

В. С. Рождественский

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ
ПОЛУОСТРОВА ШМИДТА

(о. Сахалин)

На основании материалов, полученных при проведении крупномасштабной геологической съемки и тематических исследований, рассматриваются геологическое строение и тектоническое развитие п-ова Шмидта. Выделяются три позднемиеловые структурно-формационные зоны: Западно-Шмидтовская, сложенная прибрежно-морскими и континентальными образованиями, с линзами эффузивов и туфов трахиандезитовой формации (палеовулканическая островная дуга), Елизаветинская, сложенная туфоген-

ным флишем (преддуговой прогиб), и Восточно-Шмидтовская, сложенная офиолитами (глубоководный палеожелоб). В олигоцен-миоцене сначала в континентальных условиях, а затем в условиях краевого моря накопилась мощная (до 3000 м) толща терригенных, вулканогенных и кремнистотерригенных образований. В плиоцен-четвертичное время происходило общее поднятие полуострова. Складчато-надвиговые движения позднего мела — раннего палеогена сменились кайнозойскими сдвиговыми движениями.

Вопрос о положении о. Сахалин в системе островных дуг северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса дискусионен.

В свете идей тектоники плит восточная часть Сахалина рассматривается как аккреционный клин, образовавшийся в альб-сеномане и кампан-раннем палеогене в результате косої субдукции плиты Кула, двигавшейся на север и погружавшейся под материковую плиту Евразии [8]. В миоцене на месте Сахалина выделяется вулканическая островная дуга, служившая границей между Охотской микроплитой и плитой Евразии [4].

В свете геосинклинальной теории Сахалин до 60-х гг. рассматривался как позднемиеловой — кайнозойский прогиб, заложенный на герцинском фундаменте. В центральной части острова выделялся палеозойский срединный массив [1, 18, 19]. Позднее Сахалин подразделяется на две мезозойские структурно-формационные зоны: Западную — миогеосинклинальную и Восточную — эвгеосинклинальную [7, 9, 14]. В настоящее время разрабатываются мобилистские модели геосинклинального развития Сахалина, учитывающие большое значение надвигов в формировании структуры острова [10, 11, 13]. В то же время Сахалин иногда рассматривается как часть мезозойско-кайнозойской Охотоморской платформы [22].

К сожалению, в некоторых перечисленных работах недостаточно учитываются материалы крупномасштабных геологических исследований, что, возможно, и приводит к крайне противоречивым выводам.

В настоящем сообщении рассматриваются геологическое строение и тектоническое развитие п-ова Шмидта. На примере этого небольшого, хорошо изученного района сделана попытка понять некоторые геологические особенности Сахалина в целом.

Первые данные о геологическом строении п-ова Шмидта были получены Н. Н. Тихоновичем в начале XX столетия [24]. В 30-е гг. геологические исследования на полуострове были продолжены Е. М. Смеховым, В. В. Ишерским, Н. С. Ерофеевым, О. И. Бунным, в 50—60-е гг. — А. А. Капицей, И. И. Ратновским, Г. С. Ведерниковым, В. П. Мытаревым. Структура п-ова Шмидта в этот период исследований рассматривалась как линейно-складчатая или складчато-глыбовая, сформированная вертикальными движениями блоков земной коры. Выделялись три структурных этажа: мезозойский (по мнению некоторых авторов, палеозойский), верхнемиеловой и кайнозойский, единые для всей площади полуострова.

В конце 60 — начале 70-х гг. на территории п-ова Шмидта автором настоящей статьи совместно с А. Н. Речкиным и В. Г. Красновым была проведена крупномасштабная геологическая съемка. Эти данные, а впоследствии тематические исследования автора и Ю. Н. Разницына [10, 11] позволили выделить три мезозойские структурно-формационные зоны: Западно-Шмидтовскую, Елизаветинскую и Восточно-Шмидтовскую. На площади Елизаветинской и Восточно-Шмидтовской зон было установлено аллохтонное залегание мезозойских образований (рис. 1).

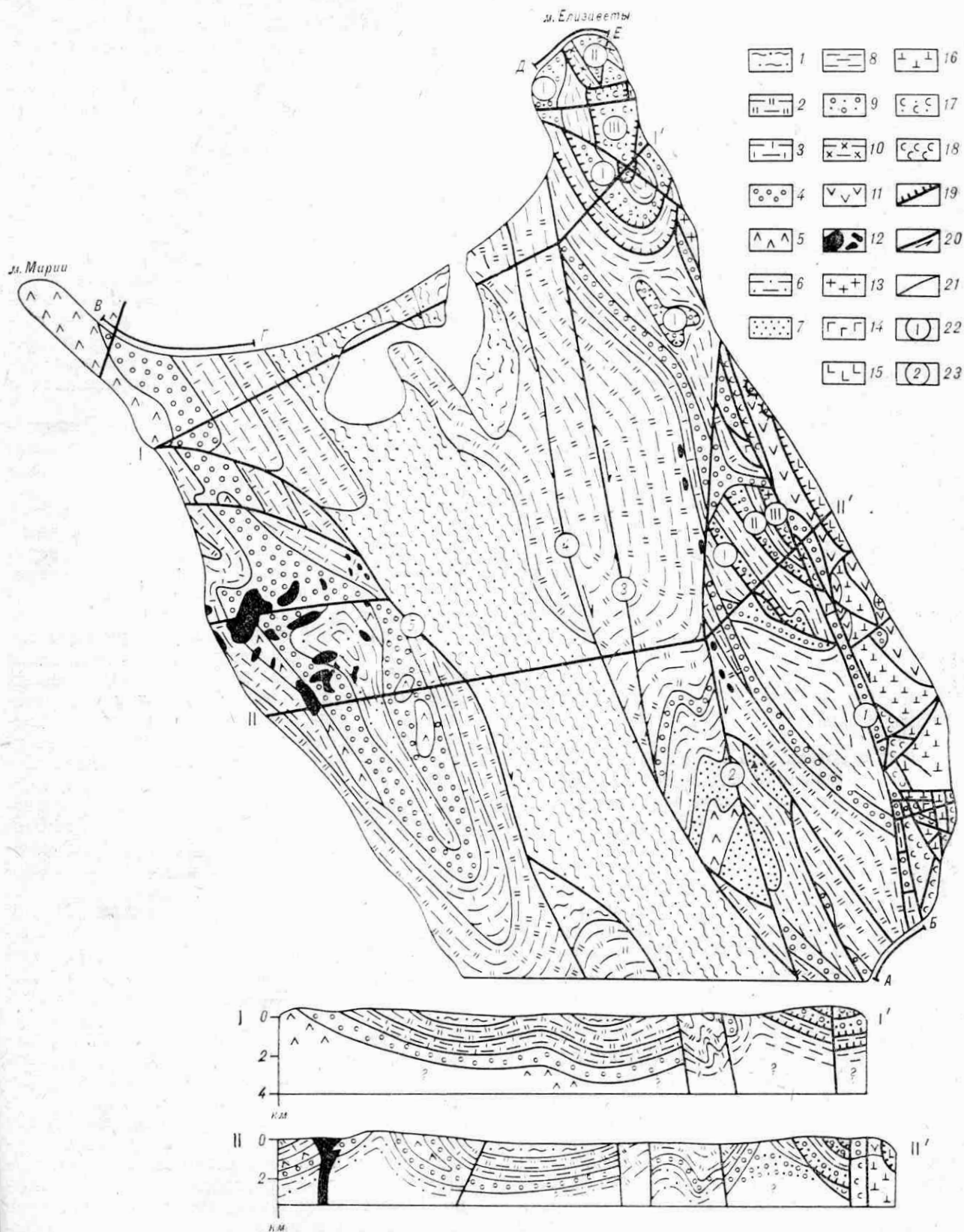


Рис. 1. Геологическая схема п-ова Шмидта.

