

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ
(Японское и Охотское моря)

ВЛАДИВОСТОК
1977

В сборнике представлены разнообразные статьи, отражающие вопросы геологического строения суши и его влияния на состав осадков прибрежной зоны Японского и Охотского морей, литологии, минералогии и геохимии осадков шельфа. Рассмотрены вопросы геоморфологии шельфа и этапы становления рельефа прибрежной суши. Приведены данные сейсмоакустического профилирования, а также оригинальные материалы биогеохимических исследований как разработка метода поиска полезных ископаемых. Сборник является началом публикации итогов проводящихся в ДВНЦ АН СССР комплексных исследований по совместному изучению шельфа и питающей суши. Донные морские пробы собраны под руководством Р. О. Радкевича.

**Издано по решению
Редакционно-издательского совета
Дальневосточного научного центра АН СССР**

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент Академии наук СССР
Е. А. РАДКЕВИЧ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРИБРЕЖНОЙ СУШИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

*Е. А. РАДКЕВИЧ, С. А. КОРЕНБАУМ,
Г. А. ВАЛУЙ, В. Ф. ИГНАТОВА, О. И. ГОРБАТЮК*

Берега Японского моря на значительном протяжении ориентированы параллельно направлению структурно-формационных зон и лишь на юге Приморья почти перпендикулярно секут складчатые сооружения (Южно-Приморская зона). Геологическое строение берегов наиболее разнообразно в южной части, где к побережью подходят зоны различного геологического строения. Однако и на севере, где на протяжении более 1200 км вдоль побережья протягивается Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген, происходит неоднократная смена пород: по простиранию пояса. Вместе с тем закономерно изменяется состав вулканитов и интрузивов с постепенным увеличением роли кислых пород, в южном направлении. Значительные изменения происходят на участках пересечения секущих разломов с продольными береговыми разломами. Здесь располагаются массивы гранитоидов и поля молодых базальтоидов, существенно влияющих на изменение состава осадков на шельфе: гранитоиды сопровождаются аркозовыми песками, молодые базальты — полимиктовыми и граувакковыми. На состав морских отложений влияют особенности петрохимического и минералогического состава пород.

Обломочный материал поступает на шельф не только из собственно береговой зоны, где происходит интенсивная волновая абразия, но и из относительно удаленных зон, откуда он выносится многочисленными реками, обычно имеющими в Приморье крутое падение и влекущими в твердом стоке не только глинистые и песчаные, но и галечно-валунные составляющие. Особенно интенсивен этот привнос далекого материала в периоды паводков и наводнений, когда происходит его перемещение с горных склонов и мелкими временными водотоками. В связи с этим представляет интерес геологическое строение и широкой полосы, охватывающей области питания рек.

При изложении материала рассматриваются две крупные области: северная, включающая на западе Восточно-Сихотэ-Алинский верхне-меловой вулканоген, на востоке — Западно-Сахалинскую третичную миогеосинклинальную зону, и южная, соответствующая Южно-Приморской широтной зоне, расположенной под углом по отношению к направлению складчатых сооружений и характеризующейся по преимуществу развитием палеозойских осадочных и осадочно-метаморфических пород, а также палеозойских гранитоидов.

Область Сихотэ-Алинского вулканического пояса

При общих сходных чертах геологии побережья его участки различаются по составу пород. Рассмотрим геологическое строение этих участков, которое, несомненно, оказывало влияние на литохимические

и геохимические особенности осадков шельфа. В пределах пояса, протягивающегося вдоль побережья Татарского пролива и Японского моря, можно выделить несколько отрезков различных по составу пород, подвергающихся морской абразии и дренируемых впадающими в море реками. С севера на юг выделяются звенья: Нижний Амур — Совгавань, Совгавань — Светлая, Светлая — Кема, Кема — Терней, Терней — Владимир, Владимир — Киевка.

Звено Нижний Амур — Совгавань. С востока — Западно-Сахалинская прибрежная зона. На месте Татарского пролива в начале позднего плейстоцена располагался глубоко вдававшийся в сушу замкнутый залив Японского моря, в районе прол. Невельского — континентальная перемычка между Сихотэ-Алинским и Сахалинским поднятиями. Здесь под голоценовыми морскими отложениями вскрыты бурением торфяники, формировавшиеся в продольной депрессии, разделявшей поднятия Сихотэ-Алиня и Сахалина, бывшего в то время полуостровом. Татарский пролив мелководен. Течение образует в нем заворот против часовой стрелки, огибая мелководье прол. Невельского. Пролив ориентирован в меридиональном направлении, подчинен системе трансструктурных меридиональных разломов, продолжающих тектоническое направление Боннинской островной дуги. Вдоль одного из таких разломов на западном побережье Сахалина протягивается цепочка массивов щелочных базальтоидов, а в Сихотэ-Алинском поясе развиты вулканические мел-неогеновые образования и плиоценовые базальты. Здесь прослеживается и система трансирюкских продолжение пояса поперечных разломов монголо-охотского близширотного направления.

Петрохимические особенности этого отрезка вулканического пояса состоят в том, что на пересечении субширотных Монголо-Охотских линейментов и субмеридиональной системы разломов зоны Татарского пролива получают развитие магматические породы повышенной основности (базальтоиды и породы андезитового ряда) при подчиненном значении кислых вулканитов. Вулканический комплекс формировался длительное время. Он начинается верхнемеловыми породами андезитового состава и завершается миоценовыми и плиоценовыми базальтами. Растянуты по времени и интрузивные проявления, а также рудные образования, развивавшиеся от верхнего мела до олигоцена или миоцена. Петрохимический профиль интрузивных пород (развитие гранитоидов повышенной основности и их кислых дифференциатов) определил и металлогеническую специализацию области — контрастное сочетание и разнообразие редкометалльной минерализации (олово, вольфрам, молибден).

Осадконакопление в Татарском проливе¹ носит ярко выраженный терригенный характер. Здесь накапливаются преимущественно кластогенные галечно-песчаные и алевролитово-глинистые осадки по классической схеме механической дифференциации, когда на мелководно-прибрежных участках осаждается псефито-псаммитовый материал, сменяющийся к центральному, наиболее глубокому, участку акватории все более и более тонким. Терригенный тип осадконакопления подвывает здесь все другие виды и проявляется в чрезвычайно низкой карбонатности, слабой железистости осадков, практическом отсутствии марганца и т. д. Анализ количественного соотношения основных осадкообразующих компонентов (кварца, полевых шпатов, обломков пород) показал, что в проливе сложились две провинции: мелководно-морская, ближе расположенная к источникам питания, высланная осадками граувакково-кварцевого и чисто грауваккового состава; бо-

¹ Осадки Татарского пролива изучены и описаны В. Ф. Игнатовой.

лее глубоководная, смещенная к центральной котловине пролива, в ней развиты осадки олигомиктово-кварцевого, иногда мономинерально-кварцевого состава. Такая минеральная сепарация свидетельствует, что осадки размещались при активном влиянии гидродинамических факторов среды.

Химический анализ донных осадков позволил выявить кластогенную природу большинства элементов. В их число вошли V, Fe, Co, Cu, Pb, Zn, Ti, Cr, Ag, Sn и другие, которыми обогащены относительно крупные классы осадков. Размещение этих элементов явно подчиняется законам механической дифференциации — носит выраженный центростремительный характер: наибольшие концентрации обнаруживаются в мелководно-морских накоплениях.

Геохимический анализ материала на основе подсчета кларков в осадках приматерикового и присахалинского шельфов, а также центральной котловины Татарского пролива выявил отчетливую асимметрию в накоплении ряда элементов. Так, обращает на себя внимание максимальное накопление SiO_2 (в среднем 71%) в осадках присахалинского шельфа и северной, кутовой части пролива, и минимальное количество двуокиси кремния (в среднем 65%) в осадках материкового шельфа. Степень основности современных осадков подтверждается «согласованным» поведением и ряда других осадкообразующих окислов: более «основный» характер осадков материкового шельфа проявляется в относительно высоком содержании MgO (1,1% против 0,7 на присахалинском шельфе), TiO_2 (0,56% против 0,43) и т. д. Геохимическая асимметрия находит выражение и в распределении ряда рудных элементов. Свинец и цинк, олово и серебро проявляют тенденцию к накоплению на материковом шельфе, причем обогащенные участки располагаются по ходу основного потока наносов, нередко приурочены к батиметрическим ступеням и несут признаки естественного шлихования.

Геохимическая асимметрия в Татарском проливе, несомненно, связана с геологическим строением обрамления этой акватории. Область абразии в материковой части включает в основном породы базальтоидного ряда, лишь кое-где развиты участки прибрежных аккумулятивных равнин, поставляющих в ограниченном размере полимиктовый материал. Сахалинское побережье, напротив, за счет размыва рыхлых меловых и третичных пород поставляет кислый материал, который потоком наносов в соответствии с генеральным направлением течения перемещается вдоль острова на север. На севере, в кутовой части пролива, при развороте течения к югу происходит сброс основной массы обломочного материала. Именно здесь зафиксированы преимущественно мономинерально-кварцевые накопления с содержанием SiO_2 до 79%. В приматериковой части состав размываемых пород резко изменяется, а это прежде всего выражается в снижении содержания SiO_2 и в увеличении концентрации MgO , TiO_2 и Na_2O . Относительно высокие кларки свинца, цинка и олова на материковом рельефе также связаны с особенностями металлогении Сихотэ-Алинской складчатой области.

Совгавань — Светлая. По петрохимическим и металлогеническим особенностям это звено является промежуточным между северным (Нижний Амур — Совгавань) и более южными звеньями собственно оловоносной Сихотэ-Алинской провинции, которые отличается отчетливо выраженный сиалический профиль магматизма и металлогении. В рассмотренном районе довольно широко распространены вулканы среднего и основного состава, вскрывающиеся непосредственно на побережье. Спорадически встречаются массивы палеогеновых гранитоидов. На отрезке от приустьевой части р. Нахта до р. Светлой вдоль широтного разлома протягивается широкая полоса ранне-

неогеновых и позднеогеновых базальтоидов, обнажающих вдоль берега на протяжении 40 км. Это породы фемического профиля, что, несомненно, должно найти отражение в металлогенических особенностях шельфа. Ширина шельфа на этом участке достигает 40 км.

Светлая — Кема. Северная часть звена включает вскрывающиеся на побережье гранитоиды, прорывающие верхнемеловые кислые вулканиты. Центральная и южная части звена сложены верхнемеловыми кислыми вулканитами, прорванными небольшими интрузиями гранитоидов. Эти породы на значительных пространствах перекрыты нижнеогеновыми основными эффузивами кузнецовской свиты и позднеогеновыми базальтами. Вдоль побережья моря выходы базальтоидов (протяженностью 10—30 км каждый), перемежаясь с кварцевыми порфирами верхнего мела, протягиваются примерно на 150 км, до приустьевой части р. Большая Кема. На этом отрезке в море попеременно поступает то основной (базальтовый), то кислый (гранитный) материал.

Кема — Терней. Звено характеризуется сиалическим петрохимическим профилем. По сообщению Н. Ф. Костерева, вулкано-интрузивные комплексы сеноман-туронского и датско-палеогенового этапов подтверждены геохронологическими определениями. Такие комплексы намечены и на других звеньях вулканогенного пояса. Породы раннего комплекса вскрываются в удалении от побережья, на водоразделе Сихотэ-Алиня, позднего — непосредственно подходят к берегу. Породы раннего комплекса характеризуются повышенной основностью. Основные и средние разности отличаются очень высоким содержанием аксессуарных минералов. В габбро-дисритах Глухоманского интрузива содержание магнетита достигает 70 кг/т, ильменита более 9100 г/т и апатита до 500 г/т. В адамеллитах комплекса установлен ортит (182 г/т). Объем пород, резко обогащенных магнетитом и ильменитом, относительно невелик. Вдоль побережья на протяжении 70 км расположения образования позднего этапа — кислые верхнемеловые вулканиты и прорывающие их массивы палеогеновых гранитоидов. У моря вскрываются и раннеогеновые базальты, близ которых отложения пляжа обогащаются магнетитом (устное сообщение В. В. Белова).

Терней — Владимир. Звено характеризуется сиалическим профилем слагающих побережье пород — развитием кислых верхнемеловых вулканитов и массивов гранитоидов. В северной части звена к побережью выходят крупные интрузивы гранитоидов: Тернейский и Опричинский, вскрывающийся береговыми обрывами на протяжении 30 км. Эти интрузивы, как и расположенный южнее менее крупный Бринеровский массив, имеют малоглубинный облик. Гранодиоритовые разности здесь развиты относительно слабо и представлены, как правило, неоднородными образованиями, состоящими из округлых выделений гранодиоритового состава, сцементированных несколько более кислой породой. Опричинский массив, внутреннее строение которого показано на рис. 1, является типичным представителем этой группы интрузивных тел. Он сложен диоритами (центральная часть) и гранитами.

Диориты (74—89 млн. лет) состоят из зонального плагиоклаза состава 20—54% Ан (50—60%), роговой обманки (5—10%), биотита (5—8%), реликтов моноклинного пироксена (местами до 4%), кварца (10—18%), калинатрового полевого шпата (5—10%). Аксессуарные минералы (1—2%) представлены ильменитом (до 200 г/т), магнетитом (до 3 кг/т), апатитом (до 60 г/т). Встречаются также фергусонит, касситерит, ортит.

Граниты (53—64 млн. лет) представлены среднезернистыми (в центральных частях) и гранофировыми (в приконтактных частях)

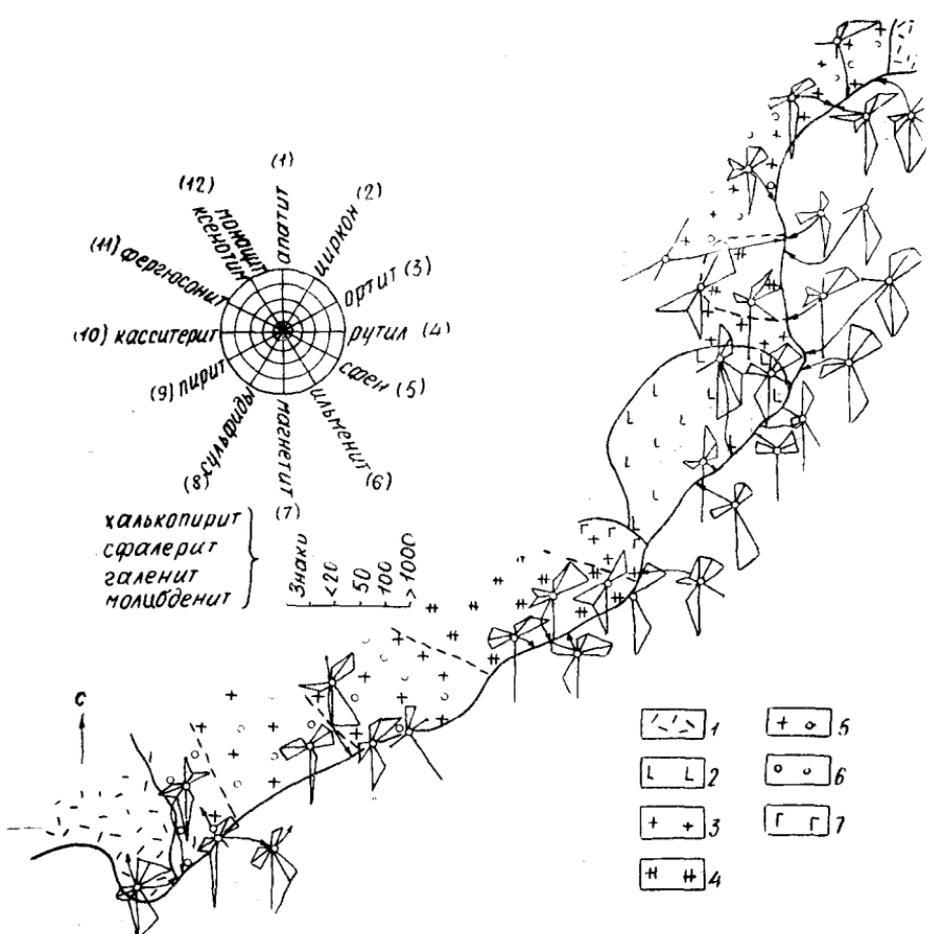


Рис. 1. Аксессуары минералы в гранитоидах Опричинского интрузива
 1 — эффузивы, 2 — диориты, 3 — гранофировые и 4 — крупнозернистые граниты, 5 — крупнозернистые граниты с включениями, 6 — гранофировые граниты с включениями, 7 — гранит-порфиры; круговая диаграмма относится к рис. 3—7, 10, 12; содержание в г/т

разностями. Они состоят из плагиоклаза состава 30—18% Ан (27—30%), калинатового полевого шпата (25—35%), кварца (31—35%), роговой обманки и биотита (4—6%). Аксессуары минералы представлены магнетитом (до 3 кг/т), ильменитом (до 250 г/т), апатитом (до 15 г/т), ортитом (до 100 г/т), цирконом, касситеритом (до 0,5 г/т). Спорадически встречаются пирит, сфен, рутил, знаки золота (в двух пробах), вольфрамит, галенит, арсенопирит. Их распределение своеобразно: ильменит, например, установлен только в краевых гранофировых фациях; в зонах пиритизации исчезают магнетит и касситерит.

По химическому составу граниты главной фазы Опричинского интрузива близки к гранитам поздних кислых фаз других интрузивов Прибрежной зоны. Граниты Опричинского массива (рис. 2) имеют очень низкую кальциевость и пониженную калиевость при высокой общей щелочности, кремнистости и железистости. Породы интрузива обогащены оловом, свинцом, молибденом и хромом, но содержание цинка, ванадия, бора и кобальта понижено. Гранитоиды этого участка не содержат аномально высоких концентраций полезных компонентов, но содержание таких рудных элементов, как свинец, олово и никель, в них почти всегда превышает кларковое.

Впадающие на этом отрезке побережья в море крупные реки, Рудная и Зеркальная, пересекают важнейшие рудоносные районы Примо-

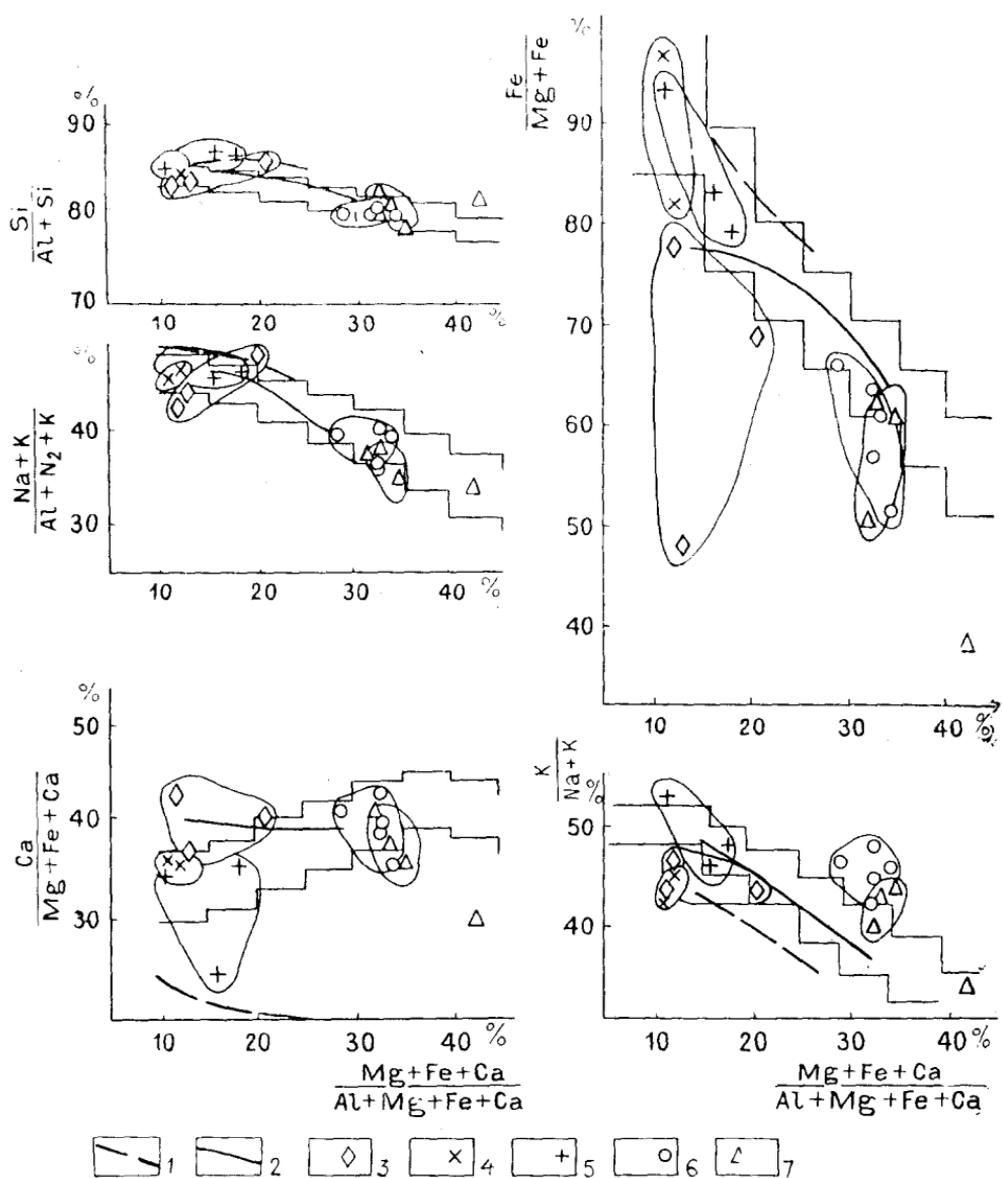


Рис. 2. Петрохимическая характеристика гранитоидов

Вариационные линии гранитов вулканического пояса: 1 — Опричининский массив Терней-Владимирского звена, 2 — среднее для Владимирского, Ольгинского и Валентиновского массивов Владимир-Киевского звена. Точки анализов гранитоидов Успенской зоны Южно-Приморской складчатой области: 3 — гранатовые граниты интрузива бух. Краковка, 4 — граниты среднезернистые, 5 — крупнозернистые порфиоровидные интрузивы мыса Поворотного, 6 — гранодиориты Успенского интрузива, 7 — мелкозернистые гранодиориты интрузива мыса Поворотного, 3, 4, 6 — гранитоиды второго возрастного интервала, 5, 7 — наиболее молодые гранитоиды третьего возрастного интервала

рья. Они дренируют пояс вулканитов, Прибрежное антиклинальное поднятие, а также зону синклинория, представленную мезозойскими терригенными породами. Материал, выносимый этими реками, смешиваясь с материалом размываемых морем гранитоидов и эффузивов, отлагается в прибрежной шельфовой зоне, ширина которой здесь не превышает 30 км.

