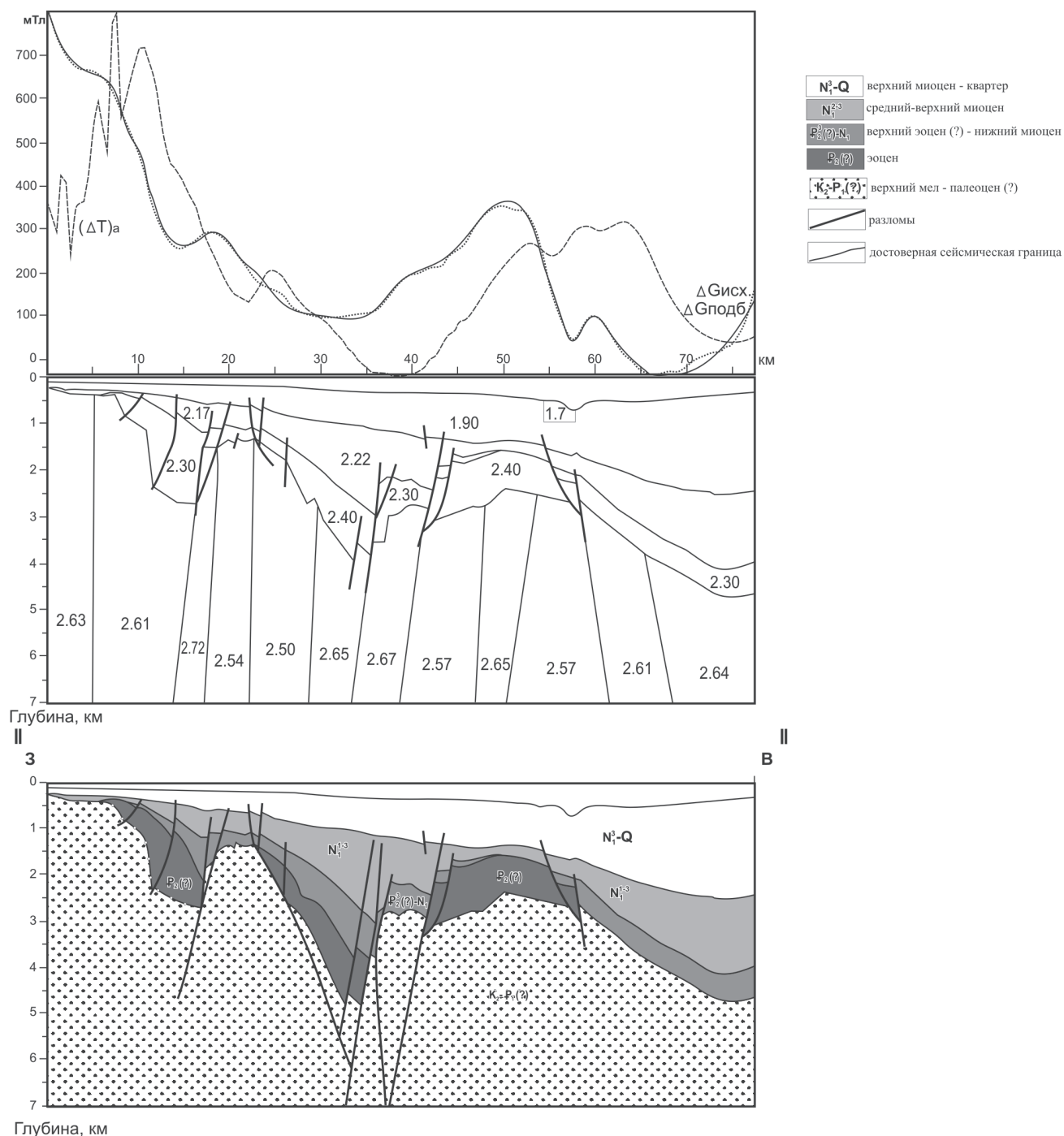


Рис. 7. Глубинный геологический разрез и плотностная модель по линии II-II (по [Геология....., 2004]).

Вдоль северо-западного борта Южно-Татарского бассейна в пределах т.н. Приморской моноклинали докайнозойский фундамент образован подводными продолжениями мезозойских структур Восточного Сихотэ-Алиня (Геология ..., 2004).

На большей части шельфа Татарского пролива вблизи побережья Сахалина поверхность докайнозойского фундамента не имеет ярко выраженной границы и чаще опознается по смене характера волнового поля, связанной по-видимому, с различной степенью катагенетических изменений в породах. Это позволяет считать, что на таких участках фундамент сложен осадочными породами. Эти выводы подкреплены результатами бурения Виндисской скважины (см. рис. 2), вскрывшей верхне-меловые осадочные отложения ниже несогласия, отождествляемого с поверхностью акустического фундамента.

Различается, таким образом, два типа позднемелового фундамента Татарского пролива. Первый представляет собой шельфовое продолжение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса. Со стороны о. Сахалин поздний мел представлен мощной терригенной толщей, накопление которой происходило преимущественно без какого-либо влияния вулканизма. Весьма вероятно, что вдоль границы столь контрастных разновозрастных комплексов существует крупный разлом, перекрытый кайнозойскими образованиями. Не исключено, что этот разлом, ориентированный в целом параллельно осевой части пролива, смещен от нее к западу, в полосу развития кайнозойских вулканических центров (рис. 8). Установленная В.Л. Ломтевым и В.Н.Патрикеевым (Ломтев и др., 2010) подстилающая кайнозойские базальтовые плато мощная терригенная толща палеогенового возраста располагается по-видимому, восточнее предполагаемого разлома. Может оказаться, таким образом, что бассейны Татарского пролива образуют в целом двухстороннюю (а не одностороннюю как ранее считалось) грабенообразную структуру.

В направлении к осевой части пролива, в пределах глубоко погруженных депоцентров бассейнов поверхность докайнозойского фундамента опускается ниже уровня регистрации сейсмических волн и, соответственно, природа этого фундамента на этих участках остается проблематичной. Поскольку приосевая часть Южно-Татарского рифтогенного бассейна является северным продолжением Центральной глубоководной котловины Японского моря, можно предполагать, что и здесь ниже мощного разреза олигоцена-квартера развита новообразованная океаническая кора. Косвенным свидетельством этого являются относительно высокие значения теплового потока, прослеживающиеся от Центральной котловины

далеко на север и постепенно понижающиеся по мере увеличения мощности перекрывающих осадков (Геология ..., 2004).

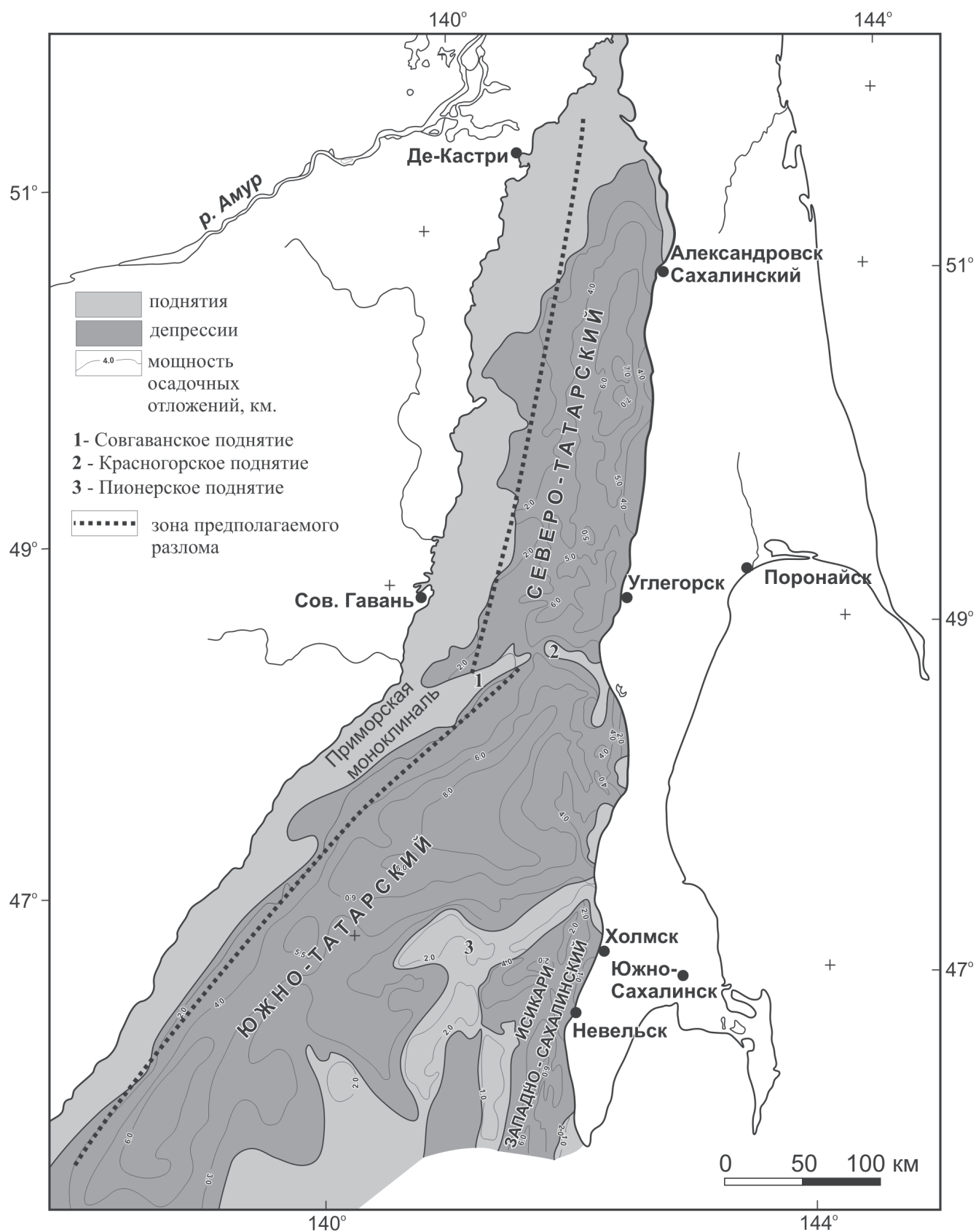


Рис. 8. Осадочные бассейны Татарского пролива и зона предполагаемого разлома (по [Геология....., 2004]).

1.4. Кайнозойские образования Татарского пролива и его обрамления.

1.4.1. Структурное районирование (по (Геология ..., 2004)).

Татарский пролив включает в себя три осадочных бассейна, выполненные кайнозойскими терригенными, в значительно меньшей мере – вулканогенными образованиями мощностью до 8000 м. Это Северо-Татарский, Южно-Татарский и Исикари-Западно-Сахалинский бассейны, разделенные поднятиями, в пределах которых мощности кайнозоя, не превышают обычно первых сотен метров (рис. 9). Детальное описание структур приведено в (Геология ..., 2004).

Северо-Татарский бассейн занимает северную часть пролива от 52 градуса северной широты до м. Ламанон. От Южно-Татарского бассейна его отделяют Совгаванское и Красногорское поднятия. Бассейн представляет собой резко асимметричную грабенообразную структуру, протягивающуюся с севера на юг на 350 км и расширяющуюся в этом же направлении с 50 км до 150 км. Главные депоцентры осадконакопления располагаются в присахалинской части бассейна, в пределах *Александровского, Лесогорского и Ламанонского прогибов*, разделенных небольшими конседиментационными поднятиями (рис. 10). Мощность осадочных отложений олигоцена-квартера в этих депоцентрах составляет 7-8 км. Восточная часть бассейна частично обнажена на западном побережье о. Сахалин от района г. Александровск-Сахалинский на севере до района г. Углегорск на юге. Здесь отложения краевой части бассейна выведены на поверхность земли в результате четвертичных деформаций в зоне влияния разломов Западно-Сахалинской системы.

Приматериковая часть бассейна характеризуется неоднородным фундаментом и изменчивым по мощности и строению осадочным чехлом. В полосе шириною 30-50 км от берега поверхность фундамента полого погружается в направлении к осевой части пролива и образована, главным образом, подводными продолжениями кайнозойских базальтовых плато. В пределах этой полосы выделены (с севера на юг) *Северо-Татарское, Сюркюмское и Ванинское поднятия*, где мощность перекрывающих базальты терригенных отложений позднего миоцена-квартера не превышает первых сотен метров. Восточнее, вплоть до осевой части пролива, а участками и пересекая ее, располагается область распространения серии эоцен-миоценовых вулканогенно-тектонических поднятий (*Восточно-Сюркюмское, Каменское, Углегорское и др.*), разделенных вытянутыми преимущественно в северо-восточном направлении грабен-синклиналями – локальными депоцентрами, где мощность терригенных образований олигоцена-квартера достигает 4-6 км. Таковыми являются

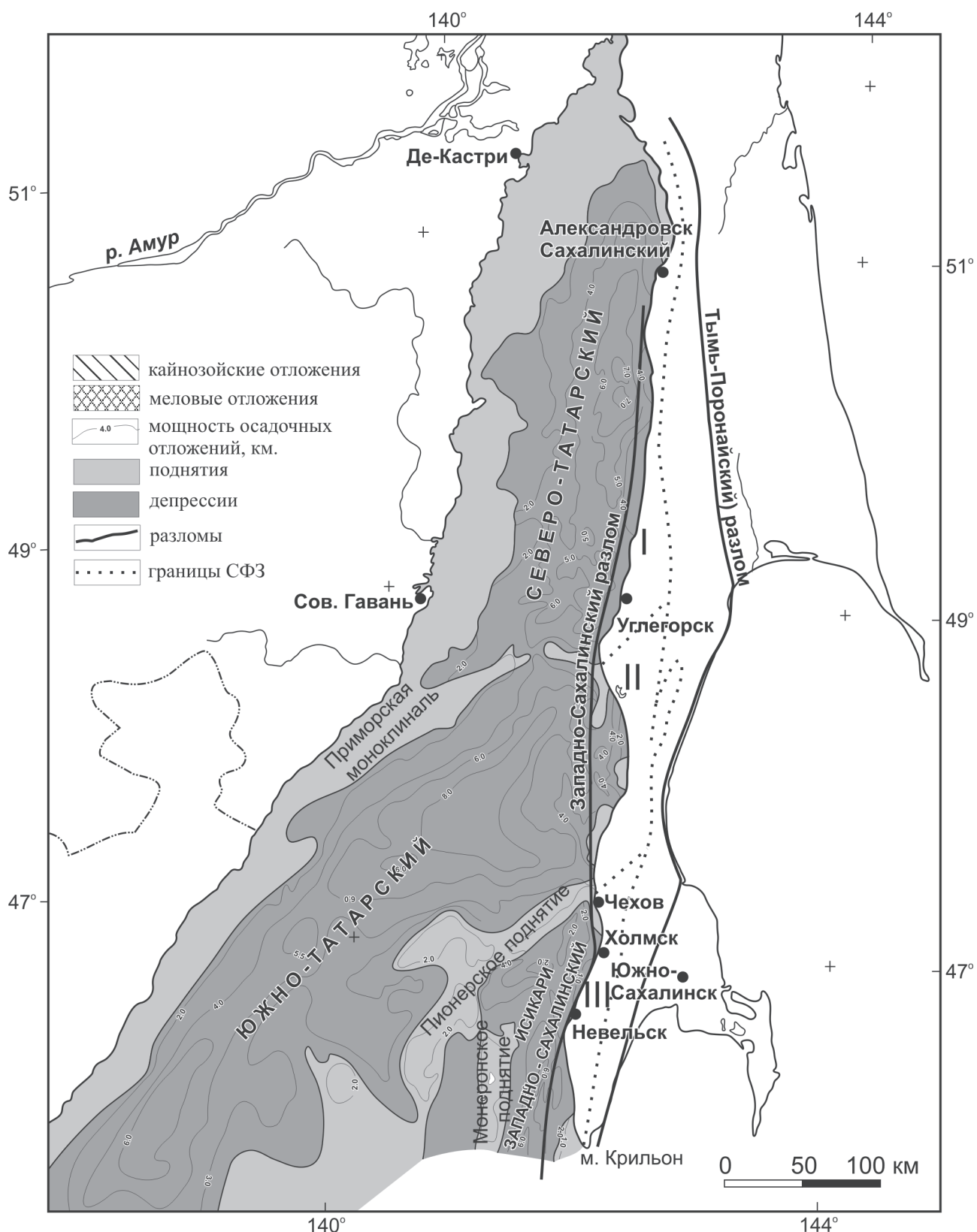
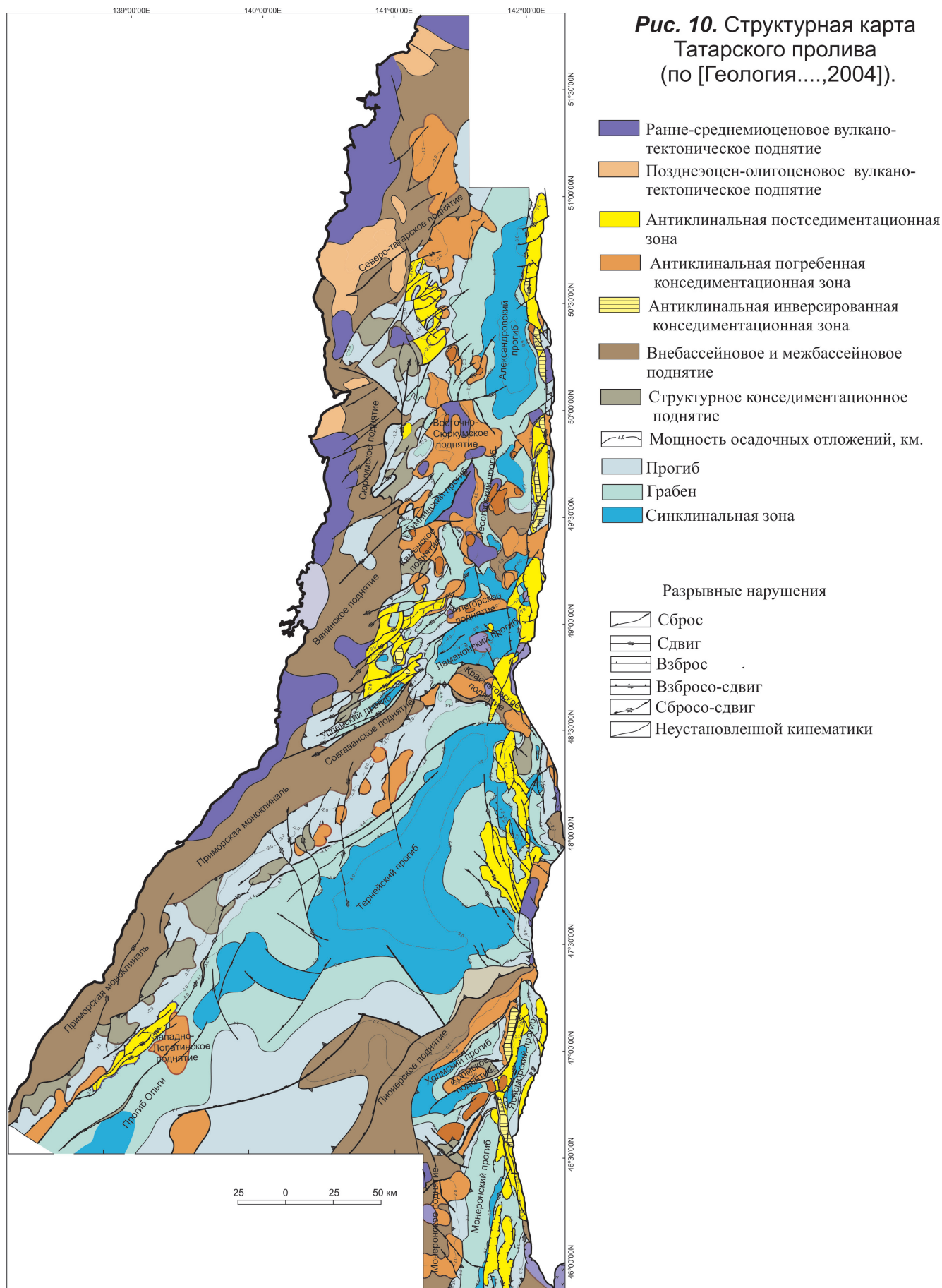


Рис. 9. Осадочные бассейны Татарского пролива и структурно-фациальные зоны кайнозоя Западно-Сахалинского террейна. (по [Геология....., 2004])

- I - Александровская структурно-фациальная зона;
- II - Углегорско-Чеховская структурно-фациальная зона;
- III - Холмско-Невельская структурно-фациальная зона.



Тумнинский, Успенский, Лесогорский и ряд более мелких прогибов. Разломы, ограничивающие эти структуры, являются преимущественно сбросами и сбросо-сдвигами, они являются в той или иной мере конседиментационными, т.е. они контролировали распределение мощностей в различные периоды их накопления (см. рис. 9).

Южно – Татарский осадочный бассейн занимает южную часть пролива, исключая шельф Юго-Западного Сахалина, относящийся к Исикари-Западно-Сахалинскому бассейну. Структура бассейна образована Приморской моноклиной и двумя глубоководными прогибами: Тернейским и Ольги (см. рис. 10).

Приморская моноклиналь протягивается вдоль побережья на расстояние около 260 км в виде полосы шириной 20-45 км и образуя полого погружающуюся в юго-восточном направлении террасированную поверхность размыва Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса. На всем протяжении она характеризуется минимальной мощностью кайнозойских осадочных отложений до полного отсутствия эоцен-среднемиоценовых комплексов, а чехол среднемиоцен-четвертичных отложений имеет мощность от 0,4 до 1,0 км.

Вдоль восточного фланга Приморской моноклинали, у подножья континентального склона развита система полуизолированных впадин позднепалеогенового заложения, Восточным ограничением этих впадин являются также погребенные конседиментационные и вулcano-тектонические поднятия, являющиеся барьерными структурными элементами, разделяющими структуры Тернейского прогиба и материкового склона.

Северо-восточное продолжение Приморской моноклинали – *Совгаванское поднятие* – разделяет приматериковые структуры Северо-Татарского и Южно-Татарского бассейнов. В своде поднятия осадочные отложения эоцена-среднего миоцена отсутствуют, средний миоцен присутствует в минимальных (до 0,3 км) мощностях, а позднемиоцен-четвертичный комплекс перекрывает поднятие без заметного изменения мощности.

Тернейский прогиб вытянут в северо-восточном направлении на расстояние 200-220 км диагонально к материковому и островному бортам. Разрез осадочных отложений прогиба, включающий слои от олигоцена до четвертичного времени, достигает в мощности не менее 8 км. Восточная окраина бассейна располагается на участке частичной инверсии в ходе четвертичных деформаций в зоне влияния разломов Западно-Сахалинской системы и частично обнажена на суше вдоль западного побережья о. Сахалин между г. Красногорск на севере до района г. Чехов

на юге. С севера прогиб граничит с *Красногорским межбассейновым поднятием*, в своде которого осадочные отложения и вулканиты олигоцена и нижнего миоцена имеют сокращенную мощность, а среднемиocen-четвертичные отложения не меняют мощности. С юго-востока прогиб ограничен *Пионерским межбассейновым поднятием* (см. рис. 10).

Прогиб Ольги представляет собой юго-западное продолжение Тернейского прогиба, от которого он отделен погребенным *Западно-Лопатинским конседиментационным вулканическим поднятием*. Мощность осадочного чехла в депоцентре прогиба превышает 6000 м. С востока прогиб ограничен Монеронским межбассейновым поднятием. Борты прогиба осложнены серией конседиментационных складок, нередко осложненных продольными разломами – сбросами и взбросами, нередко со сдвиговой компонентой перемещений. Складчато-сдвиговые дислокации «запечатаны» отложениями среднего миоцена (Геология ..., 2004).

Исикари – Западно-Сахалинский бассейн протягивается почти на 800 км от южной части Центрального Хоккайдо до Западно-Сахалинских гор при ширине от 20-25 км до 50-60 км. На юге Татарского пролива контур бассейна приурочены к его шельфовой части с продолжениями на островной суше (районы от г. Чехов на севере до мыса Крильон на юге). Его главными структурными элементами являются *Монеронский, Холмский и Ясноморский прогибы*, разделенные между собой погребенными конседиментационными и постседиментационными антиклинальными поднятиями (см. рис. 10). В депоцентрах этих прогибов мощность кайнозойских образований достигает 7 км.. Вдоль оси шельфовой части бассейна протягиваются кулисовидные син- и постседиментационные складчато-разрывные структуры, трассирующие зону *Западно-Сахалинского разлома* (Нечаюк, 2012).

Пионерское поднятие, разделяющее Южно-Татарский и Исикари-Западно-Сахалинский бассейны, протягивается в северо-восточном направлении на 141 км, при ширине до 58 км. Борты поднятия ограничены крупноамплитудными (более 2 км) конседиментационными сбросами, вероятно со сдвиговой составляющей. На юго-восточном склоне поднятия эоцен-раннемиоценовые отложения полностью выклиниваются. Поднятие перекрыто среднемиоценовыми отложениями кура-сийского комплекса.

Монеронское поднятие вытянуто в меридиональном направлении на 75 км при ширине до 25 км и образовано ранне- и позднемиоценовыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами. Фундамент поднятия полого погружается на север и восток под эоцен-раннемиоценовые отложения. В восточной части

поднятия выявлены обширные вулcano-тектонические структуры эоцен-олигоценового возраста (см. рис. 10).

Западно-Сахалинский террейн протяженностью около 625 км, образует вдоль побережья Татарского пролива полосу шириною 15-35 км от широты м. Крильон ($45^{\circ}53'$ СШ) на юге до широты с. Трамбаус ($51^{\circ}31'$) на севере. Еще севернее террейн, как и ограничивающие его разломы, перекрыты четвертичными образованиями. Границами террейна являются Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке системы разломов (Геодинамика ..., 2006).

Разломы Западно-Сахалинской системы, прослеженные, главным образом, в прилегающей к острову шельфовой части, отделяют область активно воздымающихся, порою интенсивно дислоцированных пород террейна от расположенных западнее в различной степени погруженных, но практически не деформированных также кайнозойских структур пролива (рис. 11). Непосредственная граница террейна приурочена, по-видимому, к разлому, приблизительно параллельному береговой линии и прослеженному по геофизическим данным на расстоянии 3-5 км от нее.

Восточной границей террейна является Тымь-Поронайский разлом, вдоль которого меловые породы террейна 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.

В состав террейна входят фрагменты восточных окраин перечисленных выше Северо-Татарского, Южно-Татарского и Исикари-Западно-Сахалинского кайнозойских осадочных бассейнов.

Как самостоятельная структура террейн сформирован относительно недавно – в течение последних 1.8 млн. л. и, судя по современной активности ограничивающих террейн разломов, его формирование продолжается до настоящего времени (Голозубов и др., 2012; Нечаюк 2010, 2912, 2014).

1.4.2. Кайнозойский вулканизм северо-западного побережья Татарского пролива

Со стороны материка кайнозойские породы обнажены, главным образом, вдоль западного обрамления Северо-Татарского бассейна и представлены преимущественно вулканитами. В их составе выделяют сизиманскую, кизинскую и совгаванскую свиты (Есин и др., 1992).

Сизиманская свита (палеоцен – олигоцен, 600 м) сложена базальтами, андезитобазальтами, андезитами, туфами и туффитами.

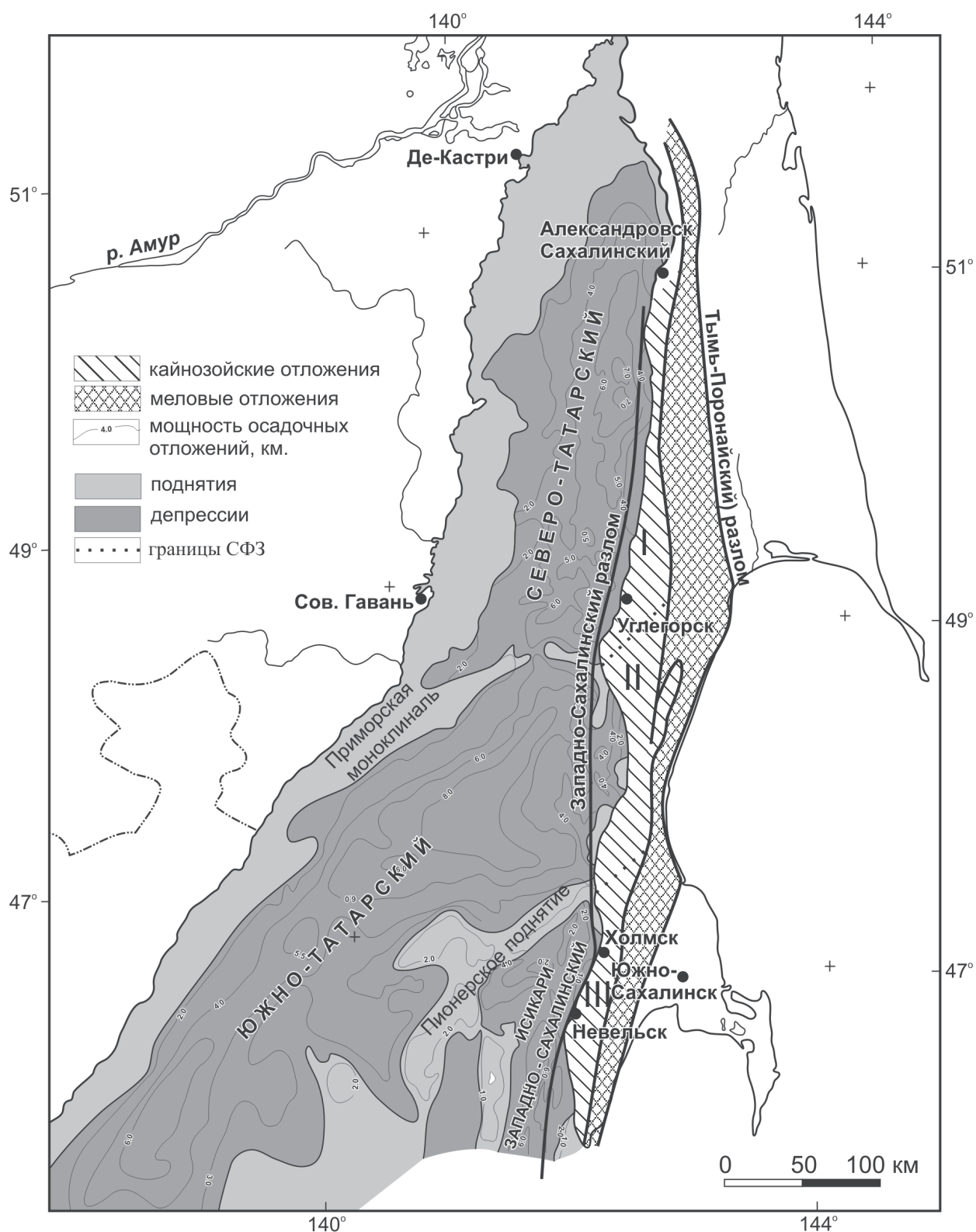


Рис. 11. Осадочные бассейны Татарского пролива и структурно-фациальные зоны кайнозоя Западно-Сахалинского террейна

- I - Александровская структурно-фациальная зона;
- II - Углегорско-Чеховская структурно-фациальная зона;
- III - Холмско-Невельская структурно-фациальная зона.