1 — диановская, 2 — пильская, 3 — тумская, 4 — мацигарская свиты; 5 — трахизандезитовая формация; 6 — верхнеславянская, 7 — нижнеславянская подсвиты; 8 — верхнетоминская, 9 — нижнетоминская, 10 — тойская толщи; 11 — орлинская свита; 12 — оссексит-кринаниты; 13 — плагиограниты; 14 — габбро; 15 — габбро-диабазы; 16 — серпентинизированные перидотиты; 17 — серпентинитовый меланж; 18 — серпентиниты; 19 — надвиги; 20 — сдвиги и взбросо-сдвиги; 21 — стратиграфические границы; 22 — номера тектонических чешуй; 23 — номера сдвигов и взбросо-сдвигов. Основные сдвиги и взбросо-сдвиги: 1 — Лонгрийский, 2 — Хейтонский, 3 — Туинский, 4 — Куэгдинский, 5 — Западно-Шмидтовский. А — В, В — Г, Д — Е — разрезы верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений (см. рис. 3).

Осадочно-вулканогенные отложения, слагающие Восточно-Шмидтовскую зону, подразделяются нами на два структурных этажа: мезозойский и палеоген-неогеновый. Нижний структурный этаж сложен образованиями орлинской свиты. Свита представлена гналобазальтами, спилитами, диабазами, андизито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами, туфо- и лавобрекчиями с линзами, глыбовыми включениями и тонкими прослоями радиоляритов, яшм, окремненных известняков, кремнистых туфоалевролитов и песчаников. Эти образования сильно раздроблены, местами превращены в крупноглыбовую тектоническую брекчию, прослоены серпентинитами, серпентинитовым меланжем и подстилаются серпентинизированными гипербазитами.

По заключению А. И. Жамойды, в радиоляритах орлинской свиты наблюдаются формы радиолярий, сходные как с набильским комплексом радиолярий, характерным для орлинской свиты Восточно-Сахалинских гор (поздняя юра — ранний мел), так и с ракитинским (поздний мел) комплексом [2]. Г. С. Ведерников сопоставляет этот комплекс с валанжинским комплексом радиолярий Корякского нагорья. В настоящее время радиолярии, характерные для набильского комплекса, рассматриваются Л. И. Казинцовой как альб-сепманские, а для ракитинского — как кампанские [5].

Следует отметить, что Ю. Н. Разницыным в пляжевых отложениях юго-восточного побережья полуострова были встречены глыбы мраморизованных известняков, видимо, из отложений орлинской свиты, содержащие остатки фауны брахиопод нижнего — среднего девона [10].

Большинство исследователей полагают, что вулканогенно-кремнистые образования орлинской свиты, прорванные интрузивными массивами базитов и гипербазитов, слагают ядерную часть Восточно-Шмидтовского антиклинория [2]. Некоторые авторы считают, что внедрение гипербазитов произошло вдоль вертикального глубинного разлома [20]. Ю. Н. Разницын устанавливает присутствие трех пологих, тонких (0,3—0,5 км) тектонических чешуй (гипербазитов и габбро, яшм и базальтов, габбро-диабазов), надвинутых в конце позднего мела со стороны Охотского моря на верхнемеловые туфогенно-терригенные отложения [10, 11].

Разделяя вывод Ю. Н. Разницына об аллохтонном залегании офиолитов, автор не может согласиться с представлениями о пологом залегании офиолитовых чешуй в юго-восточной

части п-ова Шмидта. Судя по элементам залегания полосчатости перидотитов, а также орлинской и мачигарской свит, Южно-Шмидтовский гипербазитовый массив внедрился в виде протрузии вдоль зоны Лонгрийского разлома. Внедрение гипербазитов вызвало появление своеобразной приразломной антиклинали с крутым (до вертикального) юго-западным и более пологим северо-восточным крыльями.

В эрозионных врезках гипербазитового массива (до 350 м) и в скважинах (до 400 м) основание покрова не вскрыто и глубина залегания автохтона, сложенного верхнемеловыми туфогенно-терригенными отложениями, остается неопределенной. По данным аэромагнитной и гравитационной съемок, Южно-Шмидтовский гипербазитовый массив рассматривается как вертикально залегающее тело, расширяющееся с глубиной [20].

Офиолитовая ассоциация Восточно-Шмидтовской зоны имеет псевдостратифицированное, грубослоистое строение. В основании офиолитового разреза залегают серпентинизированные перидотиты, пересеченные тонкими (до 0,5 м) жилами ортопироксенитов. Центральная часть Южно-Шмидтовского массива сложена гарцбургитами и дунитами, краевые части — гарцбургитами и перцолитами. Вдоль разломов развиты серпентиниты.

В центральной части массива наблюдается чередование прерывистых линзовидных полос мощностью до 10—15 м серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. К дунитам приурочены мелкие линзы хромитов. Параллельно расчлененности в перидотитах массива развита тонкая (0,02—0,3 м) полосчатость, обусловленная чередованием слойков, обогащенных оливином или ортопироксеном, реже хромитом. Тонкополосчатые перидотиты совместно с дайками диабазов иногда образуют сильно сжатые мелкие опрокинутые складки с размахом крыльев 1—5 м.

По петрохимическим особенностям [14, 16] гипербазиты массива сходны с так называемыми «метаморфическими перидотитами», залегающими в основании офиолитовых ассоциаций, сопоставляемых с разрезом океанической коры [6].

С гипербазитами по тектоническому контакту, выраженному зоной серпентинитов, пренипектолитовых и глаукофансодержащих альбитовых пород, соприкасается пластина (мощность до 600 м) шаровых спилитовых лав и кремнисто-вулканогенных образований с линзами известняков (орлинская свита). Пластина вторично изогнута и залегает в своде Восточно-Шмидтовской антиклинали. С пластиной шаровых лав и кремнистых пород соприкасается крутозалегающая пластина (видимая мощность до 900 м) габбро и габбро-диабазов,

прорванных дайками диабазов и плагиогранитов. По данным Ю. Н. Разницына [10, 11], абсолютный возраст плагиогранитов (калий-аргоновый метод) составляет 87,1 млн лет.