Владимир — Киевка. Звено приурочено к поперечному поднятию Прибрежной антиклинальной зоны (Ольгинскому куполовид-

ному поднятию) и характеризуется развитием крупных гранитных массивов вдоль зоны Берегового разлома. Граниты рвут породы складчатого фундамента, представленные верхнепалеозойскими терригенно-кремнистыми толщами и известняками, терригенными отложениями триаса и нижнего мела, перекрывающимися верхнемеловыми эффузивами. В основании разреза эффузивы представлены средними и основными породами петрозевской свиты, выше по разрезу их перекрывают широко развитые на площади кислые туфо-эффузивные образования ольгинской серии. В пределах звена, в северной и южной частях, выделяются два приподнятых блока: Ольгинский и Валентиновский. Ольгинский — рано сформировавшийся приподнятый треугольный блок (куполовидное поднятие), ограниченный на севере широтным, на западе меридиональным и со стороны моря северо-восточным разломами. Крупными разломами, Береговым и Центральным Сихотэ-Алинским, ограничен и Валентиновский блок. В пределах приподнятых блоков обнажаются осадочные терригенные породы мезозоя и верхнего палеозоя. Последние обнажаются в ядрах антиклинальных складок северо-восточного направления и горстобразных поднятиях. Эффузивы в пределах приподнятых блоков развиты ограниченно, слагают центральную часть звена. Вдоль побережья развиты гранитные массивы, приуроченные к береговому разлому, азимут простирания которого составляет примерно 50° и не совпадает с простиранием вулканического поля, которое, по-видимому, контролируется нарушениями, общее простирание которых близко к 30° .

В пределах района обнажаются пять крупных — Владимирский, Ольгинский, Евстафьевский, Валентиновский и Заповедный и два относительно небольших интрузива — Преображенский и Красной Скалы. Интрузивы образуют вдоль побережья Японского моря единый пояс северо-восточного простирания, прерываемый полями верхнемеловых эффузивов. Все массивы, судя по геологическим и геофизическим данным, имеют лакколитообразную форму и сильно вытянуты вдоль берега моря (до 20—60 км в длину при 5—10 км ширины). Интрузивы, расположенные в зоне пересечения Прибрежного разлома поперечными разломами, имеют в плане изометричную форму (Ольгинский, Владимирский). Глубина их эрозионного среза невелика. Гранитоидные массивы, видимо, продолжаютя и под водами моря, судя по геофизическим данным, вплоть до континентального склона (Берснев и др., 1975). Сложены они различными разновидностями пород от диоритов до лейкократовых и щелочных гранитов, причем каждая порода образует фазу, прорывающую предыдущие с образованием на контактах зон закалки гнезд пегматитов и зон обогащения темноцветными минералами в виде полос и линз.

Первая фаза — диориты — проявлена в Ольгинском, Валентиновском и Заповедном массивах (отсутствует во Владимирском). Время формирования — 74—96 млн. лет.

Вторая фаза — гранодиориты («серые» граниты, по М. А. Фаворской, 1956) — проявлена, хотя и не очень широко, во всех массивах. Для нее характерны равномерно рассеянные в породе или образующие линзовидные скопления и горизонты включения пород более основного состава, округлой формы. Гранодиориты кристаллизовались в интервале 60—69 млн. лет.

Третья фаза — крупнозернистые порфиридные граниты («розовые», по М. А. Фаворской, 1956) с гнездами пегматитов и аплитопегматитовыми телами — широко проявлена во всех массивах. Время образования — 50—59 млн. лет. Во Владимирском массиве «розовые» граниты прорываются аплитовидными, не отличающимися значительно по абсолютному возрасту (50—58 млн. лет).

Четвертая фаза — миароловые граниты («красные», по М. А. Фа-

ворской, 1956) в Ольгинском и щелочные граниты мыса Орлова в Валентиновском массивах. Время их формирования 41—48 млн. лет.

Минеральный состав одноименных фаз из различных массивов района довольно близок, поэтому будет рассматриваться совместно.

Диориты сложены зональным плагиоклазом состава 18—55% Ан (45—55%), роговой обманкой (10—15%), биотитом (5—10%), кварцем (10—18%), каликатровым полевым шпатом (до 5%), акцессорными минералами (2—4%). Встречаются реликты пироксена. В качестве акцессорных минералов повсеместно присутствуют апатит (до 10—15 г/т), циркон (до 15 г/т), ильменит (до 200 г/т), пирит. Ортит (до 2 г/т), магнетит (до 3 кг/т) и касситерит (0,1—0,2 г/т) встречаются только в Ольгинском и Валентиновском массивах, фергусонит и шеелит — спорадически в Валентиновском, сфен (до 360 г/т) — только в Заповедном массиве.

Гранодиориты состоят из резкозональных плагиоклазов состава 18—45% Ан (до 45%), каликатровых полевых шпатов (20—25%), кварца (до 25%), роговой обманки и биотита (10—15%), акцессорных минералов (до 1,5%). Из акцессорных повсеместным распространением пользуются магнетит (до 6 кг/т), апатит (до 30 г/т), циркон (до 25 г/т), касситерит (до 6 г/т), ортит (до 20 г/т), пирит (7—0,9 г/т); сфен (до 33 г/т) установлен только в гранодиоритах Владимирского, ильменит — Заповедного интрузива. Спорадически во всех массивах встречаются фергусонит, в Ольгинском — шеелит и арсенопирит, в Ольгинском и Владимирском — галенит.

Крупнозернистые граниты — наиболее распространенная во всех массивах разновидность гранитов — сложены слабозональными плагиоклазами состава 16—30% Ан (до 32%), каликатровым полевым шпатом (30—35%), кварцем (25—30%), роговой обманкой и биотитом (8—10%), магнетитом и другими акцессорными минералами (до 1%). По составу акцессорных минералов эти граниты не отличаются существенно от гранодиоритов. Повсеместно распространены магнетит (до 1,5 кг/т), апатит (до 6 г/т), циркон (до 25 г/т), ортит (до 32 г/т), кроме Заповедного массива, спорадически — касситерит, пирит, ильменит; фергусонит известен только в гранитах Валентиновского и участками в гранитах Ольгинского массива.

Щелочные граниты состоят из каликатрового полевого шпата, кварца, альбита, щелочного амфибола (рибекита), иногда фаялита. Из акцессорных минералов преобладают циркон (до 480 г/т), фергусонит (до 66 г/т) и пирит. Магнетит, ильменит и апатит, широко развитые в породах более ранних фаз, здесь отсутствуют.

Миароловые граниты сложены каликатровым полевым шпатом (до 50%), плагиоклазом (17%), кварцем (до 30%), биотитом (2—3%). Среди акцессорных минералов преобладает магнетит (до 2 кг/т), часто встречается ортит (до 46 г/т), отмечены циркон (до 10 г/т) и касситерит (до 0,4 г/т), спорадически присутствуют ильменит (до 100 г/т), апатит (до 0,1 г/т) и галенит (0,2 г/т).

Пространственное распределение акцессорных минералов в интрузивных массивах Владимир-Киевского звена показано на схематических геологических картах (рис. 3—6), по которым видно, что все гранитоиды обогащены магнетитом и ортитом, составляющими, очевидно, значительную часть тяжелой фракции песков.

По петрохимическим характеристикам гранитоиды близки к нормальным породам. Их отличает (см. рис. 2) несколько пониженная калиевоcть, повышенная кальциевоcть, общая щелочность и кремнистость.

Содержание микроэлементов в гранитах близко к обычному, кларковых концентраций не достигают бор, цинк, значительно превышают олово, свинец и молибден. На контактах гранитов с известняками ши-

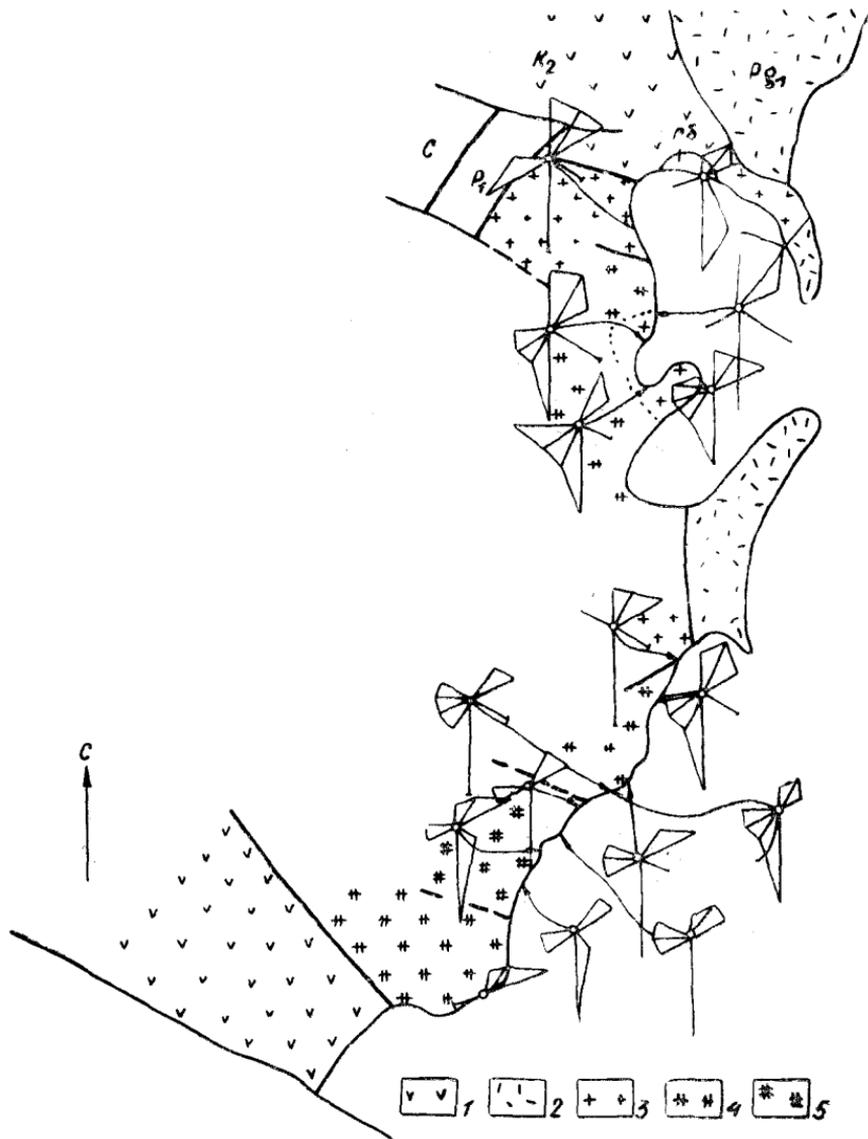


Рис. 3. Аксессуары минералы в гранитоидах Владимирского интрузива
 1 — порфиры и их туфы, 2 — кварцевые порфиры и их туфы, 3 — гранодиориты, 4 — крупнозернистые и 5 — аплитовидные граниты

роко распространены магнетитовые и магнетито-сульфидные скарновые залежи, которые вскрываются непосредственно на побережье (мыс Амарный). Скарны слабооолоносны, причём олово присутствует в виде мельчайших зерен касситерита и входит в состав граната и везувиана. Проявлена в скарнах и наложенная полиметаллическая минерализация. Рудоносны в Ольгинском блоке и более древние жерловые аппараты верхнемеловых кислых вулканических пород. Так, с гранит-порфирами, слагающими вулканические неки, связаны проявления олова и вольфрама кварцевой формации — кварцевые жилы и грейзены. Такие образования обнаружены в удалении от побережья (горы Судно и Брусничная), но не исключено, что они есть и среди вулкаников береговой полосы.

Металлогения Валентиновского блока воздымания обусловлена его принадлежностью к более крупному, широтному Южно-Приморскому приподнятому блоку. Здесь известны олово-вольфрамовые месторожде-

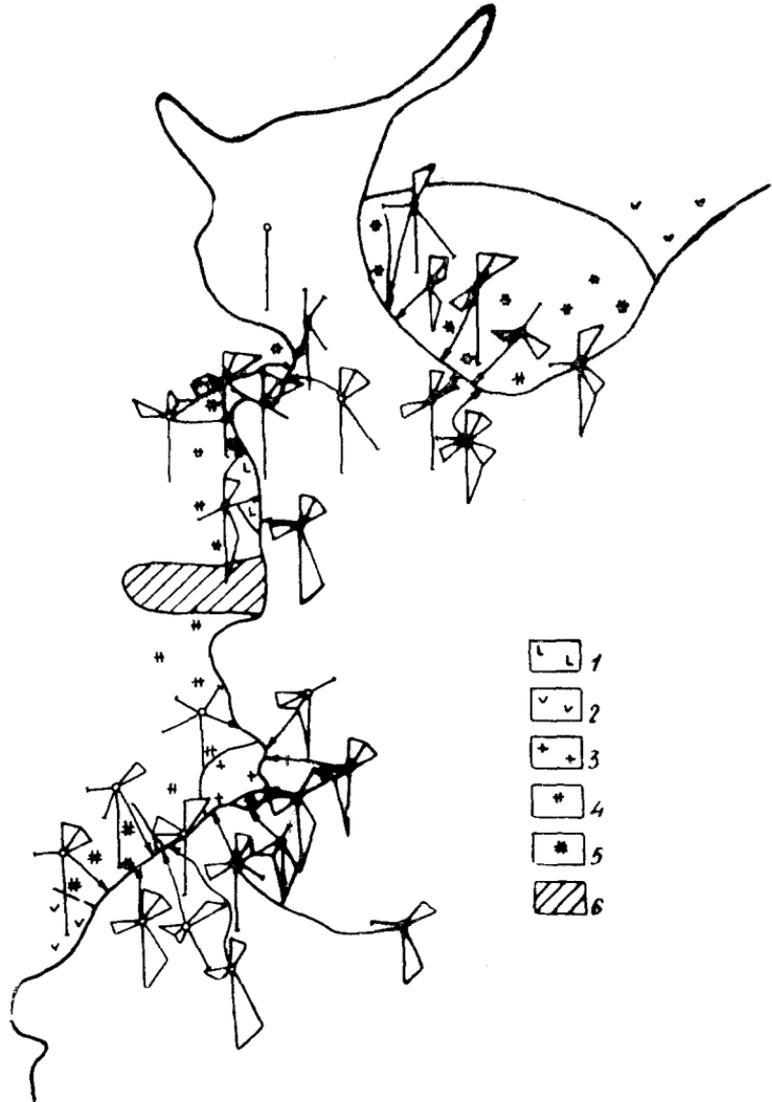


Рис. 4. Акцессорные минералы в гранитоидах Ольгинского интрузива
 1 — диориты, 2 — верхнемеловые эффузивы, 3 — гранодиориты, 4 — крупнозернистые граниты, 5 — миароловые красные граниты, 6 — осадочные породы

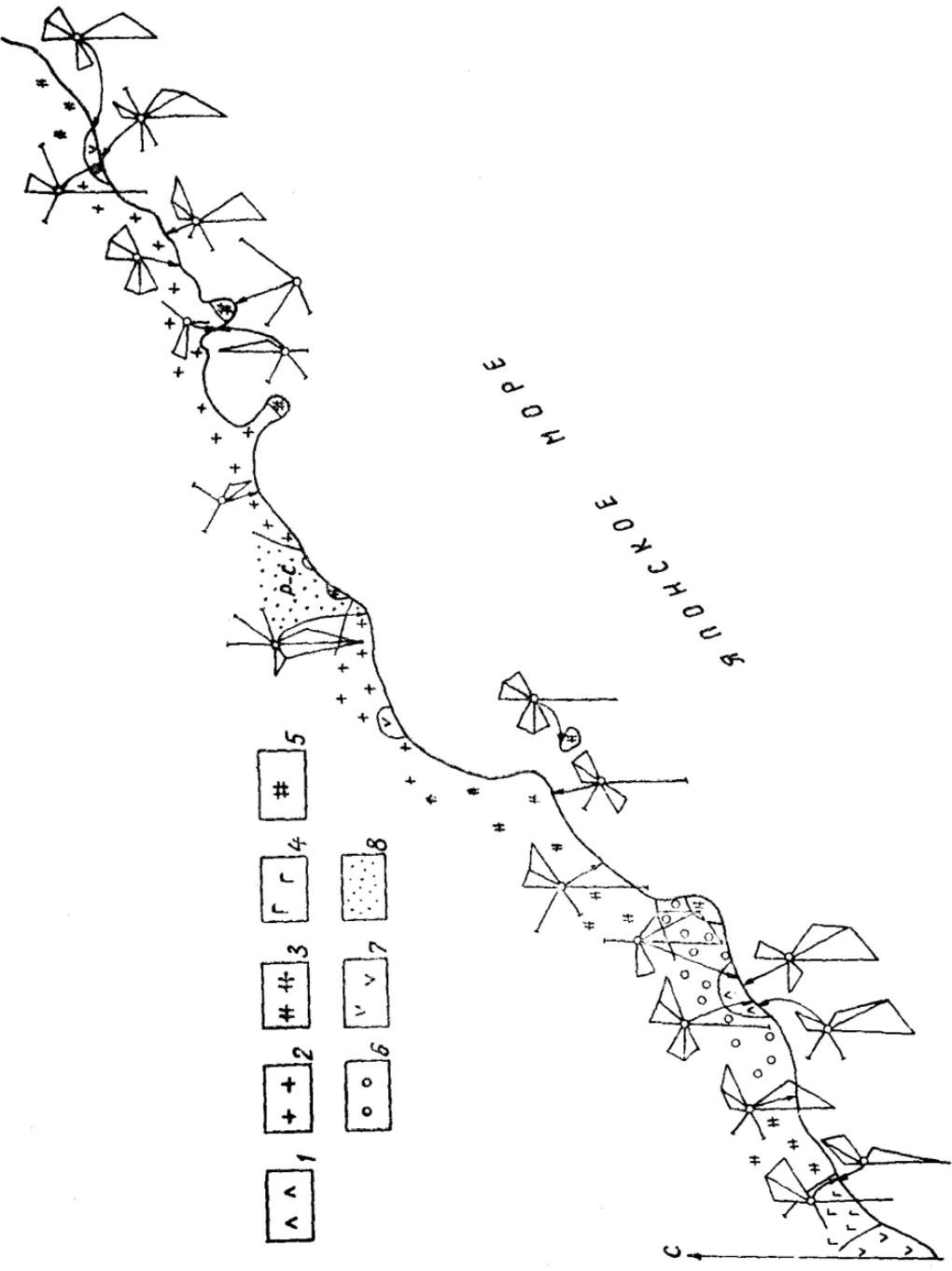
ния (Юбилейное) и проявления оловоносных грейзенов в гранитах. Близ мыса Островного и бухты Киевки, скрещиваются береговой разлом и Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов, также контролирующий размещение гранитных массивов. Полосу гранитных массивов, вскрывающихся на побережье Японского моря к западу от Центрального структурного шва, Л. В. Хершберг (1971) относит к оловоносной зоне. Однако главные оловоносные массивы бухт Краковка и Спокойная, мыса Поворотного расположены в пределах палеозойской складчатости выходящего к побережью Сихотэ-Алинского антиклинория и рассмотрены далее.

Южно-Приморская палеозойская складчатая область

Южно-Приморская складчатая область омывается водами зал. Петра Великого и входящих в него заливов (Уссурийского, Амур-

Рис. 5. Аксессуары минаралы в породах Валентиновского интрузива

1 — диориты, 2 — гранодиориты, 3 — крупнозернистые, 4 — мелкозернистые и 5 — щелочные граниты, 6 — граниты, обогащенные включениями, 7 — гранит-порфиры, 8 — нерасчлененные осадочные породы карбона и перми



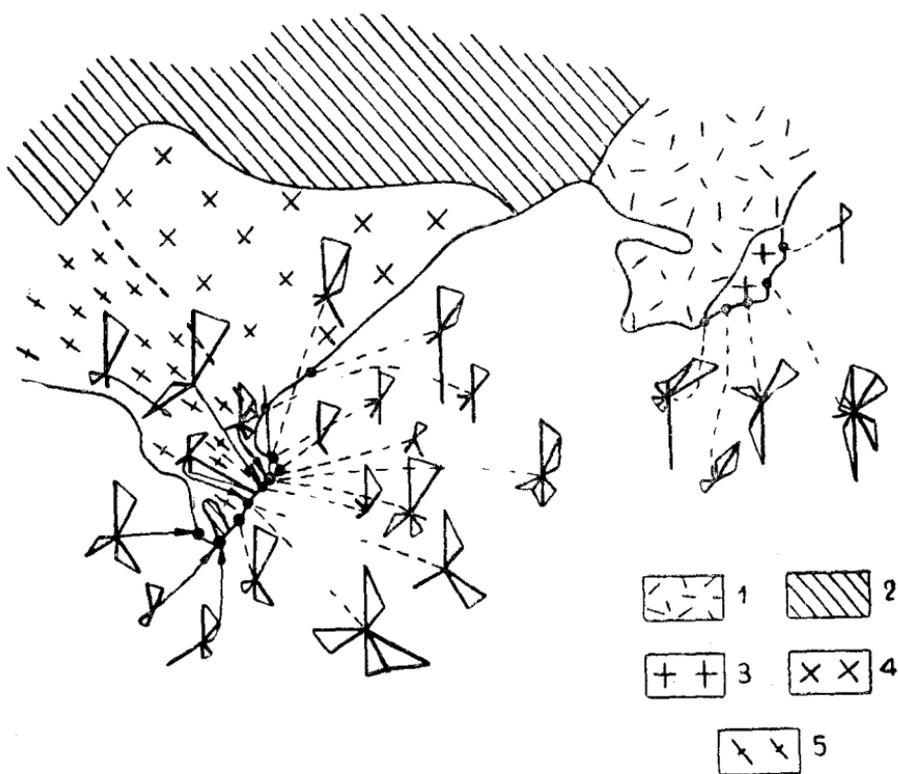


Рис. 6. Акцессорные минералы в гранитах Заповедного и Преображенского интрузивов

1 — эффузивы верхнего мела, 2 — осадочные породы средне-мезозойские (?), 3 — граниты Преображенского массива мелко- и среднезернистые, 4 — крупнозернистые граниты Заповедного массива, 5 — граниты перекристаллизованные

ского, Посыета). Береговая линия здесь поворачивает в широтном направлении, следуя по региональному разлому, и сечет направление структурно-формационных палеозойских и мезозойских зон, ориентированных в восточной части в северо-восточном, в западной — в меридиональном направлении. У побережья вскрываются метаморфизованные ниже-среднепалеозойские и докембрийские (?) метаморфические толщи, массивы превращенных в амфиболиты габброидов и разновозрастные граниты. Пермские отложения представлены граувакками, наземными вулканитами, андезитами и кварцевыми порфирами, карбонатными толщами. Широко распространены и верхнепалеозойские интрузивные породы — базиты (западная часть блока) и гранитоиды повышенной основности. Вдоль разломов локализованы мелкие штоки диоритов, гранодиоритов верхнемелового и, возможно, палеогенового возраста.

Сочетание различно ориентированных тектонических разломов — северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального направлений — обусловило мозаично-блоковую структуру площади.

На востоке Южно-Приморской зоны продолжают складчатые структуры Сихотэ-Алинской системы, а западнее выделяется Дунайско-Партизанский антиклинорий. Нижне-, средне- и верхнепалеозойские отложения антиклинория разделены субмеридиональным грабен-синклинорием (Берсенев и др., 1975), выполненным юрско — меловыми отложениями, на две подзоны. В глубоко срезанных антиклинориях вскрываются эвгеосинклинальные отложения силура и девона (?),

кремнистые, кварц-серпичитовые, глинистые сланцы, филлиты, порфи- риты мощностью до 3000 м, прорванные среднепалеозойскими габбро и диоритами, палеозойскими и мезозойскими гранитоидами. Нижняя часть разреза может относиться к докембрию.

На севере блок ограничен мезозойским субширотным Сучано-Да- даньшанским прогибом, сложенным пермскими и мезозойскими отло- жениями. Диагональная ориентировка этого наложенного синклинория, протягивающегося от верховий Уссурийского залива до Партизанска, определяется влиянием системы трансрегиональных широтных разло- мов. Зона погружения, следовавшая по прогибу, временами превра- щала Южно-Приморский приподнятый блок в остров, а ограничиваю- щий его с севера прогиб представлял широтно ориентированный об- ширный морской пролив.