Кизинская свита (нижний-средний миоцен, до 800 м) сложена базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами и андезитами.

Совгаванская свита (плиоцен – квартер, до 400 м) сложена потоками базальтов, андезибазальтов и долеритов. В основании свиты присутствуют горизонты галечников, песков, глин и суглинков.

В акватории Татарского пролива перечисленные свиты образуют серию вулканогенно-тектонических поднятий в пределах, главным образом, Северо-Татарского, в меньшей степени – Южно-Татарского и Исикари-Западно-Сахалинского бассейнов. В обрамлении вулканических центров повсюду установлены шлейфы вулканокластических образований, фациально переходящие в «фоновые» осадочные образования депоцентров прогибов.

1.4.3. Геодинамическая интерпретация кайнозойского вулканизма Западно-Сахалинского террейна

В Западно-Сахалинском террейне вулканы представлены в составе трех свит – аракайской (олигоцен), чеховской (чеховский комплекс, миоцен) и орловской (плиоцен).

Согласно полученным к настоящему времени данным (Филатова и др., 2003; Мартынов и др., 2016) магматизм протекал в постсубдукционной обстановке растяжения, которая была обусловлена Индо-Евразийской коллизией, предопределившей, в свою очередь трансформный характер границы Евразийской и Тихоокеанской плит (Jolivet, 1990; Worral, 1996; Гранник, 2008). Эволюция кайнозойского вулканизма зон растяжения континентальной окраины происходила от шошонитов олигоцена к щелочным типично внутриплитным базальтоидам (предполагаемый нижнемантийный апвеллинг). Интенсивность нижнемантийного источника возросла в интервале плиоцен – голоцен, когда вулканизм внутриплитного типа охватил территорию завершившего развитие Японского моря.

В отношении рассматриваемого региона можно говорить о том, что вулканизм аракайского, чеховского и орловского этапов происходил в обстановке присдвигового растяжения при правосторонних перемещениях вдоль Тымь-Поронайской и Западно-Сахалинской систем разломов

1.4.4. Осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы Татарского пролива и Западно-Сахалинского террейна

Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы наилучшим образом изучены на суше, в пределах Западно-Сахалинского террейна, объединяющего, как уже говорилось, фрагменты восточных окраин Северо-Татарского, Южно-Татарского и Исикари-Западно-Сахалинского бассейнов. Этим фрагментам

соответствуют выделявшиеся ранее Северная, Центральная и Южная структурно-фациальные зоны (Маргулис, 1974, 1975), разрезы которых обнажены в Александровском, Углегорско – Чеховском и Холмско – Невельском районах соответственно. В каждой из зон разрезы расчленены на свиты, детально изученные как в литологическом, так и в биостратиграфическом отношениях (Гладенков, 2002) (рис. 12).

В кайнозойском осадочном чехле акватории Татарского пролива выделено более 10 сейсмических горизонтов, с различной степенью достоверности прослеженных в разных осадочных бассейнах и отождествляемых со структурно-седиментационными несогласиями. Пять из них: 3, 5, 6, 7 и Фа имеют региональное распространение и приняты за основу в качестве опорных горизонтов для структурных построений (Геология ..., 2004). Они разделяют разрез на акустический фундамент (Фа) и серию стратиграфических комплексов, коррелирующихся со свитами Западного Сахалина. Это (снизу вверх) западно-камышовый (эоцен), сергеевский (олигоцен-ранний миоцен), углегорский (нижний-средний миоцен), курасийский (средний-поздний миоцен) и маруямский (поздний миоцен-квартер) комплексы (Савицкий и др., 1976, 1979; Геология ..., 2004).

Ниже приведена краткая характеристика разрезов этих комплексов, составленная с использованием данных (Гладенков и др., 2002; Геология ..., 2004).

1.4.4.1. Западно-камышовый комплекс (эоцен)

Северо-Татарский бассейн. Эоценовые отложения восточной части бассейна обнажены в Александровском районе, представлены континентальными отложениями, расчлененными на каменскую и нижнедуйскую свиты. *Каменская свита (до 250 м)* перекрывает меловой фундамент с размывом, но без углового несогласия. Сложена преимущественно конгломератами, в средней части разреза иногда с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. *Нижнедуйская свита (300 – 1000 м)* залегает на подстилающих образованиях согласно, представлена терригенными отложениями – песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами с гравелитами и конгломератами. Нижняя часть свиты угленосна – обилён рассеянный обугленный растительный детрит, прослой углистых аргиллитов, часты линзы и прослой углей (рис. 13).

При перемещении в западном направлении косевой части бассейна наблюдается быстрое выклинивание перечисленных свит, здесь основание кайнозойского чехла датируется олигоценом. Соответственно, можно говорить о миграции депоцентра прогиба с востока на запад (Нечаюк, Голозубов, 2010).

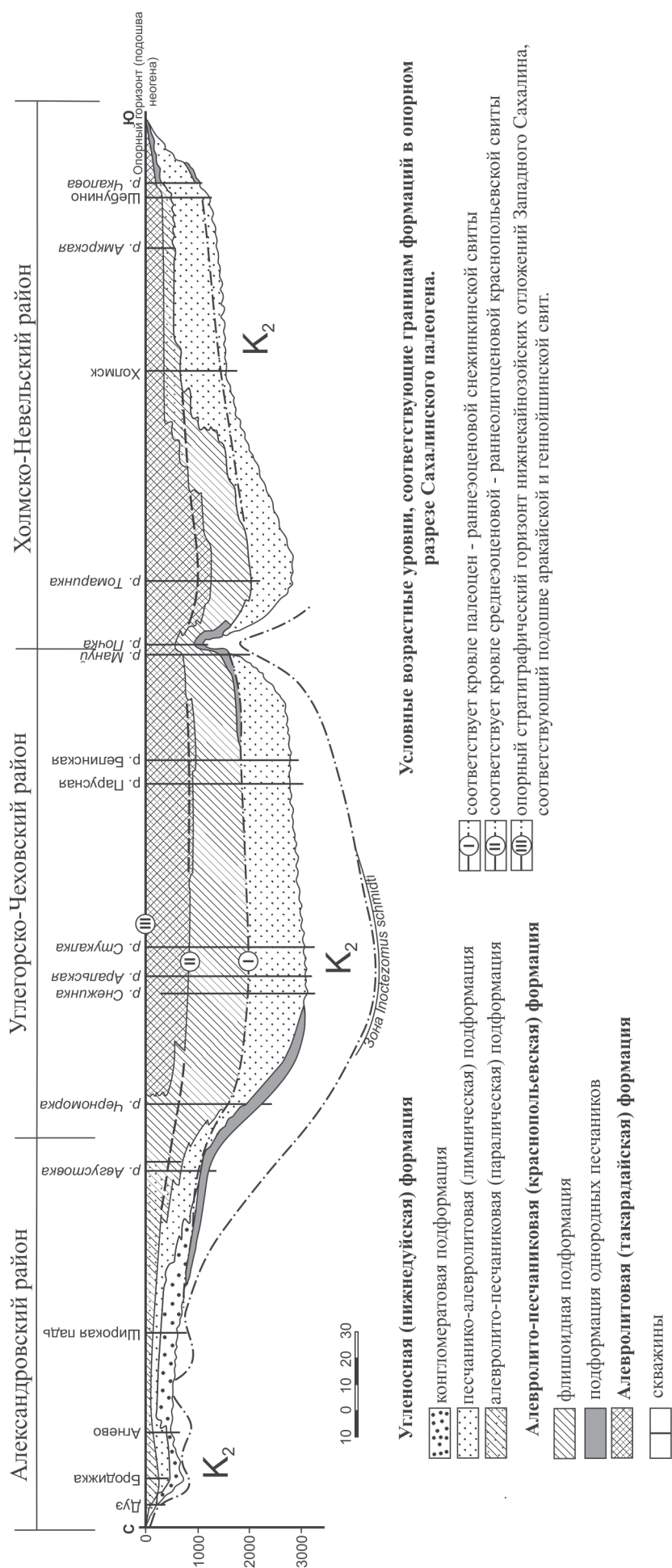


Рис. 12. Разрез вдоль структурно-формационных зон палеогена Западного Сахалина (по [Маргулис, 1974])

	Гравелиты, конгломераты
	Глины, аргиллиты
	Уголь
	Песчаник
	Алевролиты
	Туфы базальтов
	Туфогенный песчаник
	Туфоконгломераты
	Туфогенный алевролит

Сейсмо-стратиграфические комплексы

P_2 zk - западно-камышовый комплекс

$P_3^3 - N_1^1$ sr - сергеевский комплекс

N_1^{1-2} ug - углегорский комплекс

N_1^{2-3} kr - курасийский комплекс
(курасийская свита)

N_1^3 -Qmr - маруямский комплекс
(маруямская свита)

Александровский район

P_2 zk		$P_3^3 - N_1^1$ sr		N_1^{1-2} ug		N_1^{2-3} kr	N_1^3 -Qmr
P_2 km	P_2 nd	P_3^2 gn	N_1^1 hn	N_1^1 vd	N_1^2 sr		
250	1000 м	700 м	1300 м	600 м		500 м	1000 м
1250 м		2000 м		1600 м		500 м	1000 м

K_2

Суммарная
мощность 6350 м.

Углегорско-Чеховский район

P_2 zk		$P_3^3 - N_1^1$ sr		N_1^{1-2} ug		N_1^{2-3} kr	N_1^3 -Qmr
P_2^{1-2} sn	P_2^3 tk	P_3^1 tk	P_3^{1-2} ar	N_1^1 ch	N_1^1 vd		
1200 м	1100 м	850 м	900 м	600 м	1100 м	2450 м	2500 м
3150 м		2200 м		1700 м		2450 м	2500 м

K_2

Суммарная
мощность 12000 м.

Свиты

N_1^3 -Qmr - маруямская свита

N_1^{2-3} kr - курасийская свита

N_1^2 sr - сертунайская свита

N_1^1 vd - верхнедуйская свита

N_1^1 ch - чеховская свита

N_1^1 nv - невельская свита

N_1^1 hn - хойджинская свита

P_3^2 - N_1^1 hl - холмская свита

P_3^2 gn - геннойшинская свита

P_3^{1-2} ar - аракайская свита

P_3^1 tk - такарадайская свита

P_2^3 kr - краснопольевская свита

$P_{2,3}$ nd - нижнедуйская свита

P_2^{1-2} sn - снежинкинская свита

P_2^{1-2} nb - найбутинская свита

P_1 km - каменная свита

Холмско-Невельский район

P_2 zk		$P_3^3 - N_1^1$ sr		N_1^{1-2} ug	N_1^{2-3} kr
P_2^{1-2} nb	P_2^3 tk	P_3^1 tk	P_3^{1-2} ar	N_1^1 vd	
1150 м	550 м	800 м	800 м	200 м	600 м
1700 м		3400 м		200 м	

K_2

Суммарная
мощность 5900 м.

Рис. 13. Стратиграфические колонки зон Западного Сахалина и Татарского пролива

Южно-Татарский бассейн. Западно-камышовый комплекс восточной окраины бассейна обнажен на суше в Углегорско-Чеховском районе (по Гладенкову и др., 2002) или в Центральной СФЗ (по Моргулис 1974, 1975), где представлен снежинкинской, краснопольевской и такарадайской свитами. *Снежинкинская свита* (до 1200 м) в основании содержит горизонт конгломератов, чередующихся с гравелитами и с гравелистыми песчаниками. Выше залегают континентальные угленосные терригенные отложения – алевролиты и песчаники, нередко в ритмичном чередовании, с многочисленными прослоями каменного угля. И здесь базальные грубообломочные породы свиты перекрывают кампан-маастрихтскую красноярковскую свиту с размывом, но без следов сколько-нибудь выраженного углового несогласия.

Краснопольевская свита (до 1100 м) образована также обычно ритмично чередующимися терригенными породами – песчаниками и алевролитами, в меньшей степени – гравелитами и конгломератами, которые накапливались, судя по многочисленным остаткам устричных банок, уже в обстановке верхнего шельфа.

Такарадайская свита (до 850 м) представляет собой достаточно монотонную морскую алевролит-аргиллитовую толщу, местами с редкими прослоями песчаников.

Суммарная мощность западно-камышового комплекса составляет здесь более 3000 м, что значительно превышает его мощность как в Александровском, так и в расположенном южнее Холмско-Невельском районах. Следует отметить также появление здесь вначале прибрежно-морских, а в дальнейшем – и относительно глубоководных морских фаций (рис 13, 14).

Как и в предыдущем случае, при перемещении на запад, в направлении к шельфу, западно-камышовый комплекс быстро выклинивается, т. е. выходы его на суше отвечают месту расположения раннего депоцентра.

Исикари-Западно-Сахалинский бассейн является областью наибольшего распространения западно-камышового комплекса. На суше, в Холмско-Невельском районе, описанным выше снежинкинской и краснопольевской свитам соответствует *найбутинская свита*, образованная континентальными, реже прибрежно-морскими угленосными терригенными образованиями мощностью до 1150 м с базальным горизонтом грубообломочных пород, то есть южнее Углегорско-Чеховского района имеет место почти двукратное сокращение мощностей нижне-среднеэоценовых отложений при значительном сокращении морских фаций. *Такарадайская свита* (верхний эоцен, до 850 м), однако, практически не отличается от таковой Углегорско-Чеховского района, т.е. и здесь представляет

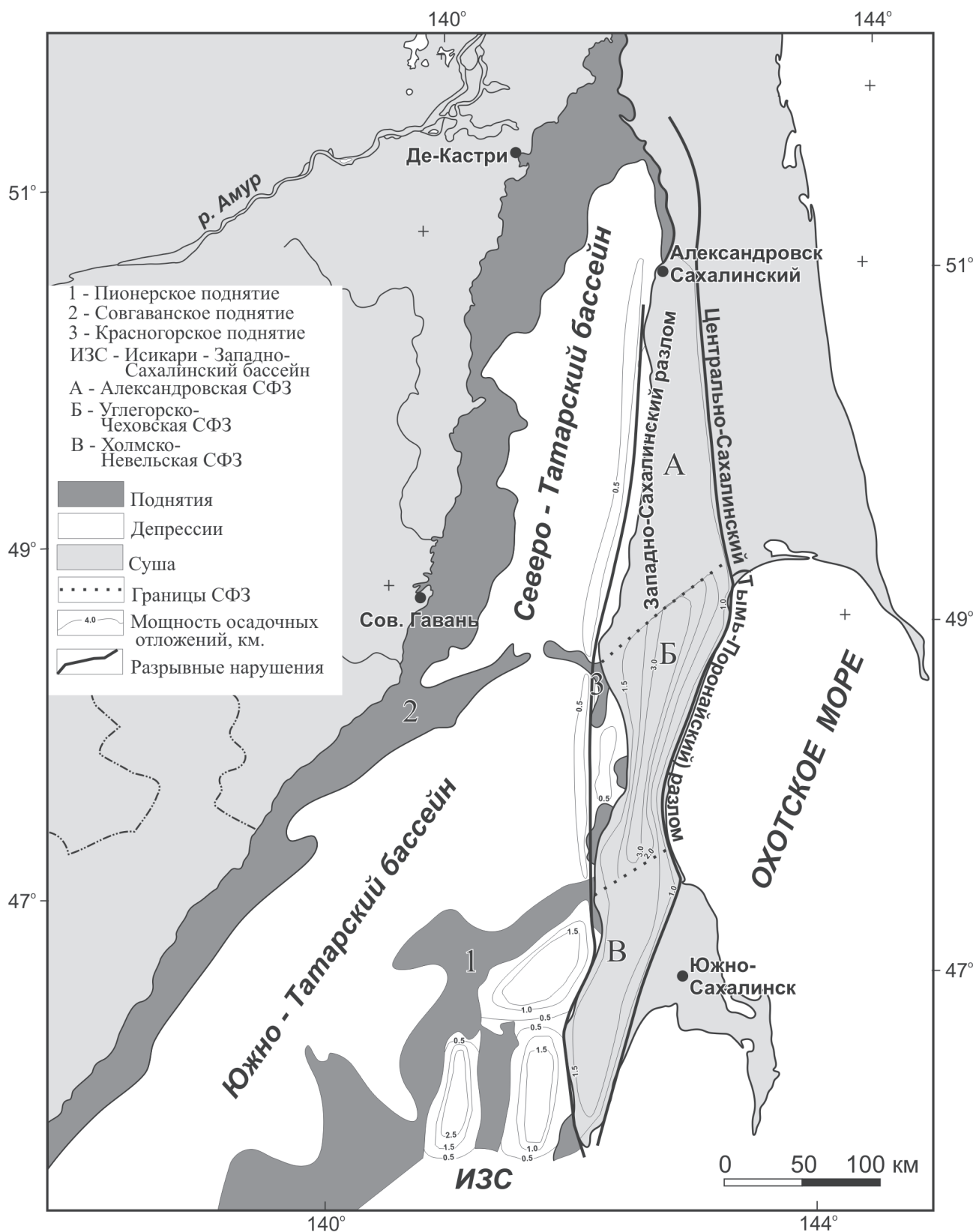


Рис. 1.4. Мощность отложений западно-камышового комплекса P_2 zk

собой достаточно монотонную морскую алевролит-аргиллитовую толщу, местами с редкими прослоями песчаников.

Суммарная мощность западно-камышового комплекса на суше составляет здесь, таким образом, до 1700 м. Западнее, в акватории Татарского пролива вплоть

до Пионерского и Монеронского поднятий комплекс повсеместно формирует нижнюю часть кайнозойского чехла и ограничен в кровле несогласием 7, а в подошве – Фа. Мощность его варьирует от 0,5-0,6 км на бортах прогибов до 0,5 км в депоцентрах Холмского, Монеронского и Ясноморского прогибов. В сводах межбассейновых Пионерского, Монеронского и Холмского поднятий отложения комплекса отсутствуют. В Виндисской, Красногорской и Кузнецовской скважинах вскрыты аналоги снежинкинской, краснопольевской и такарадайской свит, представленные чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углистых аргиллитов и каменных углей. Для «такарадайского» уровня разреза характерно широкое развитие как туфогенных, так и угленосных разностей на фоне преобладания морских мелководных осадков (см. рис. 14).

Выводы. Накопление западно-камышового комплекса осадков происходило, главным образом, в Исикари-Западно-Сахалинском бассейне. Севернее область седиментации резко сужалась. Тем не менее, отложения этого времени прослеживаются непрерывно вплоть до широты г. Александровск-Сахалинский. Главный депоцентр эоценового времени располагался в Углегорско-Чеховском районе (Нечаюк, Голозубов, 2010) Повсеместно разрез комплекса начинается с грубообломочных континентальных образований, перекрытых угленосными толщами. В Углегорско-Чеховском районе в верхней части разреза появляются, а к югу от него все большее значение приобретают прибрежно-морские отложения (Игнатова, 1980; Лисицын, 1988; Геологический..., 1978).

1.4.4.2. Сергеевский комплекс (олигоцен – ранний миоцен)

Северо-Татарский бассейн. Олигоцен – нижнемиоценовые отложения в пределах бассейна распространены повсеместно при значительной изменчивости мощностей и фаций. Отложения восточного обрамления бассейна обнажены в Александровском районе, где объединены в геннойшинскую и хойнджинскую свиты общей мощностью до 2000 м.

Геннойшинская свита (олигоцен, до 700 м) состоит из тонокообломочных терригенных пород – аргиллитов, алевролитов, содержит карбонатные конкреции и прослои карбонатизированных песчаников.

Хойнджинская свита (олигоцен – нижний миоцен, до 1300 м) представлена отдельными потоками базальтов среди пачек переслаивания серо-зеленых туфов, туффитов, лаво и туфобрекчий и туфоконгломератов, с прослоями аргиллитов и алевролитов, а также маломощными линзами углей.

В акватории пролива кровля комплекса фиксируется несогласием 6, прослеживаемом в прогибах на глубинах 4,5-6 км. В депоцентрах грабенов мощность комплекса достигает 2250 м, на остальных участках она варьирует от 600-800 до 1200 м. Отложения имеют предположительно глинисто-песчаный вулканомиктовый состав, сменяющийся песчаным и туфопесчаным на склонах поднятий. Вблизи конседиментационных вулканических поднятий осадочные отложения комплекса замещаются вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, а в сводах поднятий нередко наблюдается увеличение мощности комплекса за счет вулканических фаций.

На бортах и в сводах межбассейновых поднятий за пределами вулканических построек сергеевский комплекс резко сокращается в мощности до полного выклинивания (рис. 15).

Южно-Татарский бассейн. Сергеевский комплекс распространен в пределах Южно-Татарского бассейна также повсеместно. Кровля его устанавливается несогласием 6, прослеживаемым в депоцентре бассейна (Тернейском прогибе) на глубинах 6,5-7 км при мощности комплекса до 2000 м. Предполагается, что комплекс образован преимущественно глинистыми и кремнисто-глинистыми породами, замещающимися на склонах и в сводах вулканотектонических поднятий вулканитами и вулканогенно-осадочными породами.

На островной суше комплекс обнажен в Углегорско-Чеховском районе, где расчленен на аракайскую, холмскую и невельскую свиты. *Аракайская свита* (олигоцен, до 900 м) трансгрессивно (в основании – горизонт конгломератов мощностью до 4 м), но без углового несогласия перекрывает такарадайскую свиту. Сложена агломератовыми и псефитовыми туфами андезито-базальтов, сменяющимися как в разрезе, так и по латерали туффитами и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. *Холмская свита* (поздний олигоцен, до 1300 м) образована однородными кремнистыми алевролитами с прослоями туффитов, редко – туфов. *Невельская свита* (нижний миоцен) похожа в этом районе на холмскую, отличается присутствием пачек песчаников. Суммарная мощность холмской и невельской свит в этом районе не превышает 1300 м, а всего сергеевского комплекса – до 2200 м, т. е. в олигоцене-раннем миоцене, как и ранее, Углегорско-Чеховский район продолжал оставаться одним из главных депоцентров бассейна (рис. 15).

Исикари-Западно-Сахалинский бассейн также является областью накопления пород сергеевского комплекса. Восточная часть бассейна обнажена на суше, в Холмско-Невельском районе, где установлены аналоги описанных выше ара-

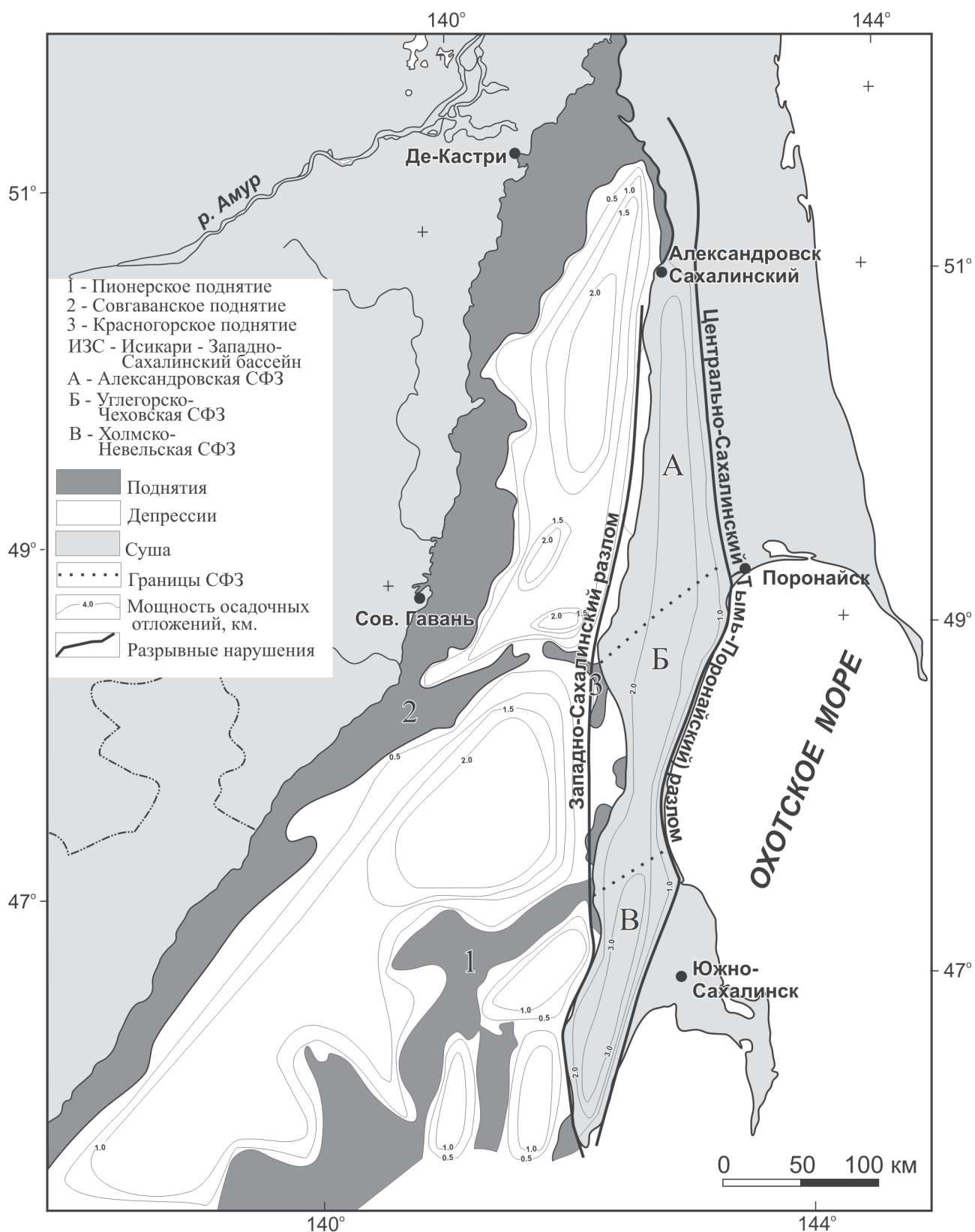


Рис. 15. Мощность отложений сергеевского комплекса $P_2^3 - N_1^1 sr$

кайской, холмской и невельской свит Углегорско-Чеховского района. *Аракайская свита* (до 800 м) в этом районе сложена преимущественно терригенными породами – песчаниками и алевролитами, горизонты туфов базальтов здесь редки и маломощны (до нескольких метров). *Холмская свита* (до 800 м) сложена здесь

преимущественно однородными кремнистыми алевролитами, а *невельская* (до 1800 м) – переслаиванием вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с горизонтами лахаровых брекчий, насыщенных обломками и глыбами базальтов. Суммарная мощность комплекса достигает здесь 3400 м, то есть более, чем вдвое превышает мощность сергеевского комплекса в Углегорско-Чеховском районе. Соответственно, можно предполагать, что именно в этом районе располагался главный депоцентр бассейнов Татарского пролива этого времени (рис. 15).

На шельфе комплекс изучен в Виндисской и Кунецовской скважинах. Вскрытая его мощность составляет 630-710 м. В разрезе отчетливо выделяются две части. Нижняя характеризуется преимущественным развитием туфов андезитов, переслаивающихся с туфовыми песчаниками, алевролитами и кремнистыми алевролитами и соответствует аракайской свите Холмско-Невельского района. Верхний подкомплекс образован чередующимися туфогенными и кремнисто-глинистыми породами и отвечает уровню холмской и невельской свит Холмско-Невельского района.

Выводы. В течение олигоцена-раннего миоцена произошло формирование бассейнов Татарского пролива в контурах, близких к современным. К стартовавшему в эоцене Исикари-Западно-Сахалинскому бассейну добавились Северо-Татарский и Южно-Татарский бассейны. Конседиментационный вулканизм проявлен, главным образом на олигоценевом (аракайском) уровне разреза комплекса (Нечаюк, 2013).

1.4.4.3. Углегорский комплекс (нижний-средний миоцен)

Отложения комплекса распространены во всех бассейнах Татарского пролива, но наибольшее их развитие как по площади распространения, так и по мощности установлено в Южно-Татарском бассейне. Максимальные мощности (2,2-2,7 км) известны в Тернейском, Успенском и Ламанонском прогибах и вдоль побережья острова в районе с. Агнево. На остальных участках Северо- и Южно-Татарского бассейнов она не превышает 1,1-1,2 км. В Исикари-Западно-Сахалинском бассейне, напротив, комплекс резко сокращен в мощности (до 0,2 км) до полного выклинивания. Такое же выклинивание комплекса установлено на склонах и в сводах межбассейновых поднятий (рис. 16).