В зоне разлома, ограничивающего перидотитовый массив с запада, а иногда и в центральной части массива встречаются крупные (до 1,5 км в поперечнике), расширяющиеся на глубину блоки массивных габбро, габбро-диабазов, а также расслоенных габбро, диоритов, плагиогранитов, мелкие блоки и глыбы родингитов и амфиболитов.

Таким образом, офиолитовый комплекс полуострова содержит почти полный набор пород, характерный для альпинотипной офиолитовой ассоциации и сопоставляемый многими геологами с разрезом океанической коры и верхней мантии. Однако последовательность залегания слоев, установленная для альпинотипных офиолитов, нарушена, отсутствует слоистый кумулятивный комплекс дунитов — перидотитов — пироксенитов, слабо проявлен комплекс параллельных даек.

При проведении геологических съемок контакты габброидов и перидотитов, обычно представленные зонами родингитизации, а также перидотитов и кремнисто-вулканогенных образований орлинской свиты картировались как активные, интрузивные. Родингиты рассматривались в качестве высокотемпературных приконтактных образований. В настоящее время эти контакты многими геологами рассматриваются как тектонические [10, 11]. Перидотиты вдоль контактов всегда превращены в серпентиниты, а родингиты, видимо, возникли в результате кальциево-магниевого метасоматоза вдоль тектонических контактов габброидов и перидотитов при серпентинизации последних [6].

Однако соприкосновение габброидов в районе горы Левенштерна с ороговикованными туфоалевролитами и аркозовыми песчаниками, отнесенными к орлинской свите, нарушает классическую картину строения офиолитовой ассоциации, наблюдаемую в типичных пластинах океанической коры, и может быть объяснено интрузивным внедрением габброидов. Если первичные контакты и были интрузивными, то в настоящее время они почти повсюду, за исключением ксенолита на горе Левенштерна, тектонические.

Присутствие глаукофан-альбитовых пород в меланже и вдоль тектонических контактов Южно-Шмидтовского гипербазитового массива с орлинской свитой указывает на формирование метаморфических пород подобных зон в условиях специфического метаморфизма высокого давления и низкой температуры, характерного для гипербазитовых поясов, маркирующих палеозоны Бенъофа [6].

Внутренняя структура Восточно-Шмидтовской зоны очень сложна. Сетка разрывов настолько густа, что блок в целом можно охарактеризовать как гигантскую тектоническую брекчию офиолитов, слагающую ядро кайнозойской приразломной антиклинали, восточное крыло которой срезано разломом и погружилось ниже уровня моря.

Остатки позднепалеоген-неогенового осадочного чехла, покрывавшего до сахалинской фазы тектогенеза всю площадь зоны, сохранились в отдельных узких (ширина 0,2—1 км) грабенах вдоль зоны Лонгрийского разлома, а иногда выступают в виде мелких «тектонических окон» из-под плиоцен-четвертичных надвигов офиолитов вдоль западных и восточных склонов Восточно-Шмидтовского хребта.

По геофизическим данным, вдоль восточного побережья Сахалина протягивается обширный пояс положительных магнитных и гравитационных аномалий, обусловленных массивами базитов и гипербазитов. Южно-Шмидтовская магнитная аномалия является лишь небольшой частью крупной магнитной аномалии интенсивностью до 2000 гамм, протягивающейся от мыса Елизаветы в юго-восточном направлении на 250 км при ширине до 30 км. Далее на юго-восток, на протяжении около 800 км (до Южно-Охотской глубоководной впадины) протягивается пояс симметричных положительных магнитных и гравитационных аномалий, интенсивность которых в южном направлении постепенно уменьшается в связи с увеличением мощности толщи кайнозойских немагнитных осадков, перекрывающих офиолиты.

Судя по данным морских сейсмических исследований, подкрепленных материалами магнитной и гравитационной съемок и морского бурения, гипербазитовые массивы на шельфе Северо-Восточного Сахалина часто залегают в ядерных частях антиклиналей, сложенных в сводовой части палеоген-неогеновыми отложениями мощностью до 4000 м. Образование этих антиклиналей, как и на п-ове Шмидта, видимо, вызвано протрузивным внедрением гипербазитов вдоль зоны Восточно-Сахалинского глубинного разлома.

ЕЛИЗАВЕТИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Вдоль Лонгрийского разлома Восточно-Шмидтовская зона соприкасается с Елизаветинской зоной, сложенной верхнемеловыми туфогенно-терригенными и терригенными отложениями. Контакты между верхнемеловыми отложениями и образованиями спилито-диабазо-яшмовой формации повсюду тектонические, поэтому об их стратиграфических взаимоотношениях трудно сделать какие-либо вполне определенные выводы. Предполагается, что верхнемеловые ту-

фогенно-терригенные отложения залегают выше спилито-диабазо-яшмовой толщи, имеющей юрский — раннемеловой или раннемеловой возраст [2]. В пользу этого свидетельствует присутствие в туфогравелитах томинской свиты обломков офиолитов. Однако судя по возрасту микрофауны радиолярий из орлинской толщи, эти толщи примерно одновозрастны и первоначально отлагались в разных структурно-формационных зонах.

До проведения крупномасштабной геологической съемки на площади Елизаветинской зоны картировалась моноклираль с пологим восточным падением слоев, последовательно сложенная четырьмя верхнемеловыми толщами: тойской, нижнетоминской, среднетоминской и верхнетоминской [2, 12]. Недоучет сдвигания разреза по надвигам приводил к неоправданному усложнению стратиграфии. Выделялись две пары идентичных по литологическому составу толщ, содержащих весьма близкие фаунистические комплексы. Это тойская и среднетоминская толщи, представленные тонкослоистым (1—2 мм) ленточным и тонкофлишоподобным (1—10 см) переслаиванием аргиллитов и алевролитов с редкими тонкими (до 0,1—0,4 м) прослоями мелкозернистых песчаников, с фауной *Inoceramus yabei* Nag. et Mat., и нижне- и верхнетоминская толщи, сложенные толстослоистым ритмичным переслаиванием туфобрекчий, туфов среднего и основного состава, туфонесчаников, граувакк, окремненных алевролитов и аргиллитов, с фауной *Inoceramus concentricus* Park., *In. nipponicus* Nag. et Mat., *In. tenuis* Mant. [2].