В пределах блока древнейшие комплексы имеют местами северо- западное простирание, характерное и для Ханкайского массива. В то же время позднепалеозойские и мезозойские толщи, а также цепочки молодых гранитоидных массивов ориентированы в север-северо-восточ- ном направлении, что отражает ориентировку сихотэ-алинских струк- тур. В этом же направлении вытянуты и мезо — кайнозойские прогибы Уссурийского и Амурского заливов и разделившего их поднятия Му- равьева-Амурского антиклинория, ограниченного на западе Западно- Сихотэ-Алинским глубинным разломом. На п-ове Муравьева-Амурско- го вскрываются пермские, а на о-ве Русском ниже-среднепалеозойские отложения, представленные эвгеосинклинальными толщами. Пермские отложения характеризуются сочетанием морских и континентальных фаций ÷ наземных эффузивов и угленосных отложений. На островах, продолжающих антиклинальную структуру, и частично на полуострове (Седанкинский массив) вскрываются палеозойские гранитоиды, незначи- тельно проявлены триасовые и, участками, меловые отложения. Деп- рессии сложены юрскими морскими, а также нижнемеловыми, палео- геновыми и неогеновыми континентальными отложениями. На севере это звено Южно-Приморской складчатой области ограничивается поло- сой верхнемеловых неоген — четвертичных базальтов, продолжающей систему широтных разломов.

Таким образом, система трансструктурных широтных разломов предопределила возникновение еще на палеозойском этапе относитель- но слабо погруженной зоны широтного направления, в пределах кото- рой периодически отлагались мелководные осадки, а в периоды возды- мания — континентальные отложения: наземные пермские вулканиты и триасовые угленосные образования. Наземные и мелководные прибреж- но-морские отложения могли служить коллекторами минералов, посту- павших при размыве Ханкайского кристаллического массива. Особенно большое значение могли иметь неогеновые континентальные отложе- ния, формировавшиеся в условиях климатического оптимума и интен- сивного выветривания. В настоящее время эти толщи, возможно зани- мавшие в прошлом обширные площади, сохранились в молодых деп- рессиях, многие из которых подходят к побережью. В целом Южно- Приморская складчатая область отличается разнообразием пород, поставляющих на шельф рыхлый материал. В ее составе с востока на запад, поперек к складчатым палеозойским сооружениям, выделяются несколько зон: Успенская, Находка-Дунайская, Муравьево-Амурская и Хасанская, различающиеся особенностями геологического строения и состава пород. Перейдем к характеристике каждой из этих зон с ак- центом на анализе интрузивных формаций.

Успенская зона. В пределах зоны широко распространены позднепалеозойские терригенные толщи, прорванные позднемеловыми и, возможно, более древними гранитоидами (позднепалеозойскими).

Зона ограничена на востоке Центральным структурным швом и является продолжением палеозойских структур Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория. На западе эта зона позднепалеозойской складчатости, как считает С. А. Коренбаум, ограничена разломом от блока, сложенного среднепалеозойскими и, возможно, более древними габброидами, относящимися уже к Находка-Дунайской зоне. В зоне выделены интрузивные массивы: Успенский, бух. Краковка, мыса Поворотного.

В обширном и наиболее представительном интрузиве мыса Поворотного устанавливаются три возрастные группы пород. Палеозойские гранитоиды геосинклинального этапа слагают его западную часть. Среди гранитоидов, относящихся к послескладчатому этапу, выделяются ранние среднекристаллические гранодиориты, выходы которых известны в центральной части массива, и равномернозернистые граниты мыса Лапласа. Эти граниты и гранодиориты представляют вторую возрастную группу. Они несут следы наложенного высокотемпературного воздействия, выразившиеся в частичной перекристаллизации. Третья возрастная группа — более поздние мелкокристаллические гранодиориты бух. Врангеля и ее окрестностей в юго-западной части интрузива мыса Поворотного, а также порфириовидные крупнокристаллические граниты бух. Спокойной в юго-восточной части этого интрузива.

Минералогический состав мелкокристаллических и среднекристаллических гранодиоритов примерно одинаков. Они состоят из плагиоклаза (40—45%), калиевого полевого шпата (до 20%), кварца (около 25%), биотита и роговой обманки (до 10—12%). Примерно таковы же количественные соотношения минералов и в гранитных породах разных возрастных групп: калиевый полевой шпат и кварц составляют по 30%, биотит 3—5%; роговая обманка содержится в гранитах бух. Спокойной. Однако по составу и структурным особенностям минералы различных возрастных групп существенно отличаются. Так, если мелкокристаллические гранодиориты и порфириовидные крупнокристаллические граниты содержат резко зональные плагиоклазы и ортоклаз, то в более древних среднекристаллических гранодиоритах и гранитах мыса Лапласа зональность плагиоклаза выражена значительно слабее, а калиевый полевой шпат часто обнаруживает микроклиновую решетку. По особенностям минерального состава гранитоиды Успенского массива и бух. Краковка следует сопоставлять с гранитоидами второй возрастной группы интрузива мыса Поворотного.

В составе акцессорных минералов в гранитоидах зоны преобладают минералы титана — сфен и ильменит, довольно много циркона и апатита. В гранитах бух. Краковка много граната. С лейкократовыми разностями гранитов связаны проявления грейзенизации, сопровождаемой касситеритом. Вдоль береговой зоны на гранитах местами интенсивно проявлены древние коры выветривания.

Петрохимические характеристики пород всех интрузивов зоны, несмотря на очевидные возрастные различия, во многом близки: поля гранодиоритовых пород почти на всех диаграммах перекрываются (рис. 7). Несколько отличаются повышенной кальциевостью, низкой общей щелочностью и железистостью граниты массива бух. Краковка.

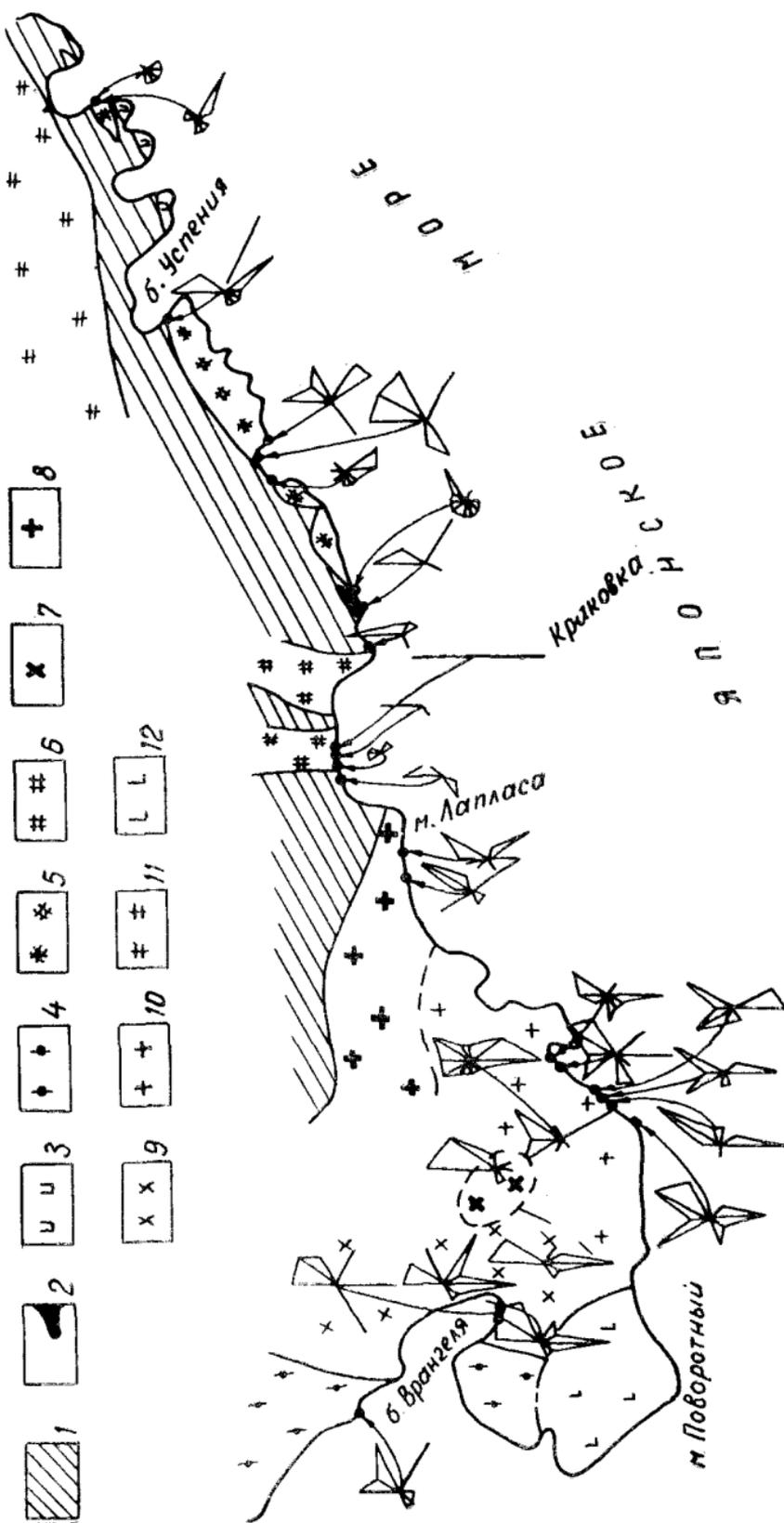
Геохимически гранитоиды третьей возрастной группы отличаются повышенным содержанием олова, свинца, меди, никеля.

Находка — Дунайская зона. Здесь к морю подходят метаморфические толщи, прорванные докембрийскими, ниже-среднепалеозойскими, верхнепалеозойскими и меловыми интрузиями гранитоидов.

Восточную часть зоны, площадь более 1500 км², слагают метаморфизованные габброиды. Как показали исследования В. С. Шкодинского (1966), в составе комплекса основных пород, наряду со слабо метаморфизованными габброидами, распространены претерпевшие глу-

Рис. 7. Акцессорные минералы в гранитоидах Успенской зоны Южно-Приморской складчатой области

1 — слабометаморфизованные песчано-глинистые и кремнистые породы с прослоями эффузивов, 2 — линзы скарнированных пород, 3 — гипербазиты серпентинизированные, 4 — гранитоиды палеозойские, 5 — гранодиориты Успенского массива, 6 — граниты биотит-гранатовые бух. Краковка; массив мыса Поворотного; 7 — гранодиориты среднезернистые; 8 — биотитовые равномернозернистые граниты, 9 — гранодиориты мелкокристаллические, 10 — граниты крупнозернистые порфировидные, 11 — порфировидные граниты Успенского массива, 12 — базальты



бинный метаморфизм гранатовые амфиболиты и гранатовые гнейсы. Установлено и контактовое воздействие на габброиды со стороны гранитов. В породах, изменившихся под воздействием докембрийских и среднепалеозойских (?) складчатых гранитных интрузивов, широко развиты акцессорные минералы, причем титановые (сфен) появляются за счет разложения обогащенной титаном роговой обманки; встречаются монацит, апатит. В западной части зоны развиты нижнепалеозойские образования путятинской и дунайской свит, подвергшиеся метаморфизму зеленокаменной и эпидот-амфиболитовой фаций.

Ранние гранитоиды прорывают отложения наиболее древних стратифицирующихся отложений путятинской и дунайской свит, слагающих довольно крупные интрузивы, породы которых в результате последнего смятия и перекристаллизации участками приобрели гнейсовидный облик. Состав этих древних пород различен. В западной части (район пролива Стрелок, Путятина) обнажаются крупнозернистые, так называемые рудневские граниты кислого состава, богатые кремнием и щелочами, состоящие из кислого плагиоклаза (альбит — олигоклаза), калиевого полевого шпата, представленного преимущественно решетчатым микроклином, и кварца; биотит в большей или меньшей мере замещен мусковитом, хотя в ряде случаев биотит-мусковитовая ассоциация первична. В центральной части зоны (между бух. Анна и зал. Восток) развиты преимущественно мусковитовые южноморские граниты, средне- и крупнокристаллические, лейкократовые, часто микроклинизированные. Несмотря на кислый состав, количество плагиоклаза достигает в них 60%, калишпат составляет обычно 15—20%, кварц 20—40%, слюды до 10—15%. В гранитах много жил пегматитов, аплит-пегматитов, мощность которых иногда превышает 5—10 м. Пегматиты, как и вмещающие граниты, бедны акцессорными минералами (не более десятков грамм на тонну), состоят из кварца (до 50%), полевых шпатов и мусковита (до 15—20%). Встречаются турмалин, биотит, местами гранат. Кроме апатита и циркона в гранитах и пегматитах в качестве акцессорных присутствуют монацит, фергусонит, вблизи контактов с габброидами — сфен, редко ильменит; в рудневских гранитах — магнетит и сфен. Распределение акцессорных минералов показано на схеме (рис. 8).

Химический состав южноморских и рудневских гранитов близок. Это очень кислые, бедные двухвалентными основаниями породы, характеризующиеся пониженной общей щелочностью, калиевоcтью и железистостью и повышенной кальциевоcтью (рис. 9). Содержание олова, цинка, ванадия и хрома значительно ниже кларкового, а бора и меди выше.

На побережье зал. Находка и к северу от него, в бассейне р. Партизанской, а также в районе г. Артема обнажаются гранитоиды несколько иного облика. Они имеют более основной состав, мусковитизация для них не характерна, часто встречаются роговообманковые разности. В некоторых интрузивах (Новорудный) породы имеют гранодиоритовый состав, часто гнейсированы. Как граниты, так и гранодиориты содержат плагиоклаз состава 24—34% Ан (45—65%), калишпат (до 15—20%), кварц (15—35%).

Массивы заметно отличаются друг от друга по особенностям химического состава. Для гранитов к северу от побережья зал. Находка характерны резко выраженный натровый профиль и повышенная железистость; для Артемовского массива и западной части интрузива мыса Поворотного — нормальная калиевоcть (рис. 9). Набор акцессорных минералов этих пород близок: гранитоиды обоих районов богаты ортитом и сфеном (до 1000 г/т), но мегаллогенически, по-видимому, различаются. Натровые граниты (зал. Находка) напоминают граниты золотосных комплексов Урала и Казахстана. Интенсивный диафторез

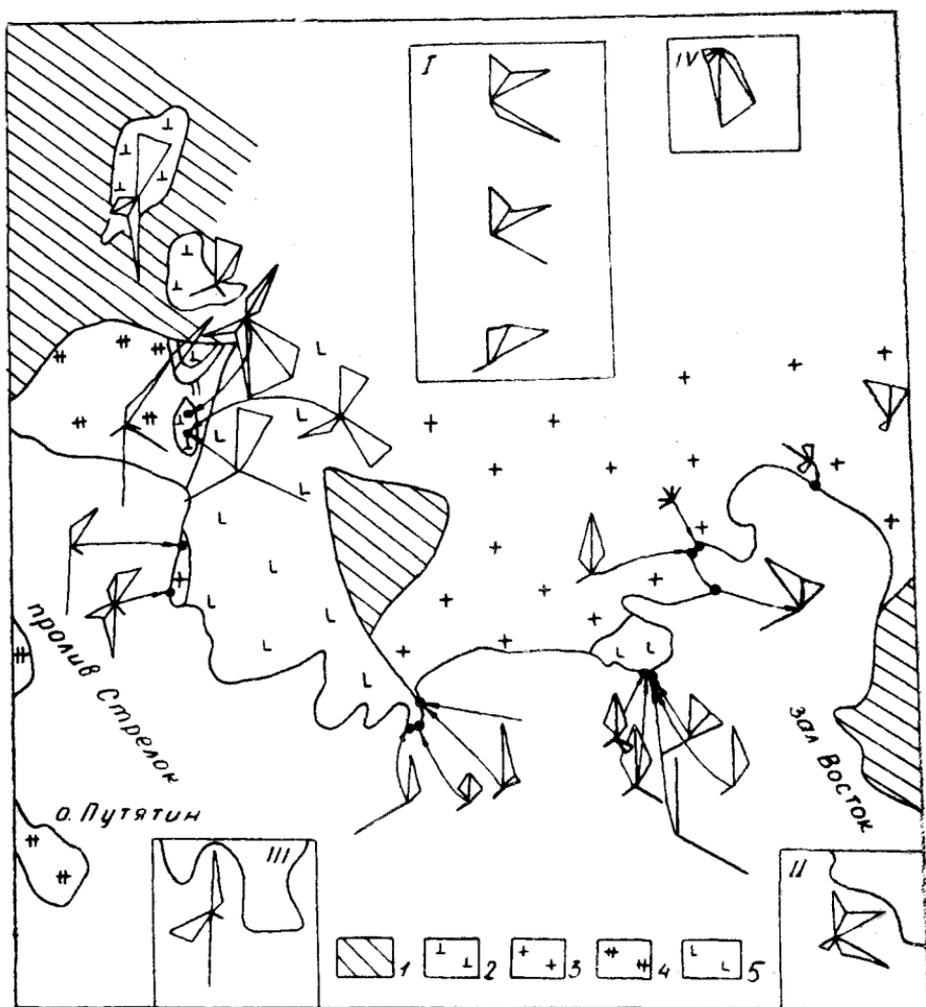


Рис. 8. Акцессорные минералы в гранитоидах Находка-Дунайской зоны Южно-Приморской складчатой области
 1 — осадочные породы, 2 — верхнемезозойские (мел — палеогеновые) диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, 3—5 — интрузивные породы верхнепротерозойского (?) комплекса: 3 — граниты южноморские, 4 — граниты рудневские, 5 — метаморфизованные габброиды. Римскими цифрами обозначены диаграммы распределения аксессуаров в нижнепалеозойских (?) гранитах интрузивов Артемовского (I) и мыса Поворотного (II), в верхнемеловых — палеогеновых диоритовых породах о-ва Лескольд (III) и хребта Ливадийского (IV)

древних толщ, вероятно, обусловил переотложение рудных элементов. Регенерация месторождений, видимо, относится к более позднему времени. Резкие контакты с вмещающими породами, признаки контактового воздействия на вмещающие породы показывают, что внедрение гранитоидов этого типа происходило несколько позднее складчатости. Они более поздние, чем гранитоиды рудневского и южноморского интрузивов. По данным абсолютной геохронологии, возраст гранитов Южноморского массива составляет примерно 500 млн. лет (определения, показывающие 280—360 млн. лет, отмечают, по-видимому, время метаморфических преобразований, связанных с верхнепалеозойским циклом магматической деятельности). Для гранитоидов побережья зап. Находка, по данным абсолютной геохронологии, величины ниже 300 млн. лет не получены. Для Артемовского плутона имеется опреде-

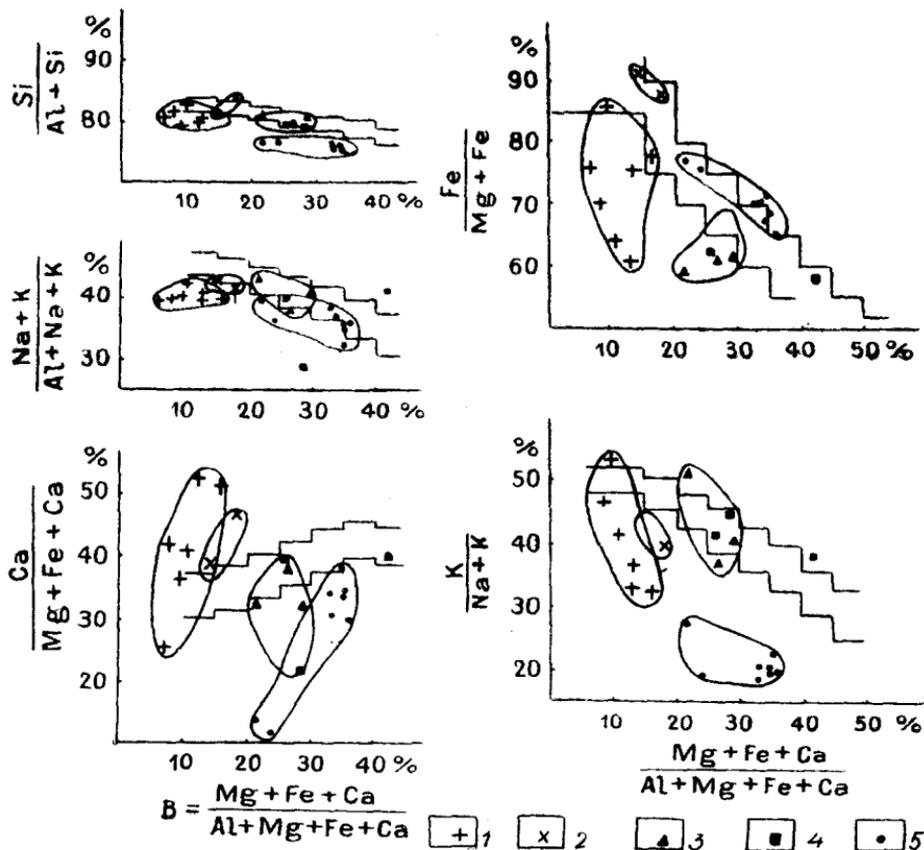


Рис. 9. Петрохимическая характеристика домезозойских гранитоидов Южно-Приморской зоны

Показаны точки химических анализов, и околтурены поля: 1 — южноморских гранитов, 2 — рудневских гранитов, 3 — гранитов Артемовского массива, 4 — гранитов мыса Поворотного, 5 — гранитоидов л-ова Трудного, бассейна р. Партизанской

ление абсолютного возраста 312 млн. лет, но установлен факт наслаивания на эти граниты континентальных отложений девона (Мельников, Бажанов, 1973). Таким образом, петрографически среди гранитоидных интрузивов Южно-Приморской области выделяются две группы массивов, различающиеся и по возрасту. Южноморской и Рудневский массивы, считающиеся среднепалеозойскими (Геология СССР, т. 32), вероятно, более правильно относить вслед за М. А. Мишкиным с соавторами (1970) к протерозою. Другая группа интрузивов (массивы залива Находка, Артемовский) вероятнее всего сформировалась в нижне- или среднепалеозойское время. И. З. Бурьяновой в рассматриваемом районе в бассейне р. Партизанской выделен еще и верхнепермский интрузивный комплекс, сложенный гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и габбро-диоритами. Это граниты розового и красного цвета, содержащие до 45% калишпат-пертита, до 35% плагиоклаза, до 35% кварца и до 15% биотита.

Приведенные материалы, суммированные на схеме (рис. 8), показывают, что наиболее богатые аксессуарными минералами граниты верхнепалеозойского возраста и метаморфизованные габброиды, которые могли бы представить интерес в качестве источников материала для россыпей, к морскому побережью почти не выходят. Вынос продуктов их разрушения в морской бассейн шел, видимо, только вдоль речных долин, поэтому находки песков, обогащенных минерала-

ми (из которых интерес представляют ортит и апатит, возможно монацит и циркон), наиболее вероятны в устьях рек.

Муравьева - Амурская зона. К западу от Уссурийского залива находится поднятие п-ова Муравьева-Амурского и продолжающая его цепочка о-вов Римского-Корсакова. Эта зона сложена осадочно-вулканогенными толщами пермского возраста и рвущими их верхнепалеозойскими гранитами. Она является продолжением расположенной западнее верхнепалеозойской складчатой области, характеризующейся развитием терригенных верхнепалеозойских отложений погран-петровской свиты и осадочно-вулканических образований барабашской свиты, прорванных позднепалеозойскими гранитоидами. Значительные площади занимают здесь также палеогеновые отложения, представленные терригенными породами и покровами базальтов.