По составу комплекс разделен на два подкомплекса. Нижний, названный чеховским (до 600 м), сложен базальтовыми вулканитами и характеризуется значительной фациальной изменчивостью. На островной суше этому подкомплексу соответствует одноименная свита. В акватории пролива подкомплекс широко развит

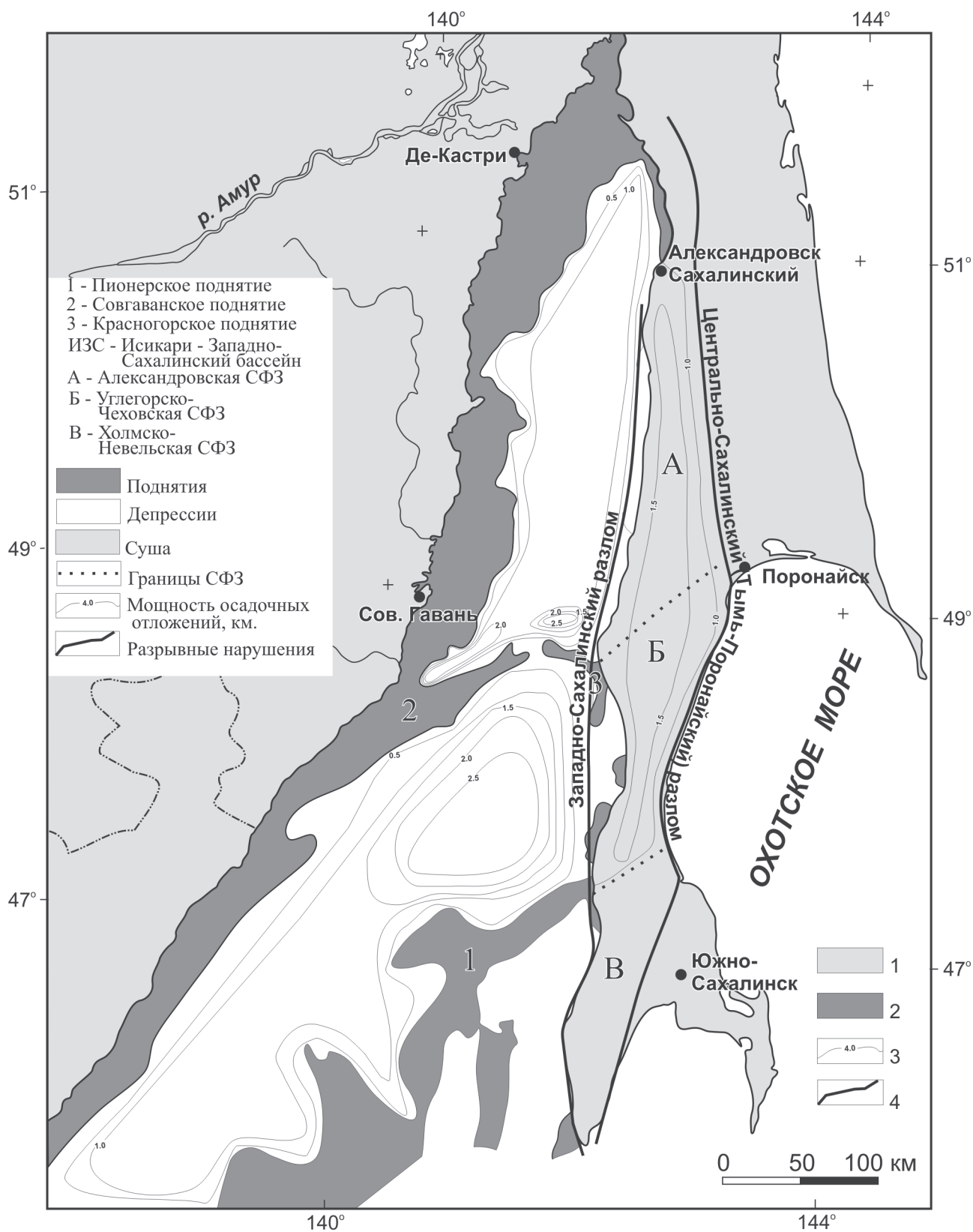


Рис. 16. Мощность отложений углегорского комплекса N_1^{1-2} уг

вокруг вулканотектонических поднятий, формируя вулканокластические шлейфы. На присахалинском шельфе подкомплекс вскрыт Ильинской скважиной, где представлен переслаиванием туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов алевролитов и аргиллитов общей мощностью около 300 м (см. рис. 13).

Верхний подкомплекс, названный верхнедуйским (до 1100 м), отделен от нижнего несогласием 5а, прослеженным на большей части акватории пролива. Он трансгрессивно перекрывает подстилающие отложения. В депоцентрах прогибов комплекс образован, главным образом, глинистыми породами. На присахалинском шельфе подкомплекс вскрыт Ильинской, Старомаячинской и, частично, Александровской скважинами, где представлен, главным образом, прибрежно-морскими и относительно глубоководными глинистыми и кремнисто-глинистыми породами с редкими прослоями каменного угля. Вдоль восточного обрамления Северо-Татарского бассейна верхнедуйский подкомплекс включает одноименную свиту, перекрытую сертунайской свитой. *Верхнедуйская свита* (до 600 м) представлена континентальными угленосными отложениями с базальными конгломератами в основании. Установлено, что в краевой части бассейна свита надстраивает сергеевский комплекс, а за его пределами, восточнее, эта же свита с размывом залегает непосредственно на породах позднемелового фундамента (районы поселков Мгачи, Мангидай, Хоэ). *Сертунайская свита* (до 1500 м) согласно перекрывает верхнедуйскую, сложена прибрежно-морскими терригенными породами – песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Выводы. В течении нижнего и среднего миоцена седиментация продолжалась в пределах, главным образом, Северо- и Южно-Татарского бассейнов. Конседиментационный базальтовый вулканизм установлен в основании комплекса, на его нижнемиоценовом уровне. Границе нижнего и среднего миоцена (16-15 млн. л.н.) отвечает время крупной структурной перестройки и связанной с ней трансгрессии (верхнедуйская свита), совпадающей по времени с главной фазой раскрытия Японского моря (Otofuji et al., 1985; Павлюткин, Голозубов, 2010; Ковылин, 1979). Средний миоцен представлен преимущественно тонкообломочными терригенными отложениями, в краевых частях бассейнов сменяющимися континентальными угленосными образованиями.

1.4.4.4. Курасийский комплекс (средний и поздний миоцен)

Курасийский комплекс (на суше – одноименная свита) распространен значительно шире выше рассмотренных комплексов, отсутствуя только в узкой (10-25 км) полосе вдоль побережья материка. Отложения комплекса накапливались в условиях глобального эвстатического подъема уровня моря, на фоне региональных нисходящих движений, что определило его общий глинистый и кремнисто-глинистый состав.

В Южно–Татарском бассейне отложения комплекса быстро наращивают мощность от приматерикового побережья к центру Тернейского прогиба от 0,2-0,4 км до 2- 2,5 км. В Северо-Татарском бассейне они также формируют относительно маломощный чехол в западной приматериковой части (от 0,2- 0,6 км до 1,0 км), закономерно увеличивающийся в мощности до 1,5-2 км в восточном направлении. Основные депоцентры прогибания и, соответственно, максимальные мощности комплекса (2,8-2,9 км.) сформированы вблизи о. Сахалин, в Ламанонском прогибе. В Исикари – Западно-Сахалинском бассейне мощность комплекса постепенно увеличивается с севера на юг, достигая в депоцентрах прогибов 1 км. Над Пионерским межбассейновым поднятием и в сводах ряда конседиментационных внутрибассейновых поднятий мощность комплекса сокращается до 0,1 км, а участками он полностью выклинивается (рис. 17).

Состав и возраст отложений курасийского комплекса изучен в ряде скважин сахалинского шельфа и наиболее детально – на суше, в Углегорско-Чеховском районе. Повсеместно разрез образован опоками, опокovidными алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями глинистых песчаников, диатомитов и известковистых алевролитов. На ряде участков в разрезе верхней половины комплекса установлены потоки базальтов, иногда образующих плато, чередующихся (или сменяющихся по латерали) с прослоями гиалокластитов, туфов и туффитов (см. рис. 13).

Выводы. В среднем и позднем миоцене продолжалось начатое в на границе раннего и среднего миоцена активное прогибание и заполнение бассейнов Татарского пролива (Нечаюк, Голозубов, 2010; Нечаюк, 2012, 2013, 2014). Проявления базальтового вулканизма характерны для второй половины этого временного интервала.

1.4.4.5. Маруямский комплекс (поздний миоцен-квартер)

Маруямский комплекс (на суше – *маруямская свита*) наиболее широко распространен в акватории Татарского пролива, трансгрессивно перекрывая все нижележащие комплексы и выклиниваясь у самого побережья материка. Подошва комплекса фиксируется поверхностью несогласия 3, погружающейся в депоцентрах прогибов до 2-3 км, (в Тернейском прогибе – до 5 км) и ассиметрично воздымающейся (полого к западу и круто к востоку) в бортах прогибов. Отложения комплекса нивелируют практически все, за исключением Монеронского поднятия. В приостровной части шельфа верхняя часть комплекса резко варьирует по мощности, отражая конседиментационные движения вдоль Западно–Сахалинс-

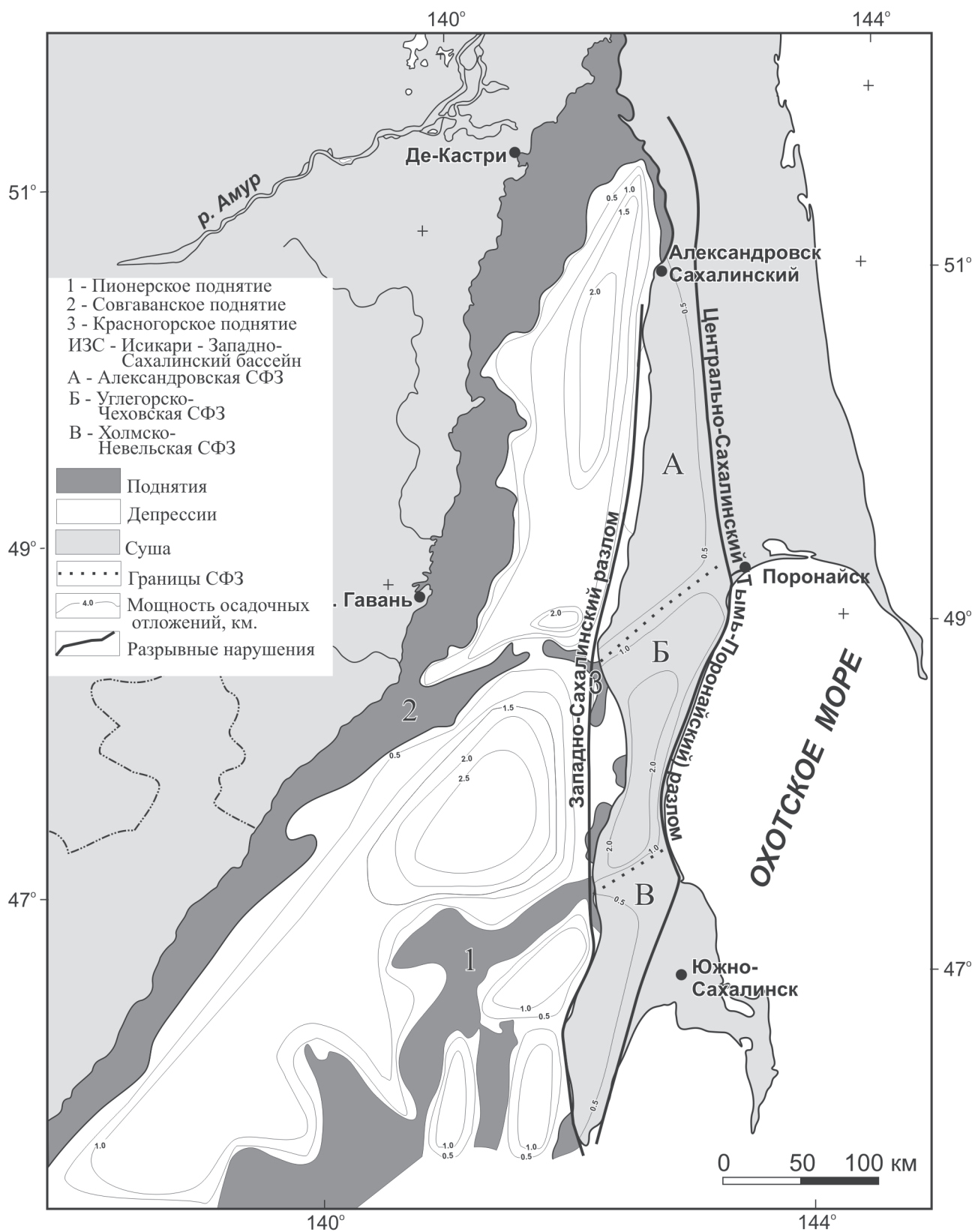


Рис. 17. Мощность отложений курасийского комплекса $N_1^{2-3}kr$

кой системы разломов. Мощность маруямского комплекса в Северо – Татарском бассейне – от 1,5 км до 2,8 км, в Южно – Татарском – от 1,7-2,3 до 5,0-5,2 км, а в Исикари – Западно – Сахалинском бассейне – до 2 км (рис. 18). Состав и возраст отложений комплекса изучен во всех скважинах сахалинского шельфа, а в Углегорско-

опоковидных глин, а также горизонты песчаников, насыщенных раковинами моллюсков. Для нижних уровней разреза характерно преобладание глинистых пород, образующих иногда отдельные пачки мощностью до 200 м, в то время, как верхи разреза повсеместно представлены песками с гравием, гравелитами и конгломератами с прослоями алевроитов и глин. На полуострове Ламанон возрастным аналогом верхней части маруямской свиты является *орловская свита* (до 600 м), представленная потоками базальтов, горизонтами их туфов (агломератовых, лапиллевых и псаммитовых) и туффитов. Для этих базальтов имеются К-Аг датировки $4 \pm 0,3$ и $4,7 \pm 0,2$ млн лет (Рассказов, 2005; Алексейчик и др., 1954; Гранник и др, 2012). В кровле видимого разреза – потоки андезитов (рис. 13).

Выводы. Для поздний миоцен-четвертичного времени характерно прогибания и заполнения осадками депоцентров всех бассейнов Татарского пролива. Проявления конседиментационного вулканизма локальны и сосредоточены на плиоценовом уровне разреза.

1.5 Миграция депоцентров

Распределение мощностей и фаций в отдельных впадинах свидетельствует о миграции депоцентров с востока на запад. Другими словами, максимальные мощности эоцен-моценовых отложений установлены вдоль западного побережья о. Сахалин, в то время, как наибольшие мощности миоцен-четвертичных образований накопились несколько западнее, в центральных частях впадин (Геология ..., 2004).

Миграция депоцентров подтверждается разрезами построенными по данным сейсморазведки и ориентированным вкрест простиранию пролива. Наибольшая мощность маруямской свиты $N_1^3 - Q$ (до 5 км) (рис. 19, 20). зафиксирована в Тернейском прогибе. В то время как западно – камышевый P_2 и сергеевский $P_2^3 - N_1^1$ комплексы имеют максимальные мощности вблизи берега о. Сахалин (Нечаюк, Обжиров, 2010) (рис. 19, 20)

Смещение депоцентров подтверждают также палеогеографические реконструкции, на которых отчетливо прослеживается смещение глубоководной зоны. В позднем плиоцене эта зона находилась на месте Тернейского прогиба, в то время как в позднем олигоцене наиболее глубоководная часть располагалась вблизи берегов о. Сахалин (рис. 19, 20).

Главной причиной миграции депоцентров на границе миоцена и плиоцена (6-7 млн. лет назад) является смена направления регионального сжатия. Смена нап-

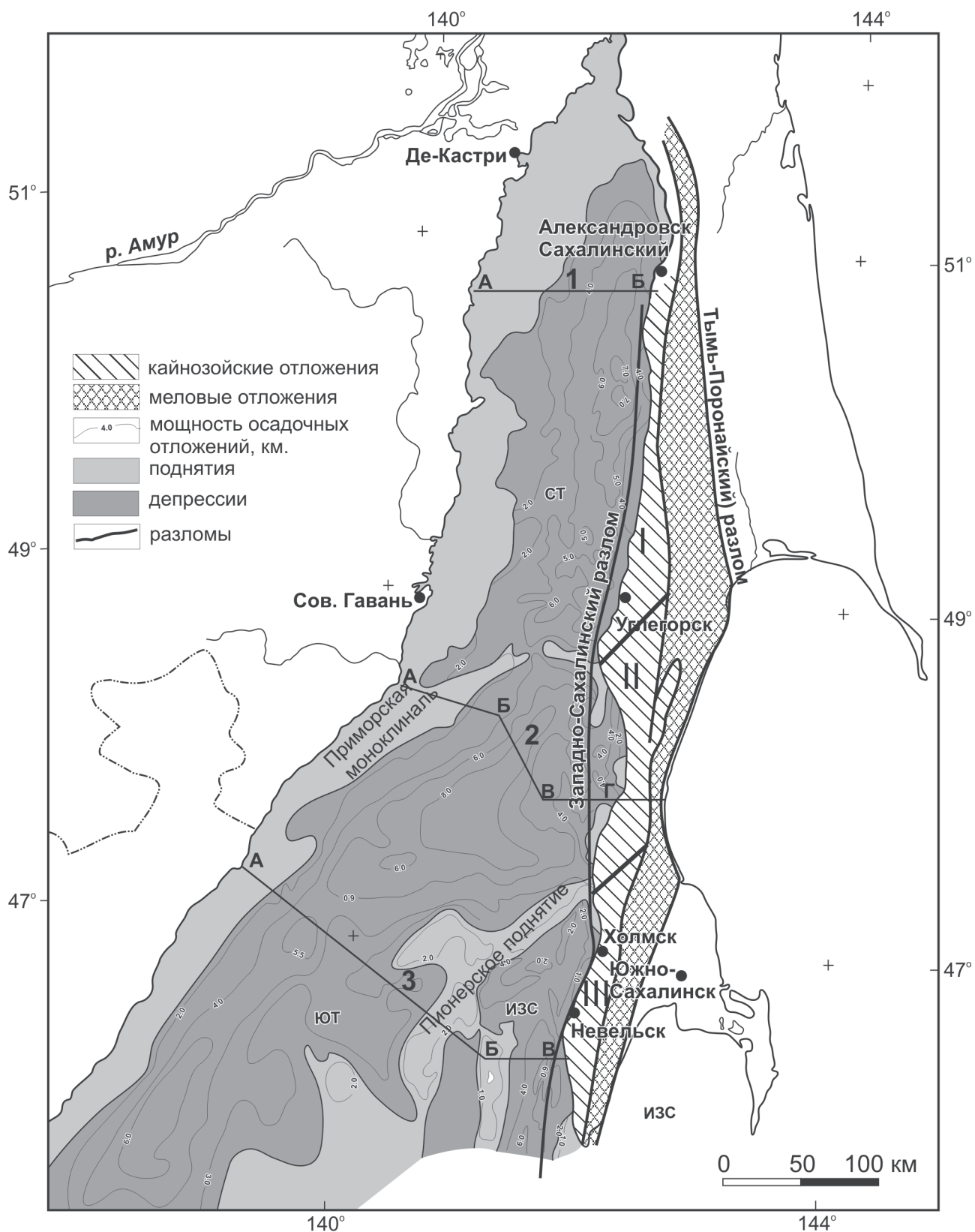


Рис. 19. Схема расположения геологических разрезов.

I - Александровская структурно-фациальная зона;
 II - Углегорско-Чеховская структурно-фациальная зона;
 III - Холмско-Невельская структурно-фациальная зона.

Геологический разрез по линии 1

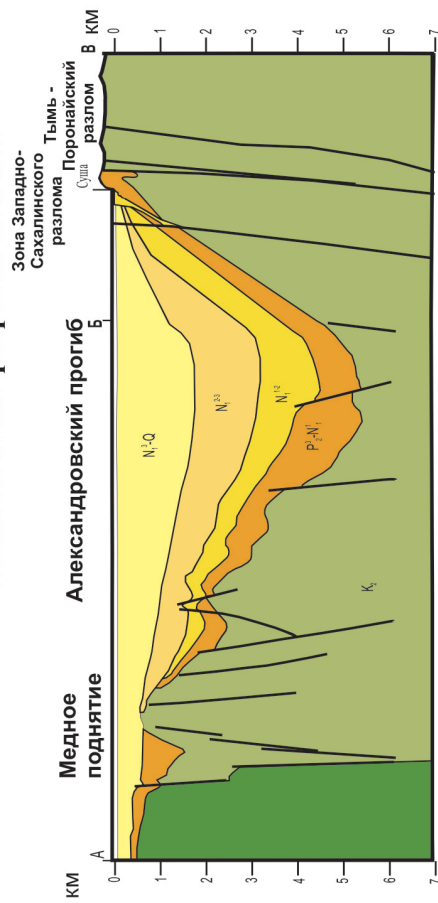
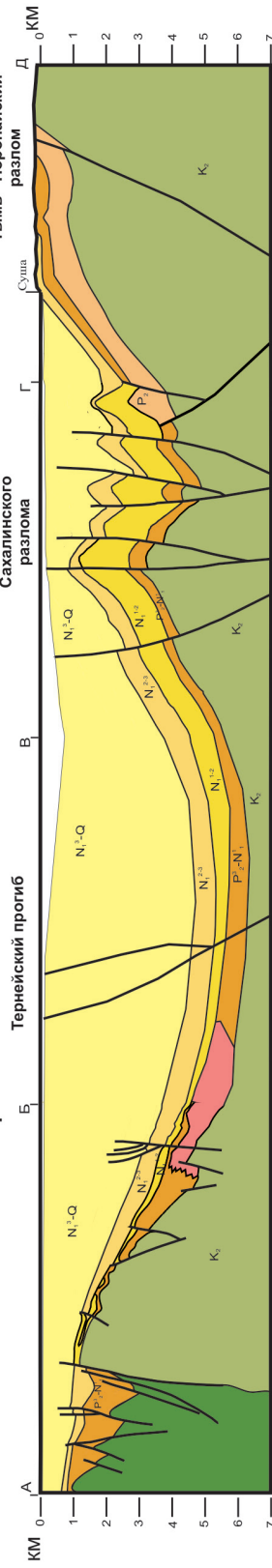


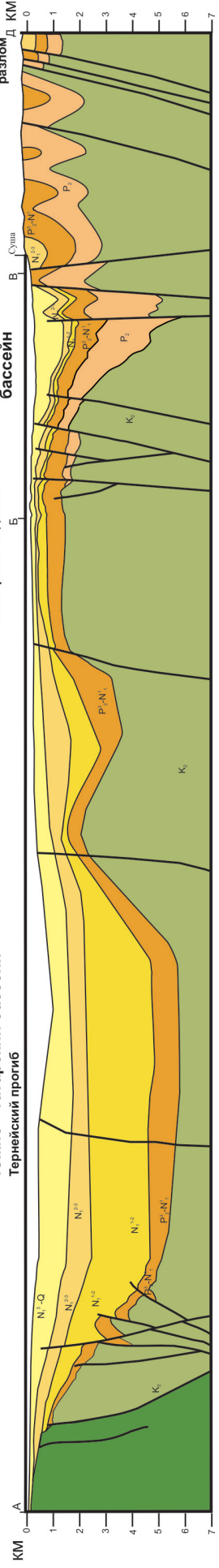
Рис. 20. Геологические разрезы (расположение разрезов на рис. 19).

- N_1^3-Q маруямский комплекс
- $N_1^{2,3}$ кураиский комплекс
- $N_1^{1,2}$ углегорский комплекс
- P_2-N_1 сергеевский комплекс
- P_2 западно-камышевый комплекс
- поздний мел (преимущественно терригенные отложения)
- Ранний мел Сихотэ-Алиня, с угловым несогласием перекрытый позднемеловыми наземными вулканитами
- $P_{2,3}$ Вулканы в составе сергеевского комплекса

Геологический разрез по линии 2
Южно - Татарский бассейн



Геологический разрез по линии 3
Южно - Татарский бассейн



равления сжатия с северо-восточного (30-60°) на субширотное (60-90°) (Рождественский, 1997) произошла 1,8 млн.л.н. При смене направления регионального сжатия части осадочных бассейнов Татарского пролива располагающиеся между Западно-Сахалинским и Тымь-Поронайским разломами были сильно деформированы и подняты выше уровня моря, образуя интенсивно размываемую систему Западно-Сахалинских гор. Вследствие этого депоцентры сместились, и в настоящее время находятся в районе Тернейского прогиба, что обуславливает накопление значительных толщ осадочных отложений современного возраста (маруямский комплекс).

Выводы из первой главы (первое защищаемое положение): Западно – Сахалинский террейн представляет собой фрагмент восточной краевой части кайнозойских осадочных бассейнов Татарского пролива (Северо-Татарского, Южно-Татарского, Исикари-Западно-Сахалинского), выведенных на поверхность в результате складчатых и разрывных дислокаций в ходе плиоцен-четвертичной инверсии (Голозубов и др., 2012; Нечаюк, Голозубов, 2010; Нечаюк, 2013, 2014).

ГЛАВА II. Кайнозойские дислокации в районе Татарского пролива и его обрамления.

2.1. Акватория Татарского пролива

Сведения о дислокациях кайнозойского чехла Татарского пролива получены на основе, главным образом, интерпретации геофизических данных – в первую очередь, сейсморазведки, гравиразведки, а также результатов изучения магнитных полей и данных о распределении теплового потока. В результате такой интерпретации (Геология ..., 2004) установлено, что при формировании структурного облика осадочного чехла существенную роль играли разрывные нарушения, которые по времени заложения и кинематике подразделяются на:

- погребенные разломы, активные в олигоцене,
- погребенные разломы ранне-среднемиоценовой фазы погружения,
- погребенные разломы, активные в позднем миоцене,
- сквозные разломы позднемиоцен-четвертичного этапа заложения и активизированные разломы раннего заложения.

Выделение этапов заложения и активизации разломов производилось по видимым на сейсмограммах эпизодам угловых и азимутальных несогласий.

Погребенные, по сути конседиментационные разломы контролируют борта как осадочных бассейнов пролива в целом, так и отдельных грабен и полуграбен в пределах этих бассейнов. Вертикальные амплитуды перемещений изменяются от десятков и первых сотен м до 2-3 км.

Для западной, приматериковой части пролива наиболее характерны **сбросы (иногда со значительной правосторонней или левосторонней сдвиговой составляющей) северо-восточного (в среднем 45°) простириания** (см. рис. 9), в целом параллельные простирианию Совгаванско-Красногорского поднятия, отделяющего Северо-Татарский бассейн от Южно-Татарского. Такая ориентировка сбросов, как и конседиментационных поднятий на фоне близкого к меридиональному простириания пролива в целом свидетельствует в первом приближении, о северо-восточном направлении сжатия в процессе седиментации, то есть в эоцен-плиоценовое время.

Несколько иная структура Исикари-Западно-Сахалинского бассейна (рис. 21), расположенного в юго-восточной, прилегающей к островам Сахалин и Хоккайдо части пролива. Бассейн попадает в зону влияния Западно-Сахалинской системы разломов меридионального простириания и состоит из серии конседиментационных прогибов – Холмского, Ясноморского и Монеронского, в которых мощность

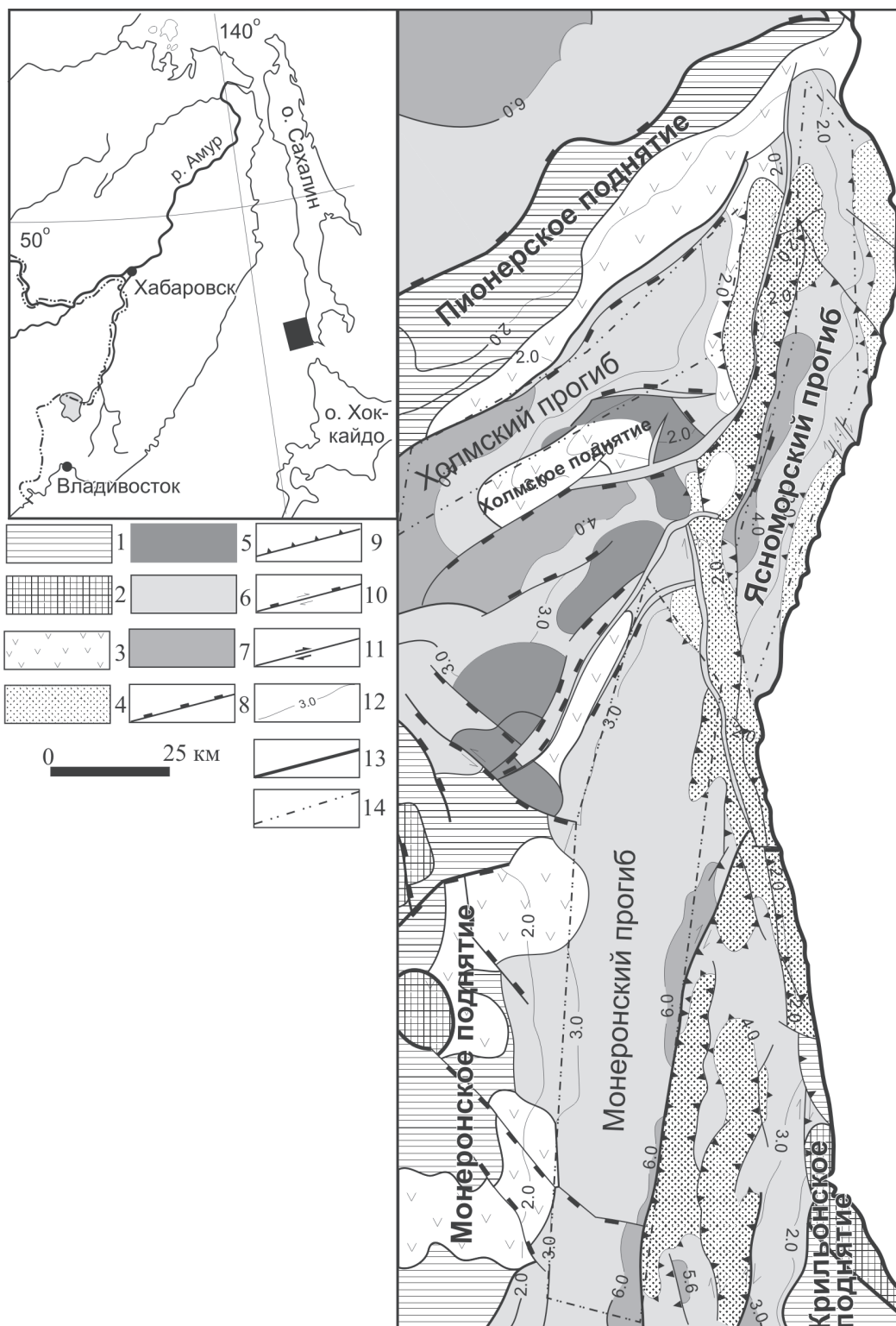


Рис. 21. Принципиальная структурная схема Исикари – Западно – Сахалинского бассейна (с использованием [Геология....., 2004]).

1 – межбассейновое поднятие; 2 – миоцен-плиоценовые конседиментационные поднятия; 3 – вулкано-тектонические миоцен-плиоценовые поднятия; 4 – постседиментационная антиклинальная зона; 5 – конседиментационная антиклинальная зона; 6 – прогибы глубиной до 3 км; 7 – прогибы глубиной от 3 до 6 км; 8 – сбросы; 9 – взбросы; 10 – сбросо-сдвиг; 11 – сдвиг; 12 – изогипсы кровли акустического фундамента; 13 – разломы; 14 – границы прогибов (pool – apart basins).