При детальном изучении района вместо моноклинали закартирована очень сложная чешуйчато-надвиговая структура. Верхнемеловые отложения расчленяются нами на три толщи. Тойская толща сложена слабослоистыми и массивными алевролитами с многочисленными мергелистыми конкрециями и с редкими прослоями (мощностью до 20 м) мелкозернистых окремненных песчаников. Толща охарактеризована фауной раннесеноманских иноцерамов *Inoceramus ex gr. crippsi* Mant., *In. cf. pictus* neocaledonicus Yeannet. Нижнетоминская толща представлена туфогенным флишем (верхний сеноман), а верхнетоминская сложена тонким ленточным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников. Возраст верхнетоминской толщи остается неясным. В ней отмечались находки сеноманских иноцерамов [2]. Однако на мысе Елизаветы, вблизи устья р. Порш, в аргиллитах этой толщи Н. Н. Тихоновичем [21] была обнаружена фауна *Helcion giganteus* Schmidt (кампан), а В. В. Ишерский и А. А. Капица сообщают о находках в аргиллито-алевролитовой толще радиально-ребристых кампанских

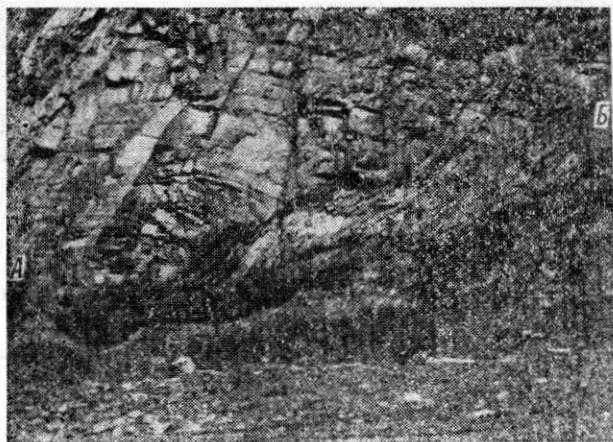


Рис. 2. Надвиг в лежачем крыле антиклинальной складки, сложенной отложениями верхнетоминской толщи. А — В — линия надвига.

иноцерамов *Inoceramus cf. balticus* Böhm, *In. cf. shicotensis* (Inai).

В западной части зоны в районе мыса Елизаветы слою верхнетоминской толщи смяты в пакеты опрокинутых в северо-западном направлении и лежащих складок с многочисленными пологими надвигами в подвернутых крыльях антиклиналей (рис. 2). Видимая мощность этих отложений не превышает 300 м. Залегающая выше чешуя I сложена отложениями нижнетоминской толщи (видимая мощность около 900 м), залегающими моноклиально. Выше согласно залегают отложения верхнетоминской толщи (видимая мощность 300 м). В основании следующей чешуи II залегают песчано-алевролитовые отложения тойской толщи, смятые в мелкие, опрокинутые на юго-запад складки с размахом крыльев в 40—60 м. Их согласно перекрывают отложения нижнетоминской толщи, сложенные в опрокинутую на юго-запад синклинальную складку (рис. 3, разрез Д—Е).

Чешуи I и II перекрыты пластиной мощностью не более 0,3—0,4 км, сложенной рассланцованными серпентинитами с включениями крупных блоков и мелких глыб серпентинизированных перидотитов, плагиогранитов, рондингитов, амфиболитов, глаукофановых сланцев и различных пород спилито-диабазо-яшмовой толщи. Положительная магнитная аномалия интенсивностью до 1000 гамм, обусловленная покровом офиолитов, в отличие от аномалий, связанных с линейными протрузиями гипербазитов типа Южно-Шмидтовской, имеет изометричную форму и окаймляется магнитным минимумом. По данным крупномасштабной аэромагнитной съемки, проведенной в 1969 г. Э. Н. Марковцом, мощность полого залегающей пластины магнитных пород не превышает первых сотен метров. Гравитационная

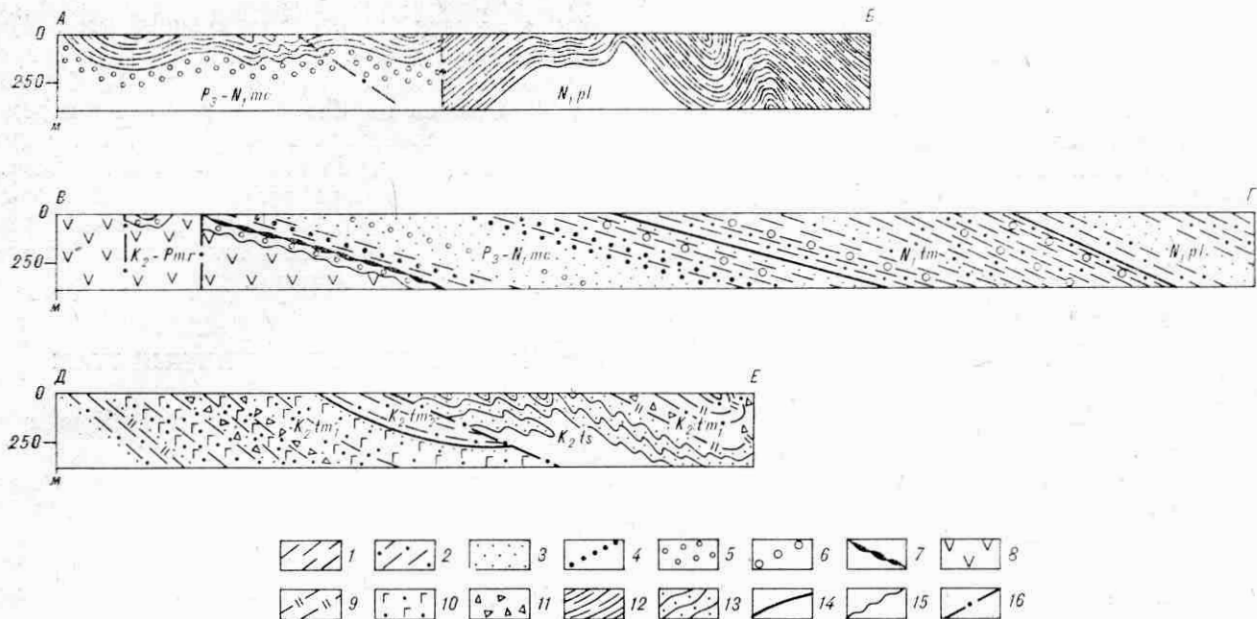


Рис. 3. Литолого-стратиграфические разрезы верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений.

1 — аргиллиты, кремнистые опоковидные аргиллиты, глинистые сланцы; 2 — алевролиты, опоковидные кремнистые алевролиты; 3 — песчаники, 4 — гравелиты; 5 — конгломераты; 6 — мергелистые и известково-кремнистые конкреции; 7 — каменные угли и углистые аргиллиты; 8 — базальтовые, андезитобазальтовые и андезитовые порфиры; 9 — яшмовые кремнистые породы; 10 — туфопесчаники и туфы основного и среднего состава; 11 — туфобрекчии основного и среднего состава; 12 — переслаивание опоковидных кремнистых аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников; 13 — алевролиты с прослоями песчаников; 14 — согласные стратиграфические границы; 15 — несогласные стратиграфические границы; 16 — разрывы. Свиты: N_1pl — пильская, N_1tm — тумская, $P_3 - N_1mc$ — машигарская, $K_2 - Pmr$ — марийская. Толщи: K_2tm_2 — верхнетомская, K_2tm_1 — нижнетомская, K_2ts — тойская.

аномалия в связи с небольшой мощностью покрова отсутствует.

Хейтонским правосторонним сдвигом восточная часть Елизаветинской зоны смещена в южном направлении на 5,5 км (см. рис. 1). Восточнее сдвига выделяются три надвиговые чешуи, видимо представляющие собой юго-восточное продолжение чешуй мыса Елизаветы.