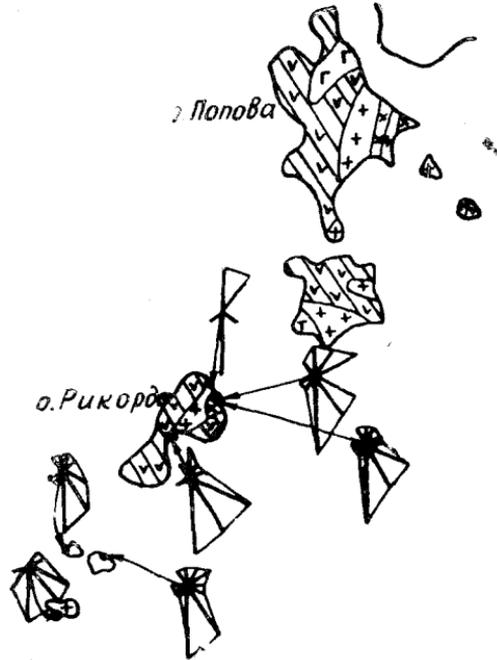
В пределах развития вулканогенных пород барабашской свиты формировались интрузивные тела габбро-гранитного формационного типа, изучавшиеся в пределах Муравьева-Амурского горст-антиклинория. Интрузивные массивы обнажаются в центральной части горст-антиклинория, располагаясь цепочкой вдоль оси полуострова и на многочисленных островах зал. Петра Великого: Русском, Попова, Рейнке, Рикорда, Большом Пелесе и других (рис. 10). Абсолютный возраст гранитоидов этих массивов лежит в пределах 204—230 млн. лет, они прорывают отложения верхней перми и перекрываются осадками нижнего триаса.

Какой-либо зональности в строении массивов не установлено. Вариации основности являются чаще всего следствием фациальных переходов, хотя наблюдаются и рвущие контакты, в которых более кислые породы всегда оказываются более поздними. С известной долей условности выделяются три главные разновидности пород.

Кварцевые диориты — гранодиориты слагают относительно небольшие площади в пределах большинства массивов. Это неоднородные мелко- и среднекристаллические породы, в гранодиоритовом цементе которых расположены многочисленные округлые включения более основных и более тонкокристаллических пород. Породы состоят из субидiomорфных лейст зональных плагиоклазов (от 40—60% Ан в ядрах до 15—20 в краевой зоне), кварца и калинатрового полевого шпата (5—10%). Темноцветные минералы представлены роговой обманкой, темно-коричневым биотитом, иногда пироксеном. Из рудных минералов постоянно присутствуют магнетит, ильменит. В небольших количествах (до десятков грамм на тонну породы) встречается апатит, циркон, иногда ортит, сфен, касситерит. Количество ильменита во вмещающих гранодиоритах заметно выше, чем во включениях; содержание апатита и циркона, напротив, во включениях выше, чем во вмещающих породах.

Граниты слагают большую часть площади интрузивных тел. Эти розоватого оттенка среднекристаллические и мелкокристаллические породы состоят из субидiomорфных плагиоклазов с нерезко выраженной зональностью (30—38% Ан), калинатрового полевого шпата (до 15—20%) и кварца. Темноцветные минералы — роговая обманка и биотит — образуют небольшие кристаллы, приуроченные главным образом к кварц-полевошпатовой основной массе, которая местами имеет гранофировую структуру. В породах много магнетита, присутствует ильменит, часто сфен, в единичных зернах ортит. Низкое содержание циркона и апатита в протолочках возможно связано с потерями этих минералов вследствие их чрезвычайно малых размеров.

Аплитовидные граниты образуют участки среди гранитов предыдущей группы. Они отличаются мелкозернистыми структурами, меньшим количеством темноцветных и аксессуарных минералов, набор которых остается таким же, как и в двух первых разновидностях.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

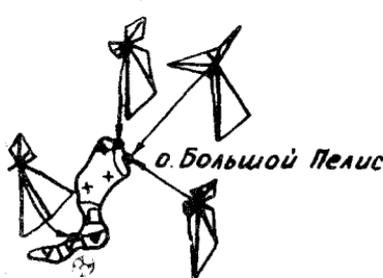


Рис. 10. Аксессуары минералы в верхнепермских гранитоидах островной части (Муравьева-Амурского горст-антиклинория):
 1 — эффузивно-осадочные породы верхнепермского возраста, 2 — габбро, 3 — диориты, 4 — граниты, 5 — гранодиориты с большим количеством округлых выделений диоритового состава

Петрохимический анализ гранитоидов, проведенный с использованием данных А. И. Бурдэ для Пионерского интрузива и А. А. Вржосека для сходных интрузивов Хасанской зоны, показал, что все эти породы отличаются повышенной щелочностью при пониженной калиево-сти, которая даже для наиболее кислых пород составляет величину

порядка 30—35%, что приблизительно на 10% ниже, чем в обычных гранитах этой же кремнекислотности. Кальциевость пород этой зоны понижена; очень велики колебания железистости (рис. 11).

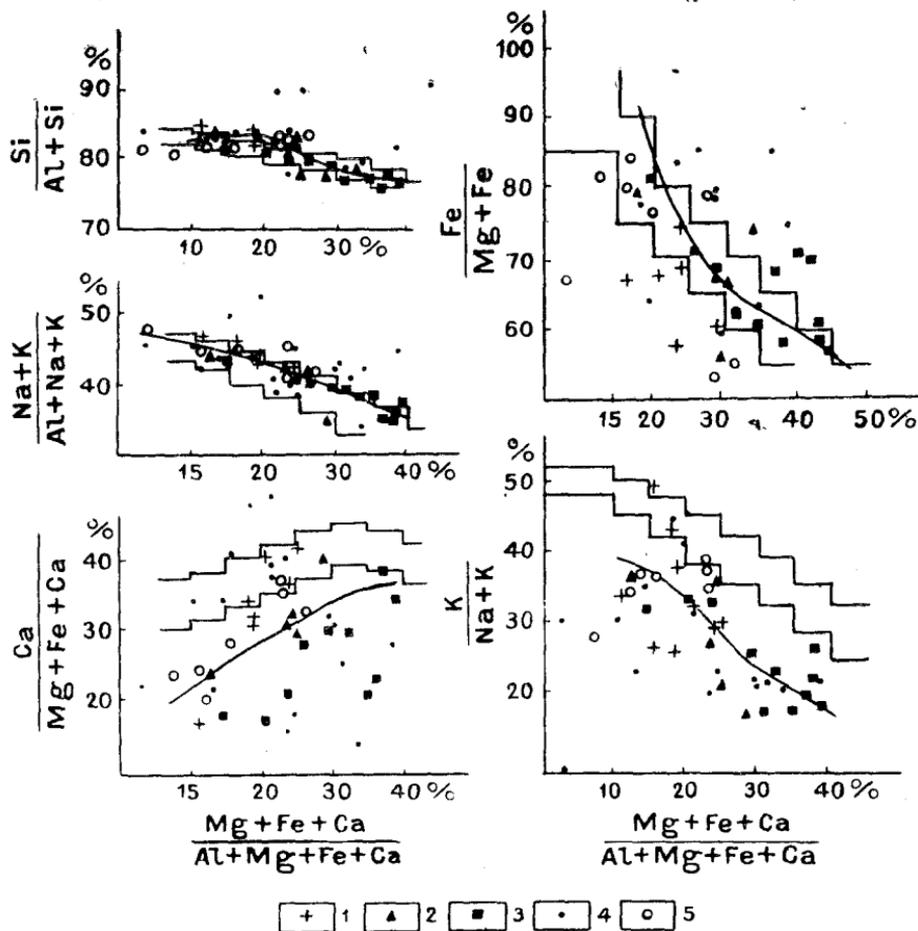


Рис. 11. Петрохимическая характеристика верхнепермских гранитоидов Муравьева-Амурского горст-антиклинория и барабашской зоны вулканогенно-осадочных пород 1 — граниты, 2 — гранитоиды, насыщенные включениями, 3 — включения в гранитах, 4 — гранитоиды Пионерского интрузива, 5 — гранитоиды барабашского антиклинория

По содержанию некоторых редких компонентов гранитоиды этой зоны существенно отличаются от «нормальных» гранитов. В них в 2—3 раза ниже кларкового содержание свинца, бора, цинка, хрома, ванадия, серебра, что четко определяет геохимическую специфику этих гранитоидов. Накопление аксессуарных минералов возможно в донных осадках Амурского и Уссурийского заливов. Интерес может представлять здесь ильменит, в известной мере магнетит, ортит.

Хасанская зона представлена палеозойскими терригенными, отчасти вулканогенными толщами меридионального простирания, отражающими ориентировку меридиональной Пограничной (Лаоэлин-Гродековской) эвгеосинклинальной зоны. Южная часть этого побережья и прибрежная часть шельфа сложены массивом палеозойских гранитоидов повышенной основности, относящихся к габбро-гранодиоритовой формации, прорванных жилами и дайками кислых аляскитовых пегматоидных гранитов. Гранитный массив распространяется далеко к западу и к северу. Гранитоиды зоны залегают преимущественно среди терригенных пород, вероятно, метаморфизованных аналогов погран-петровской свиты пермского возраста. Их абсолютный возраст

(проба с мыса Гамова) 240 млн. лет. Вулканогенно-осадочные отложения южной части территории являются более древними, возможно нижне- или среднепалеозойскими. Разломы субмеридионального и северо-западного простирания контролируют размещение главным образом древних структурных элементов района, но они оказывают заметное влияние и на современный рельеф. Субширотные разломы, по-видимому, более молодые, определяют положение депрессий третичного возраста и элементы орогидрографии в районе зал. Посьет.

Интрузивные образования этой области изучались на отрезке побережья от п-ова Гамова до устья р. Туманган. Наиболее ранние магматические породы представлены метаморфизованными габброидами, выходы которых известны в восточной части бух. Алеут и в районе мыса Теляковского на п-ове Гамова (рис. 12). Метаморфизованные габброиды состоят из плагиоклаза (андезин-лабрадор), роговой обманки, биотита, небольших количеств кварца, бедны аксессуарными минералами, из которых в весовых количествах отмечены циркон, апатит, иногда сфен, ильменит. Основная масса интрузивов района сложена верхнепалеозойскими гранодиоритами, среди которых выделяются две разновидности, отличающиеся по интенсивности наложенных метаморфических изменений. Менее метаморфизованные со слабо выраженными линейными структурами гранодиориты восточной части (п-ов Гамова) представлены мелко- и среднезернистыми породами, состоящими из плагиоклаза, содержащего 35—40% Ан, калиевого полевого шпата, количество которого колеблется от 1 до 20%, и кварца. В них встречаются зоны обогащения темноцветными минералами и округлые мелкокристаллические включения диоритового состава. Все разновидности, включая и приконтактные фации, бедны аксессуарными минералами, количество которых редко достигает 100 г/т. Кроме циркона и апатита присутствует ильменит, сфен; минералы бора представлены датолитом, обычны сульфиды. Гранодиориты юго-западной части площади — рассланцованные крупнокристаллические породы с четко выраженной плоскостной ориентировкой темноцветных минералов. Они слагают значительную часть побережья между о-вами Амиот и Веры, к западу от крупного разлома, выходящего к побережью в районе бух. Алеут. От гранодиоритов в восточной части площади они отличаются несколько более кислым составом и меньшим содержанием калиевого полевого шпата (до 5—10%), более высоким содержанием аксессуариев, среди которых преобладают сфен, магнетит, встречаются апатит, циркон, присутствует касситерит.

Собственно гранитные фации развиты в восточной части территории. Выходы среднезернистых гранитов известны на о-ве Фуругельма, в глубине бух. Новгородской, а также в виде небольших тел среди терригенных пород к востоку от бух. Алеут. Граниты Фуругельма — массивные породы, относительно бедные калиевым полевым шпатом (до 15%). Темноцветные минералы в них представлены биотитом, иногда гранатом, аксессуарные — магнетитом, ильменитом, апатитом. Содержание аксессуариев несколько ниже, чем в гранодиоритах юго-западной части площади. Граниты бух. Новгородской, а также жилы аплитовидных гранитов и пегматитов, прорывающие граниты Фуругельма, отличаются высокими содержаниями монацита. В единственной пробе гранитов из бух. Новгородской оказалось повышено содержание касситерита (50 г/т).

Петрохимически гранодиориты и граниты характеризуются повышенной кальциевостью, пониженной общей щелочностью и низкой калиевостью (рис. 13). Содержание микроэлементов в гранодиоритах низкое, заметно ниже кларкового содержание олова, цинка, свинца, бора.

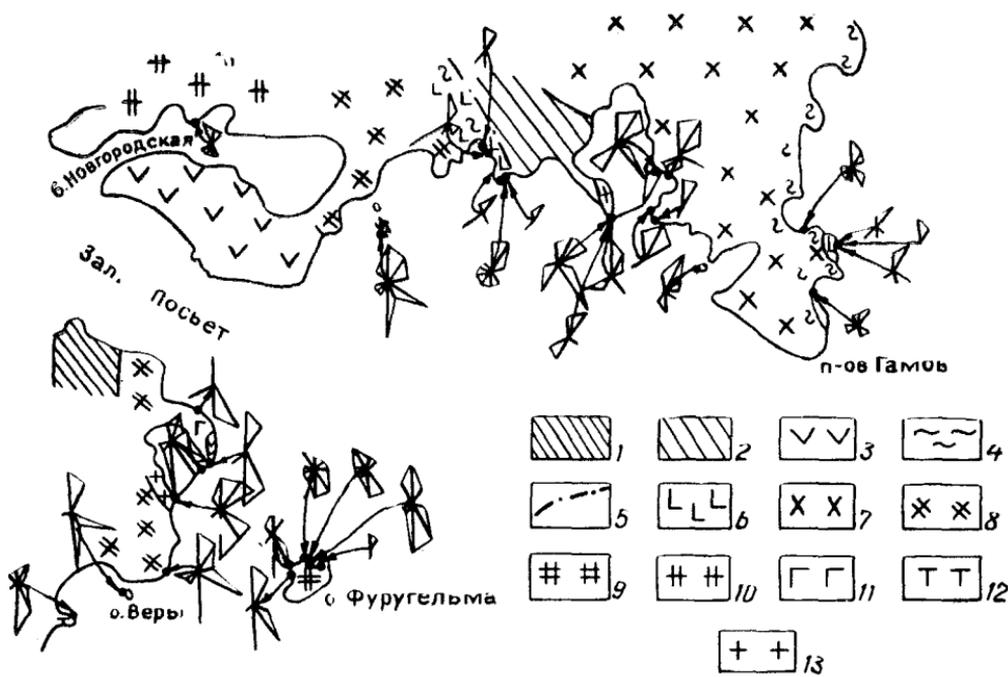


Рис. 12. Акцессорные минералы главных петрографических разновидностей интрузивных пород южной части Хасанской зоны

1 — терригенно-осадочные породы, 2 — вулканогенно-осадочные породы; 3 — эффузивы палеогеновые, 4 — зоны смятия, 5 — тектонические нарушения, 6 — метаморфизованные габброиды, 7 — гранодиориты среднезернистые, 8 — гранодиориты крупнозернистые, метаморфизованные, 9 — граниты среднезернистые, 10 — граниты среднезернистые лейкократовые; 11—13 — породы, характерные для зон эффузивно-осадочного осадконакопления: 11 — габброиды, 12 — кварцевые диориты, 13 — граниты

В районе мыса Суслова, вблизи которого обнажаются вулканогенно-осадочные породы, а также у скалы Бутакова известны интрузивы диоритов и гранодиоритов. По петрохимическим особенностям и минералогическому составу они близки к диоритам и гранодиоритам Муравьево-Амурского горст-антиклинория.

В составе акцессорных минералов этих пород преобладают магнетит и ильменит, содержание которых достигает сотен и тысяч грамм на тонну; в меньшем количестве здесь встречаются апатит, циркон, иногда ортит, сфен.

Рисовый характер берегов, осложненный аккумулятивными формами — полуостровами, сложенными палеогеновыми базальтами, и намывными косами, чрезвычайно благоприятен для формирования россыпных месторождений. Однако источником значительной части рыхлого материала, слагающего верхнетретичные и четвертичные отложения в районе зал. Посыета и к югу от него, явилась не морская абразия, а выносы рек, главным образом р. Туманган. За счет перемыва авандельты р. Туманган, русло которой в течение четвертичного периода мигрировало в юго-западном направлении, возникли пляжевые и прибрежно-морские россыпи титано-магнетита, протягивающиеся в западном направлении.

Заключение

Геологическое строение суши прибрежной области, питающей осадки Японского моря в пределах СССР, неоднородно. Соответственно должен меняться и состав осадков на шельфе. В северной части

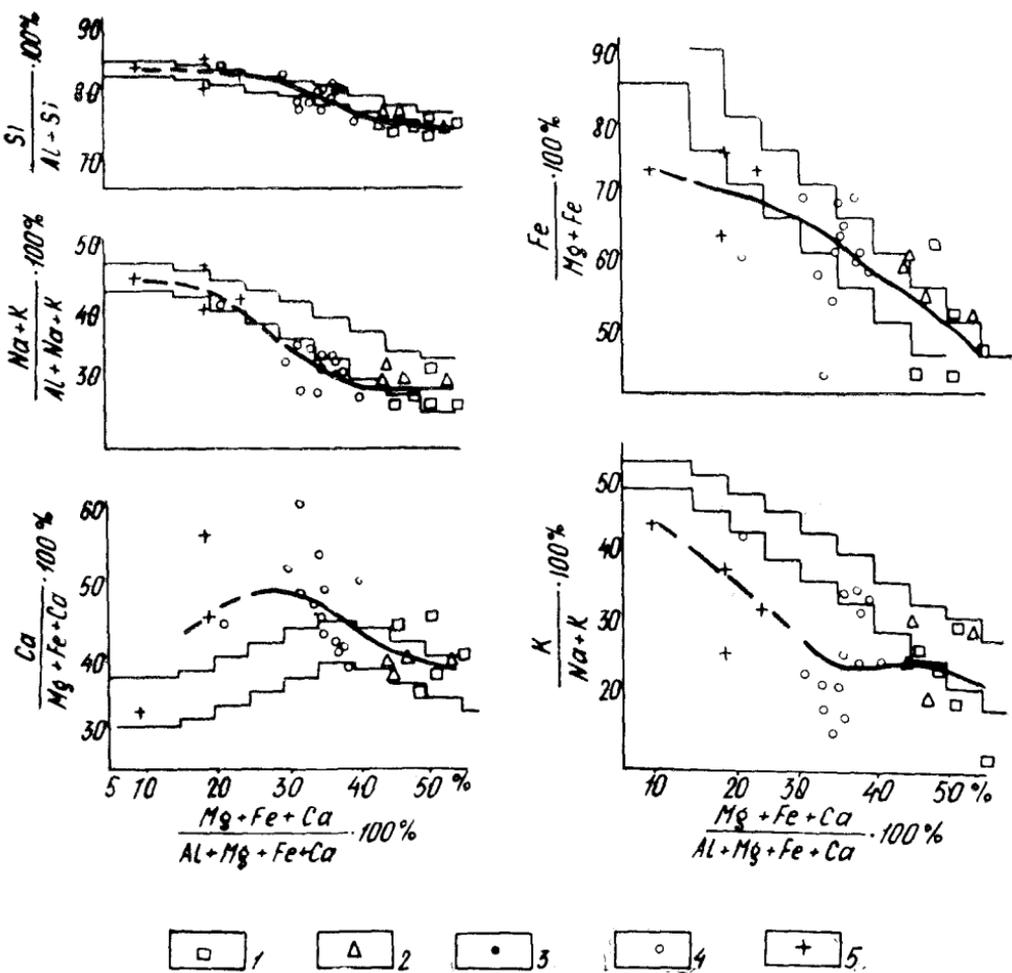


Рис. 13. Петрохимические особенности интрузивных пород Хасанской зоны и вариационная линия эволюции их состава

1 — габброиды метаморфизованные, 2 — округлые обособления диоритов в гранодиоритах п-ова Гапов, 3 — гранодиориты слабо метаморфизованные северо-восточной части площади, 4 — гранодиориты перекристаллизованные, 5 — граниты

прибрежной зоны, в пределах верхнемелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, но направлению на юг происходит смена основных вулканитов кислыми, что, видимо, сопровождается и изменением терригенных осадков на шельфе — появлением на смену грауваккам и полимиктовым песчаникам песков существенно аркозовых и на участках значительной гравитационной дифференциации — кварцевых. Проявление геохимической зональности осадков, обусловленное изменением состава питающих пород, показано В. Ф. Игнатовой на примере асимметричной в геохимическом отношении зоны осадконакопления Татарского пролива, где на восточной стороне, примыкающей к зоне Западно-Сахалинской миогеосинклинали, проявлены более кислые осадки, обогащенные кремнекислотой, а на западном побережье, примыкающем к Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу, сложенному здесь преимущественно базальтоидами, возрастает в осадках содержание фемических компонентов. Таким образом, даже узкие прогибы являются неоднородными по геохимическим особенностям слагающих их осадков, что нужно иметь в виду при проведении палеогеохимических реконструкций.

Неоднородность состава слоев по простиранию проявляется в связи со сменой пород, примаикающих к побережью, отличных даже в пределах казалось бы единой структурно-формационной зоны, такой как Сихотэ-Алинский вулканоген. Особенно же контрастно изменение состава материала, поступающего в море, вблизи Южно-Приморской области, где к побережью под углом подходят зоны, сложенные различными породами.

Состав аксессуарных минералов, поступающих в область шельфа, также меняется в зависимости от генетической природы гранитоидов, структурных условий их формирования и степени метаморфизма. Свой «вклад» в осложнение состава осадков вносят молодые базальтоиды, приуроченные к разломам и поставляющие в осадки фемический материал.

В процессе гравитационной дифференциации различия материала, поступающего в море из различных источников, частично нивелируются, но в целом геохимическая неоднородность осадков по простиранию прибрежного слоя сохраняет свою силу.

Проведенный анализ изменения состава пород, питающих осадки шельфа, заставляет с большой осторожностью подходить к палеогеохимическим реконструкциям и попыткам использования минералогеохимических особенностей свит при стратиграфическом их расчленении и определении потенциальной металлоносности той или иной толщи.

Л и т е р а т у р а

- Берсенеv И. И., Берсенеv Ю. И., Леликов Е. П., Липкин Ю. С., Пущин И. К., Терехов Е. П., Филатьев В. П. Новые данные о геологическом строении дна Японского моря. — Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975, с. 3—19. Геология СССР, т. 32, Приморский край, ч. 1. М., «Наука», 1969, 660 с.
- Мельников Н. Г., Бажанов В. А. Девонские континентальные образования Южного Приморья. — ДАН СССР, 1973, т. 211, № 1, с. 170—172.
- Мишкин М. А., Леликов Е. П., Овчарев Э. С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. — ДАН СССР, 1970, т. 190, № 6, с. 1426—1429.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного склона Сихотэ-Алиния — Тр. ИГЕМ, в. 7, 1956, 304 с.
- Хершберг Л. Б. О последней морской трансгрессии в Юго-Восточном Приморье. — Изв. высш. учеб. завед., геол. разведка, 1971, № 5, с. 17—22.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ ЗАЛИВА ВОСТОК

В. Ф. ИГНАТОВА

Залив Восток является частью материкового шельфа Японского моря, под водами которого скрыта южная часть Южно-Приморской геолого-структурной зоны. Наиболее древними образованиями надводной части этого района являются средне- и верхнепалеозойские геосинклинальные отложения, прорванные палеозойскими интрузиями габброидов и гранитоидов. На палеозойских породах с резким угловым несогласием залегают морские и континентальные мезозойские отложения. Береговые участки залива представляют различные по возрасту и составу породы (Геология СССР, т. 32).