эоцен-плиоценовых отложений достигает 4 км, разделенных конседиментационными поднятиями где эти отложения либо полностью отсутствуют, либо их мощности не превышают первых сотен м. Обращает на себя внимание, что описываемые поднятия, как и Пионерское поднятие, ограничивающее бассейн с северо-запада, вытянуты, как и остальные поднятия пролива, в северо-восточном направлении. Холмский прогиб представляет собой грабен отчетливо ромбовидной формы, прямо свидетельствующей о конседиментационных правосдвиговых перемещениях вдоль разломов меридионального простирания. Иными словами, этот грабен является присдвиговым и может быть отнесен к впадинам типа pull-apart basins. Прогибание располагающихся восточнее и южнее Ясноморской и Монеронской впадин приурочено к участкам разветвления сдвиговых зон. Структурный парагенезис, включающий сбросы северо-восточного и правые сдвиги меридионального простираний, является дополнительным подтверждением северо-восточного (30-60°) направления регионального сжатия в эоцен-плиоценовое время.

Структуры сжатия – надвиги вдоль непосредственного побережья острова (рис. 22) выпадают из этого парагенезиса и являются, по-видимому, результатом более позднего, широтного сжатия, которое фиксируется с начала четвертичного времени. Судя по сейсмическим данным и по результатам GPS-наблюдений это направление сжатия продолжается вплоть до настоящего времени (Василенко и др., 2009; Ким и др., 2009; Прытков, 2008; Рогожин, 1996) (рис. 23).

В целом же в западной, приматериковой части пролива, а также в прилегающих к ним приосевых частях осадочных бассейнов пликативные дислокации проявлены слабо и преимущественно в узких приразломных зонах (Геология ..., 2004).

Иная ситуация установлена в восточной приостровной части бассейнов Татарского пролива, а также в пределах окраинных частей этих бассейнов, в начале четвертичного времени испытавших инверсию и образующих активно размываемое горное сооружение – Западно-Сахалинские горы. Область, зажата между Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской системами разломов (Западно-Сахалинский террейн) является ареной проявлений интенсивных пликативных и дизъюнктивных дислокаций, которые и составляли предмет исследований автора.

2.2. Западно-Сахалинский террейн

Западно-Сахалинский террейн прослеживается в меридиональном направлении вдоль западного побережья острова на всем его протяжении и образован слагающими одноименные горы терригенными, в значительно меньшей мере

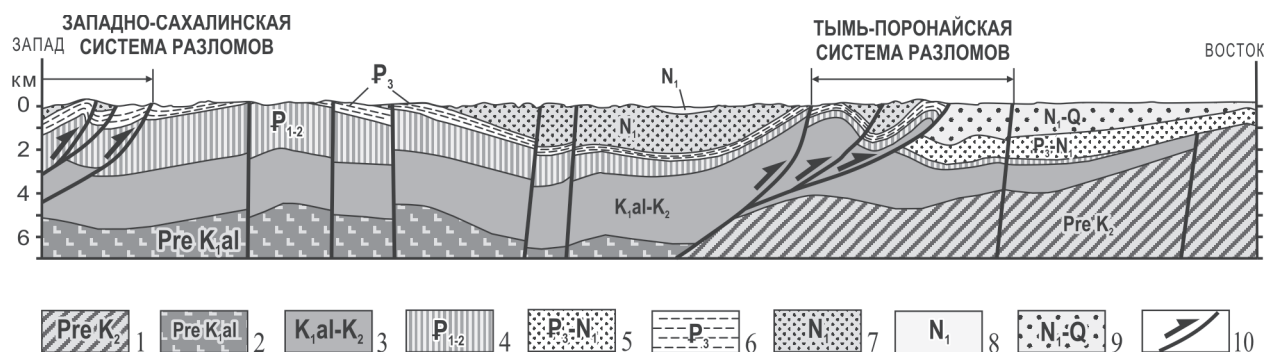


Рис. 22. Разрез вкрест структур Южного Сахалина.

Составлен О.В.Веселовым (ИМГиГ) и Н.П.Ворониным (Дальинформгеоцентр) с учетом интерпретации данных сейсмо- и гравиразведки, публикуется с разрешения авторов. Расположение см. на рис. 24.

1 – доверхнемеловые образования Сусунайского террейна; 2 – доальбские образования Западно-Сахалинского террейна; 3 – альбские и верхнемеловые отложения (айская, найбинская, быковская и красноярковская свиты); 4 – верхний палеоцен-эоценовые отложения (снежинкинская, такарадайская и аракайская свиты); 5 – олигоцен-нижнемиоценовые отложения (холмская и невелинская свиты нерасчлененные); 6 – олигоцен-нижнемиоценовые отложения (холмская свита); 7-8 – миоценовые отложения курасийской (7) и невелинской (8) свит; 9 – верхний миоцен-четвертичные отложения (маруямская свита); 10 – разломы; стрелками обозначены направления перемещения блоков.

вулканогенными породами мела и кайнозоя общей мощностью до 17000 м, причем кайнозойские породы практически повсеместно залегают на меловых хотя и с размывом, но без углового несогласия. Границами террейна являются Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке системы разломов. Разломы Западно-Сахалинской системы, прослеженные, главным образом, в прилегающей к острову шельфовой части, отделяют область активно воздымающихся, порою интенсивно дислоцированных пород террейна от расположенных западнее в различной степени погруженных, но практически не деформированных также кайнозойских структур Татарского пролива (Геология ..., 2004) (рис. 24). Вдоль Тымь-Поронайской системы разломов меловые породы террейна надвинуты на поздне-кайнозойские образования располагающейся восточнее Центрально-Сахалинской низменности, где меловые и кайнозойские терригенные комплексы распространены не так равномерно (до выклинивания отдельных возрастных уровней) и в иных фациях. Кайнозойские комплексы с угловым несогласием перекрывают здесь меловой фундамент различными своими горизонтами (Гладенков и др., 2002; Сметов, 1953). Можно предполагать, таким образом, что позднемеловые и кайнозойские образования террейна накапливались в пределах одного палеобассейна, вытяну-

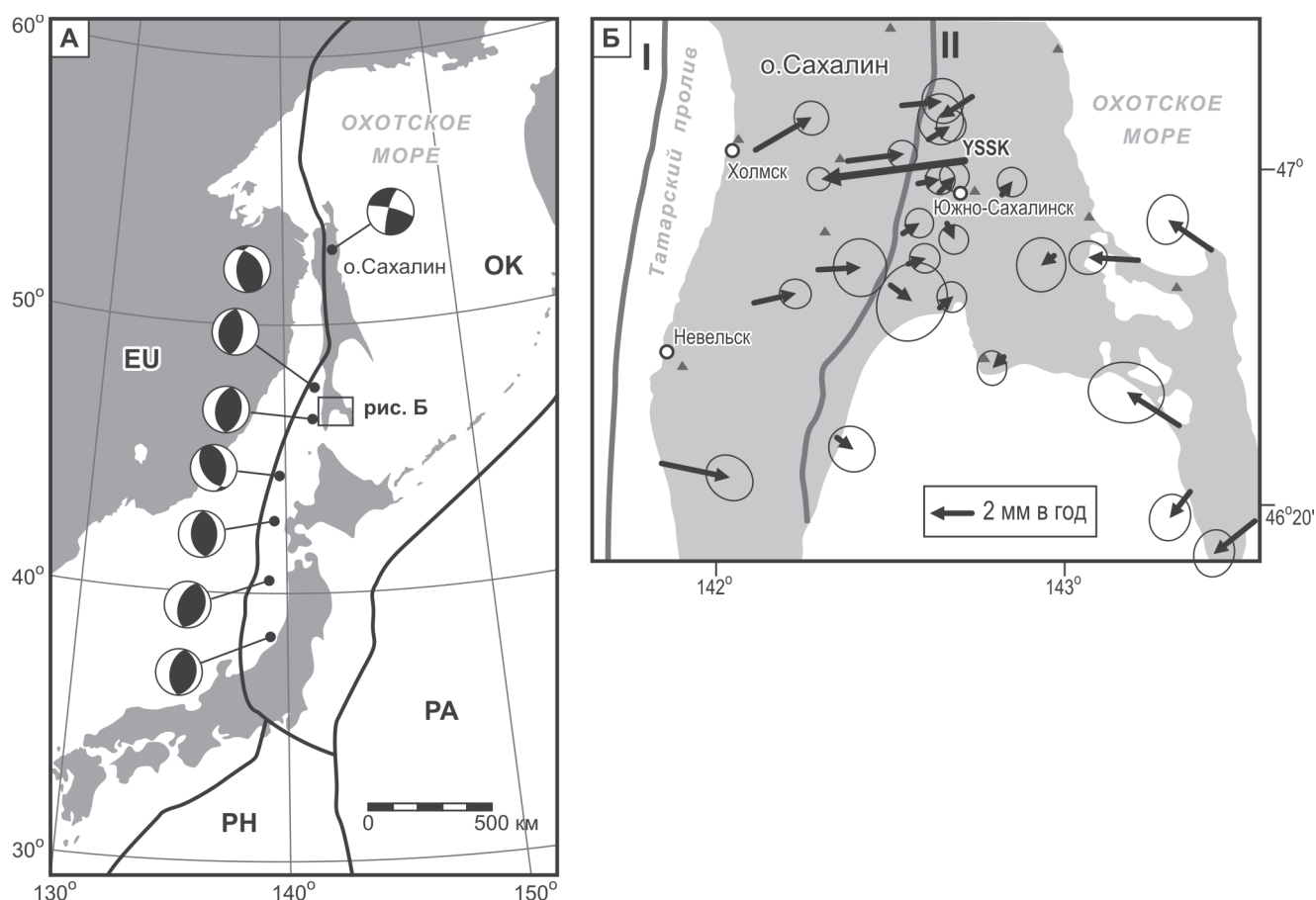


Рис. 23. Направления современных горизонтальных перемещений по данным расшифровки механизмов сильнейших землетрясений (1940-2007 гг.) вдоль западной границы Охотоморской плиты (А, по (Василенко, 2009)) и по данным GPS – наблюдений за период 1999-2005 гг. (Б, по (Прытков, 2008)).

GPS – скорости рассчитаны относительно станции в г. Южно-Сахалинск. Жирной стрелкой показана скорость и направление перемещения станции в г. Южно-Сахалинск относительно Евразийской плиты; I – Западно-Сахалинский и II – Тымь-Поронайский разломы; **EU** – Евразийская, **OK** – Охотоморская, **PH** – Филиппинская, **PA** – Тихоокеанская плиты.

того в меридиональном направлении на расстояние (с учетом продолжений на о. Хоккайдо) не менее, чем на 1100 км при ширине до 100 км.

2.2.1. Палеострессы четвертичного этапа деформаций.

Пликативные дислокации района хорошо изучены предшественниками в процессе геологосъемочных работ с использованием данных дешифрирования аэрофотоснимков и интерпретации геофизических материалов. Наиболее древние, позднемиоценовые породы прослежены непрерывной полосой вдоль восточной границы Западно-Сахалинского террейна. Западнее, вплоть до побережья Татарского пролива обнажены кайнозойские толщи, смятые в серию относительно просто

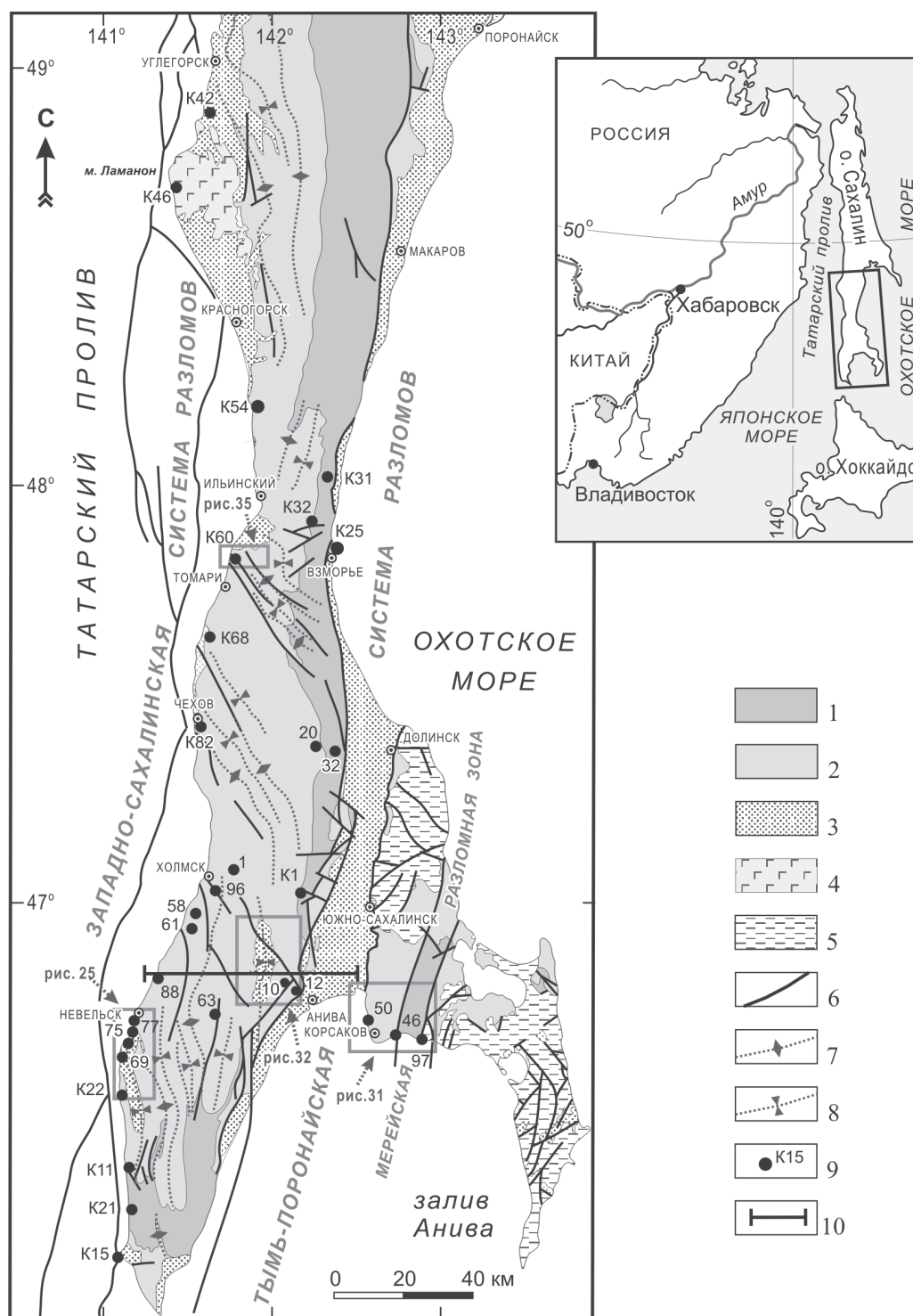


Рис. 24. Схема расположения основных структур Южного Сахалина.

1 – альбские и верхнемеловые терригенные, частью туфово-терригенные образования; 2 – палеоцен – миоценовые терригенные, реже вулканогенные образования; 3 – миоцен – четвертичные терригенные образования; 4 – плиоценовые базальты; 5 – меловые и палеоцен-эоценовые аккреционные комплексы Сусунайского, Тонино-Анивского и Озерского террейнов; 6 – разломы; 7 – оси антиклиналей; 8 – оси синклиналей; 9 – точки структурно-тектонических наблюдений и их номера; 10 – линия разреза (см. рис. 22).

построенных синклиналей и антиклиналей ССЗ и меридионального простирания (см. рис. 22, 24). ССЗ ориентировки осей складок наблюдаются в приосевой части террейна, а по мере приближения к западной и восточной его разломным границам слои приобретают меридиональное простирание. Можно говорить, таким образом, о том, что при складкообразовании, в первом приближении, преобладали ВСВ (до широтного) направления регионального сжатия. Углы падения крыльев складок редко превышают $30-40^\circ$, а в приосевых частях синклиналей нередко наблюдаются близкие к горизонтальным залегания. На этом фоне выделяются участки весьма интенсивных дислокаций в зонах влияния как Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской систем разломов, так и ряда разломов меридионального и СЗ простирания, пересекающих приосевую часть террейна. В этих зонах слои приобретают крутые (до вертикальных) падения, иногда наблюдаются опрокинутые и лежащие микроскладки.

Примером может служить изученная нами «зона крутых залеганий» (термин В.С.Рожественского, (Рожественский, 1999)) вдоль побережья Татарского пролива у г. Невельск.

Дислокации миоценовых комплексов в районе г. Невельск. Город занимает узкую полосу протяженностью около 7 км между морем и круто воздымающимися скалами, сложенными часто чередующимися вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами невелинской свиты (ранний миоцен), пласты которых имеют крутые ($45-80^\circ$) падения на З и ЗСЗ ($265-285^\circ$), в сторону пролива (рис. 25, 26 А).

В скалистом бенче, который поднялся выше уровня моря во время землетрясения 2 августа 2007 года и таким образом нарастил территорию г. Невельск, обнажена зона интенсивно рассланцованных алевролитов и алевроаргиллитов с разлинзованными слойками песчанистых алевролитов и тонкозернистых песчаников мощностью редко более 10 см. Простирание сланцеватости СЗ $330-340^\circ$, падение преимущественно на ЮЗ под углами $70-90^\circ$ (рис. 26, Б). Видимая мощность зоны превышает 300 м, а деформированные породы в ее пределах принадлежат, по-видимому, верхнедуйской угленосной свите, граничащей по разлому с расположенной восток-северо-восточнее невелинской свитой. Рассматриваемый разлом является составной частью Западно-Сахалинской системы разломов, прослеженных как в шельфовой части Татарского пролива, так и вдоль его побережья. По данным интерпретации материалов сейсмо- и гравиразведки, разломы этой системы на глубинах 2-5 км становятся более пологопадающими и, возможно, объединяются в один крупный надвиг (см. рис. 22). Примечательно, что по мере удаления от

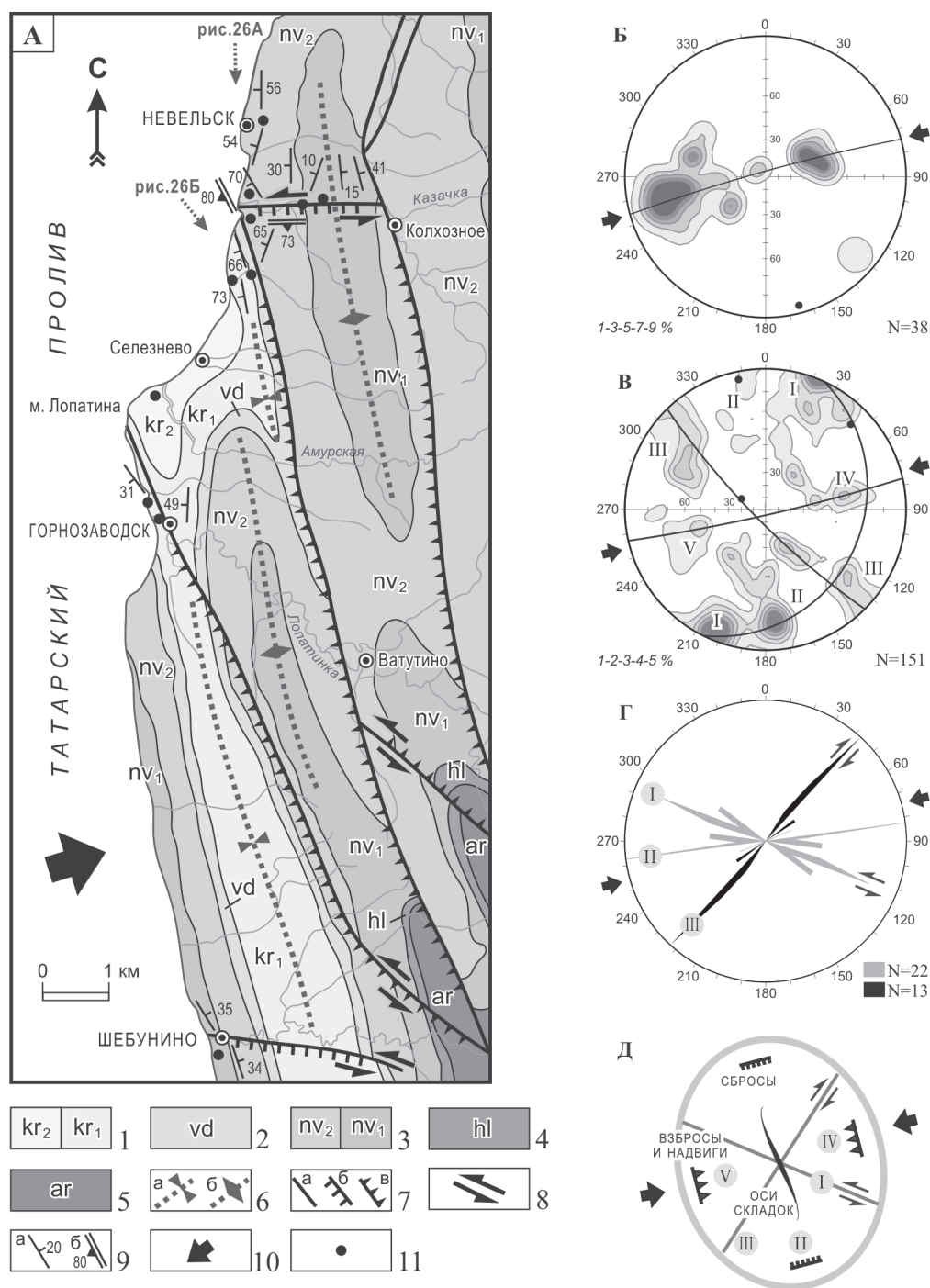


Рис. 25. Геолого-структурная схема района г. Невельск (А, с использованием [Ким и др., 2009]), диаграммы ориентировок слоистости (Б, с использованием [Василенко и др., 2009]), разрывов (В), роза-диаграмма левых (серое) и правых (черное) сдвигов (Г) и схема структурных парагенезисов (Д). Положение района см. на рис. 22.

1 – верхнемиоценовая курасийская свита: нижняя подсвита (kr_1) – кремнистые аргиллиты, опоки), и верхняя подсвита (kr_2) – песчаники с прослоями алевролитов; 2 – среднемиоценовая верхнедудуйская свита (vd) – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, пласты каменного угля; 3 – нижнемиоценовая невелинская свита: нижняя подсвита (nv_1) – песчаники с прослоями алевролитов и верхняя подсвита (nv_2) – переслаивание песчаников и алевролитов; 4 – олигоцен-нижнемиоценовая холмская свита (hl) – алевролиты с прослоями песчаников; 5 – эоцен-олигоценная аракайская свита (ar) – песчаники с прослоями туфов базальтов; 6 – оси синклиналей (а) и антиклиналей (б); 7 – разломы (а), в том числе – с предполагаемыми сбросовыми (б) и взбросовыми (в) компонентами перемещений; 8 – направления горизонтальных перемещений; 9 – ориентировки слоистости (а) и сместителей разломов (б); 10 – направление сжатия; 11 – точки структурных наблюдений, результаты которых сведены на прилагаемых диаграммах.

На диаграммах в проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) изображены: изолинии плотности в процентах, экваторы поясов разрывов и слоистости (дуги больших кругов) и их оси (точки). Римскими цифрами обозначены системы разрывов. N – количество замеров.

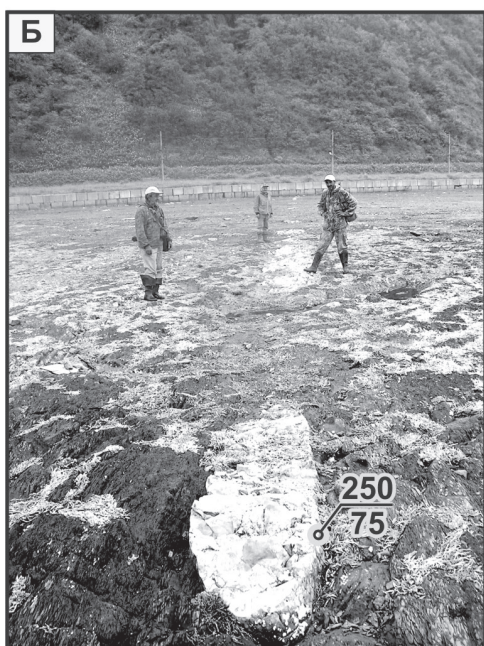


Рис. 26. Деформации миоценовых отложений в районе г. Невельск.

А – отпрепарированные в рельефе крутопадающие поверхности напластовани песчаников невелиской свиты; **Б** – расплющенные крупные мергелистые стяжения в рассланцованных глинистых сланцах верхнедуйской свиты на осушенном участке бенча (южная окраина г. Невельск).

разлома на восток слои быстро приобретают более пологие падения, вплоть до горизонтальных залеганий.

Статистический анализ пространственного взаимоотношения складчатых и разрывных дислокаций этого района (см. рис. 25, А) показывает следующее. Главные максимумы слоистости объединяются в пояс с пологим (5°) погружением оси на СЗ (345°) (см. рис. 25, Б). Среди разрывов доминируют крутопадающие субширотного и северо-восточного простираний (I-III системы), реже проявлены скольжения вдоль напластования (IV-V системы) (см. рис. 25, В). По кинематическим характеристикам разрывов с достоверно установленными направлениями сдвиговых смещений установлено, что левые (I система) и правые (III система) сдвиги образуют динамопару, биссектриса которой указывает на ВСВ (75°) сжатие (см. рис. 25, Г). При таком одноосном поле напряжения в этом районе обнаруживается пол-

ное соответствие структурных парагенезисов: складок (см. рис. 25, Б), близпослойных (IV-V системы) разрывов, сбросов (II система) и сопряженных левых (I система) и правых (III система) сдвигов (см. рис. 25, Д).

BCB сжатие, реконструируемое по данным изучения пликативных и дизъюнктивных дислокаций, хорошо увязывается с направлениями современных перемещений блоков, полученных как с использованием GPS-наблюдений (Василенко и др., 2009), так и на основе данных, полученных при расшифровке механизмов землетрясений в этом регионе, в том числе – и Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. (см. рис. 23). В частности, установлено, что в пределах шельфа вдоль одного из разрывов меридионального простирания, падающего на запад под углами 38-48°, на глубине около 11 км во время Невельского землетрясения произошла чисто взбросовая подвижка, а поднятый выше уровня моря бенч располагался, по-видимому, висячем боку этого взброса.

Дислокации миоценовых пород у с. Новоселово. Вдоль побережья Татарского пролива у с. Новоселово алевролито-глинистая курасийская свита обнажена в крыле брахисинклинали, открывающейся в СЗ направлении и окаймляющейся песчаниками сертунайской и туфами базальтов чеховской свит. Пространственное распределение замеров слоистости позволяет предполагать формирование складчатой структуры участка в условиях СВ сжатия (рис. 27, А). Сместители разрывов, осложняющих строение этой складки, имеют крутые падения на юг и ЮЗ и группируются в пояса с близвертикальным погружением осей, что характерно для сдвигового характера перемещений (рис. 27, Б). На поверхностях сместителей разрывов достоверно установлены следы только левосторонних движений. Парагенезис складок СЗ простирания с левыми сдвигами ЗСЗ и широтного простираний позволяет и здесь реконструировать СВ направление сжатия (см. рис. 25).

Район полуострова Ламанон, приустьевая часть руч. Орокес образованы относительно молодыми терригенными отложениями, объединенные в маруямскую свиту (миоцен-плиоцен), перекрытыми плиоценовыми базальтами орловской свиты. В приустьевой части руч. Орокес маруямская свита представлена весьма слабо литифицированными песчанистыми алевролитами, которые чередуются с рыхлыми среднезернистыми песчаниками, содержащими гравий и гальку, а порою многочисленные раковины двустворок. Породы образуют крыло складки с крутыми (65-80°) падениями слоистости на ЮЗ (240-250°), что отвечает BCB (60°) направлению сжатия. Терригенные породы вмещают здесь силл базальтов мощностью около 40 м (рис. 28), образующих, очевидно, субвулканическое тело орловского комплекса.

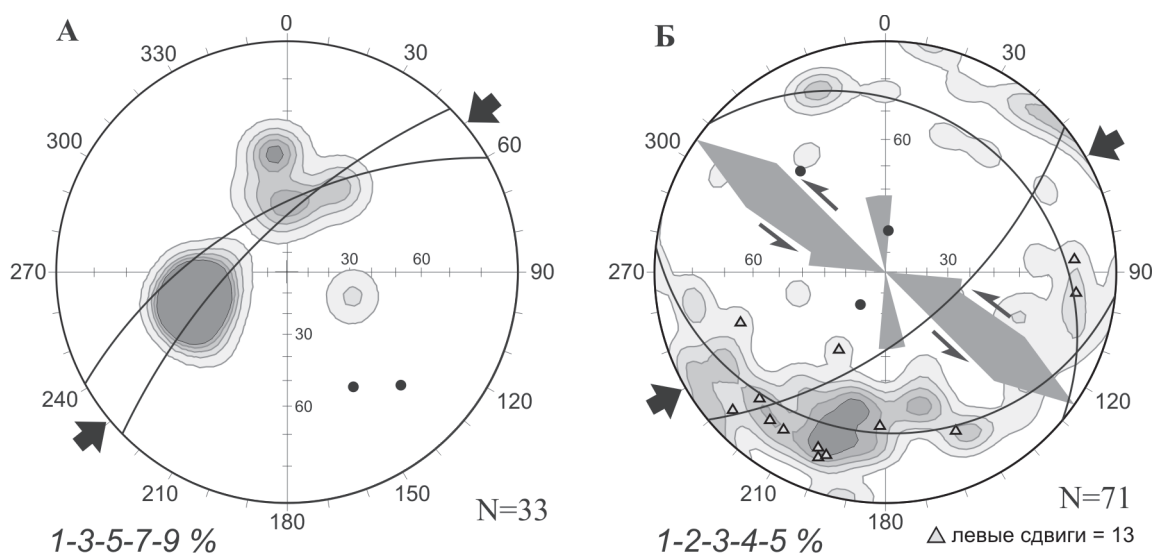


Рис. 27. Ориентировки слоистости (А) и разрывов (Б) в обнажениях вдоль побережья Татарского пролива у с. Новоселово.

На розе – диаграмме показаны простирания разрывов с установленными лево-сдвиговыми штриховками скольжения.

Пояснения к диаграммам см. на рис. 25.