На крупномасштабной аэромагнитной карте надвиги намечаются цепочками положительных магнитных аномалий, отражающих, по-видимому, влияние погребенных под меловыми отложениями приразломных полос серпентинитового меланжа. Одна из наиболее интенсивных аномалий соответствует выходу на поверхность небольшой линзы меланжа, приуроченной к основанию нижней надвиговой пластины (см. рис. 1).

Поздне меловые надвиговые чешуи, составляющие Елизаветинскую зону, в кайнозойское время были прорваны дайками тералитов и эссекситов и смяты в синформные и антиформные брахискладки, входящие в состав Восточно-Шмидтовской антиклинальной зоны, крылья которой сложены палеоген-неогеновыми отложениями, залегающими с резким структурным несогласием на офиолитах и верхнемеловых терригенных отложениях.

Тектоническое строение Елизаветинской зоны очень сложное, и предложенная автором интерпретация структуры и стратиграфическо-

го разреза, возможно, не является окончательной.

ЗАПАДНО-ШМИДТОВСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Западно-Шмидтовская зона отделена от Елизаветинской узкой (шириной от 2,5 до 5 км) полосой складчатых палеоген-неогеновых отложений. В пределах этой полосы палеоген-неогеновые отложения смяты в узкие, сильно сжатые складки с общим наклоном осевых плоскостей на северо-восток. Вдоль контакта с верхнемеловыми отложениями третичные отложения нередко имеют опрокинутое залегание. В подвернутых крыльях опрокинутых антиклиналей иногда отмечаются небольшие надвиги с движением горных масс в юго-западном направлении (см. рис. 1, 3).

На площади Западно-Шмидтовской зоны нижний структурный этаж сложен породами славянской и марийской свит. Структурные планы (простирапия слоев) верхнемеловых и третичных отложений почти совпадают, однако третичные отложения обычно имеют более пологое залегание.

В основании разреза залегают отложения славянской свиты, подразделяемые на две подсвиты, нижняя подсвита сложена полимиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами с линзами кремнистых пород, рифогенных из-

вестняков и известковистых туфопесчаников, верхняя — полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с углистыми прослоями и обильными включениями углефицированных растительных остатков, имеющих, по заключению В. А. Вахромеева, сенонский (коньяк — ранний кампан) возраст [2]. В районе Трехбратского горного массива наблюдаются силлы, дайки и экструзивные тела трахитов, пироксеновых сиенитов, альбитофиров, дацитов, трахиандезитов и трахиандезитобазальтов.

Марийская толща сложена андезитовыми, базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиридами, трахиандезитами и трахиандезитобазальтами, липарито- и андезитодацитами, туфами и туфобрекчиями. В процессе образования толщи основной вулканизм сменился средним и кислым. Северо-западное окончание мыса Марии представляет собой экструзивно-жерловое тело, сложенное кварцевыми трахиандезитами, андезитодацитами и липаритодацитами.

Покровы и туфы трахиандезитов, трахилипаритодацитов, трахибазальтов и трахиандезитобазальтов отмечаются также в нижней части машигарской свиты и на контакте машигарской и тумской свит в сводовой части и крыльях Эспенбергской антиклинали.

Вулканиды всех трех толщ (славянской, марийской и машигарской) обладают сходным петрографическим составом и обнаруживают большое петрохимическое сходство с вулканидами учирской свиты (кампан) Восточно-Сахалинских гор [16]. Все эти эффузивно-туфовые толщи отнесены нами к трахиандезитовой формации островодужного вулканизма [16], что дает основание выделять вдоль восточного побережья Сахалина позднемерловую островную дугу. Содержание окиси титана в вулканидах этих толщ по сравнению с эвгеосинклинальными вулканидами остринской, ракутинской и орлинской толщ является резко пониженным (в 4—5 раз) при одинаковом содержании окиси калия [16]. Специфичность вулканизма (повышенная щелочность) позволяет предполагать наложение позднемерловой островной дуги на консолидированную континентальную кору.

В окрепленных туфоалевролитах марийской свиты обнаружены позднемерзозойские радиолярии. Абсолютный возраст (калий-аргоновый метод) трахиандезитов этой свиты 99 млн лет, а кварцевых трахиандезитов экструзивно-жерловой фации — 52 млн лет. Этому возрасту близок абсолютный возраст трахиандезитовых покровов в крыльях Эспенбергской антиклинали — 50 млн лет [2]. Значительно позднее произошло внедрение даек, силлов и небольших массивов кринанитов, эссекситов и тералитов, образующих купольно-кольцевую структуру в районе г. Эспенберга. По геологическим данным (прорывают отложения пильской свиты),

они являются последнемерзозойскими. Пояс подобных даек плиоценового возраста протягивается вдоль западного побережья Сахалина [2]. Обычно на Сахалине подобные породы называют целочными габброидами, но, видимо, более правильно относится их к интрузивной фации формации целочных оливиновых базальтов (трахибазальтов) континентов. Краевые части кринанитовых штоков иногда сложены трахиандезитодацитами.

КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В позднем мелу — раннем палеогене п-ов Шмидта был поднят выше уровня моря и пенепленизирован. В позднем палеогене осадконакопление возобновилось и продолжалось до позднего миоцена. За этот период вначале в континентальных, а затем в прибрежно-морских, морских и лагунных условиях образовалась мощная (до 3000 м) толща терригенных, кремнистых и кремнисто-терригенных отложений, образующих единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления. В основании цикла залегают континентальные и прибрежно-морские отложения машигарской свиты, которые сменяются прибрежно-морскими и морскими отложениями тумской и пильской свит. Регрессивную часть цикла составляют лагунные отложения диановской свиты.

В основании машигарской свиты отмечается либо угленосная пачка (западная часть полуострова), либо пачка базальных конгломератов (восточная часть полуострова). Н. Н. Тихоновичем [21], а затем И. И. Ратновским [12] в угленосной пачке были собраны эоценовые растительные остатки. Тем не менее предпочтение отдавалось фауне моллюсков, собранной в вышележащей песчаной пачке, и возраст свиты определяется как раннемиоценовый [2, 12]. В последнее время возраст свиты определяется как олигоценый [3].

Состав гальки в базальных конгломератах машигарской свиты меняется в зависимости от состава подстилающих отложений. В западной части полуострова в основании свиты отмечается пласт конгломерато-брекчий мощностью 1—3 м, содержащий угловатые обломки эффузивов и туфов, песчаников и алевролитов марийской и славянской свит. Базальные конгломераты Восточно-Шмидтовской зоны сложены галькой габброидов, перидотитов, яшм и других пород офиолитовой ассоциации, а Елизаветинской — алевролитами, туфопесчаниками и туфами тойской и томинской свит.

Базально-конгломератовая и угленосная пачки мощностью 50—60 м каждая сменяются переслаиванием прибрежно-морских песчаников и туфопесчаников с конгломератами-ракушеч-

никами и песчанистыми алевролитами. Общая мощность свиты 600—650 м.