Северное, северо-западное и западное побережья сложены среднепалеозойскими гранитами. Это белые и светло-серые крупнокристаллические, иногда порфириовидные граниты и плагиограниты. В их составе преобладают олигоклаз (30—60%), калиевый полевой шпат (15—40%) и кварц (24—40%). Встречаются также мусковит, реже биотит, акцессорные минералы (апатит, циркон). В районе бух. Средней среди гранитов широко развиты пегматоидные разности, близкие по составу к гранитам, но отличающиеся большим количеством метасоматических минералов (Руб и др., 1969).

Восточное побережье залива сложено верхненеогеновыми отложениями, условно относимыми к суйфунской свите. Породы этой свиты представлены галечниками, гравийными песками и гравийниками. Для всей толщи характерна косая слоистость, указывающая на ее формирование речными или временными потоками.

Основная масса обломочного материала поступает в залив при размыве рыхлых образований верхненеогенового возраста. Грубообломочный материал оседает вблизи берега, относительно мелкий разносится по акватории течением. По наблюдениям В. М. Воробьева в заливе преобладает циркуляция течения против часовой стрелки (рис. 1а).

Наиболее глубокие участки расположены в западной части залива, где обнаружены два котловинообразных понижения с глубиной до 25—30 м. Западный подводный склон, в отличие от пологого восточного, короткий и крутой. Его рельеф отличается наибольшей сложностью, что соответствует сложной конфигурации западного берега залива, где многочисленные надводные мысы в виде довольно узких гряд, вытянутых в широтном — субширотном направлении, продолжают под водой. Вершина залива характеризуется очень пологим и длинным склоном к центральной части, в которой глубина достигает 20 м. Для северной, северо-восточной и восточной частей залива характерно относительно широкое мелководье.

В соответствии с принципами разделения осадков по размерности



Рис. 1. Условная схема (по В. М. Воробьеву) придонных течений в зал. Восток (а) и карта распределения гранулометрических типов верхнего слоя (0—10 см) донных осадков (б) 1 — песок мелкий, 2 — песок алевритовый; 3 — алеврит крупный, 4 — алеврит мелкий; 5 — алевритово-глинистый ил; здесь и далее залитый кружок обозначает место отбора проб

(Безруков, Лисицын, 1960) в заливе выделены следующие основные типы осадков: пески мелкие — преобладает фракция от 0,25 до 0,1 мм; $Md=0,1$ мм; алевриты крупные — преобладает фракция 0,1—0,05 мм; $Md=0,1—0,01$ мм; алевриты мелкие — преобладает фракция 0,05—0,01 мм; $Md=0,1—0,01$ мм; алеврито-глинистый ил — преобладает фракция 0,01—0,005 мм; $Md=0,01$ мм; глинистый ил — преобладает фракция 0,005—0,001 мм; $Md=0,01$ мм; Как видно из перечня, между содержанием преобладающей фракции и Md наблюдается соответствие, что свидетельствует в целом о хорошей отсортированности осадков залива. Это согласуется со значениями коэффициента сортировки S_0 (рис. 2а), который в осадках большей части залива очень мал (1—2).

На территории залива распространены исключительно терригенные осадки, представленные широким гранулометрическим спектром. Распределение гранулометрических типов осадков (рис. 1б) свидетельствует о циркумконтинентальной зональности, что отражает сравнительно простой рельеф дна бассейна.

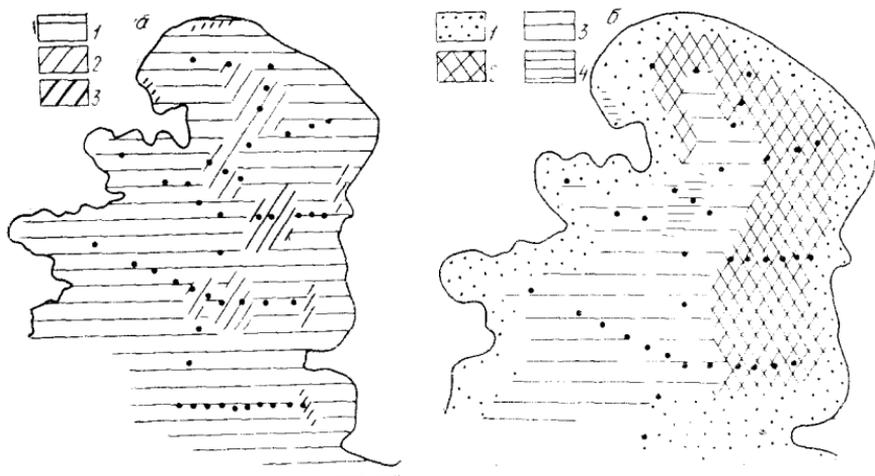


Рис. 2. Карта значений коэффициента сортировки — а (1 — 1—2, 2 — 2—3, 3 — 3—4) и медианного диаметра частиц осадков зал. Восток — б (1 — более 0,1 мм, 2 — 0,1, 3 — 0,01, 4 — менее 0,01)

Пески на большей части площади по периферии залива преобладают мелкозернистые. Они образуют полосу разной ширины, опоясывающую залив вдоль его прибрежной части. Наиболее широка полоса песчаных осадков по восточной периферии залива, в районе мелководья; полоса песков вдоль западного берега в 2—3 раза уже и приурочена к короткой площадке мелководья в этой части залива. На выходе из залива пески спускаются до 25 м. Это согласуется с наблюдениями П. Л. Безрукова (1960).

Алевриты крупные (преобладающая фракция 0,1—0,05 мм) носят очаговый характер распространения. Они отмечены в вершине залива на глубинах от 5 до 10 м, где приурочены к дугообразному участку берега, причем полоса алевритовых осадков смещена относительно средней дуги берега по ходу вдольберегового перемещения наносов. Встречаются крупные алевриты и в западинах дна восточной части на глубинах свыше 10 м, где они появляются, по-видимому, благодаря выносу относительно мелких частиц на большие глубины.

Поле мелких алевритов сложной конфигурации располагается в центральной части залива. Западная граница поля повторяет очертания береговой линии: глубоко впадает в ее мелкие бухтообразные заливы и, грубо повторяя очертания мысов, отступает к центру бассейна. Мелкоалевритовые осадки в восточной половине залива языкообразно вдаются в сторону мелководья и делят развитую здесь широкую полосу песчаных накоплений на северную и южную зоны.

Таким образом, алевритовые осадки накапливаются преимущественно в глубоководных условиях. В связи с асимметричным строением бассейна — крутым западным и пологим восточным подводными склонами — они располагаются ближе к берегу в западном секторе залива и отстоят от берега на 700—800 м в восточном.

Из сопоставления осадков западной и восточной частей залива (табл. 1) видно, что они отличаются только в верхних частях подвод-

Таблица 1

Гранулометрическая характеристика осадков Восточного и Западного склонов залива Восток

Элементы берегового профиля	Фракции, %						Md, мм	S ₀
	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	<0,001 мм		
Верхняя часть подводного склона (5 м)	12,1	28,6	6,5	27,9	4,8	3,5	0,06	4
	64,0	1,7	30,6	1,6	0,6	1,0	0,02	3
Средняя часть подводного склона (10 м)	2,24	21,78	50,02	16,7	5,2	3,3	0,01	1,5
	13,6	18,6	46,5	18,6	5,5	5,5	0,01	1,5
Центральная часть залива (20 м)	5,0	17,2	59,2	11,0	4,4	4,2	0,01	1,4
	13,6	13,2	45,0	21,0	13,8	8,8	0,01	1,4

Примечание. В числителе указаны данные по восточному склону, в знаменателе — по западному.

ного склона: если в верхней части подводного склона на востоке залива широко развиты плохо отсортированные алевриты, то на западе основную массу пород составляют слабо отсортированные пески. Нижние части профилей, напротив, даже в деталях (по медианному диаметру частиц, коэффициенту сортировки) мало отличаются по гранулометрическому составу.

Подводя итог изложенному, следует подчеркнуть, что в пределах каждого элемента подводного рельефа встречаются различные по гра-

пулометрическому составу осадки. На дне котловины залива состав современных осадков более однообразен — преобладают алеврито-глинистые илы. Отложения отмелей представлены главным образом песками, причем в восточной части залива они спускаются на глубины свыше 20 м. Иногда на отмелях встречаются и более тонкие осадки, причем, если они выполняют отдельные западины, то обычно хорошо сортированы ($S_0=1,5$), хотя иногда характеризуются высокими значениями коэффициента сортировки. Эти данные, видимо, следует учитывать геологам при определении фациальной принадлежности ископаемых осадочных пород.

Чтобы полнее охарактеризовать основные особенности разноса обломочного материала на площади дна залива Восток, были составлены карты содержания в осадках отдельных фракций.

При распределении песчаной фракции в качестве основных градаций принято ее содержание в осадках в следующих количествах: 1) 1—10, 2) 10—20, 3) 20—40, 4) 40—90%. Карта (рис. 3а) показы-



Рис. 3. Карта распределения в осадках зал. Восток песчаной — а (1 — 1—10%, 2 — 10—20, 3 — 20—40, 4 — 40—90), крупноалевритовой — б (1 — <10%, 2 — 10—20, 3 — 20—30, 4 — 30—40) и пелитовой (0,001 мм) — в (1 — <1%, 2 — 1—5, 3 — более 5) фракций

вает, что большая часть площади занята осадками, содержащими от 40 до 90% песчаной фракции, которая, естественно, увеличивается в прибрежной части и на выходе из залива. Центральная, наиболее глубокая, часть хорошо очерчивается линией минимальных значений песчаной фракции (от 8 до 3%). На карте проявились те же закономер-

ности, которые были отмечены при описании. В прибрежной зоне ширина полосы песков зависит от ширины и углов наклона отмели, а также от интенсивности волнения на том или ином участке. Внутри мелких бухт по западному побережью, где сила волнения резко падает, отмечены участки пониженного содержания песков (от 10 до 20%). Таким образом, распространение песков соответствует особенностям рельефа залива.

На карте распределения крупноалевритовой фракции (рис. 3б) в качестве основных градаций принято ее содержание в осадках в следующих количествах: 1) <10, 2) 10—20, 3) 20—30, 4) 30—40%. На этой карте особенно отчетливо видно асимметричное строение изучаемого дна. Полоса наибольшего содержания крупного алеврита в осадках (30—40%) хорошо фиксирует внутренний край восточного мелководья и, протягиваясь к вершине залива, образует неправильное полукольцо. В вершине залива полоса осадков, обогащенная крупным алевритом, повторяет дугообразную форму береговой линии. В центральной части залива содержание крупного алеврита обычно меньше 20% и очень часто составляет лишь первые проценты.

На карте распространения пелитовой фракции (0,001 мм) выделены следующие градации ее содержания в осадках: 1) <1, 2) 1—5, 3) >5%. Эта карта (рис. 3в) напоминает карту распределения крупноалевритовой фракции: зона наиболее высокого содержания образует неправильное полукольцо, захватывающее внутренний, мористый край восточного мелководья залива и повторяющее дугообразную форму берега в его вершине.

Для выявления закономерностей распределения обломочного материала в осадках залива рассматривалась зависимость между изменением количества обломков и глубиной бассейна. Обломки, как известно (Алимов, 1967; Шутов, 1973; и др.), легко разрушаются, поэтому даже незначительные изменения динамики вод приводят к заметным изменениям содержания обломков в осадках. Подсчет обломков пород и определение их процентного содержания от суммы: обломки пород + кварц + полевые шпаты — производились под бинокулярной лупой. Рассматривались преобладающая и наиболее крупная фракции. Результаты подсчетов вынесены на треугольную диаграмму (рис. 4а).

Из диаграммы видно, что в отложениях гидродинамически активной зоны количество обломков разных пород (песчаников, гранитов и т. п.) изменяется от первых до двадцати процентов, а в зоне спада активности вод количество обломков колеблется обычно от 25 до 40%. Изменение количества обломков четко прослеживается по всем трем профилям — в восточной, западной и центральной частях залива (рис. 5 и 6). Интересно отметить, что рост числа обломков пород с глубиной небеспроделен. Так, на западном и восточном профилях максимум обломков (35 и 31—33%) отмечен на глубине 15 м, после чего их число сокращается, и на глубине 20 м они составляют только 29 и 20%. Подобную закономерность демонстрирует и центральный профиль.

Между количеством обломков пород и медианным диаметром частиц прослеживается вполне отчетливая связь. Она объясняется тем, что на величину медианного диаметра влияет интенсивность движения вод.

Ценную информацию о процессе перемещения наносов дает карта распределения терригенной слюды. Карта о процентном содержании частиц слюды в преобладающей и наиболее крупной фракции наносов составлена по данным, полученным с помощью бинокуляра. Приняты следующие основные градации содержания терригенной слюды в осадках: 1) 0—5, 2) 5—15, 3) 15—50%. Карта распределения слюды в ос-

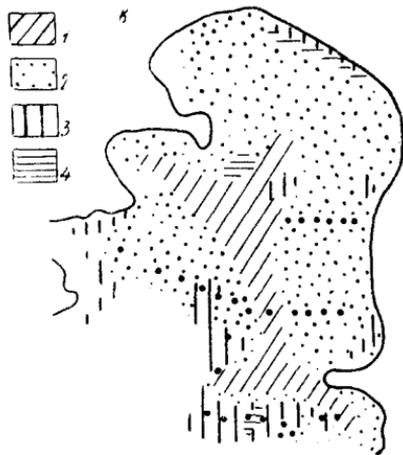
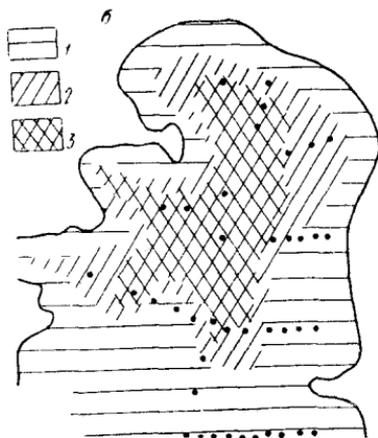
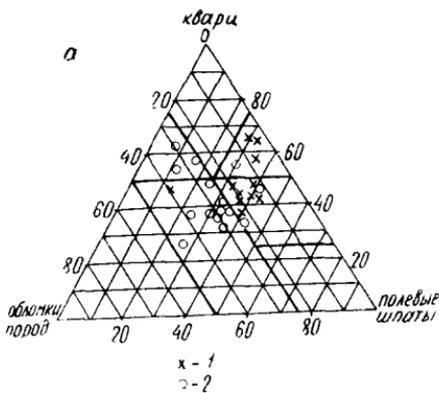


Рис. 4. Диаграмма соотношения основных терригенных компонентов осадков зал. Восток — а (1 — гидродинамически активные зоны, 2 — защитные участки дна); карта распределения терригенной слюды — б (1 — 0—5%, 2 — 5—15, 3 — 15—50) и концентрации тяжелых минералов во фракции 0,1—0,05 мм — в (1 — <1%, 2 — 1—5, 3 — 5—15, 4 — 15—30)

новном совпадает с картой распространения основных гранулометрических типов осадков в заливе. Минимальные значения содержания терригенной слюды в осадке отмечаются в прибрежной наиболее мелководной зоне с повышенной гидродинамической активностью морских вод. Все более обогащенные слюдой осадки смещаются к центральной части залива. При простом строении дна слюдистость постепенно нарастает с глубиной. При появлении неровностей морского дна содержания слюды изменяются скачкообразно, у «подножия» небольших повышений в рельефе дна обычно наблюдается локальное обогащение осадков терригенной слюдой (рис. 4б, 5).

В последнее время исследованиям в области минералогии современных осадков придается большое значение. Их результаты привлекаются для объяснения особенностей осадконакопления и раскрытия закономерностей образования и размещения различных полезных ископаемых, в том числе и россыпных. Исследованиями, частично или целиком посвященными минералогии донных осадков (Петелин, 1957, 1965; Кленова, 1960; Белов, Лапина, 1961; Алексина, 1962; Лисицын, 1961), установлено, что наиболее разнообразные аллотигенные минеральные виды песчано-алевритовых фракций приурочены к сравнительно узкой прибрежной зоне. Удалось проследить минералогические провинции, обусловленные определенными береговыми питающими об-

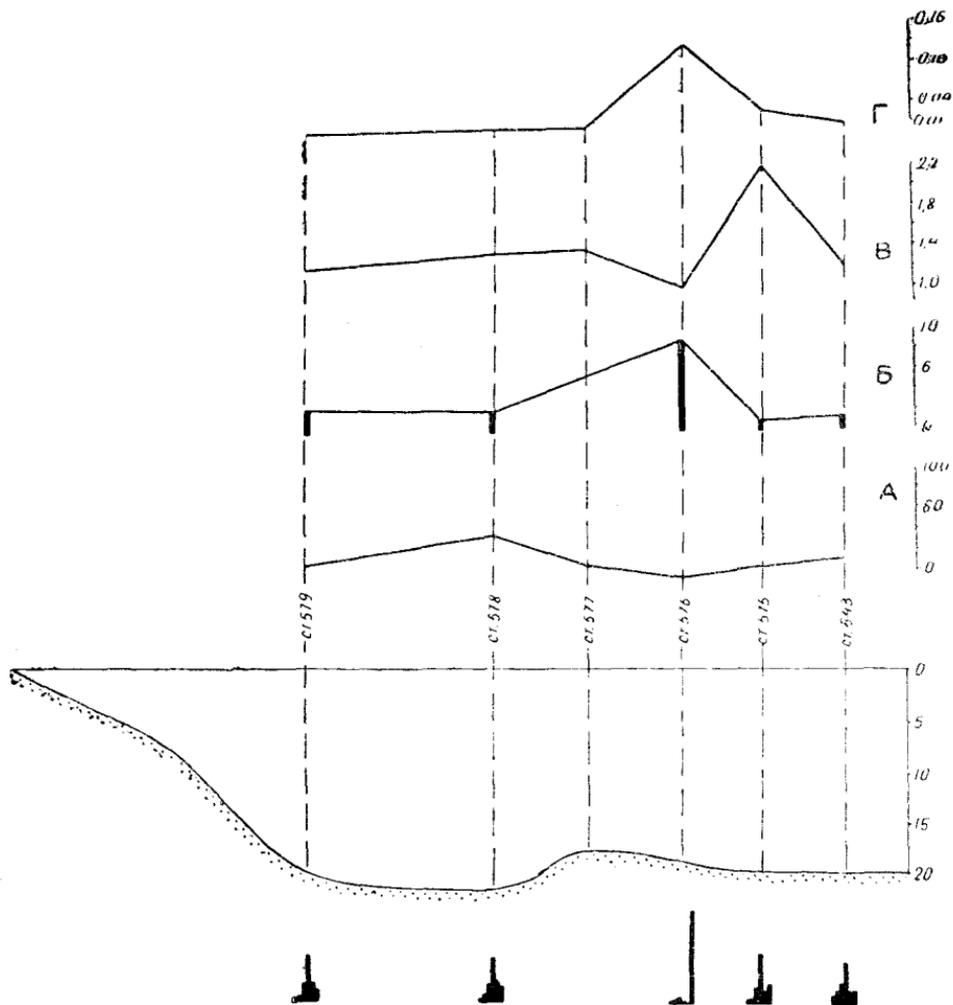


Рис. 5. Изменение грануло-минералогического состава донных осадков на профиле бух. Гайдамак—центральная часть зал. Восток
 А—терригенная слюда, % Б—тяжелая фракция, % В—коэффициент сортировки, Г—Md, мм; слева направо гистограммы обозначают фракции: менее 0,001, 0,001—0,005, 0,005—0,01, 0,01—0,05, 0,05—0,1, 0,1—0,25

ластями. Вне прибрежной зоны минеральный комплекс, утрачивая связи с питающими провинциями (и за счет смешения разного обломочного материала в результате боковых перемещений), становится менее разнообразным, монотонным.

Выполненные в разные годы исследования рассматривают главным образом открытые части океана или окраинноокеанических морей типа Берингова и Охотского. Сведения о минералогии донных осадков мелководной зоны шельфа Японского моря и, тем более, его заливов весьма немногочисленны, а по акватории залива Восток вообще отсутствуют.

Из немногих работ по акватории Японского моря следует отметить проведенное в 1968—1970 гг. опробование морских осадков мелководного шельфа вдоль береговой линии моря от государственной границы до бух. Евстафия (Воробьев, Чернышева, 1972). Полученные результаты показали, что выход тяжелой фракции из осадков обычно небольшой (0,1—0,5%). Выявлена четкая закономерность в распределении тяжелой фракции по нормали к береговой линии: в вершинах открытых

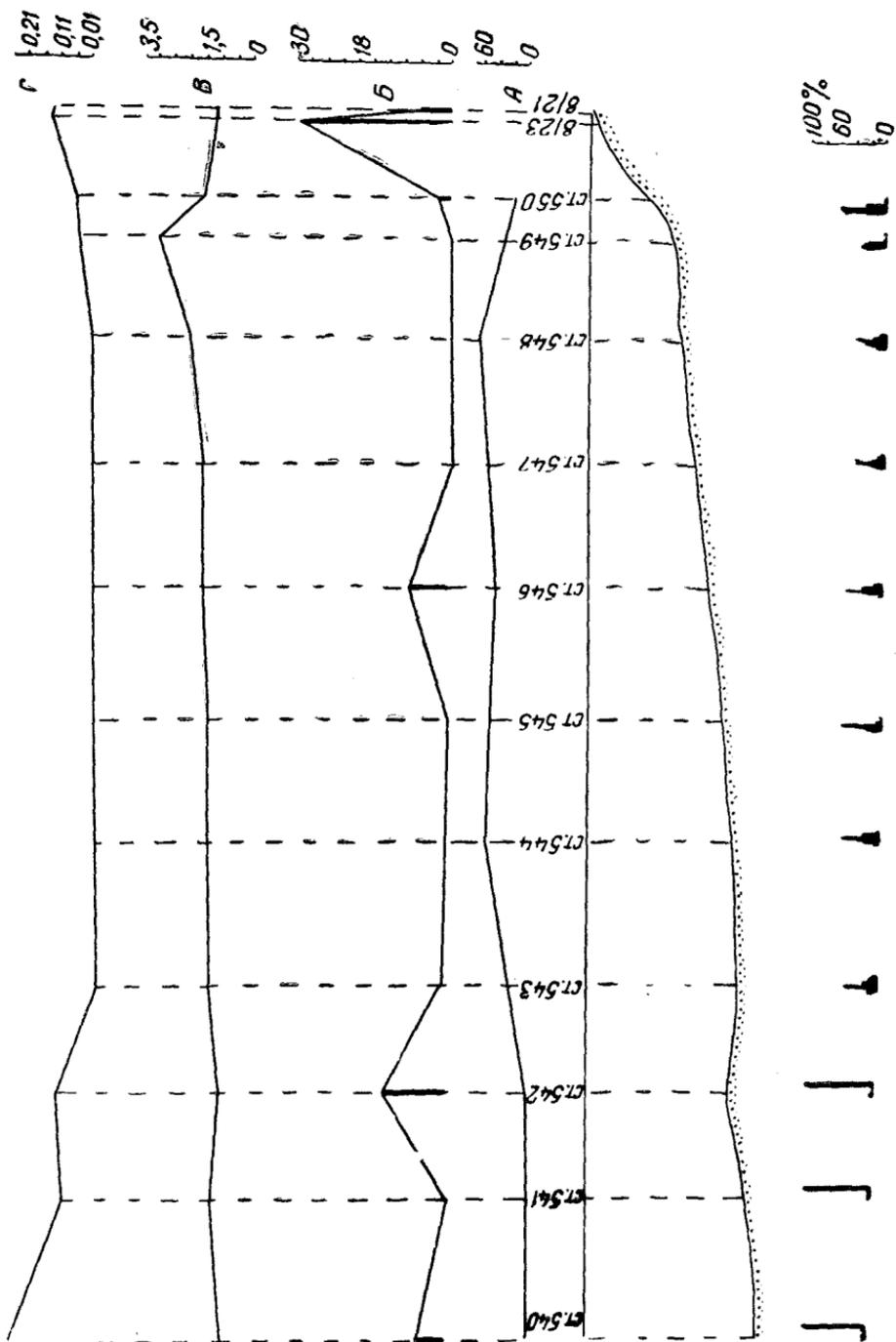


Рис. 6. Изменение грануло-минералогического состава донных осадков на продольном профиле от вершины зал. Восток.
Условные обозначения на рис. 5

бухт на глубинах 8—10 м отмечается максимальная концентрация, с увеличением глубины моря содержание тяжелых минералов падает, но на фоне общего уменьшения появляются пики на глубине около 20 и 35 м. В минералогическом отношении район разделен на два участка: западный и восточный (граница проходит у восточных берегов Уссурийского залива). В осадках западного участка преобладают пироксены, амфиболы, эпидот, ильменит, магнетит (преимущественно амфиболы); в осадках восточного участка — амфиболы, пироксены, гранаты, эпидот, рудные минералы (преимущественно эпидот). Сделано заключение о том, что состав тяжелой фракции отражает геологическое строение областей питания.