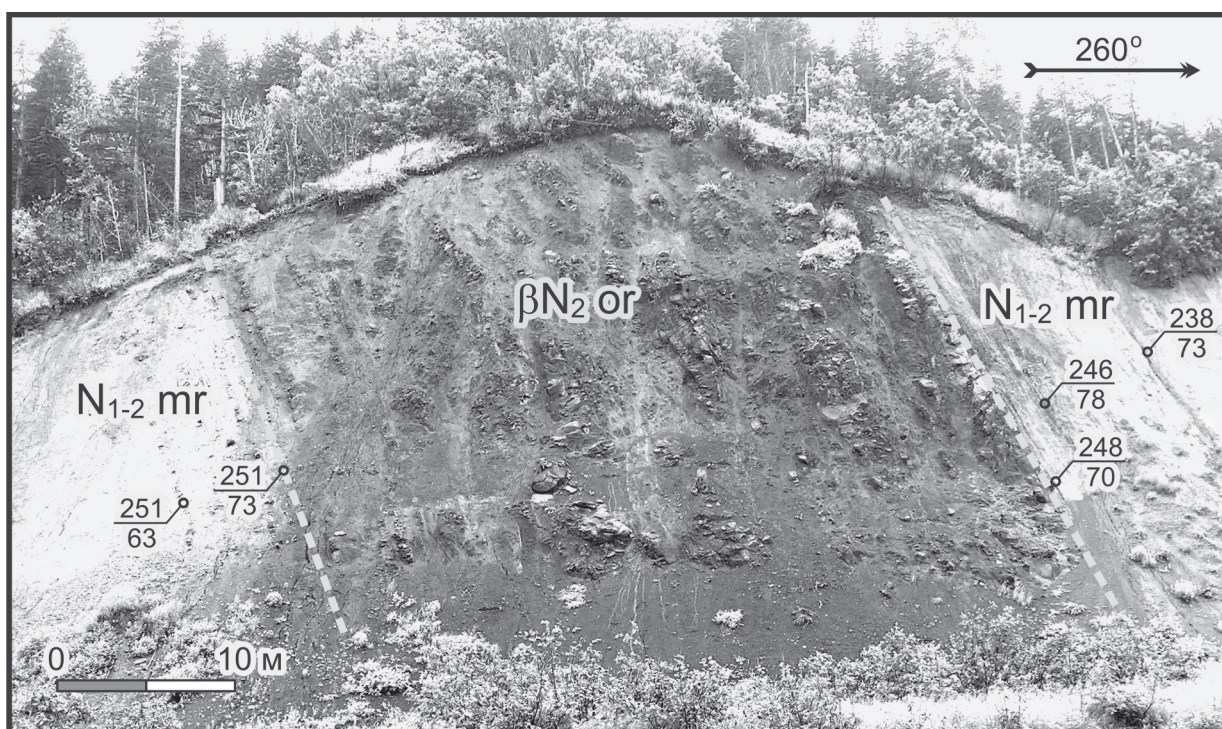


Рис. 28. Обнажение маруямской свиты, содержащей силл плиоценовых базальтов.

Точка K42, приустьевая часть руч. Орокес. Элементы залегания: в числителе – азимут, в знаменателе – угол падения

Псаммитовые и агломератовые туфы, разделяющие потоки базальтовых лав орловской свиты на полуострове Ламанон, дислоцированы относительно слабо, однако в том же стиле, т.е. оси складок ориентированы преимущественно в ССЗ

направлении (рис. 29). На поверхностях сместителей разрывов СВ (30°) простирания в орловской свите в нескольких случаях обнаружены следы правосдвиговых перемещений, что является дополнительным подтверждением вывода о ВСВ направлении регионального сжатия. Для этих базальтов имеются К-Аг датировки 4 и 4.7 млн лет (Рассказов и др., 2005).

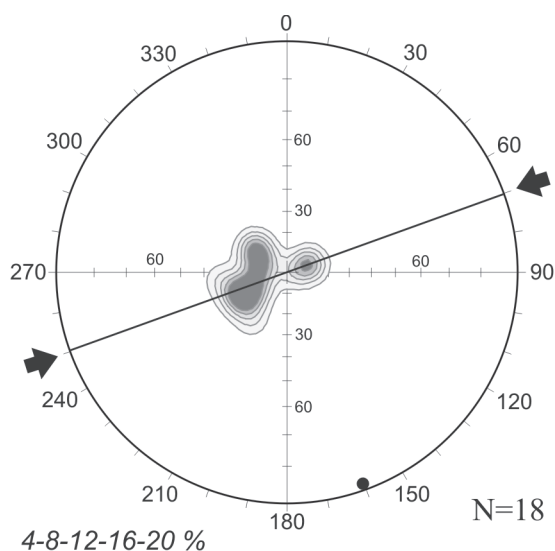


Рис. 29. Ориентировки слоистости в вулканитах орловской свиты (плиоцен).

Пояснения см. на рис. 25.

Особо отметим, что каких-либо различий в стиле складчатости слоев различного возраста (от позднего мела до плиоцена) изученной части Западно-Сахалинского террейна как предшественниками, так и нами не установлено. Для примера на рисунке 30 приведены абсолютно идентичные ориентировки слоистости верхнемеловых (точка 32) и среднемиоценовых (курасийская свита, точка 75) отложений. Обе точки располагаются вблизи ограничивающих террейн Тымь-Поронайской и Западно-Сахалинской систем разломов, в связи с чем здесь наблюдаются относительно крутые (45-75°) падения слоев.

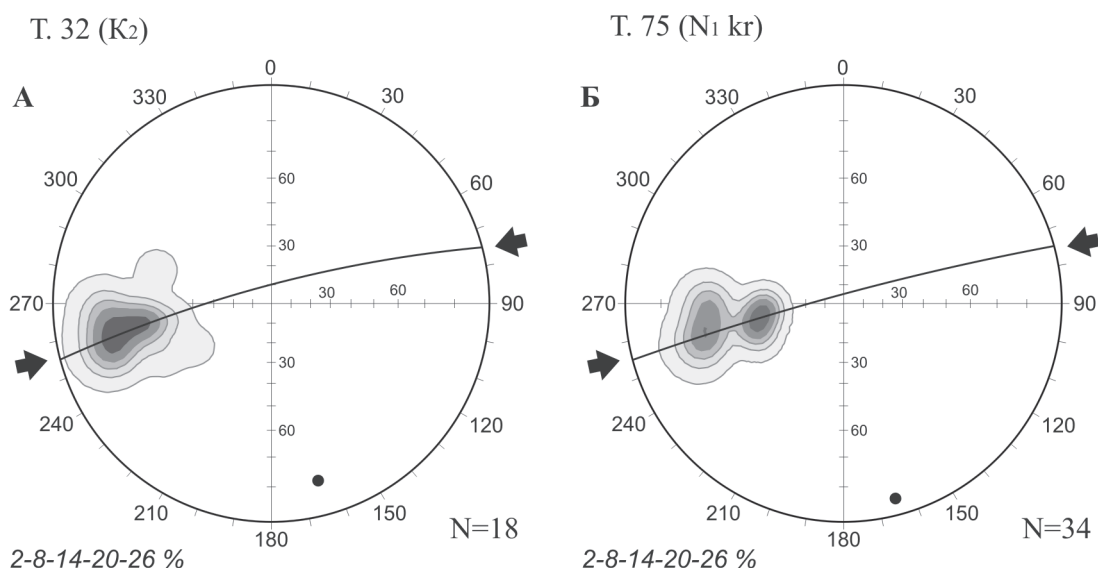


Рис. 30. Ориентировки слоистости позднемеловых (А) и среднемиоценовых (Б) отложений Западно-Сахалинского террейна.

А – точка 32, обнажения вдоль р. Найба у пос. Быков; Б – точка 75, обнажения вдоль руч. Каменистого (южная окраина г. Невельск). Пояснения к диаграммам см. на рис. 25.

Вывод. Таким образом, достаточно устоявшиеся представления о доминировании восток-северо-восточного (до широтного, 60-90°) сжатия в процессе формирования складчатых и разрывных структур Западно-Сахалинского террейна в позднем кайнозое (Рождественский, 1997, 1976; Рогожин, 1996) подтверждены наблюдениями на большинстве изученных объектов.

2.2.1.1. О проявлениях северо-западного регионального сжатия.

На ряде участков получены данные, в той или иной мере осложняющие изложенную выше модель, а порою ей и противоречащие. Так, на юго-восточном окончании острова в районе г. Корсаков обнаружены парагенезисы структур, свидетельствующих о северо-западном направлении сжатия. В первую очередь, речь идет о складках, оси которых имеют северо-восточное простирание и разрывах с левосторонней компонентой смещения, ориентированных в ССВ и меридиональном направлениях. Наиболее яркие проявления северо-западного направления сжатия установлены восточнее Тымь-Поронайской системы разломов, в пределах т.н. Мерейской разломной («шовной» по (Жаров, 2004)) зоны.

Дислокации меловых и кайнозойских пород в районе г. Корсаков. Меловые и олигоцен-миоценовые образования этого района смяты в систему складок СВ простирания с пологим (10°) погружением осей в ЮЗ направлении (рис. 31, А, Б). Структурный парагенезис сдвигов ССВ простирания (I система, рис. 31, В) и косо ориентированных к ним складок СВ простирания (рис. 31, Б) указывает на формирование этих структур в результате СЗ направления сжатия и, соответственно, на преимущественно левосторонние перемещения вдоль Мерейской разломной зоны. Ситуация во многом аналогична раннемеловым структурам Сихотэ-Алиня, формирование которых происходило в обстановке ССЗ регионального сжатия (Уткин, 1978). Правосторонние и сбросовые перемещения, следы которых также установлены на поверхностях разрывов, являются, по-видимому, более поздними и менее интенсивными – в современной структуре они практически не отразились. Следует отметить, что складчатые и левосдвиговые дислокации наложены здесь как на меловые, так и на олигоцен-миоценовые образования, то есть они происходили в неоген-четвертичное время.

Северо-западнее, в районе г. Холмск, в бассейне р. Лютога, в верховьях р. Красноярка и в ряде других мест установлены аномальные, СВ (до широтных) простирания крыльев и осей складок. Показателен в этом отношении пример дислокаций часто переслаивающихся туфовых песчаников и алевролитов невелись-

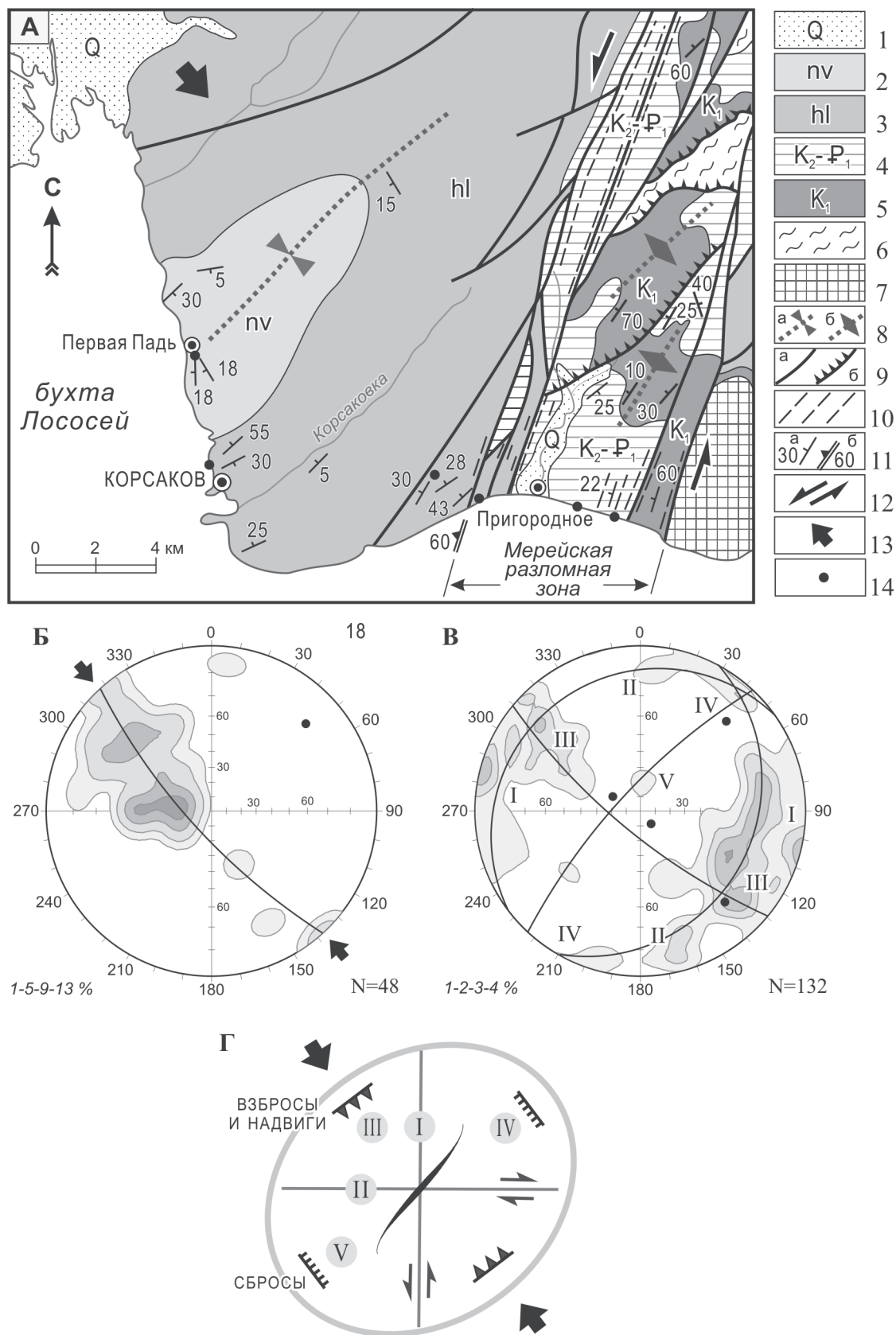


Рис. 31. Геолого-структурная схема южного фланга Мерейской разломной зоны и ее западного обрамления (А, по (Пояркова, 1987)), диаграммы ориентировок слоистости (Б), разрывов (В) и схема структурных парагенезисов (Г). Положение района см. на рис. 24.

1 – четвертичные отложения; 2 – миоцен, невельская свита. Переслаивание пес-

кой свиты (миоцен) у пос. Огоньки (рис. 32, А). В обнажениях вдоль приустьевой части р. Брянка наблюдаются достаточно стабильные падения слоев на СЗ ($290-320^\circ$) под углами $25-50^\circ$ (рис. 32, Б). На одном из участков слои развернуты против часовой стрелки, приобретают широтное простирание и более крутые падения, до вертикальных и опрокинутых залеганий (рис. 33). На поверхностях «развернутых» слоев иногда видна штриховка скольжения, полого (до 30°) погружающаяся на запад, причем в нескольких случаях наблюдались следы правосторонних перемещений. Очевидно, здесь мы имеем дело с зоной влияния разлома широтного простирания (из-за малого масштаба перемещений не показанного на геологической карте), причем как по особенностям штриховок скольжения, так и по характеру подворота слоев реконструируется правосторонняя компонента перемещений вдоль этого разлома. В целом же ориентировка слоистости и потенциального правого сдвига позволяют достаточно уверенно реконструировать и на этом участке первичное СЗ (305°) сжатие (рис. 32 Б). Проявление здесь вторичного – СВ поля напряжений обнаруживается по закартированным разобщениям оси синклинальной структуры и контактов свит (рис. 32 А). Эти дислокации представлены, главным образом взбросовыми смещениями по разломам СЗ простирания (IV, V системы; рис. 32 В) с трансформацией в левостороннюю компоненту при отклонении к ЗСЗ простиранию (рис. 32 А). Частным случаем проявления СВ направления сжатия в пликтивных дислокациях являются подвороты слоев до северо-западного простирания, установленные нами в окрестностях п. Чапланово, которые на диаграмме (рис. 32, Б) образуют пояс с пологим (5°) погружением оси на ЮВ (130°). Таким образом, структура данного участка первоначально была сформирована под действием СЗ (305°) поля напряжений, на что указывают складки СВ простирания и реликты

чаников и алевролитов; 3 – олигоцен-ранний миоцен, холмская свита. Алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников; 4 – ранний мел, туфо-терригенная толща; 5 – поздний мел-палеоцен, алевропелитовая толща; 6 – палеоцен-эоцен, глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами кремней, базальтов, габброидов и серпентинитов; 7 – меловой аккреционный комплекс: глинисто-сланцевый меланж с блоками и пластинами позднепермских и триасово-юрских базальтов и яшм; 8 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 9 – разломы: сдвиги (а), взбросы и надвиги (б); 10 – милониты; 11 – ориентировки слоистости (а) и сместителей разломов (б); 12 – направление главных смещений вдоль Мерейской разломной зоны; 13 – ориентировка регионального сжатия; 14 – расположение точек структурно-тектонических наблюдений, результаты которых сведены на прилагаемых диаграммах.

Пояснения к диаграммам см. на рис. 25.

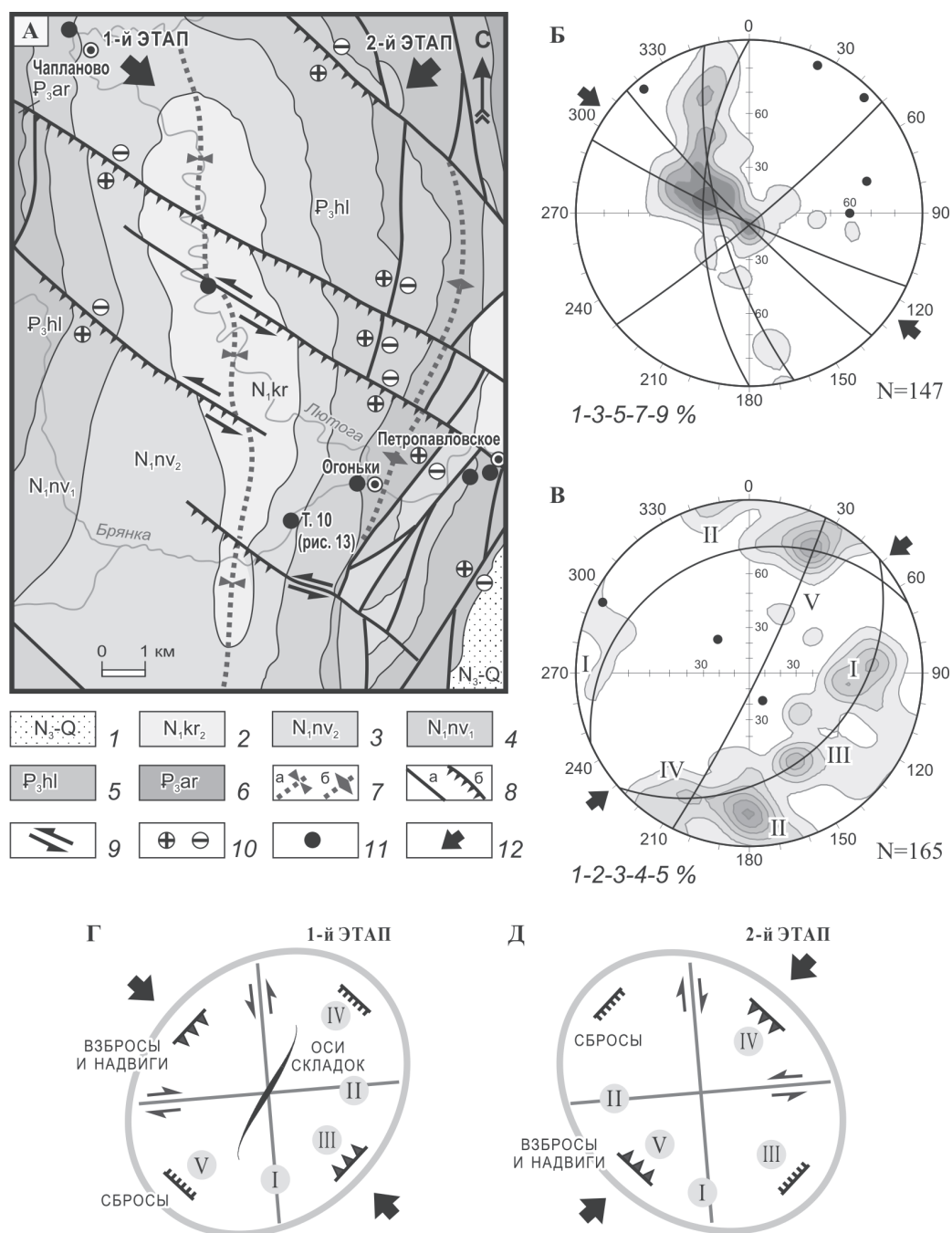


Рис. 32. Геолого-структурная схема бассейна р. Лютлога и приустьевой части р. Брянка (А), диаграммы ориентировки слоистости (Б), разрывов (В) и этапы развития структурных парагенезисов (Г и Д). Положение района см. на рис. 20.

1 – маруямская свита (алевролиты, песчаники, миоцен-плиоцен); 2 – курасийская свита (алевролиты, миоцен); 3-4 – невельская свита (миоцен): 3 – верхняя подсвита (переслаивание песчаников и алевролитов, лахаровые брекчии), 4 – нижняя подсвита (песчаники с прослоями алевролитов, лахаровые брекчии); 5 – холмская свита (кремнистые алевролиты, олигоцен) 6 – аракайская свита (песчаники, алевролиты, туфы базальтов, олигоцен); 7 – оси синклиналей (а) и антиклиналей (б); 8 – разломы (а), в том числе взбросы и надвиги (б); 9 – направление смещения вдоль систем разломов; 10 – относительное положение поднятых (+) и опущенных (-) блоков по разломам; 11 – точки структурных наблюдений, результаты которых сведены на диаграммах; 12 – ориентировки сжатия.

Пояснения к диаграммам см. на рис. 25.

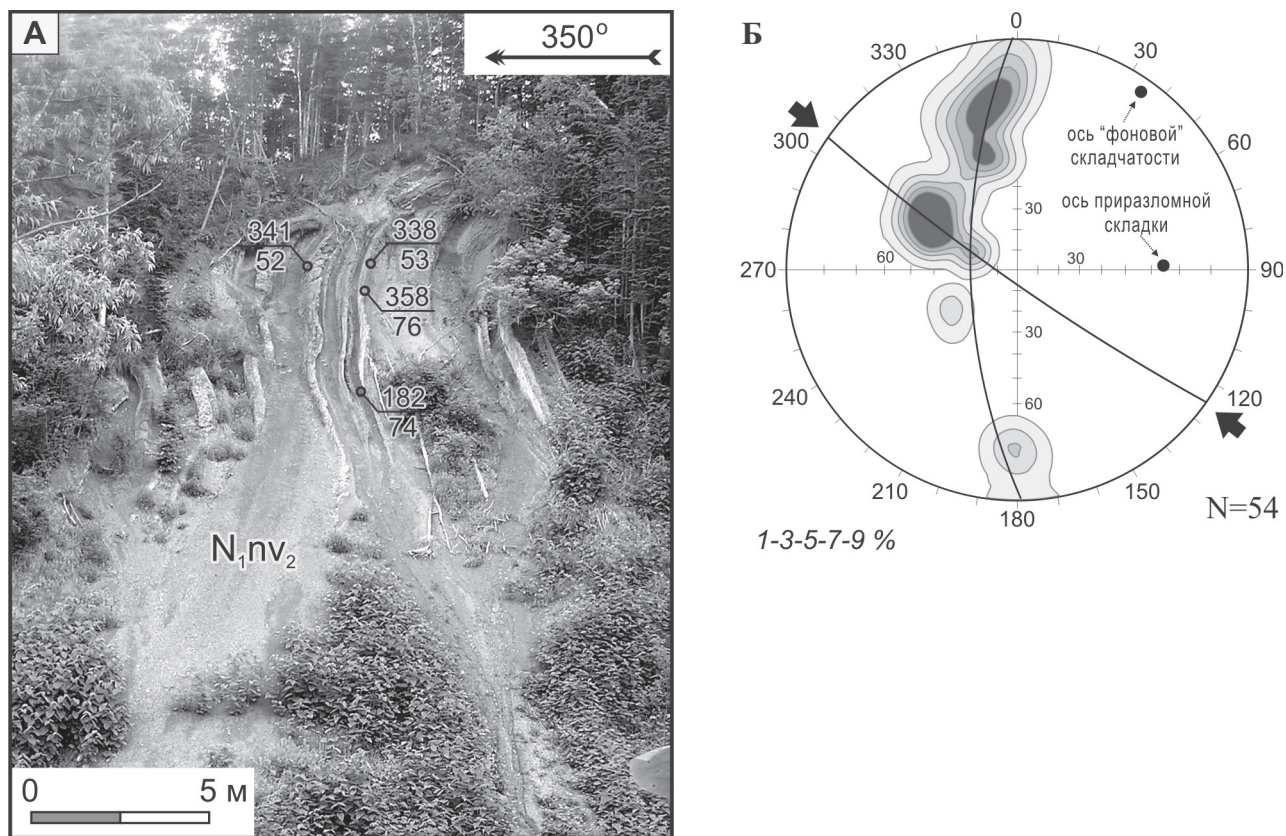


Рис. 33. Деформации пород невелинской свиты (миоцен) в зоне влияния потенциального правого сдвига широтного простирания.

А – фотография обнажения вдоль р. Брянка, в 2,3 км выше устья, (точка 10, см. рис. 13). **Б** – диаграмма ориентировок слоистости. Условные обозначения см. на рис. 25 и 28.

правосторонних смещений по субширотным (II система) разрывам (см. рис. 30, Г). Позднее эта структура была, по-видимому, искажена взбросами СЗ простирания с левосторонней компонентой смещений (IV и V системы), активизировавшимися за счет СВ направления сжатия (см. рис.32, Д).

В работе В.С. Рождественского и С.М.Сапрыгина (Рождественский, 1999) приведен ряд примеров приразломных «зон крутых залеганий» плиоцен-четвертичных отложений в зоне влияния Тымь-Поронайской системы разломов на западном обрамлении Сусунайской впадины. Установленный этими авторами парагенезис дислокационных структур данного участка свидетельствует о двух – субширотном на севере впадины и СЗ (305°) – на ее юге направлениях сжатия в плиоцен-четвертичное время.

В районе озера Тайное (южная окраина г. Холмск) в обнажениях вдоль железной дороги и у водосброса водохранилища наблюдаются интенсивно дисло-

цированные алевролиты такарадайской, а также песчаники и алевролиты аракайской свит (эоцен-олигоцен), нарушенные разломами северо-западного простирания. Среднее направление оси складчатой структуры полого (10°) погружается в ЮВ (150°) направлении (рис.34, А). Среди разрывов резко доминируют имеющие северо-западные ($290-300^\circ$) простирания с крутыми ($70-90^\circ$) углами падения на СВ (т. 96, рис. 34, Б). Большая часть штриховок, обнаруженных на поверхностях разрывов, свидетельствует о сдвиговых перемещениях вдоль них. При этом достоверно установлены следы как правосторонних, так и левосторонних перемещений, приблизительно в равных соотношениях. В нескольких случаях следы противоречащих друг другу сдвиговых перемещений наблюдались на одной плоскости. Установлено, что левые перемещения отражают первое событие, что, кроме того, подтверждается положением складчатой структуры (рис.34, А), а правые – второе. Совершенно очевидно, что правые и левые перемещения вдоль одной системы разломов не могли происходить в поле одного сжатия – для правых перемещений необходимо предполагать СЗ (330°) сжатие, а для левых – СВ (60°) (рис. 34, Г). С последним «фоновым» направлением сжатия ассоциируют ориентировки слоистости, имеющей также преимущественно СЗ простирание (рис. 34, А).

В районе побережья Татарского пролива между селами Томари и Ильинское на геологических картах показана серия разломов СЗ простирания, рассекающих верхнемеловые и эоцен-миоценовые отложения. Нами обследованы береговые обнажения южнее мыса Старомаячный у устья руч. Черепок (т. 60, рис. 35, А), в районе выхода к побережью одного из этих разломов, разграничивающих холмскую и аракайскую свиты. Северо-восточнее разлома холмская свита представлена алевролитами и глинистыми сланцами, смятыми в синклиналь, ось которой вытянута на СЗ (310°), а крылья имеют крутые ($45-90^\circ$) падения и осложнены многочисленными зонами послойного рассланцевания со следами взбросовых и надвиговых смещений (системы IV и V на рис. 35, В), мощности которых достигают нескольких метров. Парагенезис пликативных и дизъюнктивных дислокаций свидетельствует о том, что их формирование происходило под действием «стандартного» для региона сжатия, ориентированного в СВ направлении (рис. 35, Б, Г). Аракайская свита юго-западного блока образована агломератовыми, лапиллевыми и псаммитовыми туфами базальтов, реже туфовыми песчаниками и алевролитами. Здесь наблюдается совершенно иной стиль дислокаций. Выделяется три системы крутопадающих разрывов, группирующихся в сдвиговые пояса, среди которых доминируют субмеридиональные (I система), субширотные (II система) и ВСВ

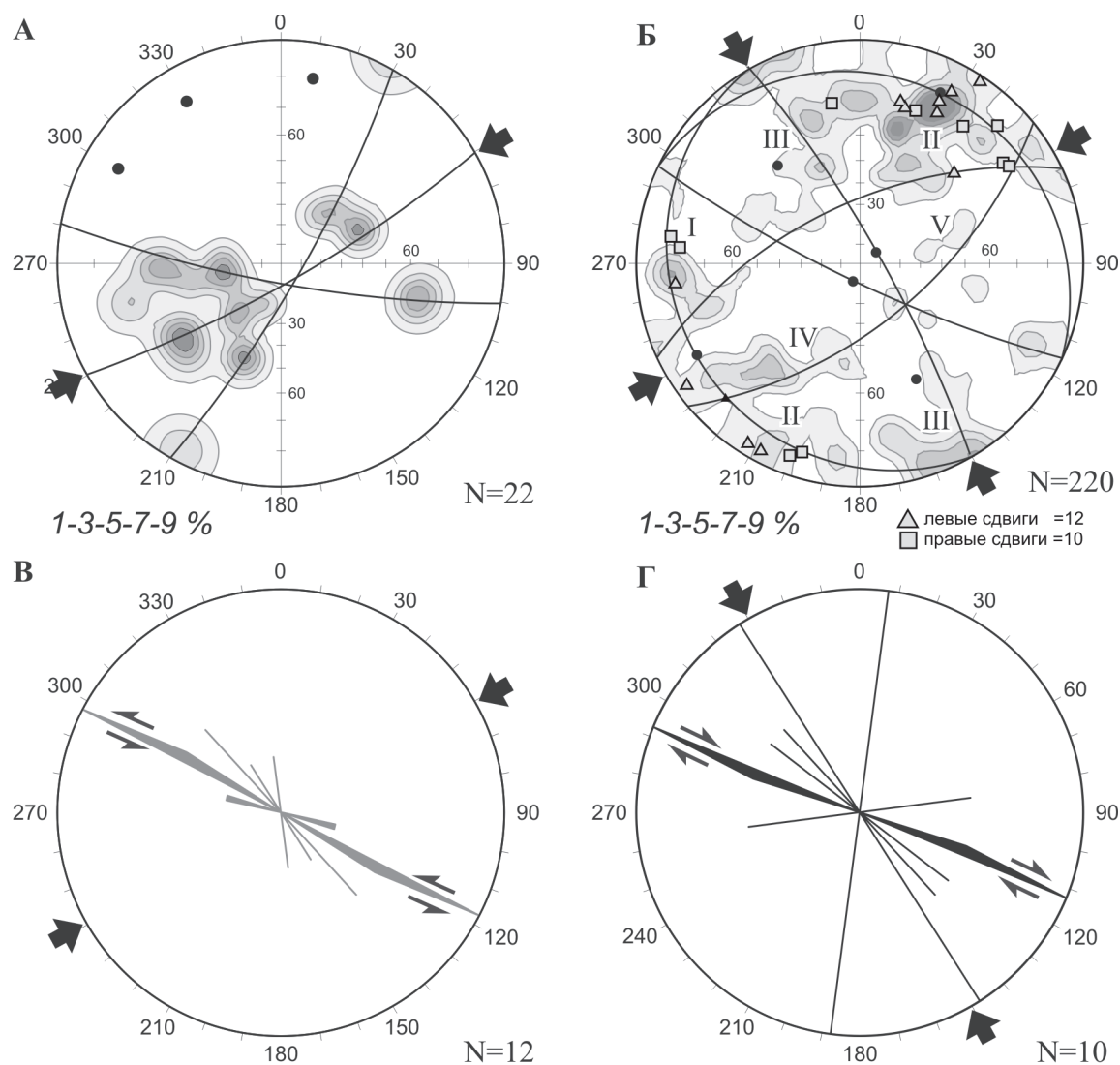


Рис. 34. Диаграммы ориентировок слоистости (А), разрывов (Б) и розы-диаграммы простираций левых (В) и правых (Г) сдвигов.
Оз. Тайное (южная окраина г. Холмск, т. 96).
Пояснения к диаграммам см. на рис. 25.