Выше согласно на большей части площади с постепенным переходом залегает тумская свита мощностью до 700 м (нижний миоцен), сложенная опоковидными кремнистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. В районе Эспенбергского горного массива в средней части мачигарской свиты и на ее контакте с тумской свитой отмечаются линзы вулканитов трахиандезитовой формации. В этом районе в основании тумской свиты залегает базальный конгломерат, сложенный галькой подстилающих свиту эффузивов с незначительной примесью гальки метаморфических сланцев, гранитоидов и песчано-алевролитовых пород славянской свиты.

Отложения тумской свиты сменяются аналогичными по составу, но более тонкозернистыми и кремнистыми образованиями пильской свиты, мощность которой изменяется от 700 до 1500 м (средний миоцен). В основании пильской свиты отмечаются пласты глауконитовых песчаников и желваковых фосфоритов. Для верхней части мачигарской, тумской и пильской свит характерно присутствие большого количества мергелистых, известково-кремнистых и песчано-известковых конкреций до 2—3 м в поперечнике, встречаются также крупные глыбы гранитов, гранитов-гнейсов, метаморфических сланцев, видимо, принесенные плавающими льдами с материка. В юго-западной части полуострова пильская свита содержит многочисленные прослои мощностью от 10 до 40 м средне- и крупнозернистых песчаников, к которым приурочены нефтепроявления.

Отложения мачигарской, тумской и пильской свит на большей части площади полуострова залегают согласно и характеризуются довольно выдержанной мощностью. Резкое уменьшение мощности всех трех свит наблюдается по данным бурения в западном крыле Трехбрательской антиклинали и, видимо, связано с существованием конседиментационного поднятия. Последнее, вероятно, располагалось и в юго-восточной части полуострова, где пильская свита залегает непосредственно на отложениях мачигарской свиты.

В основании диановской свиты (верхний миоцен), сложенной диатомитами, диатомовыми аргиллитами и глинами, залегает мощная (до 250 м) пачка известковых песчаников с линзами гравелитов-ракушечников. Песчаники залегают с разрывом и содержат гальку как меловых пород, так и опоковидных алевролитов пильской свиты.

Южнее п-ова Шмидта, на Охинском перешейке, пильская свита перекрывается толщей верхнемиоцен-плиоценовых песчано-глинистых отложений. На п-ове Шмидта плиоценовые от-

ложения отсутствуют. В плиоцен-раннеплейстоценовое время происходило поднятие территории полуострова и формирование постседиментационных складок и разрывов (сахалинская фаза тектогенеза).

В соседних прогибах Северного Сахалина и впадины Дерюгина накопилась мощная (до 3—4 тыс. м) плиоцен-четвертичная моласовая толща. В этот период были сформированы три антиклинальные (Западно-Шмидтовская, Куэгда-Трехбрательская и Восточно-Шмидтовская) и две разделяющие их синклинали (Диановская и Лонгрийско-Валовская) зоны (см. рис. 1). В пределах Западно-Шмидтовской антиклинальной зоны третичные отложения слагают пологие (15—25°) крылья кулисообразно расположенных Марийской и Эспенбергской антиклиналей. Крутые и опрокинутые залегания слоев иногда наблюдаются в зоне Западно-Шмидтовского разлома. В Диановской синклинали зоне слои залегают очень полого (5—10°). Куэгдинская антиклиналь имеет простое, почти симметричное строение. Ее южное продолжение (Трехбрательская антиклиналь) сильно нарушено разрывами. Сохранилось лишь северное периклинальное замыкание этой складки. Интенсивность складчатости резко увеличивается при приближении к Восточно-Шмидтовскому хребту (см. рис. 1, 3).

РОЛЬ СДВИГОВ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ П-ОВА ШМИДТА

Сложная система складок и надвигов п-ова Шмидта, имеющая в общем северо-западное простирание, рассечена крутопадающими, почти вертикальными разломами сдвигового и взбросо-сдвигового типа. Эти разломы хорошо выражены в рельефе либо в виде прямолинейных тектонических уступов, либо в виде микрохребетиков (валов) высотой до 2—3 м, сопровождаемых ложбинами (рис. 4). Амплитуда разрывного горизонтального смещения отчетливо устанавливается по Хейтонскому сдвигу, вдоль которого наблюдается правосдвиговое смещение контакта верхнемеловых и третичных отложений на 5,5 км. На такое же расстояние смещен разорванный сдвигом пояс даек неогеновых эссексит-кринанитов (см. рис. 1).

Формирование складчатых структур п-ова Шмидта в период сахалинской фазы тектогенеза в значительной степени определялось сдвиговыми движениями [15, 17]. Полуостров, видимо, возник в узле пересечения сдвигов субмеридионального и взбросо-сдвигов северо-западного простирания. Приразломные складки либо ориентированы под острым углом (15—



Рис. 4. Фотоснимок Хейстонского сдвига в районе Трехбрасского горного массива. Хорошо виден прямолинейный валик, маркирующий выход разлома на поверхность земли. А — Б — линия сдвига.

30°) к простиранию субмеридиональных разломов (складки волочения), либо располагаются вдоль разломов, имеющих северо-западное простирание (см. рис. 1) Вероятно, они связаны с протрузивным внедрением глинисто-сланцевых диапиров или серпентинитов и серпентинизированных перидотитов в зонах сжатия сдвигов. На заключительных стадиях деформации субмеридиональные сдвиги были трансформированы в крутонадающие взбросы, вдоль которых и в настоящее время происходит поднятие Восточного и Западного хребтов и прогибание разделяющей их депрессии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на п-ове Шмидта наблюдается сочетание трех надвинутых друг на друга позднемеловых структурно-формационных зон: Западно-Шмидтовской, Елизаветинской и Восточно-Шмидтовской. Западно-Шмидтовскую зону, сложенную прибрежно-морскими и континентальными песчаниками и алевролитами с линзами рифогенных известняков, эффузивов и туфов трахиадезитовой формации, видимо, можно рассматривать как позднемеловую островную дугу, заложенную на континентальном основании [16]. Елизаветинскую зону, сложенную туфогенным флишем, можно рассматривать как преддуговой прогиб, а Восточно-Шмидтовский офиолитовый пояс отмечает положение глубоководного желоба. Все эти зоны находят продолжение на площади Северного Сахалина (рис. 5) [16].