В 1970—1977 гг. изучались отложения на подводном береговом склоне Японского моря (Яблоков и др., 1971). Работы велись в восточной части зал. Петра Великого и на дне моря к северу от мыса Поворотного. Проведено сравнение минералогического состава тяжелой фракции из континентальных и морских отложений, которое показало большую обогащенность аксессуориями морских отложений. Для закрытых бухт установлена связь вещественного состава коренных пород берега с минеральным составом донных осадков прибрежной части. В мелководных частях бухт отмечена тенденция к распределению минералов по удельному весу. Для зон открытых побережий четкой связи минералогического состава донных осадков с вещественным составом коренных пород берега не обнаружено. Это авторы объясняют мощными вдольбереговыми перемещениями терригенного материала.

В связи с обработкой проб, собранных на э/с «Тура» Р. О. Радкевичем и Е. А. Радкевич, представилась возможность получить хотя бы приближенную, но единую картину распространения в заливе Восток различных минеральных видов и образуемых ими ассоциаций. Минералогический анализ проб выполнен М. И. Саловой.

При минералогическом анализе донных осадков залива рассматривалась одна, наиболее богатая минеральными видами, фракция от 0,1 до 0,05 мм. Перед анализом фракцию в натуральном виде (без растворения карбонатов) делили на тяжелую и легкую в бромформе с удельным весом 2,8. В каждом препарате тяжелой фракции содержание минеральных видов вычислялось в процентах от веса тяжелой фракции.

Общее представление о распределении тяжелых минералов дает карта, на которой выделены следующие градации содержания тяжелых минералов: 1) менее 1, 2) от 1 до 5, 3) от 5 до 15, 4) от 15 до 30% (рис. 4в). Она маркирует очаги повышенной концентрации тяжелых минералов и может быть использована при прогнозной оценке осадков на россыпи. В сочетании с другими картами она помогает характеризовать гидродинамическую обстановку среды осадконакопления. Правда, выразительнее была бы карта валового содержания тяжелых минералов (Ульст, 1971), но мы не могли воспользоваться данными по валу из-за ограниченного количества осадочного материала, поступившего в наше распоряжение.

Осадки залива отличаются относительно высоким содержанием тяжелых минералов, составляющих на большей части акватории 1—5%. Зона минимального содержания (менее 1%) приурочена к центральной, наиболее глубокой части залива и очень невелика по площади. Можно предположить, что в условиях закрытых заливов типа Востока осуществляется разнос тяжелых минералов на большую площадь, что обеспечивает относительно ровный фон. Повышенные концентрации тяжелых минералов (от 5 до 15 и от 15 до 30%) образуют на этом фоне небольшие очаги в некоторых участках полосы песчаных накоплений, окаймляющей берега залива. Такие очаги отмечены в вершине

залива у устья р. Литовки, по обоим берегам бух. Гайдамак и в других местах. Повышенное содержание тяжелых минералов за мысом Подосёнова связано с вогнутостью берега, где задерживается вдольбереговое перемещение наносов. Очаг наибольшей концентрации тяжелых минералов в западной части залива (против бух. Средней), по нашему мнению, обязан перегибу дна в этом месте. Возможность связи между степенью концентрации тяжелых минералов и характером рельефа дна иллюстрируется профилем по линии станций 579—578—577—576—575—543 (рис. 5). Высокие концентрации обнаружены и у выхода из залива на значительной площади, где можно предполагать энергичную сортировку материала с выносом мелких и относительно легких частиц.

Весьма показателен профиль, построенный по нормали к берегу от вершины залива до выхода в море (рис. 6). В вершине залива на глубинах до 10 м выявлено максимальное (до 30%) содержание тяжелых минералов. В глубь бассейна содержание резко падает, а на глубине порядка 18 и 20 м вновь образуются пики с содержанием тяжелых минералов до 8 и 12%. Эти данные согласуются с материалами В. П. Воробьева и В. С. Чернышевой (1972) по распределению концентраций тяжелых минералов в открытых бухтах.

Из анализа профиля следует также, что такие показатели, как слюдистость, медианный диаметр частиц, коэффициент сортировки, «чутко реагируют» на изменение концентраций тяжелых минералов в осадке: с увеличением содержания повышается медианный диаметр, уменьшается коэффициент сортировки, понижается слюдистость. Эти данные соответствуют выводам многих литологов о том, что наилучшие условия для накопления тяжелых минералов там, где сортировка прибрежно-морских отложений высокая (Невесский, 1971; Бойнагарян, 1968). Рассмотрим очаги повышенной концентрации.

Первый участок концентрации тяжелых минералов установлен в вершине залива на глубине от 5 до 8 м. Он вытянут вдоль берега и, отражая ход вдольберегового потока, одним концом лежит в области песков, другим — в зоне развития тонких песков и крупных алевритов. Осадки этой части залива характеризуются малым коэффициентом сортировки ($S_0=1-2$), сравнительно большим медианным диаметром частиц, повышенной слюдистостью накоплений. Осадки отличаются наибольшим разнообразием минеральных видов, представленных в тяжелой фракции (рис. 7, табл. 2). На первом месте стоят такие акцессории, как рудные минералы (магнетит, гематит, ильменит), среди которых преобладает ильменит (40%), на втором месте — породообразующие минералы группы амфиболов и пироксенов (26%). Встречаются также эпидот (7%), сфен (5%) и в виде знаков — циркон, лейкоксен, сфалерит, апатит.

Второй участок концентрации тяжелых минералов расположен у северного побережья бух. Гайдамак. Он приурочен к крутому подводному склону с отметками 5—10 м. Здесь развиты исключительно песчаные накопления. Осадки характеризуются хорошей сортировкой, относительно большими размерами медианного диаметра частиц и пониженной слюдистостью. По разнообразию минеральных видов осадки этого участка близки к осадкам первого участка, хотя взаимоотношения разных групп минералов здесь несколько иные. Так, на первом месте по преобладанию в тяжелой фракции стоят породообразующие минералы группы амфиболов и пироксенов, составляющие до 36—40%, на втором месте — рудные минералы, дающие в сумме 15—20% состава тяжелой фракции, далее располагаются такие минералы, как эпидот (20%), сфен (10%), апатит (6%), гранат (3%), циркон (3%) и в виде единичных зерен — биотит, флогопит, мусковит, хлорит, анатаз, рутил, арсенопирит.

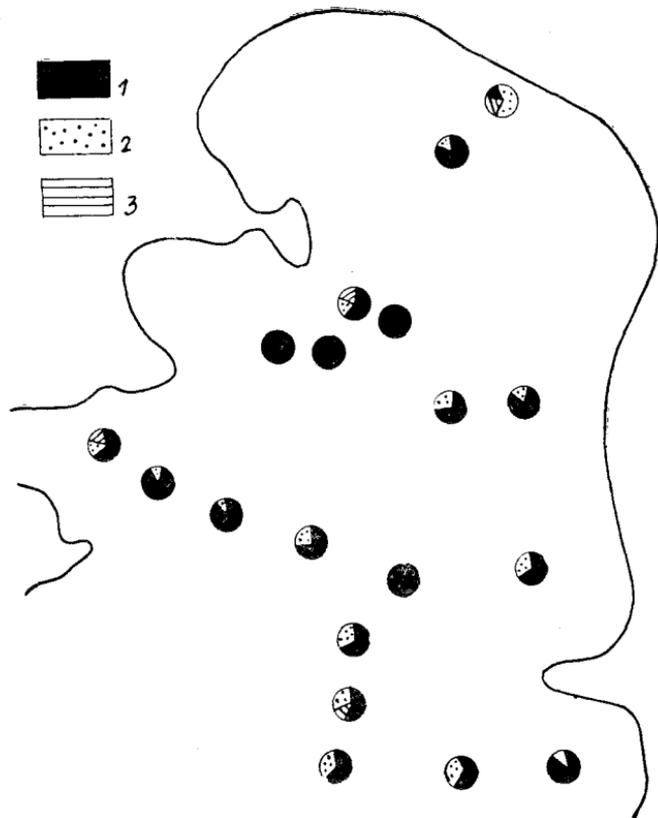


Рис. 7. Карта распределения минералов тяжелой фракции по удельному весу
1—3—4, 2—4—5, 3—более 5

Третий участок обнаружен на перегибе крутого подводного склона к центральной котловине залива (район бух. Средней) на глубине 10—15 м. Участок приурочен к границе песчаных осадков и мелкоалевритовых илов. Осадки здесь характеризуются относительно высоким коэффициентом сортировки ($S_0=2,2$), малым медианным диаметром частиц (0,01 мм), повышенным содержанием терригенной слюды, высокой концентрацией тяжелых минералов. До 30% тяжелой фракции составляют пироксены и амфиболы (табл. 2), на втором месте стоит эпидот (24%), т. е. больше половины тяжелой фрак-

ции представляют породообразующие минералы. На долю рудных минералов приходится 18—19%, из которых на ильменит — 12—13%. Далее в порядке убывания располагаются: сфен (16%), циркон (4%), апатит (3,5%), гранат (2%), лейкоксен (1,7%), единичные зерна турмалина, анатаза, рутила, монацита, сфалерита.

Четвертый участок расположен у выхода из залива (в районе ст. 576 и 542), на северном склоне наиболее крупной юго-западной котловины залива. Здесь развиты преимущественно разнозернистые пески, контактирующие с мелкоалевритовыми илами центральной части залива. Осадки характеризуются малыми значениями коэффициента сортировки ($S_0=1,2$), медианным диаметром, соответствующим песчаной размерности, пониженной слюдистостью. Основную массу минералов тяжелой фракции составляют амфиболы, пироксены (35—45%) и эпидот (25—32%), т. е. породообразующие компоненты. Комплекс рудных минералов беден: это в основном ильменит (16—20%), а также гематит и магнетит, которые отмечаются в виде знаков. Из аксессуарных минералов наиболее богато представлены сфен (до 20%), гранат (до 2%), апатит (до 1%), циркон (до 0,5%).

По результатам минералогического анализа построена карта распределения минералов тяжелой фракции по удельному весу. На карте (рис. 7) видно, что в акватории залива четко проявлена минеральная сепарация: в зоне мелководья с энергичной волновой переработкой материала формируется разнообразный комплекс минералов с преобладанием среднетяжелых (удельный вес 4—5) и тяжелых (удельный

Минералогическая характеристика тяжелой фракции из осадков залива Восток

Участки	№ станций	Содержание минералов, % от веса тяжелой фракции									
		магнетит	гематит	лимонит	ильменит	пироксены, амфиболы	сфен	эпидот	гранат	биотит	флагопит
Первый	8,9	12	8	зн.	40	26	5	7	—	—	—
Второй	24	3	2,5	8	2	36	10	20	—	ед.	ед.
Третий	585	3	2	1,2	12,5	30	16	24	2	ед.	—
	542										
Четвертый	576	зн.	ед.	зн.	20	35	20	25	2	—	—

Участки	№ станций	Содержание минералов, % от веса тяжелой фракции									
		мусковит	хлорит	лейкоксен	циркон	алатит	турмалин	анатаз	рутил	сфалерит	мона-
Первый	8,9	—	—	ед.	зн.	зн.	—	—	—	ед.	—
Второй	24	ед.	ед.	2,5	1	6	ед.	—	—	ед.	—
Третий	585	—	—	1,7	4	3,5	ед.	ед.	ед.	ед.	ед.
	542										
Четвертый	576	—	—	3	ед.	ед.	—	—	—	—	—

вес > 5); с увеличением глубины бассейна (ст. 549) резко возрастает количество относительно легких минералов, тяжелые минералы совершенно исчезают, среднетяжелые составляют первый десяток процентов; в наиболее глубокой части бассейна (ст. 581, 584, 565) комплекс минералов монотонен, причем 100% состава тяжелой фракции занимают минералы с удельным весом 3—4. Такая картина наблюдается по всем профилям.

Результаты анализа позволяют сделать следующие выводы о путях перемещения осадков и участках накопления минеральных видов.

Наиболее распространенными компонентами тяжелой фракции в осадках зал. Восток являются амфиболы, пироксены, эпидот, сфен и рудные минералы (в основном ильменит). Пироксены и амфиболы (удельный вес колеблется от 3,1 до 3,9) составляют в основном от 30 до 50% тяжелой фракции и лишь на небольших участках в центральной части залива их содержание достигает 55—60% (рис. 8а). В прибрежной части залива по данным (ст. 8, 25 28) они не превышают 20%.

Аналогично распространение сфена (рис. 8б), также обладающего сравнительно небольшим удельным весом (3,5) и хорошей плавучестью в связи с таблитчатой формой кристаллов. В периферических частях бассейна сфен встречается в виде знаков или составляет первые проценты от веса тяжелой фракции. Обогащена сфеном центральная часть залива: его содержание достигает 18—27%. Максимально обогащенная сфеном зона резко смещена к западу, что может быть связано с близостью источника, поставляющего сфен, с западного берега или с особенностями рельефа дна и перемещения вдольберегового потока, относящего сфен к уступу западного крутого подводного склона.

Противоположную картину дает карта распространения в осадках залива суммы рудных минералов (рис. 9а) и ильменита (рис. 9б). Если для амфиболов, пироксенов и сфена свойствен центростремительный характер распределения, то для рудных минералов (и ильме-

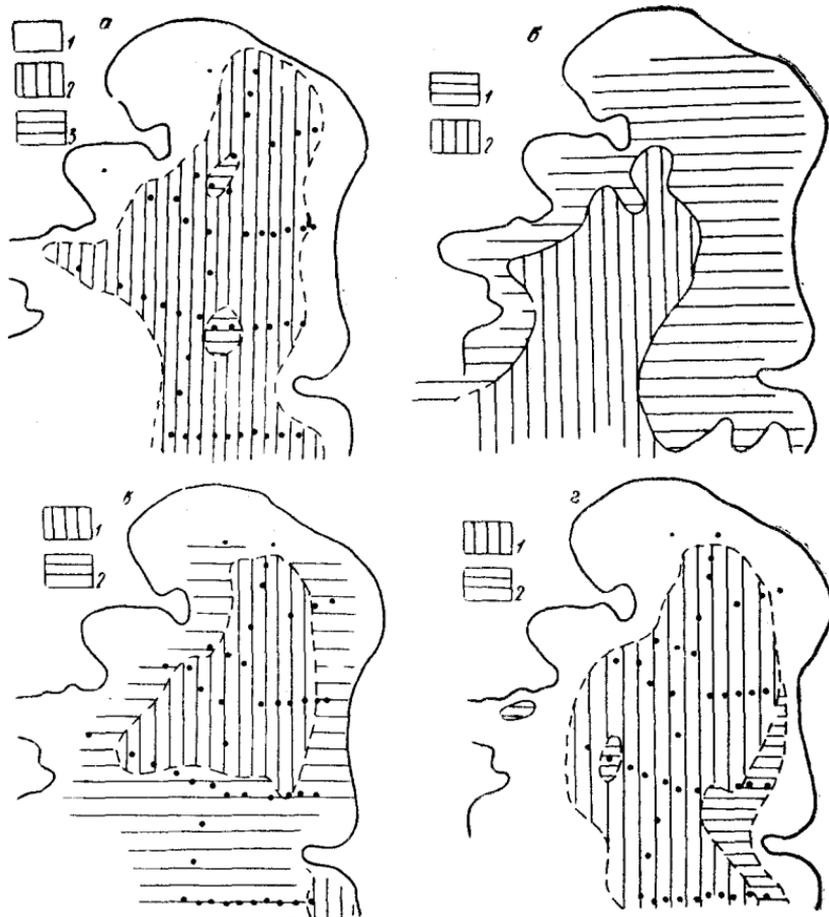


Рис. 8. Карта распределения в осадках зал. Восток амфиболов+пироксенов — а (1 — ед.; 2 — 20—50%; 3 — более 50), сфена — б (1 — зн. — 10%; 2 — более 10), энидота — в (1 — 10—20%; 2 — 20—40) и алабита — г (1 — 1—5%; 2 — 5—10)

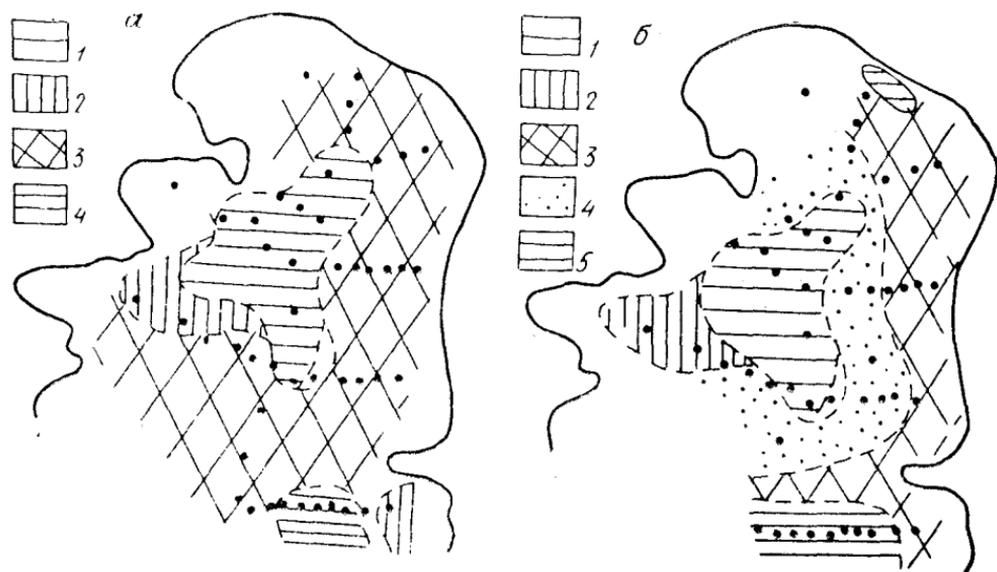


Рис. 9. Карта распределения в осадках зал. Восток сумма рудных минералов — а (1 — зн., 2 — 1—10%, 3 — 10—20, 4 — более 20) и ильменита — б (1 — зн., 2 — 1—5%, 3 — 5—10, 4 — 10—20, 5 — более 20)

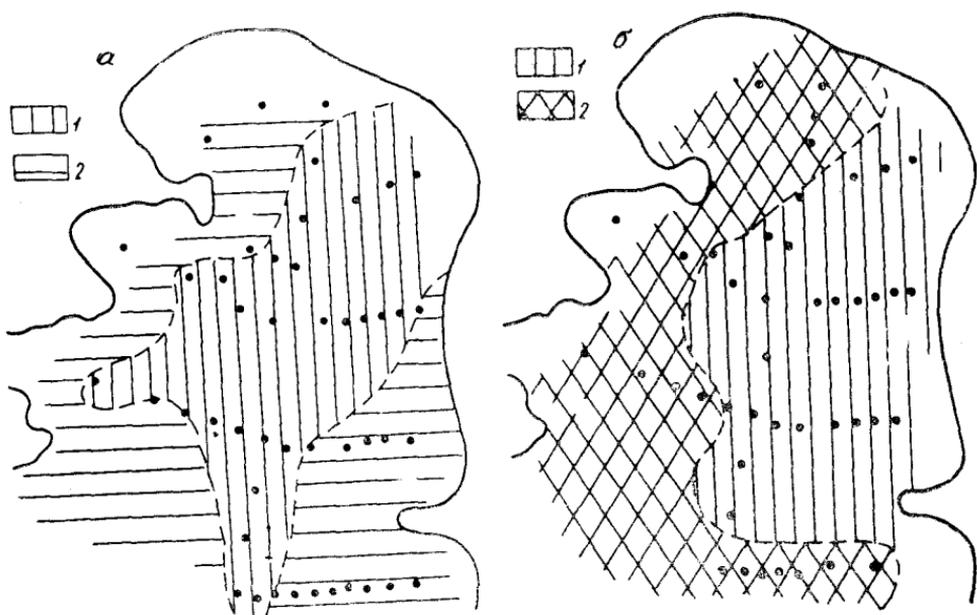


Рис. 10. Карта распределения в осадках зал. Восток циркона — а (1 — зп. — 0,5%, 2 — 1—4) и граната — б (1 — зп., 2 — 1—3%)

нита в том числе) — центробежный. Поэтому поле с наименьшим содержанием рудных минералов (менее 1%) приурочено к центральной части залива, а мелководная полоса осадков побережья характеризуется содержанием до двадцати и более процентов.

Таким образом, выделяются две группы минералов, резко отличающиеся по удельному весу: рудные минералы (удельный вес 4,7—5,5) и амфиболы, пироксены (3,1—3,9), сфен (3,5).

Сепарация наблюдается и в размещении минералов, процентное содержание которых в тяжелой фракции невелико. Так, распространение циркона (удельный вес 4,7), содержание которого в тяжелой фракции колеблется от знаков до 4%, напоминает распределение рудных минералов (рис. 10а).

Таким образом, концентрация тяжелых минералов не ограничивается отделением их от легких компонентов, но в самой группе этих минералов происходит сепарация по удельному весу, что часто приводит к совместному накоплению наиболее тяжелых из них: рудных минералов, циркона, рутила, граната и некоторых других (Страхов и др., 1954; Барковская, 1959; Булава и Трофимов, 1965; Невесский, 1960; Невесский и Щербаков, 1960). Это необходимо учитывать геологам при изучении древних морских отложений во избежание ошибочных предположений о смене источников питания там, где может действовать закон минеральной сепарации по удельному весу.

Минералогические данные показали, что разделение по удельному весу проявляется наиболее четко в группе устойчивых минералов (Казанский, 1959; Момджи, 1960).