(III система) простираения. Разрывы I и II систем несут следы сдвиговых перемещений, причем для меридиональных разрывов характерны левые, а для широтных – правые перемещения. Для разрывов ВСВ простираения (система III) характерны косые, преимущественно взбросовые штриховки скольжения как с лево-, так и правосторонней компонентами смещений. Перечисленные кинематические характеристики разрывов соответствуют СЗ (320-330°) направлению сжатия (рис. 35, Д). Поскольку наблюдаемые штриховки скольжения отражают обычно последние дислокации и в связи с тем, что скольжения часто наложены на просечки и прожилки кальцита в вулканитах, СЗ направление сжатия следует считать более поздним относительно складчатого ВСВ направления. Отметим

также, что описываемые поздние смещения вдоль разрывов отличаются малыми амплитудами и не нашли отражения на геологических картах.

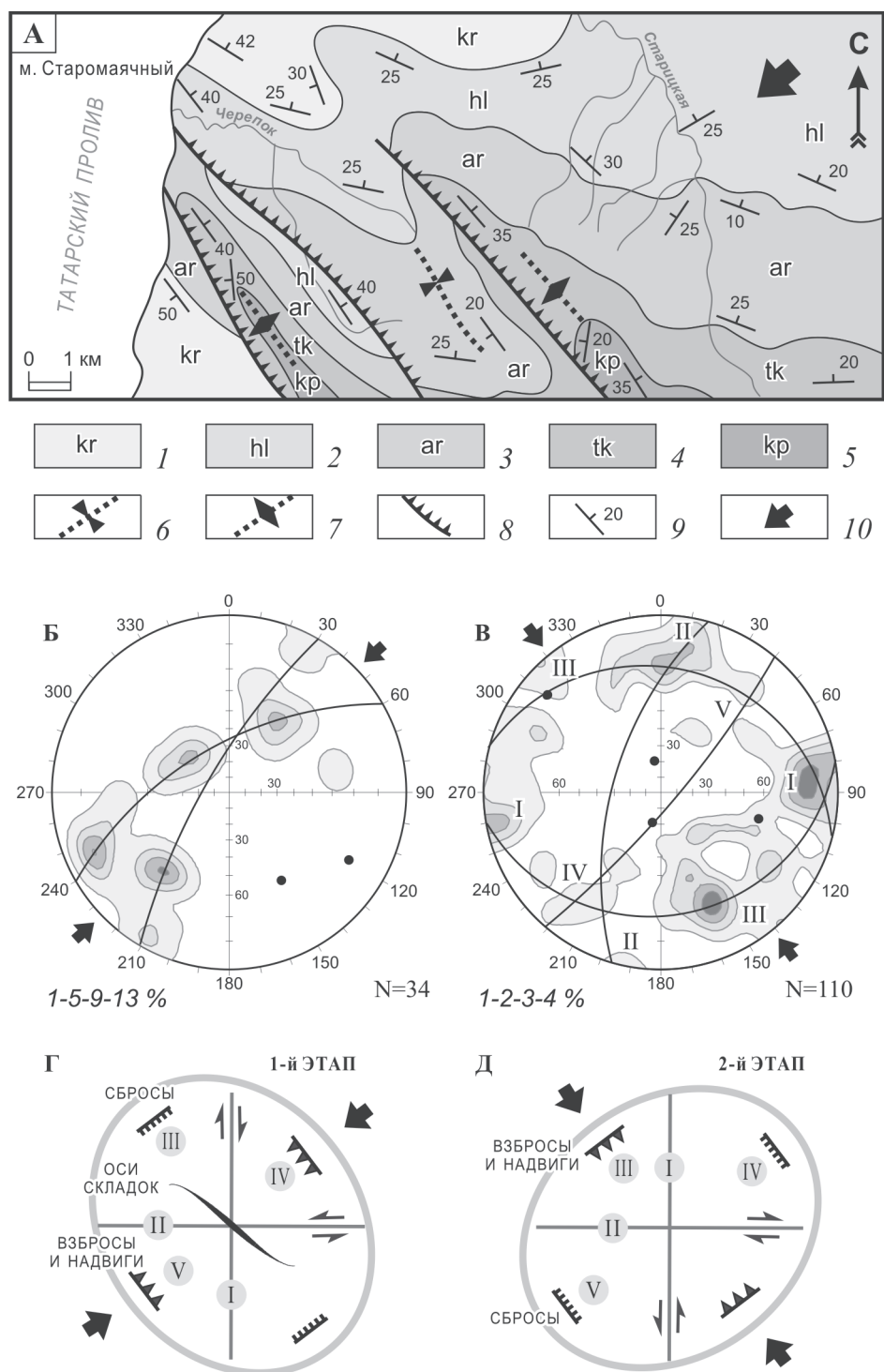


Рис. 35. Геолого-структурная схема побережья Татарского пролива южнее мыса Старомаячный (А), диаграммы ориентировки слоистости (Б), разрывов (В), и схемы структурных парагенезисов (Г и Д). Положение района см. на рис. 24.

1 – курасийская свита (алевролиты и аргиллиты, миоцен); 2 – холмская свита (алевролиты, олигоцен); 3 – аракайская свита (туфы базальтов, туффиты, олигоцен); 4 – такарадайская свита (алевролиты, реже песчаники, эоцен); 5 – краснопольевская свита (песчаники, алевролиты, конгломераты, эоцен); 6 – оси синклиналей; 7 – оси антиклиналей; 8 – взбросы и надвиги; 9 – элементы залегания слоев; 10 – ориентировка сжатия. Пояснения к диаграммам см. на рис. 25.

Нетрудно заметить, что интенсивность проявлений СЗ сжатия закономерно уменьшается по мере при перемещении от юго-восточного окончания острова в северо-западном направлении. Так, при формировании структур в районе г. Корсаков это направление сжатия являлось главным (см. рис. 31), в то время как в бассейне р. Лютога, Красноярка и в районе г. Холмск уже более отчетливо проявляется ВСВ сжатие (см. рис. 32, 33), а далее на северо-запад структурный парагенезис полностью подчинен ВСВ направлению напряжений (см. рис. 33).

Выводы. При значительном преобладании ЗЮЗ-ВСВ и широтного (60-90°) современного регионального сжатия для ряда структур установлено сжатие, ориентированное поперек этого направления, с ЮВ на СЗ. Примечательно, что реализация этих двух, по сути, конкурирующих направлений сжатия происходила и происходит в пределах одного региона практически одновременно. Сжатие с юго-востока на северо-запад является, по-видимому, результатом давления со стороны Тихоокеанской плиты, которая в кайнозой продолжала перемещаться в северо-западном направлении (Engelbreton et al., 1985) с формированием Курило-Камчатской зоны субдукции.

2.2.2 Реконструкция дочетвертичных палеострессов

«Фоновое» с ЗЮЗ на ВСВ (до широтного) направление регионального сжатия при формировании структур Западно-Сахалинского террейна является, как говорилось выше, доминирующим. Результаты этого сжатия видны даже при беглом взгляде на геологические карты острова по ССЗ и меридиональным простираниям крыльев и осей складок (Косыгин, 1983). В полном согласии с этим направлением выступают взбросовые и надвиговые перемещения вдоль ограничивающих террейн Западно-Сахалинского и Тымь-Поронайского разломов (Рождественский, 1997; Голозубов и др., 2012). Проблема, однако, заключается в том, что субширотное направление сжатия никак не сочетается с правосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль разломов субмеридионального простирания в террейнах восточных районов о. Сахалин, для которых достоверно установлены горизонтальные перемещения с амплитудами до нескольких десятков километров (Рождественский, 1969, 1976, 1997). Для объяснения этого противоречия В.С. Рождественский (1997) предположил, что сдвиговые перемещения вдоль этих 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 нашли каких-либо серьезных подтверждений. Одной из целей исследований автора являлся поиск таких подтверждений, т.е. выявление направлений регионального сжатия в различные периоды кайнозоя этого района на основе изучения складчатых и разрывных структур, проявленных в породах разного состава и возраста. Исследования в этом направлении велись преимущественно в северной части Западно-Сахалинского террейна (Голозубов и др., 2016).

Особенности дислокаций меловых и кайнозойских образований бассейнов рек Августовка, Орловка, Пилевка и Юж. Хандаса

Древнейшая в этом районе побединская свита (альб-сеноман) обнажены в восточной, прилегающей к Тымь-Поронайскому разлому части террейна (рис. 36, 37). Разлом имеет здесь падение на запад и интерпретируется как взбросо-надвиг, в лежащем боку которого обнажены миоценовые, в том числе угленосные интенсивно дислоцированные образования (рис. 38) (Геология ..., 1970). Такой надвиг на одном из участков подтвержден данными бурения (Рождественский, 1997).

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 позднемеловые свиты и подсвиты – вплоть до маастрихтской красноржковской свиты, образующей широкое ядро синклинали в бассейне р. Пилевка. Западное крыло Пилевской синклинали нарушено серией разрывов меридионального простирания, ограничивающих опущенную прибрежную часть – область развития уже преимущественно третичных образований.

Выполненный нами статистический анализ элементов залегания слоистости, показанных на геологической карте этого района в масштабе 1:50000 (автор А.А. Коноваленко, 1987 г.) показал 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. 39 А, Б). 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 (рис. 39 А, Б) достаточно выпукло демонстрирует доминанту стандартного широтного направления регио-

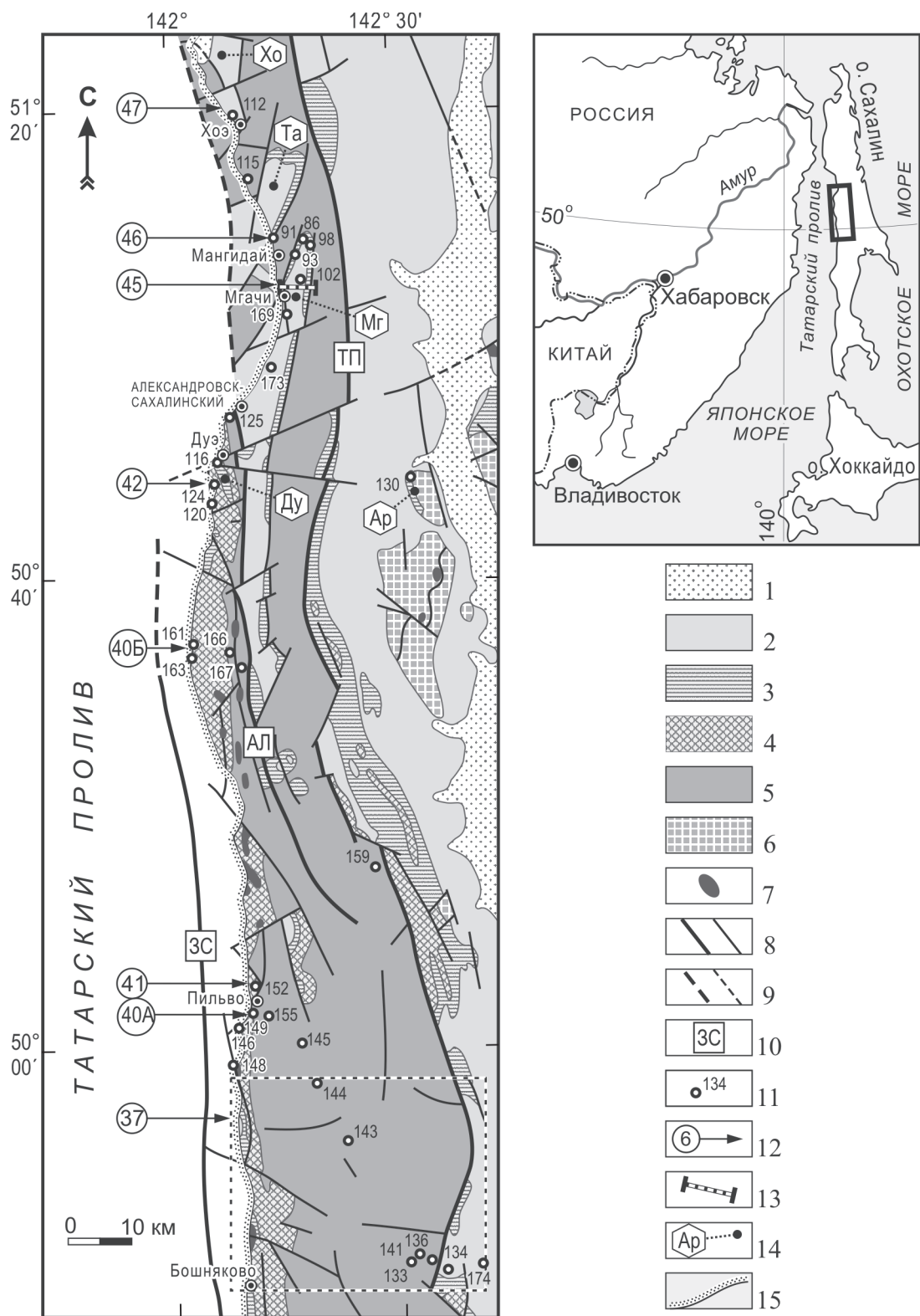


Рис. 36. Схема расположения основных структур северной части Западно-Сахалинского террейна.

1 – четвертичный аллювий; 2 – средне-позднемиоценовые 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; 8-10 – тектонические нарушения: достоверные (8), предполагаемые (9), в том числе, системы разломов (10): **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.

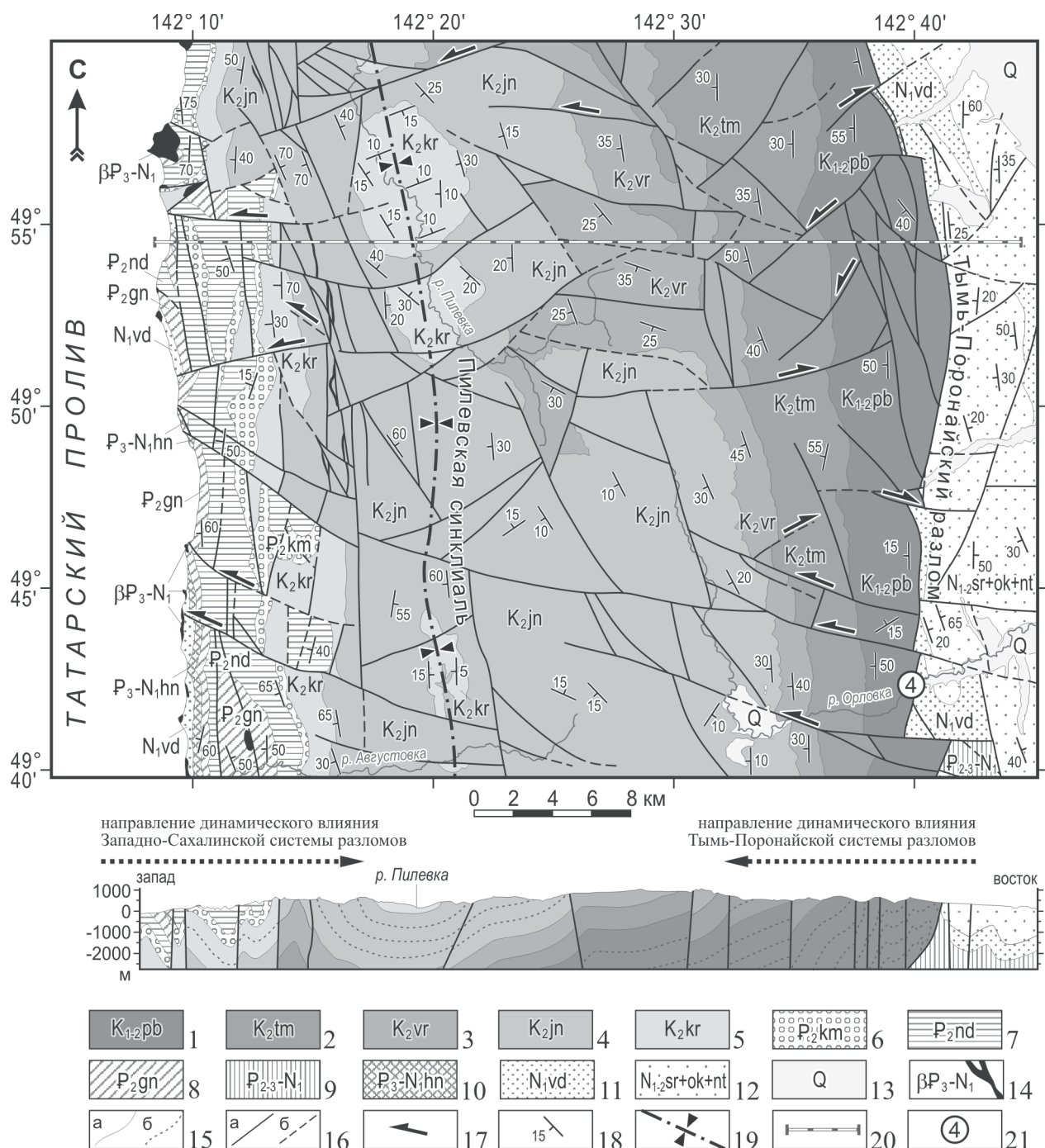


Рис. 37. Геолого-структурная карта бассейнов рек Бол. Орловка, Южн. Хандаса, Пилевка и Августовка.

Составлена с использованием геологических карт масштаба 1:50 000 (автор А.А. Коноваленко, 1987 г.). Расположение рисунка см. на рис. 36.

нального сжатия. С этим направлением согласуются взбросово-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 (Рождественский, 1997 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 (рис. 38). 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 пологие ($0-30^\circ$) 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 ($70-90^\circ$) залегания эоценовых и олигоценовых образований, которые наблюдаются в многокилометровых обнажениях вдоль побережья Татарского пролива в районе пос. Пильво и севернее, вплоть до приустьевой части р. Агнево (рис. 40, 41).

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 – каменная свита (эоцен); 7 – нижнедуйская 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 – верхнедуйская 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 рисунка 37.

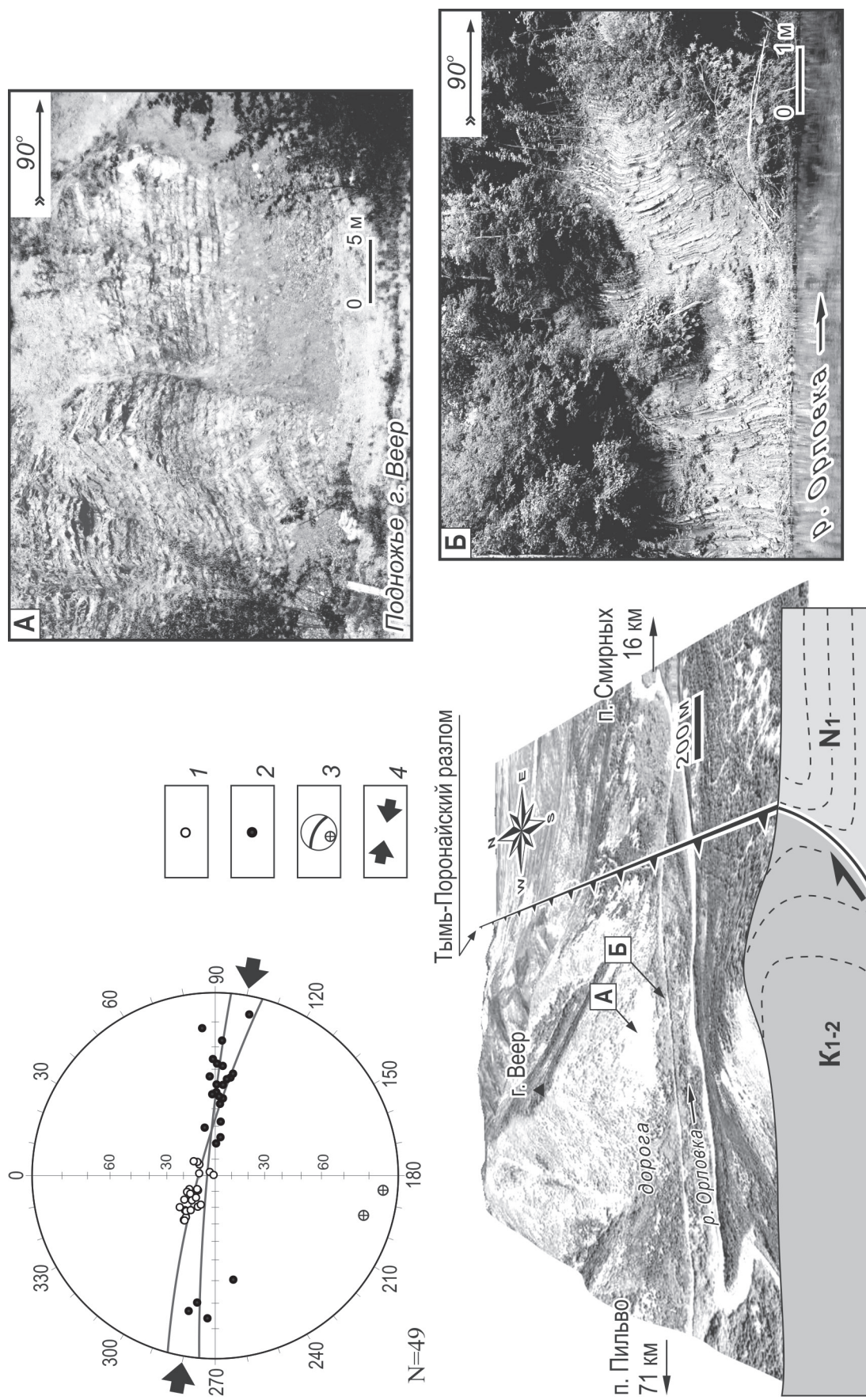


Рис. 38. Характер дислокаций в области динамического влияния Тымь-Поронайского разлома.

На диаграмме (верхняя полусфера сетки Вульфа) изображены: 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. 37.

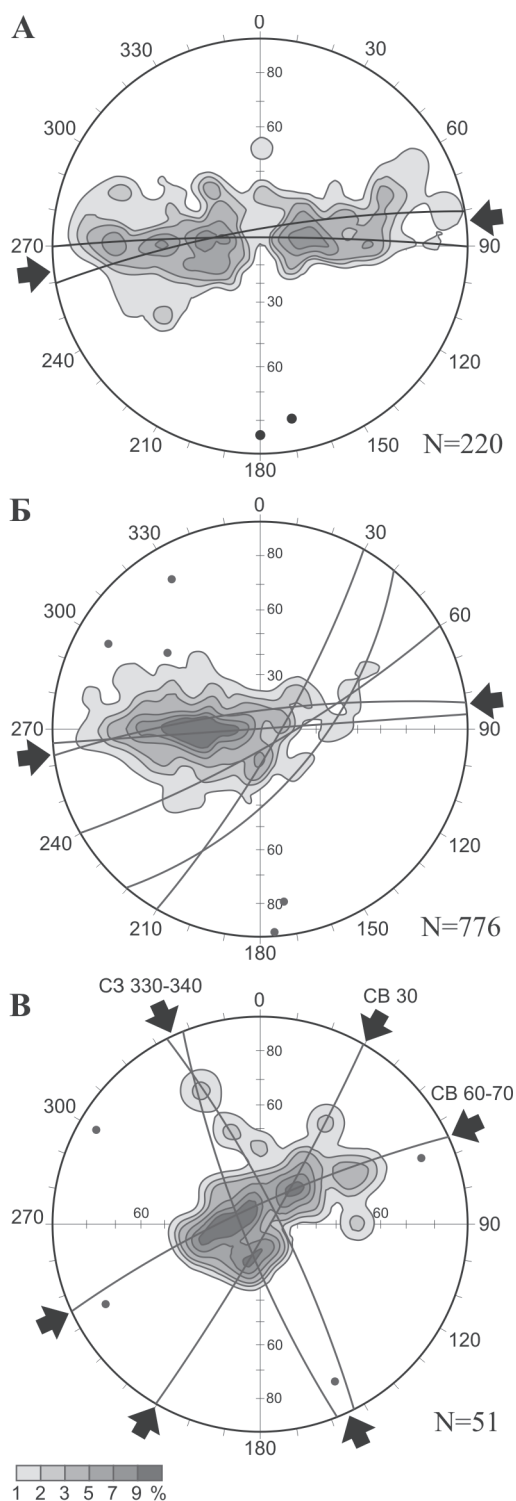


Рис. 39. Суммарные диаграммы ориентировок слоистости в кайнозойских (А) и меловых (Б) образованиях, в том числе в приосевой части Пилевской синклинали (В) (Пилевско-Орловская площадь, рис. 37)

На диаграммах в проекции на верхнюю полуферу (сетка Вульфа) изображены: изолинии плотности полюсов и экваторы поясов слоистости (дуги больших кругов), их оси (точки); стрелки – ориентировки сжатия; N – количество замеров. Пояснения в тексте.

Можно говорить, таким образом, о том, что реализация завершающих, четвертичных сжимающих напряжений происходила, в первую очередь, на прилегающих к краевым разломам участках. На относительном 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. 39, А) замеры элементов залегания слоев красноярской и, частично, жонкьерской свит в приосевой части Пилевской синклинали, т.е. области, наименее затронутой четвертичными дислокациями (рис. 39, В). Нетрудно заметить, что на построенной таким образом диаграмме глав-

ное 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 закартированное левостороннее разобщение зоны Тымь-Поронайского разлома вдоль широтного разрыва на правом берегу р. Бол. Орловка (см. рис. 37). Горизонтальная амплитуда перемещений составляет здесь около 2,5 км. Кроме того, здесь слабо, но все же проявлены следы сжатия, ориентированного с юго-востока на северо-запад, отражающего, вероятно, еще более ранний, позднемеловой этап деформаций.

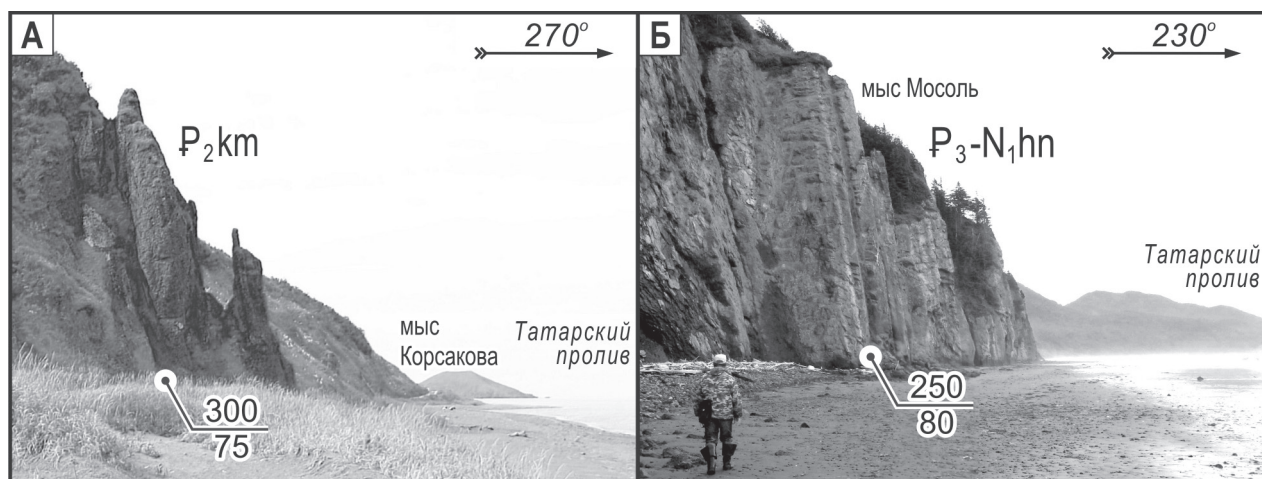


Рис. 40. Примеры крутонаклонных залеганий в зоне динамического влияния Западно-Сахалинской системы разломов.

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. 36.

Следует отметить, что указанные выше крутые падения слоев и их меридиональное простираия в зонах динамического влияния граничных разломов могли формироваться, таким образом, и в ранний период, характеризующийся доминирующей правосдвиговой компонентой перемещения вдоль этих разломов. Нижним ограничением времени начала пликативных 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.л.н.