Позднемеловые осадочные, вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи п-ова Шмидта, несмотря на очень сильную перемятость и нарушенность, имеют стратифицированное,

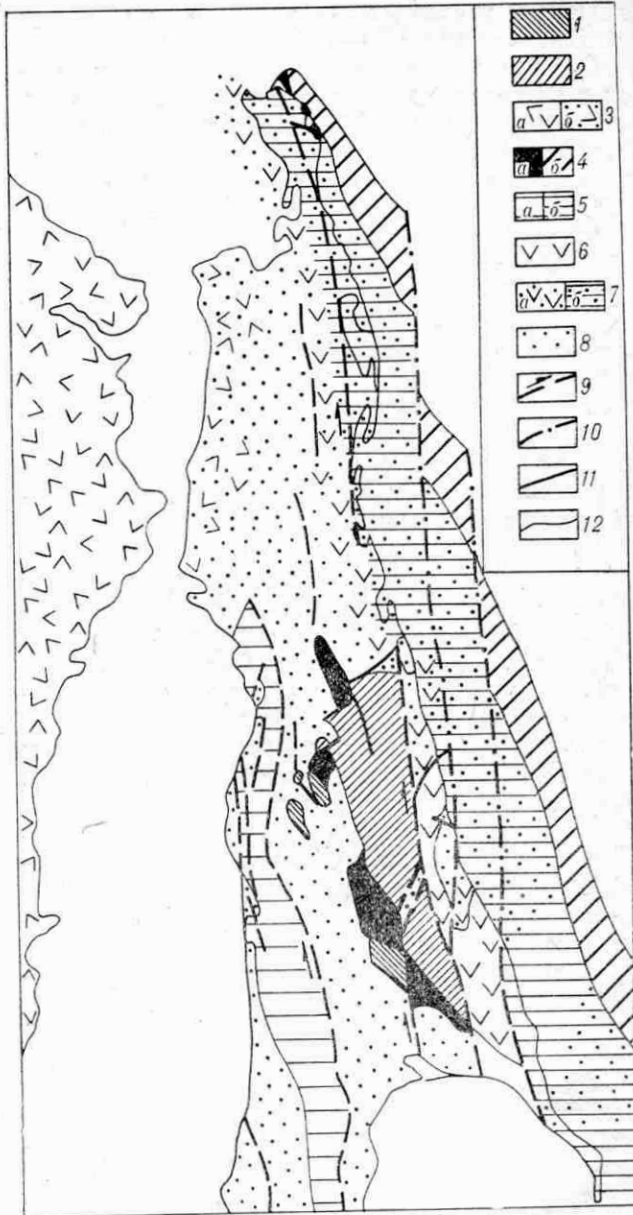


Рис. 5. Структурно-формационные зоны Северного Сахалина.

1 — позднепалеозойско-мезозойские отложения; 2 — юрские — нижнемеловые отложения; 3 — образования Сихотэ-Алинского мел-палеогенового вулканического пояса; 4 — выходящие на поверхность, 6 — перекрытые неогеновыми терригенными отложениями; 4 — офиолитовые пояса (палеозоны Беньюфа); а — на суше, б — предполагаемые по геофизическим данным под водой и осадочными отложениями; 5 — верхнемеловые терригенные и туфогенно-терригенные отложения; а — Западно-Сахалинский прогиб типа краевого моря, б — Восточно-Сахалинский преддуговой прогиб; 6 — верхнемеловые вулканогенные отложения (палеовулканическая островная дуга Восточного Сахалина); 7 — верхнемеловые отложения Восточного Сахалина, перекрытые кайнозойскими образованиями; а — вулканогенные (палеовулканическая островная дуга), б — терригенно-туфогенные (преддуговой прогиб); 8 — кайнозойские отложения; 9 — глубинные разломы (сдвиги); 10 — предполагаемое продолжение разломов в акватории Охотского моря; 11 — поперечные разломы; 12 — стратиграфические границы.

слоистое строение. Структурно-формационные зоны преддугового прогиба и глубоководного палеожелоба, видимо, были раздавлены и надвинуты одна на другую в результате столкновения в позднем мелу — раннем палеогене Са-

халинской островной дуги с Охотоморским срединным массивом. Возникшие в это время складчато-надвиговые структуры в дальнейшем были переработаны кайнозойскими сдвиговыми движениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д. и др. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. — М.: Гостехиздат, 1963 (Тр. ВНИГРИ. — Вып. 217).
2. Геология СССР. Остров Сахалин. Т. 33, ч. 1. — М.: Недра, 1970.
3. Гладенков Ю. Б. Морской верхний кайнозой северных районов. — М.: Наука, 1978 (Тр. ГИН АН СССР. — Вып. 313).
4. Зоненшайн П. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. — М.: Недра, 1979.
5. Казинцова Л. П. Новые данные о возрасте кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по радиояркам // Тез. докл. IX Всесоюзного микропалеонтологического совещания. — Ухта, 1983.
6. Колман Р. Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
7. Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. — М.: Наука, 1973.
8. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
9. Пуцаровский Ю. М. О тектонике Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1964. — № 12.
10. Разницын Ю. П. Сравнительная тектоника гипербазальных поясов п-ова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан) // Геотектоника. — 1975. — № 2.
11. Разницын Ю. П. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. — М.: Наука, 1982.
12. Ратновский И. И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. — Л.: Гостехиздат, 1960.
13. Рихтер А. В., Брагин П. Ю. Строение и возраст вулканогенно-кремнистых отложений о. Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — № 12.
14. Рождественский В. С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина // Геология и геофизика. — 1966. — № 3.
15. Рождественский В. С. Сдвиги в Восточном хребте полуострова Шмидта на Сахалине. — Там же. — 1972. — № 10.
16. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология. — 1982. — № 2.
17. Рождественский В. С. О влиянии сдвигов на формирование структуры острова Сахалина // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1984. — № 9.
18. Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
19. Сметов Е. М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. — Л.; М.: Гостехиздат, 1953.
20. Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. — М.: Наука, 1966.
21. Тихонович И. И. Полуостров Шмидта. — Петроград, 1914 (Тр. Геол. ком. Нов. сер. — Вып. 82).
22. Тютрин И. И., Дуничев В. М. Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса. — М.: Недра, 1985.

ИИГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
16 июня 1986 г.

ДИСКУССИЯ

Считаю недостаточно аргументированным выделение В. С. Рождественским на п-ове Шмидта позднемеловой островной дуги. Среди верхнемеловых и олигоценовых вулканитов полуострова преобладают щелочные породы (трахитандезиты, трахидациты, трахитандезитобазальты). Эффузивы славянской свиты залегают среди мощных осадочных толщ флишеидного строения. Вулканиты мацигарской свиты отделены от верхнемеловых образований значительным перерывом во времени. Все это противоречит отнесению всего комплекса вулканитов Западно-Шмидтовской структурно-формационной зоны (от славянской сви-