Неустойчивые минералы или занимающие промежуточное между первыми и вторыми положение, как показали наши исследования, не всегда отражают четкую зависимость от глубины бассейна. Так, эпидот относимый обычно по степени устойчивости к промежуточным минералам, а по удельному весу — к легким в тяжелой фракции (удельный вес 3,2), проявляет явно несвойственную легким минералам тенденцию к относительному накоплению в периферических частях залива (рис. 8в). В данном случае, по-видимому, имеет место лишь относительное обогащение эпидотом прибрежно-мелководных осадков. Воз-

можно, вследствие неустойчивости и легкой истираемости эпидота происходит его накопление в другом гранулометрическом классе — типа мелкого алеврита, с которым он и переносится в центральные части бассейна. Поэтому, видимо, при анализе тяжелой фракции из мелкого алеврита получится иная картина. Этот вывод относится и к хрупкому апатиту с удельным весом 3,1: судя по карте (рис. 8г), этот минерал также обнаруживает аномальную тенденцию накопления в периферических частях залива.

Литература

- Алексина И. А.** Минералогия крупноалевритовой фракции донных осадков Курильского и Авачинского заливов Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 61, 1962, с. 275—279.
- Алимов А. И.** Корреляция балахонской серии Кемеровского и Прокопьевско-Киселевского районов Кузбасса по петрографии песчаников — «Литолог. и полезн. ископ.», 1967, № 1, с. 115—118.
- Барковская М. Г.** Закономерности распределения обломочного материала в полосе пляжа Черного моря. — Вестн. ЛГУ., сер. геол. и географ., в. 4, 1959, с. 11—35.
- Безруков П. Л.** Донные отложения Охотского моря — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960, с. 15—95.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П.** Классификация осадков современных водоемов. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 32, 1960, с. 3—15.
- Белов Н. А., Лапина Н. Н.** Донные отложения Арктического бассейна. М., «Морской транспорт», 1961, 152 с.
- Бойнагарян В. Р.** Особенности литологии поверхностных осадков подводного берегового склона юго-восточной части Балтийского моря. — «Океанология», т. VI, в. 6, 1968.
- Булава Ю. В., Трофимов В. С.** Некоторые закономерности распределения тяжелых минералов в современных пляжевых отложениях на северном побережье Черного моря. — Бюлл. комисс. по изучению четверт. периода», № 30, 1965, с. 58—71.
- Воробьев В. П., Чернышева В. С.** Минералогическое изучение тяжелой фракции морских осадков шельфа Японского моря. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1972, № 1.
- Геология СССР**, т. XXXII. Приморский край, М., «Недра», 1969, 695 с.
- Казанский Ю. П.** О распределении реликтовых минералов в профиле каолиновой коры выветривания. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, № 8, 1959, с. 90—94.
- Кленова М. В.** Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960, 369 с.
- Лисицын А. П.** Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. — Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 317—367.
- Момджи Г. С.** Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. — Закономерности размещения полезных ископаемых т. IV. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 44—57.
- Невесский Е. Н.** Некоторые вопросы изучения условий концентрации и накопления тяжелых минералов в прибрежных морских песках. — Труды Ин-та геол. и полезн. ископ. АН Латв. ССР, т. 6, 1960.
- Невесский Е. Н.** Условия образования повышенных концентраций полезных компонентов и их накопления в осадках прибрежно-шельфовой зоны моря. — Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971, с. 84—92.
- Невесский Е. Н., Щербаков Ф. А.** Концентрация тяжелых минералов в прибрежно-морских отложениях и некоторые вопросы россынеобразования. — Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 75—80.
- Петелин В. П.** Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 22, 1957, с. 77—139.
- Петелин В. П.** Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. — «Литолог. и полезн. ископ.», 1965, № 4.
- Руб М. Г., Васильев Б. И., Пушин И. К.** Среднепалеозойский интрузивный комплекс. — Геология СССР, т. XXXII. Приморский край. М. «Недра», 1969.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Сапожников Д. Г., Шишова Е. Ф.** Образование осадков в современных водоемах. М., «Изд-во АН СССР», 1954.

Ульст В. Г. Применение литологических методов для изучения процесса перемещения песчаного материала в прибрежной зоне моря. — Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов, М., «Наука», 1971, с. 93—95.

Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакк. — АДД, М., 1973, 52 с.

Яблоков К. В., Внучков В. А., Харциева Е. Н., Хершберг Л. Б. Распределение прибрежных отложений в отдельных районах Японского моря. — Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971, с. 106—109.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЗАЛИВА ВОСТОК

И. В. КИТАЕВ

Определенное в 23 точках¹ зал. Восток среднее содержание пяти рудных элементов примерно соответствует (кроме меди и вольфрама) их кларкам в осадочных породах (см. таблицу). Оно заметно отличается от содержания рудных элементов в поверхностном слое осадков шельфа Японского моря (Грамм-Осипов и др., 1973а, б). Среднее содержание Cu, Pb, Zn и W в осадках залива выше, чем в удаленных от берега частях шельфа, и соответствует концентрациям в глубоководной части моря. Содержание Mo в заливе (максимальные концентрации) не достигает значений, характерных для большей части дна моря. Среднее содержание рудных элементов в поверхностном слое осадков залива Восток, $1 \cdot 10^{-3}\%$

Осадки	Cu	Pb	Zn	Mo	W
Зал. Восток	1,0—2,4 1,6	1,0—5,7 2,8	1,0—16,0 8,0	0,1—0,5 0,3	0,2—2,0 0,9
Осадочные породы (по А. П. Виноградову, 1962)	5,7	2,0	8,0	0,2	0,2
Шельф Японского моря (Грамм-Осипов, 1973)	1,0	1,0	5,0	0,5	0,5

Примечание. В числителе пределы колебаний, в знаменателе среднеарифметическое значение.

Распределение рудных элементов по площади дна залива естественно более «пестрое», чем в районах батиаля. Здесь наблюдаются некоторые, как частные, так и общие для большинства исследуемых элементов, закономерности. Содержание Pb, Zn и W в осадках западной половины залива в целом выше, чем в восточной (рис. 1а, б, в). На западном поле среднее содержание свинца равно $4,3 \cdot 10^{-3}\%$, а на восточном — $1,9 \cdot 10^{-3}\%$, цинка соответственно $9,6 \cdot 10^{-3}$ и $4,4 \cdot 10^{-3}\%$, вольфрама — $1,2 \cdot 10^{-3}$ и $0,5 \cdot 10^{-3}\%$. Границы полей повышенного и пониженного содержания рудных элементов не совпадают, они не коррелируют также с границами литологических разностей осадков. Слабый разнос этих металлов от источников поступления в залив (первые километры) может свидетельствовать о их преимущественной концентрации в алевро-псаммитовой фракции осадков.

¹ Колориметрические определения Mo и W в роданидных комплексах и Cu, Zn, Pb в виде дитизонатов выполнила химик-аналитик Г. А. Зозуля.

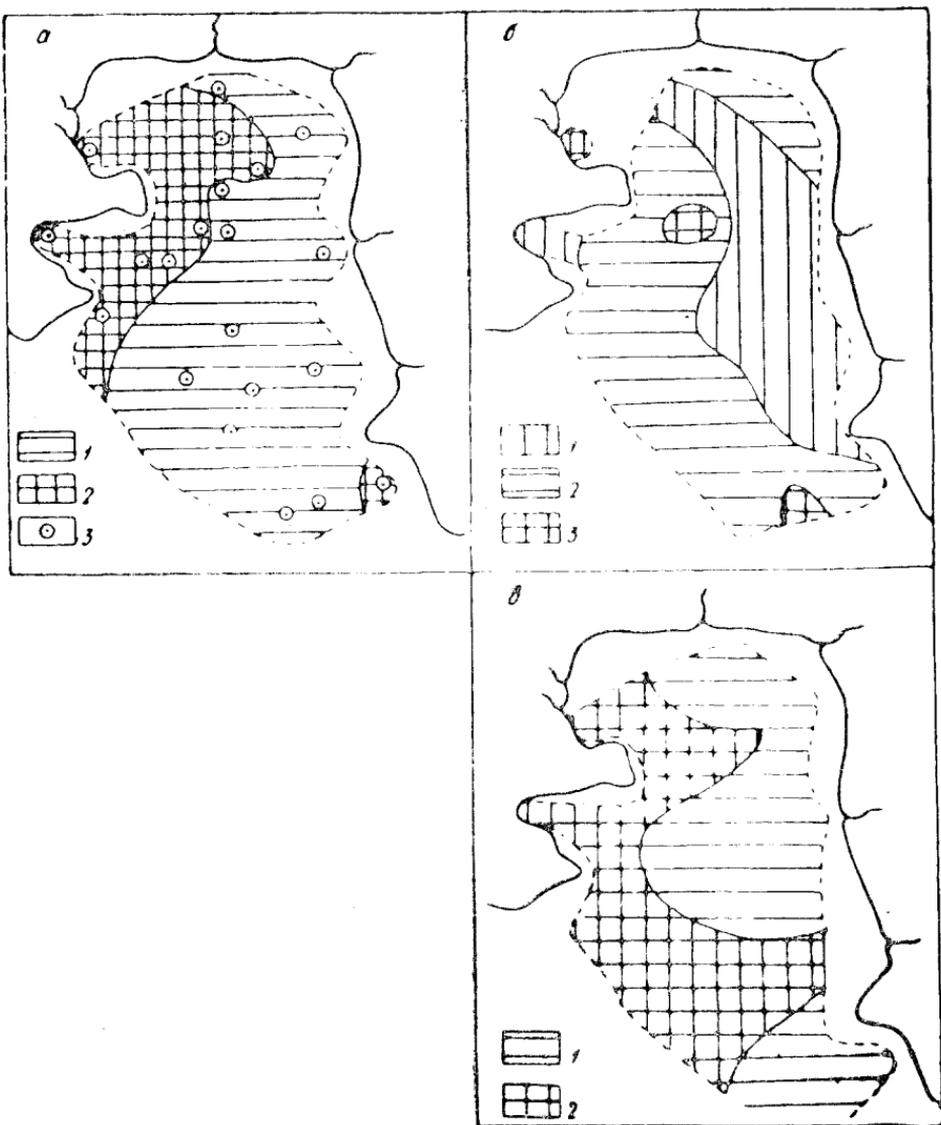


Рис. 1. Содержание Pb (а), Zn (б) и W (в) в поверхностном слое донных осадков зал. Восток (в $10^{-3}\%$ на сухой натуральный осадок)
 а — Pb: 1 — 1,0—3,0, 2 — 3,0—6,0; 3 — точки опробования; б — Zn: 1 — $<5,0$, 2 — 5,0—10,0, 3 — $>10,0$; в — W: 1 — $<1,0$, 2 — 1,0—2,0

Л. М. Грамм-Осипов с сотрудниками (1973а, б) показал, что распределение рудных элементов в осадках Японского моря зависит от гранулометрического и минерального состава осадков, в частности пелитовой фракции, так как околокларковые количества элементов в значительной степени концентрируются в глинистых минералах благодаря процессам сорбции и изоморфизма. Свинец, цинк и вольфрам активно сорбируются также органическим веществом осадков (Манская, Дроздова, 1964).

Однако площадное распределение рудных элементов в осадках залива указывает на преимущественную зависимость их концентрации от источников сноса, поставляющих обломочный материал в ту или иную часть залива. Реки, впадающие в залив с запада и северо-запада, пересекают в нижнем течении большой массив палеозойских гранитов. Низовья рек сильно заболочены. Часть материала поставляют в осад-

ки при береговой абразии палеозойские гранитоиды, которые выходят непосредственно на всем западном побережье залива. В юго-восточной части залива берега сложены рыхлыми песчано-галечными с валунами и песчано-глинистыми отложениями. Реки, протекающие севернее и впадающие в восточную и северо-восточную части залива, размывают сложные комплексы палеозойских и мезозойских осадочных образований. Таким образом, распределение рассматриваемых элементов может быть связано с различным составом западного и восточного обрамления залива.

Иная картина наблюдается в распределении молибдена (рис. 2а). Его количество в осадках зал. Восток невелико (таблица) и вполне сопоставимо с данными, полученными А. Б. Исаевой (1960) для Охот-

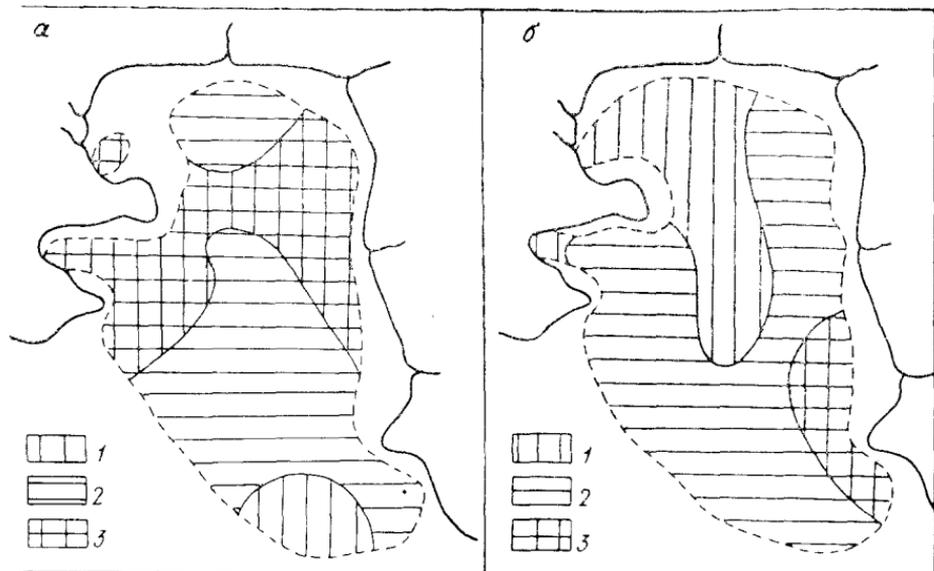


Рис. 2. Содержание Mo (а) и Cu (б) в поверхностном слое донных осадков зал. Восток (в $10^{-3}\%$ на сухой натуральный осадок)
 а — Mo: 1 — 0,1, 2 — 0,2, 3 — 0,3; б — Cu: 1 — 1,0—1,5, 2 — 1,5—2,0, 3 — 2,0—2,5

ского моря (от $1 \cdot 10^{-4}$ до $10 \cdot 10^{-4} \% \text{ MoO}_3$). Некоторое повышение концентрации Mo отмечается в направлении от выхода из залива вглубь и от середины к берегам. Так как для полного анализа распределения необходимы данные о выносе молибдена реками и о физико-химических условиях его осаждения в заливе, пока можно высказать только некоторые предложения. Молибден, как известно, находится в зоне гипергенеза в легкоподвижных формах (молибдат-ион и металло-органические соединения) и выносятся в морские бассейны преимущественно в растворенном состоянии. Основную роль в его осаждении, как показали исследования осадков Черного моря (Пилипчук, Волков, 1968), играют глинистые минералы, гидроокислы железа и марганца и, особенно, органическое вещество. Расчет корреляции Mo—C_{орг} по нашим анализам не дал значимого коэффициента ($r = +0,27$). Остается предполагать, что в зал. Восток при осаждении молибдена главную роль играют гидроокислы железа и марганца.

Содержание меди в поверхностном слое осадков залива по площади изменяется слабо (от $1 \cdot 10^{-3}$ до $2,4 \cdot 10^{-3} \%$). На общем довольно монотонном фоне распределения меди выделяется только своеобразный «язык», протягивающийся вдоль средней части залива на юг от района впадения рек Литовка и Дужкина (рис. 2б). Это поле пониженного содержания пересекает границы распространения песков, алевроитов

и алевро-пелитовых илов и не коррелирует с ними. По его расположению можно сделать вывод о выносе реками, впадающими в залив с севера и северо-запада, материала, обедненного медью. Медь в осадках залива, по-видимому, связана преимущественно с алевро-псаммитовой фракцией, так как поля относительно повышенных концентраций меди и распространения пелитовых илов не совпадают. В пользу этого предположения можно истолковать также слабую обратную зависимость между содержанием меди и органического углерода в осадках залива ($r = -0,45$), учитывая, что медь хорошо фиксируется различными природными органическими соединениями (Манская и др., 1958; Дроздова, Емельянова, 1960; Манская, Дроздова, 1964), а органическим веществом обогащены наиболее тонкозернистые осадки.

Л и т е р а т у р а

Грамм-Осипов Л. М., Репечка М. А., Волкова Т. И., Плисс С. Г., Черныш В. Н. К геохимии осадков Японского моря. — Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973а.

Грамм-Осипов Л. М., Плисс С. Г. Некоторые химические элементы в современных осадках Японского моря. — ДАН СССР, т. 213, № 6, 1973б.

Дроздова Т. В., Емельянова М. П. Внутрикислотные соединения меди с гуминовыми кислотами. — ДАН СССР, т. 131, № 3, 1960.

Исаева А. Б. Молибден в осадках Охотского моря. — ДАН СССР, т. 131, № 3, 1960.

Манская С. М., Дроздова Т. В., Емельянова М. П. Связывание меди различными формами природных органических соединений. — «Почвоведение», 1958, № 6.

Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. М., «Наука», 1964.

Пилипчук М. Ф., Волков И. И. Геохимия молибдена в Черном море. — «Литолог. и полезн. ископ.», 1968, № 4.

1977

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ АМУРСКОГО ЗАЛИВА

В. Ф. ИГНАТОВА

Береговые участки залива от п-ова Песчаного до п-ова Янковского сложены преимущественно неогеновыми и четвертичными породами, лишь кое-где в береговых обрывах обнажаются палеозойские образования. Неогеновые породы представлены покровами базальтов и андезито-базальтов. Четвертичные отложения, формирующие ряд террас, состоят из озерных, озерно-аллювиальных, аллювиальных образований, создающих разнообразный комплекс пород: глины, суглинки, пески, песчаники, гравий.

Придонные течения в Амурском заливе, по данным В. П. Внучкова и Е. К. Ластовецкого, незначительны, их скорость первые сотые метра. Направление течения постоянное на юг-юго-запад, что объясняется стоком р. Раздольной и ветрами южного направления.

Изучены осадки на участке западного побережья залива от устья р. Филипповки до Славянского залива. Галсы прокладывались до глубины 40—50 м. Расстояние между станциями колебалось от 150 до 400—500 м в зависимости от крутизны склона и изменения характера осадков.

В соответствии с принципами разделения осадков по размерности, предложенными П. Л. Безруковым и А. П. Лисицыным (1960), на участке выделены следующие главнейшие типы осадков (рис. 1а): песок мелкий — преобладает фракция 0,25—0,1 мм, $Md=0,1—0,009$ мм; алеврит крупный — преобладает фракция 0,1—0,05 мм, $Md=0,009—0,001$ мм, алеврит мелкий — преобладает фракция 0,05—0,01 мм, $Md=0,009—0,001$ мм, алеврито-глинистый ил — преобладает фракция 0,01—0,005 мм, $Md=0,005—0,001$ мм.

Из приведенных характеристик видно, что чаще всего отмечается несоответствие между размерностью преобладающей фракции и Md . Это свидетельствует о том, что на изучаемом участке современные осадки в основном плохо отсортированы. Это подтверждается и значениями коэффициента сортировки S_0 . Как видно на рис. 1б, основное поле осадков отличается достаточно высоким коэффициентом сортировки ($S_0=3—4$). Лучше отсортированы осадки относительно пониженных участков дна, хотя и здесь коэффициент изменяется от 2 до 3.

Основные гранулометрические типы осадков хорошо соответствуют рельефу дна, что подтверждается сопоставлением карты грунтов и упрощенной батиметрической схемы Амурского залива.

Пески слагают большую часть мелководья между устьем р. Филипповки и п-овом Ломоносова. Ширина полосы песков изменяется с севера на юг от 5 до 2 км. В районе п-ова Ломоносова она заливообразно вдается в более мористую часть бассейна. Далее на юг расположены довольно заиленные бухты типа Нарвы и Славянского

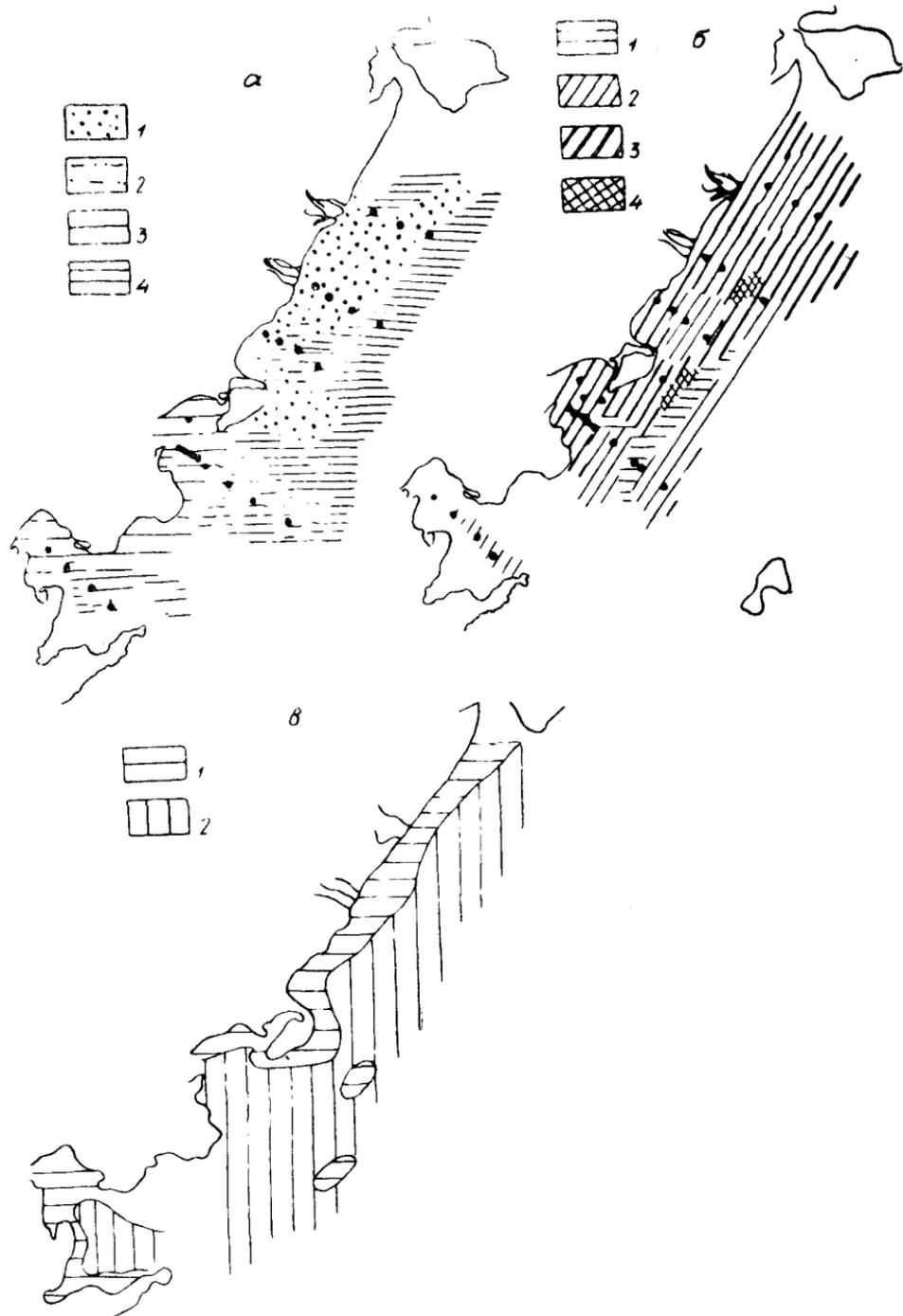


Рис. 1. Карта распределения гранулометрических типов верхнего слоя осадков Амурского залива — а (1 — песок мелкий, 2 — алеврит крупный, 3 — алеврит мелкий, 4 — алевритово-глинистый ил), коэффициента сортировки — б (1 — 1-2, 2 — 2-3, 3 — 3-4, 4 — более 4) и M_d частиц осадков — в (1 — 0,1-0,01 мм, 2 — 0,009-0,001)

залива, где пески практически отсутствуют. Они появляются вновь лишь на выходе из Славянского залива. Нижняя батиметрическая граница распространения песчаных осадков примерно совпадает с изобатой.