Ориентировки субвулканических даек и жил

Вдоль побережья Татарского пролива от пос. Пильво до приустьевой части р. Агнево нередко выходы субвулканических тел среднего и основного составов – базальтов, долеритов, габбро, габбро-диоритов и диоритов, которые обнажены в

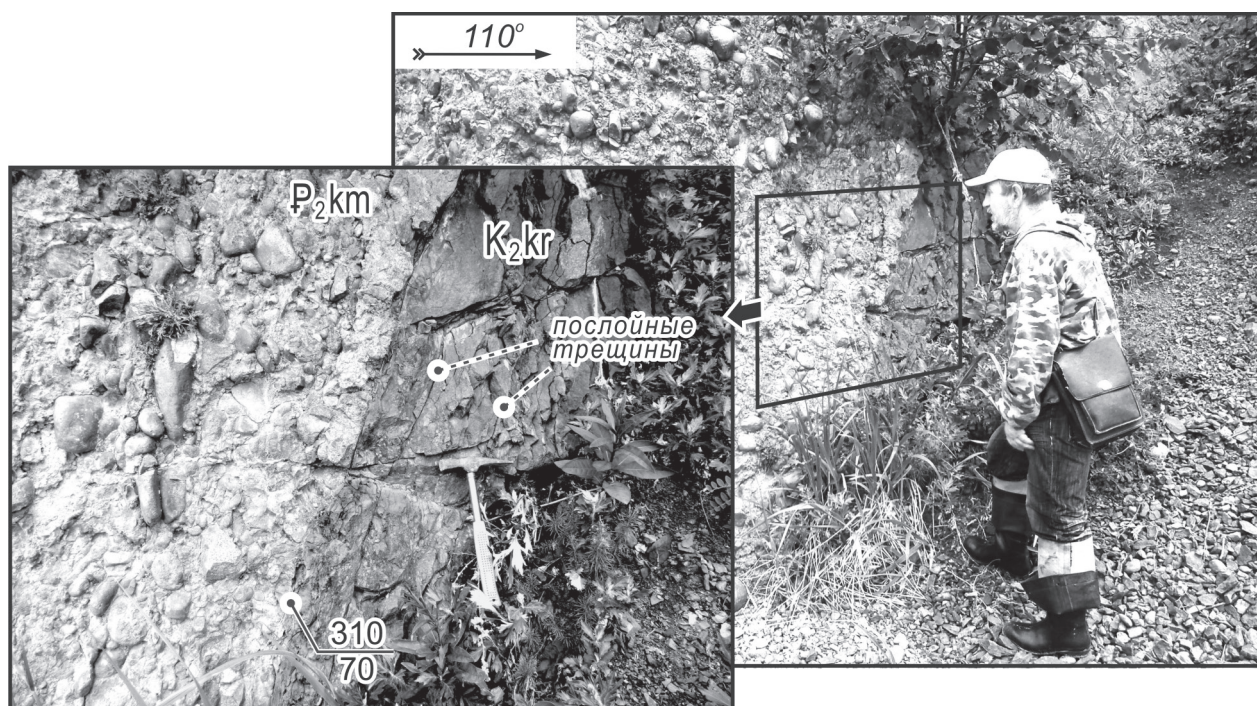


Рис. 41. Характер контакта верхнемеловых песчаников красноярковской свиты и эоценовых базальных конгломератов каменской свиты (северная окраина п. Пильво, т. 152). Отчетливо видно отсутствие углового несогласия.

Цифры – элементы залегания контакта: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения. Расположение точки наблюдения см. на рис. 36.

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 комплексу (Геологическая ..., 2001). С целью определения направления регионального сжатия в процессе внедрения нами замерены ориентировки некоторых из этих тел, 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 простирание и падения как на северо-запад, так и на юго-восток (рис. 42). При этом установлено два максимума: с простиранием около 20° и с простиранием около 45° . Такие ориентировки даек и жил (структур растяжения) прямо свидетельствуют о СВ направлении регионального сжатия, существовавшего незадолго до начала описанных выше пликативных дислокаций района.

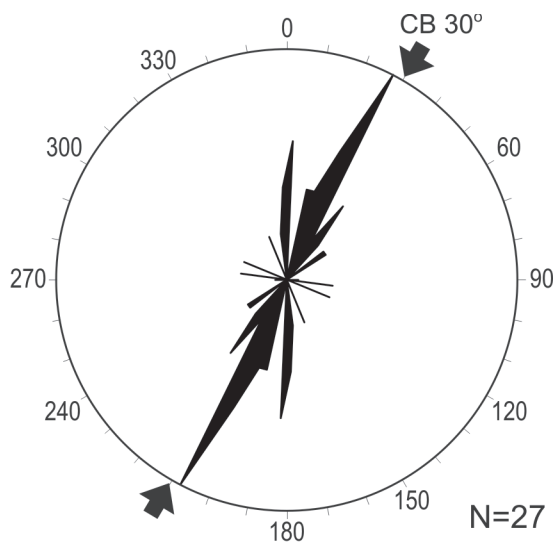


Рис. 42. Роза-диаграмма простираний даек и жил олигоцен- миоценовых базальтоидов, дацитов и риолитов.

Стрелками показана ориентировка сжатия; N – количество замеров. Пояснения в тексте.

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 алевролиты геннойшинской свиты содержат ориентированную в меридиональном направлении цепочку субвулканических тел базальтов, образующих в плане систему кулисообразных эшелонированных ромбовидных раздвигов (рис. 43). 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 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.



Рис. 43. 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 (автор В.Г. Краснов, 1984 г.) с изменениями и дополнениями) и направление экспозиции (стрелка) рисунка А. Условные обозначения см. на рис. 37. Расположение точки наблюдения см. на рис. 36.

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

Восточной границей распространения эоцен-раннемиоценовых образований в районе г. Александровск-Сахалинский является Александровский разлом, прослеживающийся в близмеридиональном направлении вдоль р. Бол. Александровка на юг на расстояние около 100 км (см. рис. 36). Суммарная протяженность этого разлома, с учетом установленного по геофизическим данным его северного продолжения в акватории Татарского пролива (Геологическая ..., 2001), 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. 44). Базальные конгломераты эоценовой каменской свиты без видимого углового несогласия перекрывают здесь горизонт алевролитов с остатками *Canadoceras* sp. (ранний маастрихт), относимых к красноярковской свите (Пояркова, 1987; Серова,

1985) (рис. 44). Угловое несогласие в подошве кайнозоя этого района, показанное на схеме Л.М. Моргулиса (Геология ..., 2004), нашими наблюдениями, таким образом, не подтвердилось.

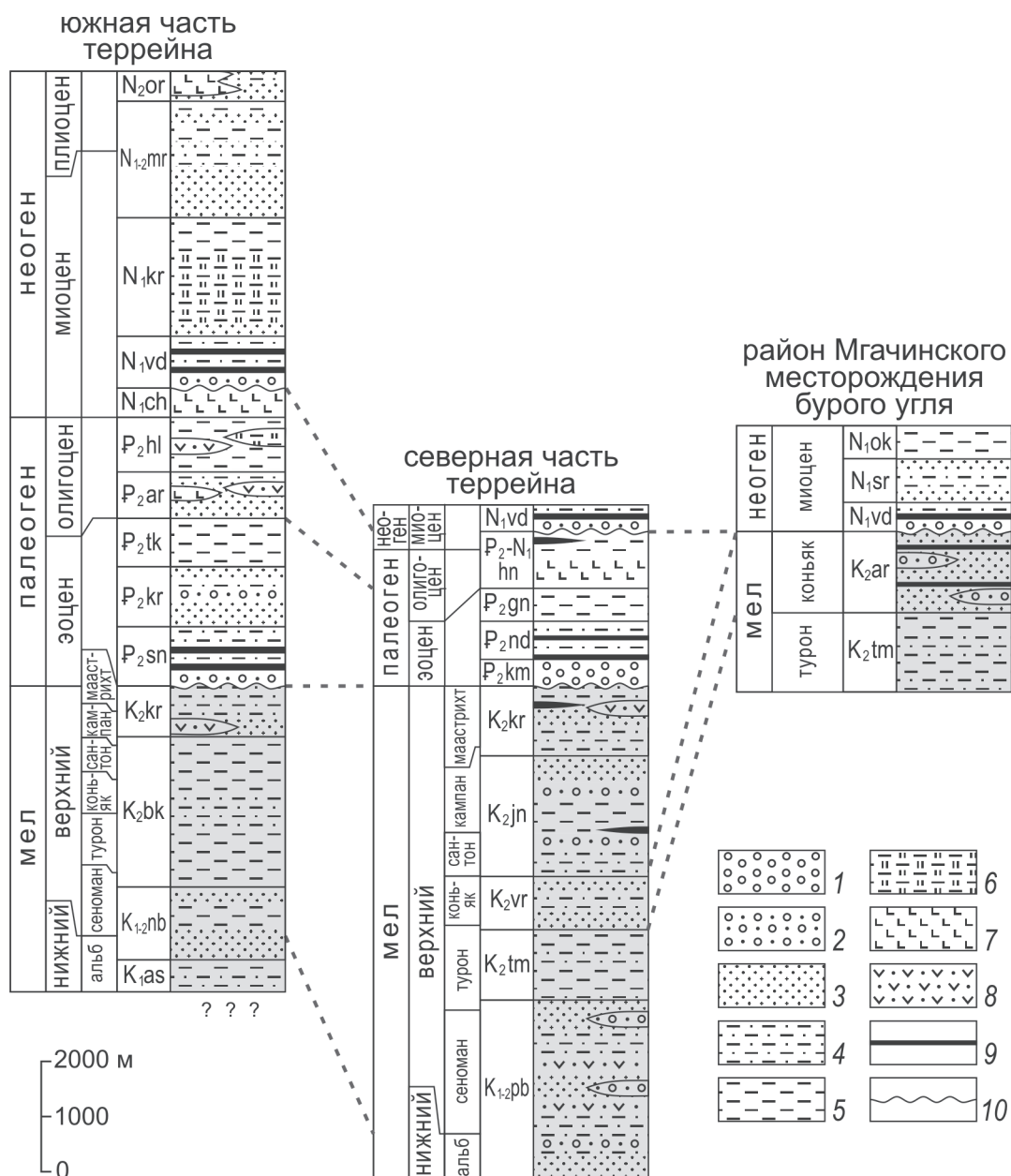


Рис.44. Стратиграфические колонки меловых и кайнозойских образований южной (по (Пояркова, 1987) и северной (по (Шуваев и др., 1972) частей Западно-Сахалинского террейна, а также района Мгачинского месторождения бурого угля (по (Угольная ..., 1999)).

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; серым фоном показаны меловые образования.

Восточнее Александровского разлома третичные отложения локализованы в пределах двух грабен-синклиналей, ориентированных в ССВ (20-25°) направлении (Мгачинской и Тангинской), а также в пределах Хойского полуграбена (см. рис. 36). Представлены эти отложения угленосной верхнедуйской 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. 44). Получается, таким образом, что накоплению верхнедуйской свиты на участке между Александровским и Тымь-Поронайским разломами предшествовал весьма значительный размыв в наземных условиях в течение, как минимум, эоцена, олигоцена и нижнего миоцена. Александровский разлом в этот же период времени ограничивал с востока осадочный бассейн, открывавшийся в сторону современного Татарского пролива (Голозубов и др, 2016).

Мгачинская грабен-синклиналь, расположенная восточнее г. Александровск-Сахалинский, прослеживается в меридиональном направлении на расстояние около 45 км, примыкая с востока к зоне Александровского разлома. Севернее 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 строение детально изучено в процессе разведки и отработки бурогольных Арковского и Мгачинского месторождений, приуроченных к верхнедуйской свите (Угольная...,1999). Нижнемиоценовые отложения образуют в ее пределах достаточно простую синклиналь с углами падения на крыльях обычно менее 30°, осложненную многочисленными сбросами, в первую очередь, вблизи краевых частей грабен-синклинали (рис. 45). Закартирована также серия разрывов СВ (40-60°) простирания с левосдвиговой компонентой смещений и ЮВ (110-150°) простирания с правосдвиговым характером перемещений (Угольная...,1999). Парагенезис наблюдаемых здесь структур (включая доминирующие близмеридиональные простирания слоев на СВ окончании грабен-

Индексы свит: K₁ as – айская; K₁₋₂ pb – побединская свита; K₁₋₂ nb – найбинская; K₂ bk – быковская; K₂ tm – тымовская; K₂ kr – красноярковская; K₂ vr – верблюжьегорская; K₂ jn – жонкьерская; K₂ ar – арковская; P₂ km – каменская; P₂ sn – снежинкинская; P₂ nd – нижнедуйская; P₂ kr – краснопольевская; P₂ tk – такарадайская; P₃ ar – аракайская; P₃ hl – холмская; P₃ gn – геннойшинская; P₃-N₁ hn – хойнджинская; N₁ ch – чеховская; N₁ kr – курасийская; N₁ vd – верхнедуйская; N₁ sr – сертунайская; N₁ ok – окобыкайская; N₁₋₂ mr – маруямская; N₂ or – орловская.

синклинали, рис. 45) однозначно свидетельствует о субширотном направлении регионального сжатия в завершающий момент формирования структуры (Голозубов и др, 2016).

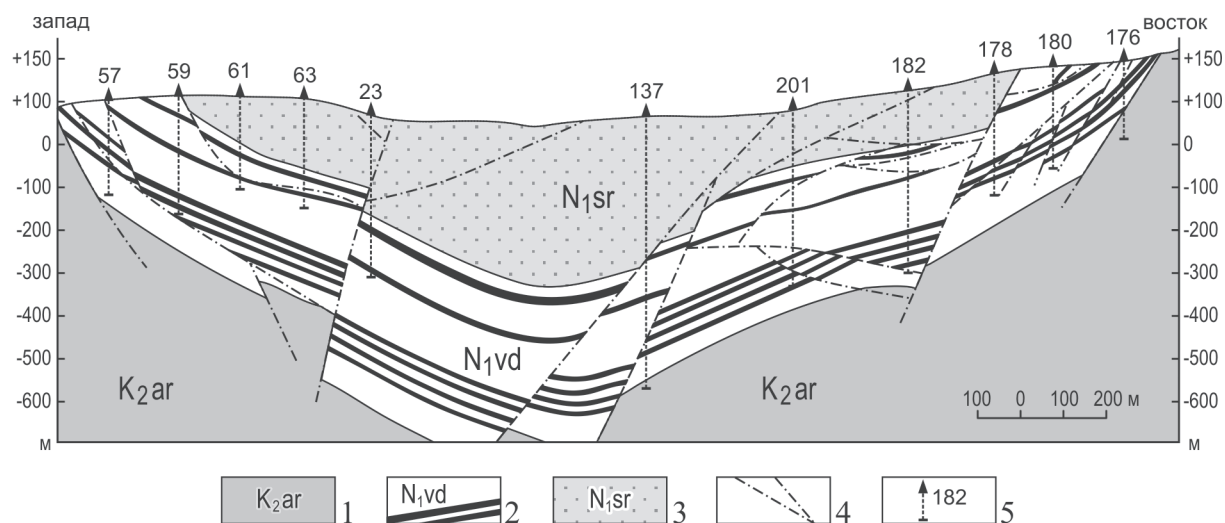


Рис. 45. Геологический разрез вкрест простирания Мгачинской грабен-синклинали (по (Угольная..., 1999)).

1 – арковская свита, 2 – верхнедуйская свита (черное – угольные пласты); 3 – сертунайская свита; 4 – разломы; 5 – буровые скважины и их номера. Положение разреза см. на рис. 36.

Тангинская грабен-синклиналь располагается в 10 км севернее Мгачинской, ориентирована сходным образом (простираение 20-25°) при приблизительно 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 верхнедуйской свиты отрабатывались на Мгачинском месторождении. Сброс, ограничивающий структуру с юго-востока, обнажен у устья р. Мал. Мача (рис. 46).

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 верхнедуйской свиты с востока ограничены серией 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. Хоэ на протяжении около 800 м, причем местами слоистость подстилающих плитчатых песчаников арковс-

кой свиты ориентирована параллельно контакту, т.е. близгоризонтально. На других участках в подошве верхнедуйской свиты отчетливо видно угловое несогласие (рис. 47).

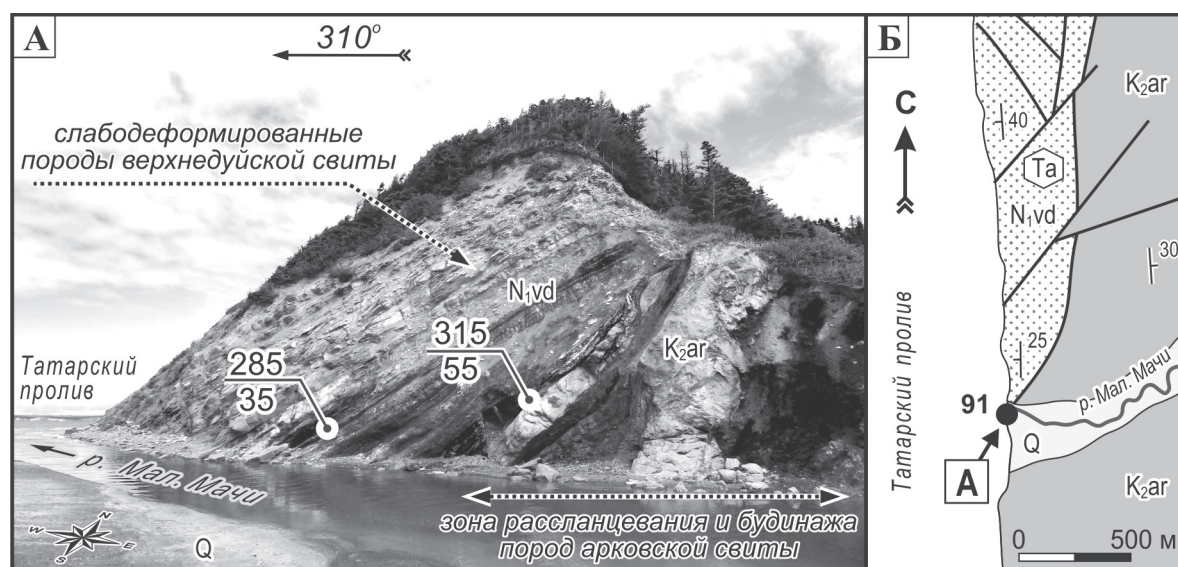


Рис. 46. Зона разлома вдоль юго-восточной границы Тангинской (Ta) грабен-синклинали (точка наблюдения 91).

А – общий вид обнажения; цифры – элементы залегания слоистости: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения; **Б** – фрагмент геологической карты (автор В.Г. Краснов, 1978 г., с изменениями и дополнениями) и направление экспозиции (стрелка) рисунка **А**. Условные обозначения см. на рис. 37. Расположение точки наблюдения см. на рис. 36.

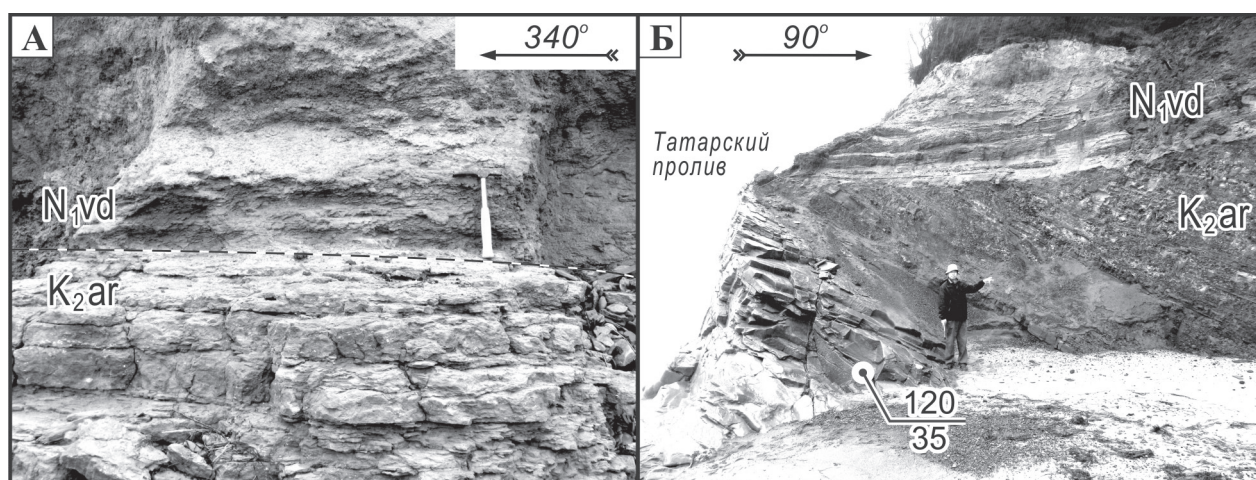


Рис. 47. Стратиграфическое (А) и угловое (Б) несогласие на границе позднего мела и среднего миоцена. Побережье Татарского пролива севернее п. Хоэ, т. 112.

Цифры – элементы залегания слоистости и зоны расланцевания: азимут (числитель) и угол (знаменатель) падения. Расположение точки наблюдения см. на рис. 36.

Время формирования грабенообразных структур. Происходило ли формирование этих структур в процессе миоценовой седиментации? Ответ на этот вопрос может быть только отрицательным, поскольку полностью отсутствуют признаки изменения фаций заполняющих эти структуры образований по мере приближения к ограничивающим их сбросам (Серпухов, 1976). Более того, отмечается исключительная выдержанность мощностей и фаций, в первую очередь, угленосной верхнедуйской свиты в пределах как отдельных грабенов (см. рис. 44), так и во всех обсуждаемых грабенообразных структурах. Отметим также полную аналогию состава, мощностей и фаций миоценовых отложений обсуждаемого района и районов, прилегающих как с востока к зоне Тымь-Поронайского разлома, так и к западу от Александровского разлома. Относительная выдержанность по простиранию таких ярких индикаторов фациальных обстановок, как угленосные пласты и их серии доходит до того, что при разведке месторождений разных структур сохранялась единая нумерация последовательности угольных пластов (Угольная, 1999). Накопление верхнедуйской свиты происходило в процессе погружения полностью пенепленизированных пространств, частью с выходом за восточные пределы современного Западно-Сахалинского террейна (Армуданский угольный разрез, т. 130, см. рис. 36). Примечательно, что терригенные породы между угольными пластами нередко содержат фауну солоноватоводных моллюсков рода *Corbicula* (Угольная..., 1999) т.е. седиментация происходила в обстановке прибрежной равнины, временами заливаемой морем. Накопление безугольных сертунайской и окобыкайской свит происходило уже полностью в обстановке мелководного шельфа (Голозубов и др, 2016).

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

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 закономерно 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 формирование грабенов происходило, скорее всего, не за счет их опускания относительно окружающих блоков, а, глав-

ным образом, за счет воздымания и размыва межграбеновых пространств (Сократов, 1972; Голозубов, 2009).

Выводы из второй главы (второе защищаемое положение): В районе Татарского пролива и его обрамления в течение эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена седиментация и проявления вулканизма происходили на фоне северо-восточное регионального сжатия, и связанного с этим правосторонних перемещений. Смена направления сжатия с северо-восточного на близширотное произошла в начале четвертичного периода – 1,8 млн. лет.

ГЛАВА III. Тектонические реконструкции

3.1. Этапы формирования бассейнов Татарского пролива и его восточного обрамления

Существующие модели формирования Японского моря в целом применимы и к осадочным бассейнам Татарского пролива, являющимся, по сути, прямыми продолжениями Центральной котловины этого моря/

Идея о том, что впадина Японского моря образовалась в результате дрейфа на юго-восток отчленившегося фрагмента восточной окраины Азии, впервые высказана Кобаяси и Бубновым в 1941-1942 гг. (цит. по: Кропоткин, Шахварстова, 1965, с. 162). В основе этой гипотезы лежало установленное А.Н. Криштофовичем и Т. Кобаяси еще в 30-е годы прошлого столетия большое сходство мезозойской истории и мезозойской флоры Южного Приморья, Кореи и Внутренней Японии. Из этих черт сходства был сделан вывод о том, что в мезозое Япония располагалась гораздо ближе к материку, чем сейчас, а ее внутренняя зона вместе с Кореей, Южным Приморьем и частью современного острова Сахалин составляла в это время единый континентальный массив, время от времени прогибавшийся и служивший ареной прибрежно-морского и континентального осадконакопления.

Весомым подтверждением тезиса о том, что Японские острова и остров Сахалин представляют собой фрагменты, отделившиеся от Евразии, послужили палеомагнитные данные, согласно которым раскрытие Японского моря сопровождалось вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке при одновременном вращении Северо-Восточной Японии и острова Сахалин против часовой стрелки (Kawai et al., 1962). Составленная П.Н. Кропоткиным и К.А. Шахварстовой (1965) с учетом этих данных реконструкция положения блоков до раскрытия Японского моря является, по-видимому, первой из многочисленных работ такого рода.

Для решения вопроса о времени этого события И. Отофуджи выполнил палеомагнитные исследования серии хорошо датированных коллекций образцов различного возраста и установил, что вращение блоков Японии в ходе раскрытия Японского моря произошло достаточно быстро, в конце раннего – начале среднего миоцена (17 – 15 млн. л.н.) (Otofujii, 1996, Gradstein, 2005). Работами С. Лаллеманда, Л. Жоливе и К. Тамаки и др. показано, что впадина Японского моря состоит из серии присдвиговых грабенов (pull-apart basins), которые формировались в связи с правосторонними перемещениями вдоль двух несоосных систем разломов близмеридионального простирания – Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской (Lalle-

mand, Jolivet, 1985; Jolivet, Tamaki, 1992; Fournier et al., 1995; Anderson, 1951). В истории формирования и дальнейшего развития этих грабенов перечисленными авторами выделен и описан ряд фаз, характеризующих расположение блоков в отдельные периоды становления современной структуры Японского моря и его обрамления. С учетом накопленных к настоящему времени данных в истории формирования впадины Японского моря выделяется три крупных этапа: эоцен-нижнемиоценовый (когда раскрытие моря происходило без существенных вращений блоков Японии и о. Сахалин), средний миоцен-плиоценовый (после главной фазы вращений блоков Японии и о. Сахалин) и четвертичный этап – прекращение присдвиговых растяжений и начало формирования инверсионных структур (Голозубов, 2006; Павлюткин, Голозубов, 2010).

Результаты исследований автора, изложенные в предыдущих главах, позволяют уточнить и детализировать изложенную выше канву событий с учетом контролирующей роли правосдвиговых перемещений вдоль разломов меридионального простирания в процессе формирования кайнозойских осадочных бассейнов Татарского пролива и его восточного обрамления. Следует отметить, что важная роль этих перемещений в рассматриваемых процессах отмечалась рядом исследователей и ранее, но без попыток составления каких-либо конкретных моделей (Рождественский, 1997; Харахинов, Геология..., 2004).

3.1.1. Эоцен-плейстоценовый этап

Эоцен-раннемиоценовый (50-17 млн л.н.) этап – начальная фаза раскрытия Японского моря, происходившая в обстановке ВСВ сжатия на фоне правосдвиговых перемещений вдоль систем разломов меридионального простирания, в том числе – Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской. Имеющиеся данные позволяют выделить в пределах этого этапа две стадии – эоценовую и олигоцен-раннемиоценовую.

В эоцене седиментация происходила в пределах узкого (на широте г. Александровск-Сахалинский – около 15 км) грабена, ограниченного с запада разрывами Западно-Сахалинской системы разломов. Южное продолжение грабена выделяется под названием Исикари-Западно-Сахалинского осадочного бассейна (рис. 48, 49). Западнее этой системы разломов в основании кайнозоя эоцен отсутствует, базальные слои представлены олигоценом. Восточная граница палеобассейна менее определена, поскольку эоценовые отложения в зоне, прилегающей к Тымь-Поронайской системе разломов, большей частью размыты в ходе инверсии

четвертичного времени. Однако существуют участки, где эоцен сохранился без каких-либо фациальных изменений вплоть до этой системы разломов (например, снежинкинская свита в районе поселков Быков и Синегорск). Восточнее Тымь-Поронайского разлома на всем его протяжении, эоценовые отложения полностью отсутствуют. Можно предполагать, таким образом, что Тымь-Поронайская система разломов являлась восточным тектоническим ограничением палеобассейна эоценового времени.

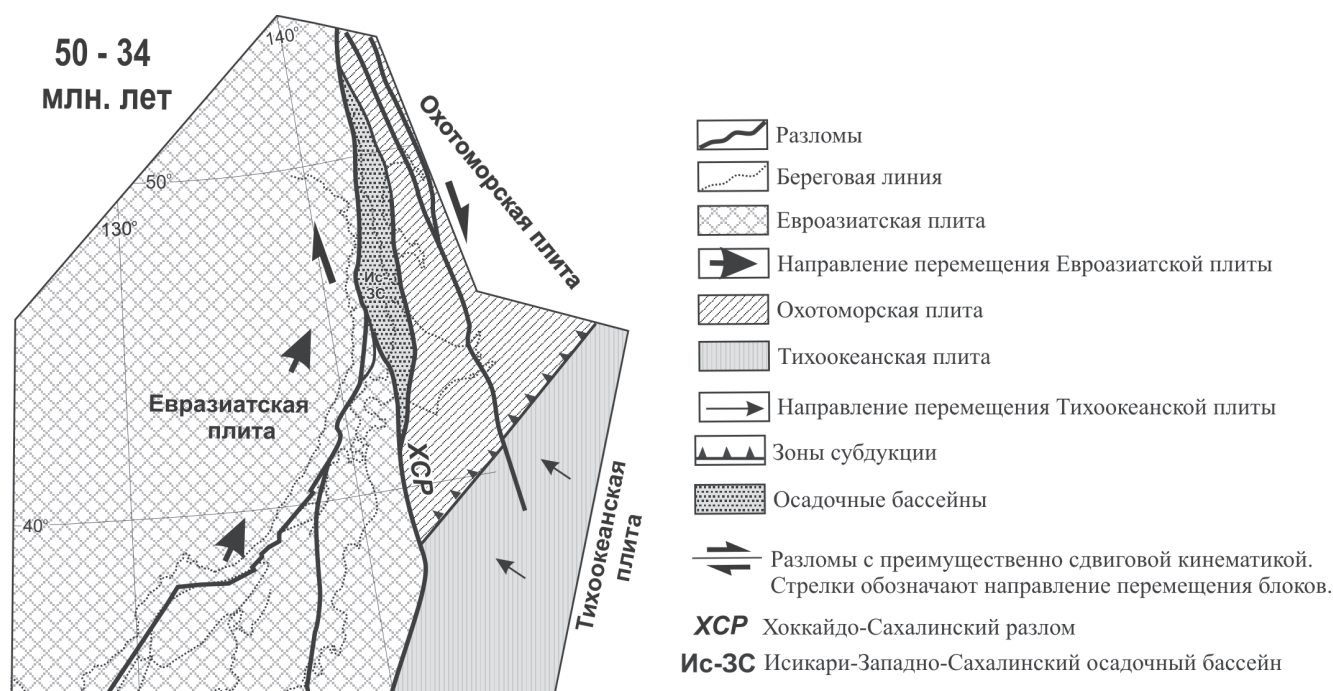


Рис. 48. Геодинамическая реконструкция бассейнов Татарского пролива и его обрамления в эоцене (50-34 млн. л.н).