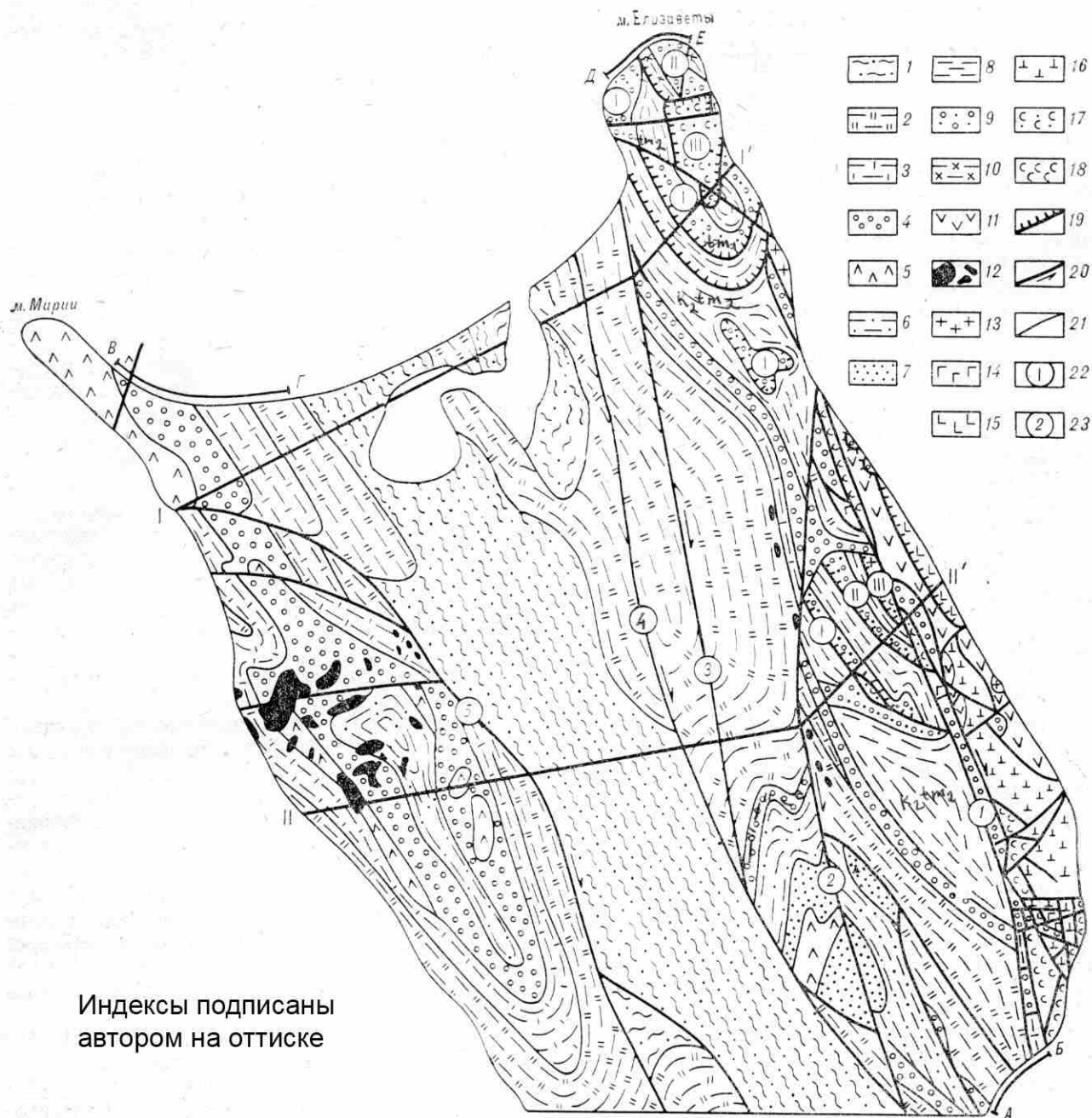
ты верхнего мела до мацигарской свиты олигоцена) к островодужным.

Кроме того, островодужные комплексы должны быть сопряжены с комплексами тылового и фронтального прогибов. С моей точки зрения, нет оснований для выделения таких прогибов позднемелового возраста западнее и восточнее п-ова Шмидта (в рассматриваемой статье В. С. Рождественский доказательств их существования не приводит). В частности, западнее п-ова Шмидта в сеноне располагался окраинно-континентальный вулканогенный пояс.

Вместе с тем считаю, что представленные В. С. Рождественским материалы достойны внимания и заслуживают опубликования.

ИИГиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Д. Ф. Семенов



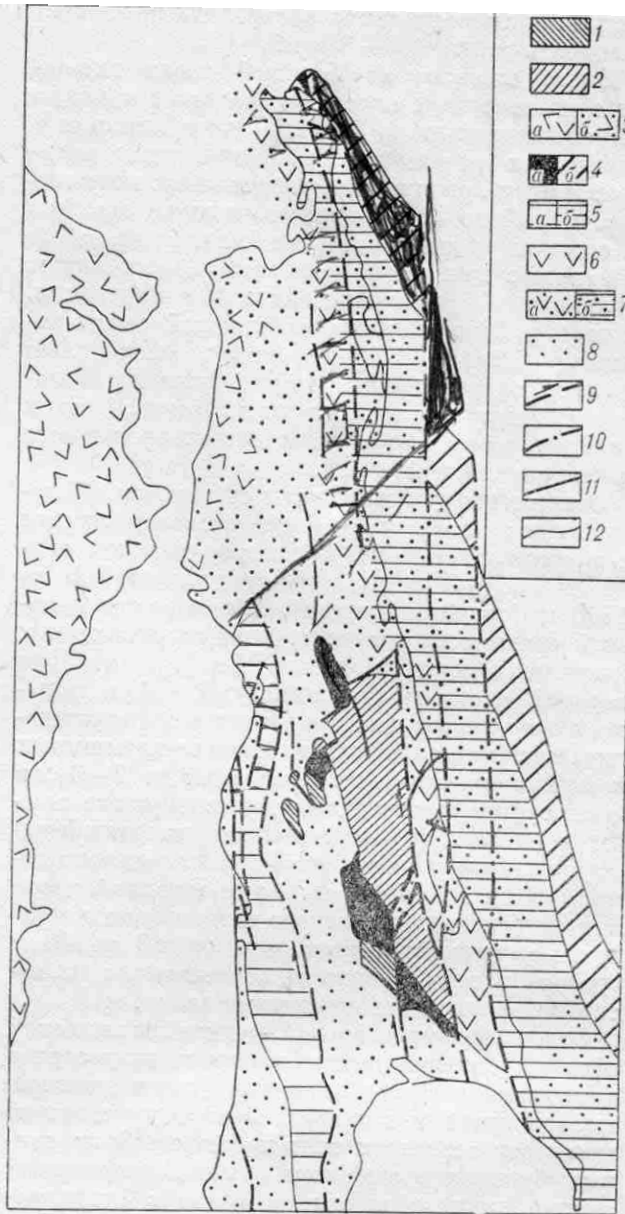


Рис. 5. Структурно-формационные зоны Северного Сахалина.

океана.— М.: Наука, 1982.

газоносность северо-западной части тихоокеанского пояса.— М.: Недра, 1985.

12. Ратновский И. И. Геологическое строение полуост-

ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Увязка стр.-форм. зон юго-вост. Шингиря и средн. Сах-на в
двух, затоплен к тект. каре. Попр. и в редакцию. 16 июня 1986 г.

была м.к.т. Березовая река. ~~Средне-Сахалинская~~ ~~Восточно-Шингиревская~~
зона соотнесена с западно-Сахалинской, Восточно-Шингиревской,
с Центр. Сах. (Надвисской) и юго-западной.

ДИСКУССИЯ

ты верхнего мела до мачигарской свиты олигоцена)