Базальные слои эоцена представлены аллювиальными и озерно-болотными грубообломочными угленосными отложениями, что является прямым свидетельством первоначально внутриконтинентальной природы как этого грабена, так, по-видимому, всей системы грабенов Японского моря.

Северное продолжение рассматриваемого грабена скрыто под четвертичными отложениями. Судя по наблюдающейся тенденции к постепенному сближению граничных Тымь-Поронайской и Западно-Сахалинской систем граничных разломов при перемещении на север, не исключен вариант их смыкания на широте приблизительно 53-55° СШ (см. рис. 48, 49). Если это так, то грабен эоценового времени можно рассматривать как структуру растяжения на участке разветвления сдвиго-вых зон. Аналоги таких структур широко распространены, в частности, в районе калифорнийского бордерленда вдоль системы сдвигов Сан-Андреас (Christie-Blick, Biddle, 1985; Crowell, 1974; Harding, 1976). Растяжение и формирование

прогиба возможно при доминировании перемещений вдоль Западно-Сахалинской системы разломов при относительной пассивности Тымь-Поронайской системы.

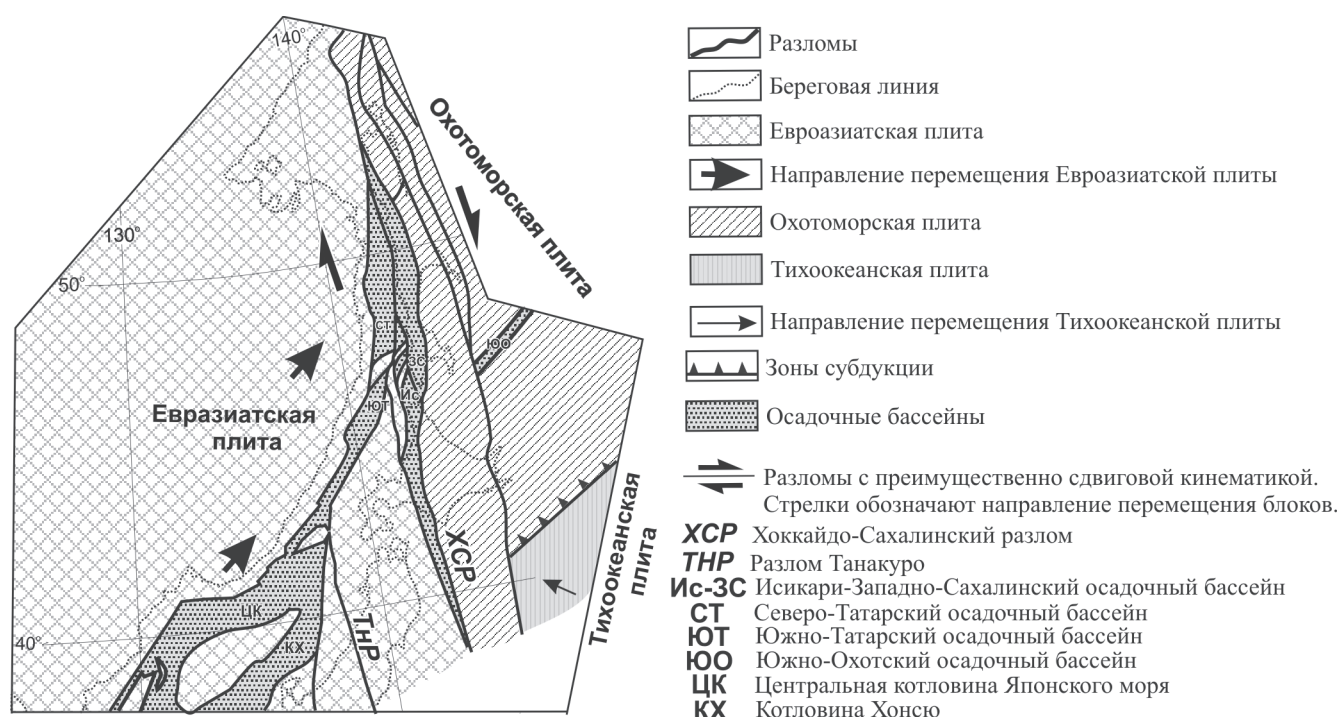


Рис. 49. Геодинамическая реконструкция бассейнов Татарского пролива и его обрамления в олигоцене – нижнем миоцене (34-17 млн. л.н.).

Располагающийся южнее Исикари-Западно-Сахалинский осадочный бассейн распадается на Холмский, Ясноморский и Монеронский конседиментационные прогибы ромбовидной и S-образной формы, в которых мощности эоцена достигают 2500 м. Эти прогибы разделены также конседиментационными поднятиями, где соответствующая мощность не превышает первых сотен метров (см. рис. 21). Ромбовидная форма и кольцообразное распределение мощностей и фаций являются характерными признаками присдвиговых осадочных бассейнов (Reading, 1980; Harding, 1974). Северо-восточная ориентировка длинных осей «ромбов» соответствует направлению регионального сжатия при их формировании и предполагает именно правостороннюю составляющую вдоль близмеридиональных ограничений рассматриваемых впадин.

В олигоцене и раннем миоцене продолжалось заполнение грабена эоценового времени, однако область седиментации значительно расширилась за счет прогиба блоков, располагающихся до этого западнее, с миграцией депоцентра в это же направлении. Главное значение при этом приобретали перемещения вдоль новообразованного разлома, который предполагается нами вдоль западной границы

Северо-Татарского и Южно-Татарского осадочных бассейнов. Растяжение было весьма интенсивным, по-видимому, вплоть до разрыва континентальной литосферы с формированием в центральных частях прогибов новообразованной океанической коры. Таковая кора установлена в основании Центральной котловины Японского моря и можно предполагать ее продолжение на север, вплоть до Южно-Татарского осадочного бассейна. Мощность кайнозоя в пределах этого бассейна превышает 8000 м (в том числе олигоцена и нижнего миоцена 2000 – 3400 м), т.е. здесь прогибание практически полностью компенсировано терригенными, в меньшей степени биогенными отложениями и вулканитами. Весьма значительные мощности олигоцена и раннего миоцена в Северо-Татарском и Южно-Татарском осадочных бассейна объясняется, по-видимому, близостью к источнику поступления кластики – к устью Палеоамура. На удалении от этого источника, в расположенной южнее Центральной котловине Японского моря мощность кайнозоя не превышает 2000-2500 м (Геологическая карта..., 1988) и прогиб остается некомпенсированным до настоящего времени, это область наибольших (свыше 3500 м) морских глубин.

Северо-Татарский и Южно-Татарский бассейны разделены Совгаванским конседиментационным поднятием, которое в виде полосы шириною в среднем около 25 км, простирающейся на СВ (50°), косо пересекает Татарский пролив. Это поднятие параллельно Пионерскому поднятию, разграничивающему Южно-Татарский и Исикари-Западно-Сахалинский бассейны. В пределах этих поднятий олигоцен-нижнемиоценовые отложения (сергеевский и углегорский комплексы) отсутствуют, в то время как в Северо- и Южно-Татарском бассейнах их мощность достигает 2,5-3 тыс.м. К системам сбросов вдоль границ этих поднятий приурочены проявления базальтового вулканизма, вспышки которого установлены в олигоцене (аракайское и хойнджинское время) и в раннем миоцене (чеховское время). Северо-восточная ориентировка поднятий и систем сбросов вдоль границ этих поднятий свидетельствует о продолжавшемся северо-восточном направлении регионального сжатия и позволяет предполагать правосдвиговую компоненту перемещений вдоль разломов меридионального простираения, в первую очередь – вдоль Тымь-Поронайской системы разломов, ограничивавшей Северо- и Южно-Татарский бассейны с востока.

Средний миоцен-плейстоценовый этап (17-1,8 млн л.н.) разделяется также на две стадии: ранне-среднемиоценовую (17-15 млн л.н.) и средний миоцен-плейстоценовую (15-1,8 млн л.н.).

На границе раннего и среднего миоцена (по Otofudji, 1996 – 15-17 млн л.н.), по-видимому, в обстановке того же северо-восточного направления сжатия имела место резкая активизация перемещений на юг (относительно Евразии) блоков Японии и о. Сахалин с формированием излома структур в центральной части о. Хонсю и формированием на месте излома системы разломов Фосса-Магна (Otofudji, 1985). Северо-Восточная Япония при этом испытала вращение против часовой стрелки, а Юго-Западная – по часовой стрелке (Kawai, 1962; Otofudji, 1996). При этом произошло значительное увеличение площади глубоководных котловин, а в целом Японское море приобрело близкую к современной конфигурацию.

В осадочных бассейнах Татарского пролива и Западного Сахалина этот отрезок времени выражен в виде регионального несогласия в подошве курасийского комплекса, а на суше – в подошве угленосной верхнедуйской свиты. Интенсивность прогибания приосевых частей осадочных бассейнов значительно увеличивалась, в то время, как некоторые блоки Западно-Сахалинской системы разломов испытали значительное воздымание и размыв. Речь идет о блоке между Александровским и Тымь-Поронайским разломами, где базальные слои угленосной верхнедуйской свиты перекрывают слои коньякского возраста позднего мела (см. рис. 46, 47). Размыто более 3500 метров только позднемелового разреза.

В среднем миоцене-плейстоцене (15-1,8 млн л.н.) в ходе того же северо-восточного направления регионального сжатия продолжалось прогибание сформированных ранее присдвиговых осадочных бассейнов и заполнение их терригенным материалом. Скорости седиментации нарастали и в маруямское время (поздний миоцен-плиоцен) превышали 500 м/млн л. На локальных участках Западно-Сахалинской системы разломов установлены проявления базальтового вулканизма (орловский комплекс) (рис. 50).

3.1.2 Четвертичный этап (1,8-0 млн. л.н.)

Четвертичный этап (1,8-0 млн л.н.) – время инверсии, связанной со сменой северо-восточного направления регионального сжатия на широтное, что привело к прекращению сдвиговых перемещений вдоль разломов меридионального простирания. Примечательно, что реализация этого сжатия локализована в зоне между Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской системами разломов, где произошли весьма интенсивные складчато-надвиговые преимущественно приразломные дислокации. Сдвиговые перемещения вдоль этих разломов трансформировались во взбросовые и надвиговые. Зажатые между этими разломами

фрагменты краевых частей осадочных бассейнов Татарского пролива превратились в активно размывавшееся горное сооружение (рис. 51). Эти дислокации продолжают вплоть до настоящего времени, о чем свидетельствуют сейсмические данные и результаты GPS-наблюдений (рис. 26). Смена растяжения сжатием с 1,8 млн л. фиксируются также и вдоль южных продолжений Западно-Сахалинской системы разломов, вдоль побережья о. Хоккайдо и северной части о. Хонсю (Jolivet, Tamaki, 1992; Hiroshi, 1994). Для кайнозойских отложений в расположенных западнее бассейнах Татарского пролива в рассматриваемый отрезок времени мало что изменилось – они остались в практически недеформированном состоянии, а ранее сформировавшиеся впадины продолжали и продолжают заполняться терригенным и биогенным материалом.

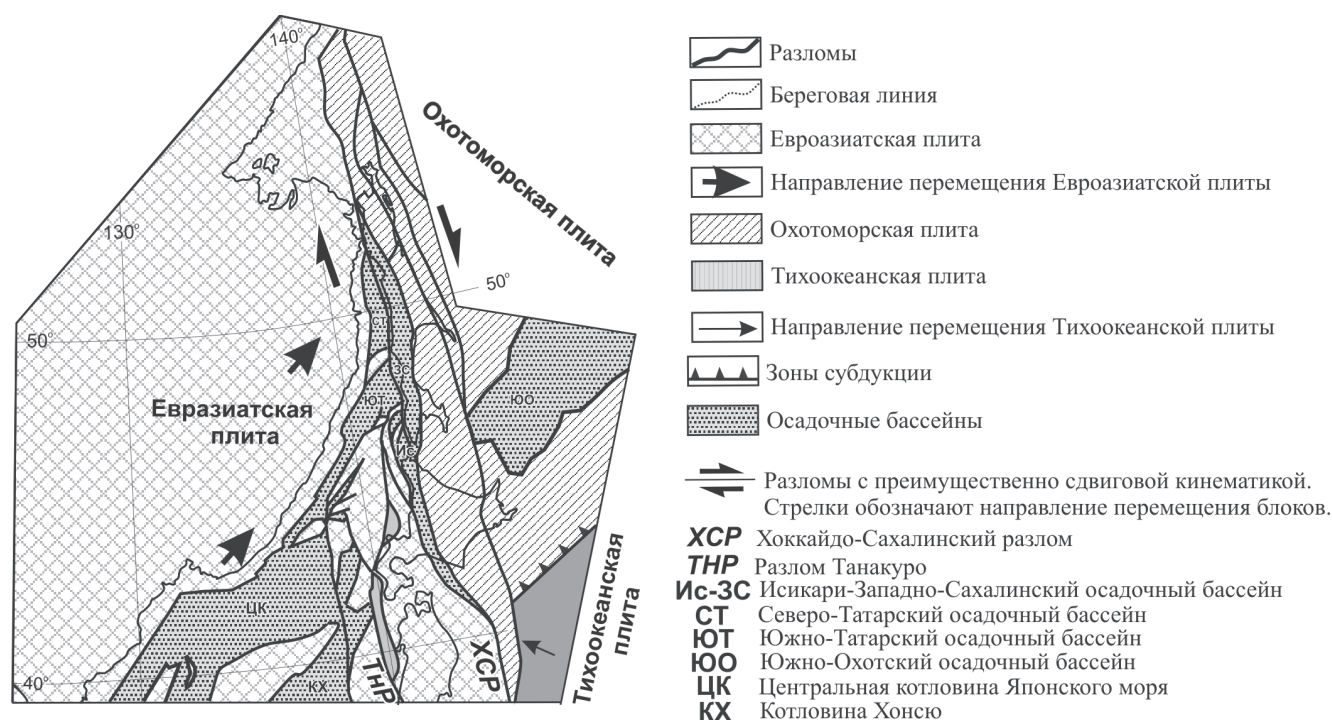
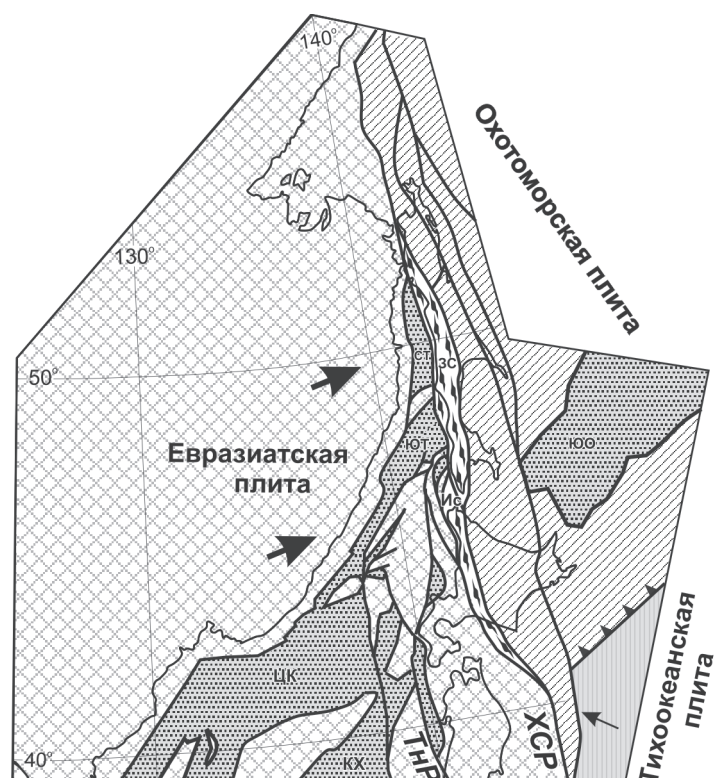


Рис. 50. Геодинамическая реконструкция бассейнов Татарского пролива и его обрамления в среднем миоцене - плиоцене (15 - 1,8 млн. л.н).



-  Разломы
-  Береговая линия
-  Евразийская плита
-  Направление перемещения Евразийской плиты
-  Охотоморская плита
-  Тихоокеанская плита
-  Направление перемещения Тихоокеанской плиты
-  Зоны субдукции
-  Осадочные бассейны
-  Разломы с преимущественно сдвиговой кинематикой. Стрелки обозначают направление перемещения блоков.
- ХСР** Хоккайдо-Сахалинский разлом
- ТНР** Разлом Танакуро
- Ис-ЗС** Исикари-Западно-Сахалинский осадочный бассейн
- СТ** Северо-Татарский осадочный бассейн
- ЮТ** Южно-Татарский осадочный бассейн
- ЮО** Южно-Охотский осадочный бассейн
- ЦК** Центральная котловина Японского моря
- КХ** Котловина Хонсю

Рис. 51. Геодинамическая реконструкция бассейнов Татарского пролива и его обрамления в четвертичном периоде (1,8 - 0 млн. л.н).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований были сделаны следующие выводы:

1. В состав Западно-Сахалинского террейна входят фрагменты восточных окраин Северо-Татарского, Южно-Татарского и Исикари-Западно-Сахалинского кайнозойских осадочных бассейнов, вовлеченные в инверсию и испытавшие в четвертичное время цикл складчатых и разрывных дислокаций.

2. В районе Татарского пролива и его обрамления в течение эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена седиментация и проявления вулканизма происходили на фоне северо-восточного регионального сжатия и связанных с этим крупномасштабных правосторонних перемещений вдоль систем разломов меридионального простирания. Смена направления сжатия с северо-восточного на близширотное произошла в начале четвертичного периода – около 1,8 млн. лет

3. Формирование Татарского пролива происходило в два этапа:

а) 50-1,8 млн. лет – присдвиговое растяжение, формирование прогибов, накопление толщ. Бассейны формировались в 4 стадии в обстановке растяжения, которое сопровождало сдвиговые деформации на участке сочленения Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской систем разломов.

б) с 1,8 млн. лет по настоящее время – сжатие. В начале четвертичного периода в связи со сменой направления регионального сжатия от ВСВ (30-60°) к субширотному (60-90°) произошла локальная инверсия в результате которой блок, зажатый между Западно-Сахалинской и Тымь-Поронайской системами разломов, испытал значительные тектонические деформации и превратился в активно размываемые горные сооружения. Сдвиговые перемещения вдоль этих разломов прекратились, на фоне субширотного сжатия доминируют надвиговые и взбросовые перемещения.

В результате проведенных исследований установлена значительная роль правосторонних перемещений вдоль разломов меридионального простирания – Западно-Сахалинского и Тымь-Поронайского.

Приведенные в диссертационной работе результаты исследований осадочных бассейнов Татарского пролива и Западно-Сахалинского террейна показали необходимость более глубокого изучения структурно-динамических условий формирования и развития бассейнов пролива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексейчик С.Н., Кузина И.Н., Ратновский И.И. Стратиграфия третичных отложений Сахалина // Бюлл. МОИП, 1954. Отд. Геол. Т. 29, № 5. С. 37-51.
2. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаша Х. Косейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007 Mw = 6/2 // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28, № 5. С. 16-21.
3. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого Океана. Владивосток // Дальнаука, 2001. 309 с.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / отв. ред. Ханчук А.И. // Владивосток: Дальнаука, 2006. Книга 1.
5. Геологический словарь, том 1,2/ отв. ред. К.Н. Паффенгольц // М.: Недра, 1978.
6. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива/отв. ред. Кириллова Г.Л. // Владивосток, 2004. 220 с.
7. Геология СССР, том XXXIII, о. Сахалин, Геологическое описание / отв. ред. Верещагин В.Н. // М.: Недра, 1970.
8. Геология СССР, том XXXIII, о. Сахалин, «Полезные ископаемые» / отв. ред. Верещагин В.Н. // М.: Недра, 1974.
9. Геологическая карта о. Сахалин . 1:1000 000/ отв. ред. Верещагин В.Н.// М.: Недра, 1969..
10. Геологическая карта РФ 1:1 000 000. Издание третье, Дальневосточная серия. М-54 (Александровск-Сахалинский) // СПб: ВСЕГЕИ, 2001.
11. Геологическая карта дна Японского моря / под ред. И.И. Берсенева, Л.И. Красного. ВСЕГЕИ, 1988.
12. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность // М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
13. 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
14. Голозубов В. В., Касаткин С. А., Малиновский А.И, Нечаюк А.Е. «Дислокации меловых и кайнозойских комплексов северной части Западно-Сахалинского террейна». Геотектоника, 2016. № 4. С. 105-120.
15. Голозубов В.В., Донг У ли, Касаткин С.А., Павлюткин Б.И. Тектоника кайно-

зойской нижебикинской угленосной впадины (северное Приморье) / Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28, № 3. С. 74-89.

16. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана, Владивосток // Дальнаука, 2006. 240 с.

17. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое // Владивосток. Дальнаука, 2008. 297 с.

18. Гранник В.М., Рассказов С.В., Голозубов В.В., Чувашова И.С., Нечаюк А.Е. Изверженные породы ламанонского горного узла (о. Сахалин) // Препринт, 34 с. Южно-Сахалинск, 2012

19. Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня // Наука. Новосибирск, 1992 г. 164 с.

20. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина // Южно-Сахалинск: Сахалинское областное книжное издательство, 2004. 192 с.

21. Жаров А.Э. Нефтегазоносные системы Татарского пролива: строение, перспективы, риски освоения // Проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы Сахалинской области. Южно-Сахалинск, 2003. С. 31-41

22. Жаров А.Э. Рифтогенная система Татарского пролива и её значение для прогноза нефтегазоносности Западного Сахалина // Проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы Сахалинской области. Южно-Сахалинск, 2002. С. 28-34

23. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: автореф. дис. к.г.-м.н. // Институт тектоники и геофизики ДВО РАН. Хабаровск, 1992. 25 с.

24. Зябрев С.В., Пересторонин А.Н., Жаров А.Э. Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23, № 1. С. 53-61.

25. Игнатова В.Ф. Современное осадкообразование в Татарском проливе // М.: Наука, 1980. 79 с.

26. Ким Ч.У., Михайлов В.И., Сен Р.С., Семенова Е.П. Невельское землетрясение 02.08.2007: анализ инструментальных данных // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28, № 5. С. 4 -15.

27. Косыгин Ю.А. Тектоника // М.: Недра, 1983. 536 с.

28. Ковылин В.М., Строение земной коры в области Японского моря // М.: Наука, 1979 г. 208 с.
29. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 358 с.
30. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сеначин В.Н. К строению Татарского трога (Японское море): новые подходы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2010. № 3. С. 58-69
31. Ломтев В.Л., Торгашов К.Ю., Гуринов М.Г.. К строению и газоносности западного борта Татарского Трога (Японское море) // Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича, 2009 г. С. 295-300
32. Маргулис Л.С. 1974. Палеогеновые формации Сахалина // Труды СахКНИИ, выпуск 31. С. 42-52
33. Маргулис Л.С., 1975 Нефтегазоперспективные формации кайнозоя Южного Сахалина. В книге: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока // Владивосток. С. 31-52.
34. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика, 2016. Т. 57, № 5. С. 947-961.
35. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерыв осадконакопления в морях и океанах // М.: Наука, 1988. 309 с.
36. Нечаюк А.Е., Голозубов В.В. Миграция депоцентров бассейнов Татарского пролива // Материалы конференции «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России». Владивосток, 2010. С. 31-33
37. Нечаюк А.Е., Голозубов В.В. Особенности тектоники бассейнов Татарского пролива // Материалы конференции «Кайнозойский континентальный рифтогенез». Иркутск, 2010. С. 246-249
38. Нечаюк А.Е., Обжиров А.И. Структуры и нефтегазоносность бассейнов Татарского пролива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2010. № 2 (16). С. 27-34
39. Нечаюк А.Е. Особенности миоценового этапа развития бассейнов Татарского пролива // Материалы конференции «Континентальный рифтогенез и сопутствующие процессы». Иркутск, 2013. С. 239-242
40. Нечаюк А.Е. Особенности строения Исикари – Западно-Сахалинского бассейна // Материалы конференции «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России». Владивосток, 2012. С. 33-36.
41. Нечаюк А.Е. О смене направления регионального сжатия в северной части

Японского моря в плиоцен-четвертичное время // Материалы конференции «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток, 2014. С. 89-91.

42. Обжиров А.И., Нечаюк А.Е. Геолого-структурные и газо-геохимические критерии нефтегазоносности акватории Татарского пролива // Материалы конференции «Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых». Томск, 2010. С. 75-80

43. Павлюткин Б.И., Голозубов В.В. Палеоботанические свидетельства времени возникновения Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле, 2010. Т 2, № 16. С. 20–26

44. Пояркова З.Н. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) // Л.: Наука, 1987. 196 с.

45. Прытков А.С. Современные движения земной коры Сахалино-Курильского региона и моделирование геодинамических процессов по данным GPS наблюдений // Дис. к-та физико-математических наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 113 с.

46. Рассказов С.В., Мельников О.А., Рыбин А.В. Пространственная схема глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина // Тихоокеанская геология, 2005. Т. 24, № 2. С. 10-32.

47. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника, 1996. № 2. С. 45-53.

48. Рождественский В.С. Активный рифтинг в Японском и Охотском морях и тектоническая эволюция зоны центрально-сахалинского разлома в кайнозое // Тихоокеанская геология, 2008. Т 27, № 1. С. 17-28

49. Рождественский В.С. О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин // ДАН СССР. 1976. Т. 230, № 3. С. 678-680

50. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 80-109.

51. Рождественский В.С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор // ДАН СССР, 1969. Т. 187, № 1. С. 156-159.

52. Рождественский В.С., Сопрыгин С.М. Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на южном Сахалине // Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18, № 6. С. 59–79.

53. Савицкий В.О., Болдырева В.П., Данченко Р.В., Митрофонова Л.И. Оligоцен-миоценовые отложения Южного Сахалина (Пограничный прогиб) // Вестник МГУ, сер. Геология, 1979. № 1. С. 81-85
54. Савицкий В.О., Маргулис Л.С., Сычева О.А., Грохотова Н.М. Пограничные слои между мелом и палеогеном на о-ве Сахалин // Советская геология, 1976. № 9. С. 39-51
55. Серпухов В.И., Билибина Т.В., Шалимов А.И. Курс общей геологии // Л.: Недра, 1976. 535 с.
56. Серова М.Я., 1985. Морской олигоцен в опорном разрезе палеогена Западного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11. С. 86-89.
57. Смехов Е.М. Геологическое строение о. Сахалин и его нефтегазоносность // Л.-М.: Гостоптехиздат, 1953. 321 с. (Тр. ВНИГРИ; спец. серия. Вып. 6).
58. Сократов Г.И. Структурная геология и геологическое картирование // М.: Недра, 1972. 280 с.
59. Угольная база России. Том V. Книга 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России (Республика Саха, Северо-Восток, о. Сахалин, п-ов Камчатка) // Москва. ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 638 с.
60. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Доклады АН СССР, 1978. Т. 240, № 2. С. 400-403.
61. Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм корейско-японского региона и геодинамические обстановки его проявления // Геотектоника, 2003. № 1. С. 54-77
62. Шуваев А.С., Бахтеева М.З, Никитин В.Н. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сахалинская, лист М-54-XXIII. Объяснительная записка // М.: Мингеологии СССР, 1972. 109 с.
63. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона // М: Научный мир, 2010. 276 с.
64. Anderson E.M. The dynamics of faulting // Edinburg: Oliver and Boyd, 1951. P. 206.
65. Christie-Blick N., Biddle K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults // K.T. Biddle and N. Christie-Blick (eds.). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists special publication. 1985. V. 37. P. 1-34.
66. Crowell J.C. Sedimentation along the San-Andreas fault, California // Dott R.H., Shaver R.H., eds., Modern and Geosynclinal Sedimentation: Society of Economic

Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1974. N 19. P. 292-303.

67. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
68. Fournier M., Jolivet L., Huchon P., et al. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // Journal of Geophysical Research. Vol. 99. No. B2. 1995. P. 2701-2725.
69. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geologic Time Scale 2004 // Cambridge University Press, 2005.
70. Harding T.P. Petroleum Traps Associated with Wrench Faults // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V. 58, № 7 (July 1974). P. 1290-1304, 15 figures.
71. Harding T.P. Tectonic Significance and Hydrocarbon Trapping Consequences of Sequential Folding Synchronous with San Andreas Faulting, San Joaquin Valley, California // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin V. 60, № 3 (March 1976). P. 356-378, 12 figures.
72. Hiroshi Sato The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan // Journal of Geophysical Research, Vol. 99, № B11. P. 22,261 – 22,274. 1994.
73. Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India–Eurasia collision/ // Tectonics. 1990. Vol. 9. № 6. P. 1409–1419.
74. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc // Ingle J.C., Jr., Suyeshiro, K., von Breymann, M.T., et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Res. Vol. 127/128, part 2. College Station, TX. P. 1311-1331.
75. Kawai N., Kume S., Ito H. Study on the magnetisation of the Japanese rocks // Journal of Geomagnetism and Geoelectricity. 13. 1962. P. 150–203.
76. Lallemand S., Jolivet L. Japan Sea: a pull-apart basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. N 76. P. 375–389
77. Otofudji Y., Matsuda T., Nohda S., Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc // Nature. 1985 № 317. P. 603-604.
78. Otofudji Y. Large tectonic movement of the Japan Arc in Late Cenozoic time inferred from paleomagnetism: review and synthesis // The Island Arc. 1996 № 5. P. 229-249.
79. Reading H.G. Characteristics and recognition of strike-slip fault system // Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zone, Intl. Assoc. Sedimentologists, Spec. Pubs. 1980. N 4. P. 7-26.

- 80.** Robert J. Twiss and Eldridge Moores M // Structural geology, 1992 W.H. Freeman and Company.
- 81.** Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., McWilliams M // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Vol. 1271/128, part 2. 1992.
- 82.** Worral D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India–Eurasia collision // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 4. P. 813–826.