Алевриты крупные на участке практически отсутствуют, встречаясь лишь в виде небольшого пятна в центральной части бух. Нарвы, где на глубине около 15 м они приурочены к небольшому горловиноподобному понижению рельефа дна.

Алевриты мелкие слагают небольшие по площади участки в вершинах бух. Нарвы и Славянского залива. На остальной части залива они образуют изолированные пятна, почти до деталей совпадающие с мелкими западинами в рельефе дна. Такие пятна образуют в мелководной зоне «аппликацию» в поле песков, на мористых участках — в поле развития алеврито-глинистых илов.

Алеврито-глинистые илы непрерывной полосой протягиваются с севера на юг. В районе бух. Перевозной полоса несколько расширяется и становится значительной в южной части участка, против бух. Нарвы. Осадки этой зоны характеризуются хорошей или средней сортированностью (рис. 1,б), и медианный диаметр частиц чаще всего совпадает с диаметром преобладающей фракции (рис. 1,в).

Таким образом, на участке спрямленного берега между устьем р. Филипповки и п-овом Ломоносова в распределении различных по крупности осадков наблюдается продольная относительно берега зональность: песчаные образования мелководья на относительно глубоководных участках сменяются алеврито-глинистыми илами. Южнее п-ова Ломоносова распространение основных гранулометрических типов пород носит в основном очаговый характер, все бухты выполнены алевритовыми осадками, а пески практически отсутствуют.

Для получения более полной картины разности терригенного материала по площади дна были составлены карты содержания в осадках различных фракций.

При рассмотрении распределения песчаной фракции в разных типах осадков в качестве основных градаций приняты следующие количества ее в осадке: 1) от 1 до 5, 2) от 5 до 20, 3) от 20 до 30%, 4) >30 до 70% (рис. 2а). На рисунке видно продольное относительно берега расположение полей с разным содержанием песчаной фракции: высокое в прибрежной части (до 70%), оно постепенно снижается в направлении глубоководных участков залива. Все полосы имеют одинаковую ориентировку, вытянуты вдоль берега и отражают ход вдольберегового потока наносов.

В распределении крупноалевритовой фракции (рис. 2,б) в качестве основных градаций приняты следующие количества ее содержания в осадках: 1) 1—10, 2) 10—20, 3) 20—30%. Большая часть осадков, как показывает карта, обеднена крупным алевритом, частицы этой размерности составляют обычно 1—10% осадка. Относительно обогащенными крупным алевритом (>20%) оказались только песчаные осадки прибрежной части залива севернее п-ова Ломоносова, что, по-видимому, связано с относительно повышенной здесь аккумуляцией рыхлого материала. Обогащен крупноалевритовыми составляющими и довольно широкий шлейф осадков южнее п-ова Ломоносова. Крупноалевритовые частицы здесь, как и в заливе Восток, наиболее отчетливо трассируют ход вдольберегового потока наносов.

На карте распределения пелитовой фракции (0,001 мм) выделены две градации ее содержания в осадках: 1) 1—10, 2) 10—20%. В целом пелитовые составляющие осадка достигают здесь первого десятка процентов, лишь в наиболее глубоководных участках залива их содержание поднимается до 20% (рис. 2,в). Полоса осадков, наиболее обога-

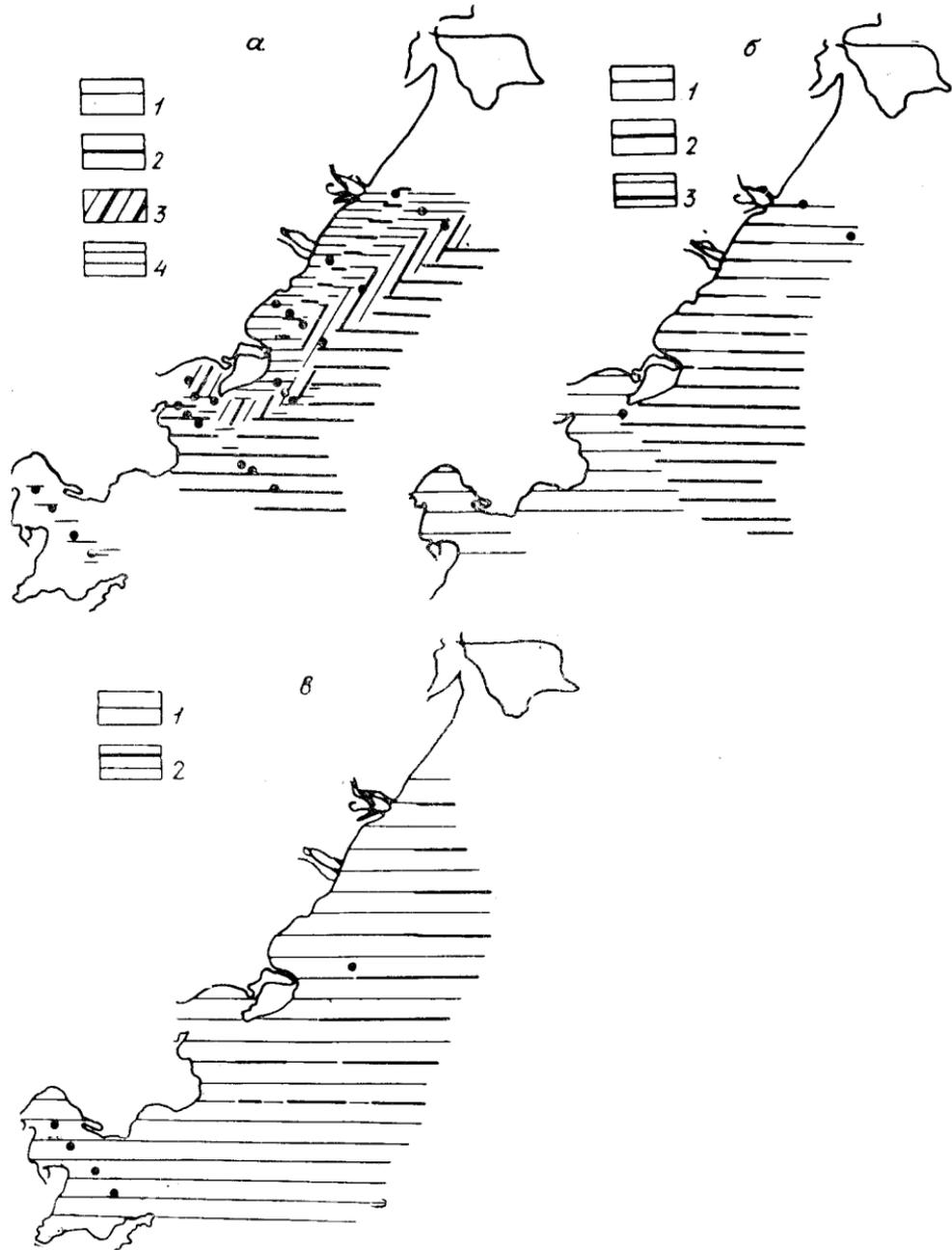


Рис. 2. Карта распределения в осадках Амурского залива песчаной — а (1 — 1—5%, 2 — 5—20, 3 — 20—30, 4 — более 30, до 70%), крупноалевритовой — б (1 — 1—10%, 2 — 10—20, 3 — 20—30) и пелитовой (0,001 мм) — в (1 — 1—10% 2 — 10—20) фракций

щенная пелитовыми частицами, оттянута в самую глубоководную часть залива, ими богаты также осадки центральных частей небольших бухт. типа бух. Нарвы.

Карты, построенные по данным гранулометрического анализа, позволяют выделить два участка с различным типом литологических показателей. Один участок — от устья р. Филипповки до п-ова Ломоносова — характеризуется спрямленным типом побережья и продольными относительно него литодинамическими зонами. Второй — южнее п-ова Ломоносова — участок бухтового побережья с мозаичным расположением седиментационных полей.

В пределах первого участка отчетливо выделяются два поля с различными гидродинамическими свойствами наносов. В поле развития песков можно проследить тенденцию к переносу относительно крупного материала (размер частиц более 0,05 мм) волновыми движениями. В поле распространения осадков с размером частиц меньше 0,05 мм можно предполагать перемещение взвешенных наносов (Зенкович, 1946; Медведев, 1973).

Изменение ширины зоны песчаных накоплений (рис. 2,а) связано с особенностями вдольберегового перемещения осадков (Ульст, 1968). Резкое сужение песков перед вогнутым берегом в районе бух. Нарвы связано, видимо, с повышением здесь скорости потока и отклонением против п-ова Ломоносова струй течения в глубь Амурского залива. О том, что южнее п-ова Ломоносова живая сила потока падает, свидетельствует и накопление здесь мелкообломочных осадков преимущественно мелкоалевритового и алеврито-глинистого состава.

Рассмотренная литодинамическая ситуация хорошо демонстрируется распределением терригенной слюды в поверхностном слое современных осадков. Терригенная слюда, как наиболее плавучая составляющая осадка, четко фиксирует участки как ускоренного, так и замедленного перемещения кластического материала. На карте видно (рис. 3,а),

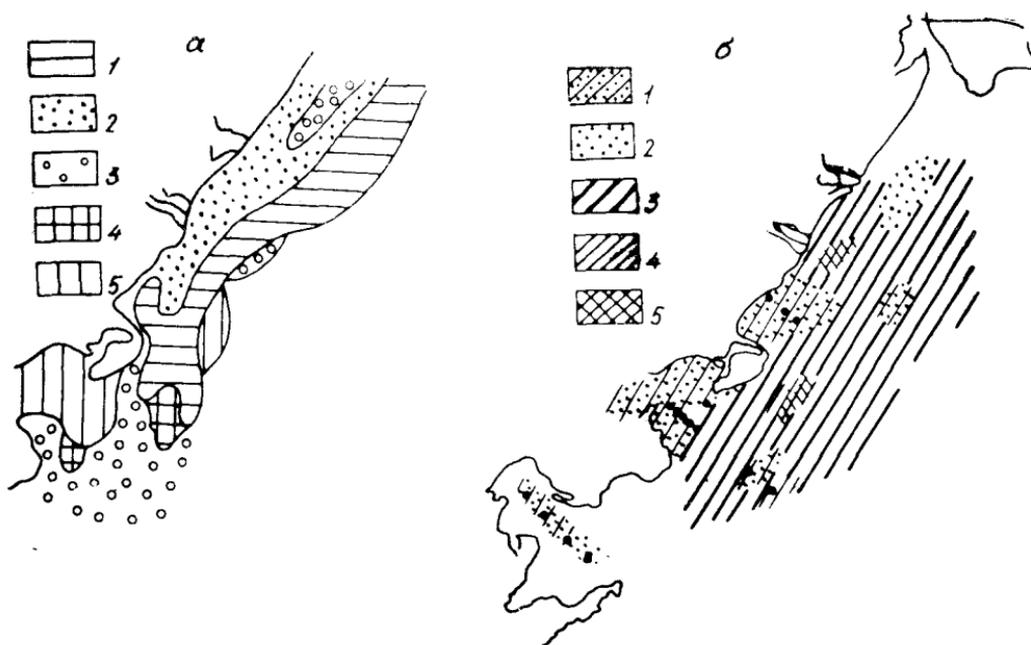


Рис. 3. Карта распределения терригенной слюды в осадках Амурского залива — а (1—0—2%, 2—2—4, 3—4—10, 4—10—20, 5—20—50) и концентрации тяжелых минералов во фракции 0,1—0,05 мм — б (1—<1%, 2—1—2, 3—2—3, 4—3—4, 5—более 4)

что эти участки резко отличаются по общему содержанию терригенной слюды в осадке и по конфигурации полей осадков, в различной степени обогащенных этим плавучим минералом. На большей части площади северного участка (побережье севернее п-ова Ломоносова) валовое содержание терригенной слюды не превышает 2%. В продольном к берегу направлении можно выделить три зоны: прибрежная с содержанием слюды от 2 до 4% и с западинами дна залива, где ее содержание локально повышается до 5—6%; узкая зона с нулевым содержанием слюды, где, видимо, фиксируются наиболее мощные струи водного по-

тока; зона у внешнего края песков с содержанием слюды, достигающим 20% и более. Для третьей зоны, очевидно, характерен резкий спад гидродинамической активности на флангах потока наносов. Южный участок (южнее п-ова Ломоносова) отличается значительным обогащением осадков терригенной слюдой. Здесь установлено мозаичное распределение осадков, в разной степени обогащенных минералом. Внутри бухт, глубоко вдающихся в сушу, наблюдается наиболее высокая концентрация слюды в осадках — до 50%; на выходе из бухт — заметное обеднение через такие градации содержания слюды, как 10—20, до 10 и менее процентов.

Таким образом, распределение терригенной слюды позволяет наметить направление транзита наносов и места аккумуляции осадочного материала.

В какой-то мере отражает гидродинамические условия осадконакопления и карта выхода тяжелой фракции из мелкопесчано-крупноалевритовой фракции (рис. 3,б). Сопоставление этой карты с картой слюдистости показало, что максимальные концентрации приурочены к зоне с наибольшей гидродинамической активностью потока (рис. 4).

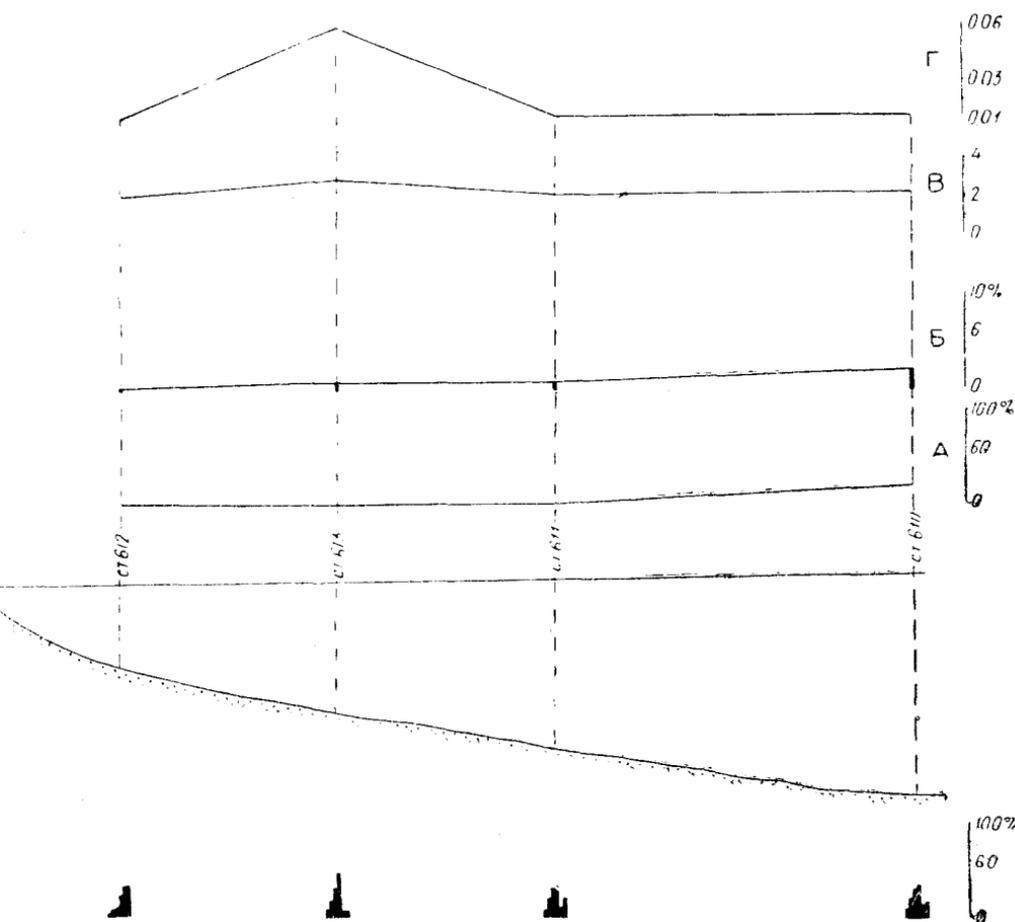


Рис. 4. Изменение грануло-минералогического состава донных осадков в бух. Перевозной
 А — терригенная слюда, %, Б — тяжелая фракция, %, В — коэффициент сортировки; Г — Md , мм; слева направо гистограммы обозначают фракции: менее 0,001 мм, 0,001—0,005, 0,005—0,01, 0,01—0,05, 0,05—0,1, 0,1—0,25

Сведения о минералогии донных осадков Амурского залива до настоящего времени отсутствовали. Приводимые материалы позволяют в какой-то степени восполнить этот пробел. При минералогическом анализе донных образований использована наиболее информативная фракция — от 0,1 до 0,05 мм. Она подвергалась разделению на тяжелую и легкую в бромформе с удельным весом 2,8. Содержание минеральных индивидов в каждом препарате тяжелой фракции вычислялось в процентах от ее веса. Результаты определения выхода тяжелой фракции из гранулометрического класса определенной размерности использовались для построения карты.

Характеризуя осадки Амурского залива в целом, следует отметить сравнительную бедность их тяжелыми минералами: основной фон составляет содержание в 1—2%, а редкие очаги «повышенных» концентраций превышают его в основном на 1—2%. В пределах изученного участка отмечено два очага с относительно повышенным содержанием тяжелых минералов в составе мелкопесчано-крупноалевритовой фракции.

Первый очаг расположен в мелководной части залива против Кедровой Пади. Он приурочен к зоне развития песков, характеризуется высоким коэффициентом сортировки, сравнительно малым медианным диаметром частиц и расположен на границе двух участков с нулевой и достигающей первых процентов слюдистостью. Минералогический состав тяжелой фракции этого очага охарактеризован по данным изучения станции 615 (табл. 1). Здесь на первом месте стоят минералы группы амфиболов и пироксенов (40% от тяжелой фракции), на втором — эпидот (35), на третьем — ильменит (20), апатит и лейкоксен составляют по 1%, магнетит, гематит, гранат, сфен, циркон, турмалин представлены единичными зернами.

Таблица 1

Минералогическая характеристика тяжелой фракции из осадков Амурского залива (в % от массы тяжелой фракции)

Минералы	Содержание в образцах		Минералы	Содержание в образцах	
	ст. 615	ст. 608		ст. 615	ст. 608
Магнетит	ед.	зн.	Мусковит	ед.	зн.
Гематит	ед.	зн.	Хлорит	—	зн.
Лимонит	2,5	0,6	Лейкоксен	1,0	1,2
Ильменит	20	26	Циркон	ед.	6,0
Пироксены — амфиболы	40	36	Апатит	1,0	7,0
Сфен	ед.	8	Турмалин	ед.	—
Эпидот	35	10	Анализ	—	зн.
Гранат	ед.	1,0	Ильмено-рутил	ед.	—
Биотит	зн.	зн.	Монацит	—	ед.
Флогопит	—	зн.			

Примечание. Ст. 615 — I участок; ст. 608 — II участок.

Второй очаг расположен против п-ова Ломоносова, где развиты песчаные отложения с высоким коэффициентом сортировки и относительно крупным медианным диаметром частиц. Этот очаг также лежит на стыке двух зон с нулевой и относительно высокой (до 20%) слюдистостью. Минералогический состав тяжелой фракции охарактеризован по данным изучения станции 608. По разнообразию минеральных видов и их соотношениям этот очаг несколько отличается от первого. Если расположить минералы по преобладанию, то здесь на первом месте, как и в первом очаге, стоят амфиболы и пироксены (36%), зато второе место принадлежит ильмениту (26), а третье — эпидоту (10). Здесь сравнительно много сфена (8%), апатита (7%), циркона (6%), до 1% граната, встречается монацит (ед. зерна).

Анализ карты распределения минералов тяжелой фракции по удельному весу (рис. 5) показал, что вывод о минеральной сепарации (Яблоков и др., 1971) справедлив лишь для бухт и заливов. Вдольбереговые перемещения наносов у спрямленных берегов приводят к иным закономерностям распределения минералов по удельному весу. Для выявления этих закономерностей необходимо изучение более протяженных участков акватории. Рассмотрим минералы тяжелых фракций.

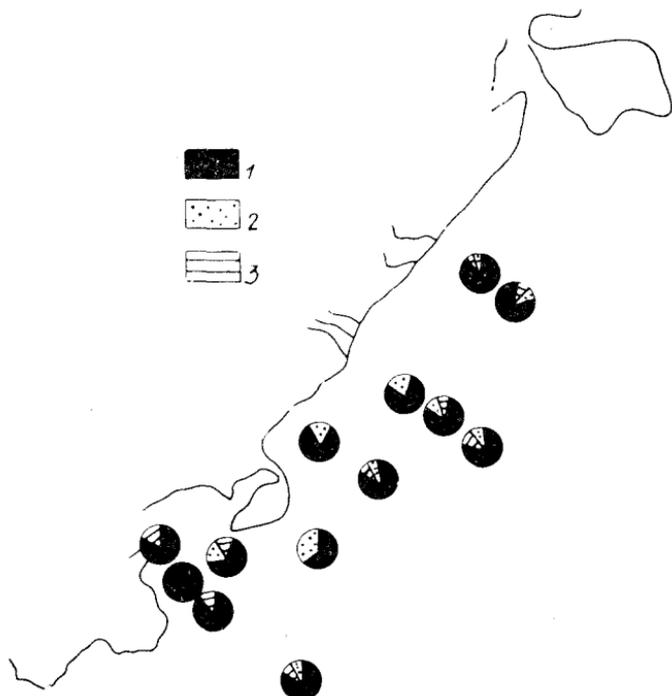


Рис. 5. Карта распределения минералов тяжелой фракции по удельному весу
1 — 3—4, 2 — 4—5, 3 — более 5

Группа амфиболов и пироксенов наиболее распространена в составе тяжелой фракции. Общее содержание минералов этой группы колеблется от 30 до 80%, что несколько выше, чем в осадках зал. Восток. В распространении минералов четко выделяются продольные относительно берега залива зоны (рис. 6,а). Одна зона совпадает с участком, для которого литологическая характеристика донных осадков свидетельствует об активной гидродинамической обстановке среды. Здесь содержание рассматриваемых минералов (удельный вес 3,1—3,9) самое низкое (не превышает 40%). Параллельно этой зоне протягивается вторая, батиметрически более удаленная от берега. Здесь содержание тех же минералов составляет 60—80%. Она, судя по карте слюдистости (рис. 3,а) и литологическим критериям, совпадает с участком более или менее резкого спада гидродинамической активности среды.

Сфен дает аналогичную картину (рис. 6,б). Его распространение в осадках также подчиняется определенной зональности, в основном параллельной берегу Амурского залива. В осадках прибрежной зоны сфен практически отсутствует — отмечен лишь кое-где в виде знаков. Благодаря небольшому удельному весу (3,5) и плавучести он перемещается на относительно большие глубины, где образует две зоны: с содержанием от 5 до 10 и от 10 до 15%. Наиболее обогащены сфеном (20%) осадки понижения дна в районе бух. Перевозной.

Эпидот, удельный вес которого также невелик, распределяется

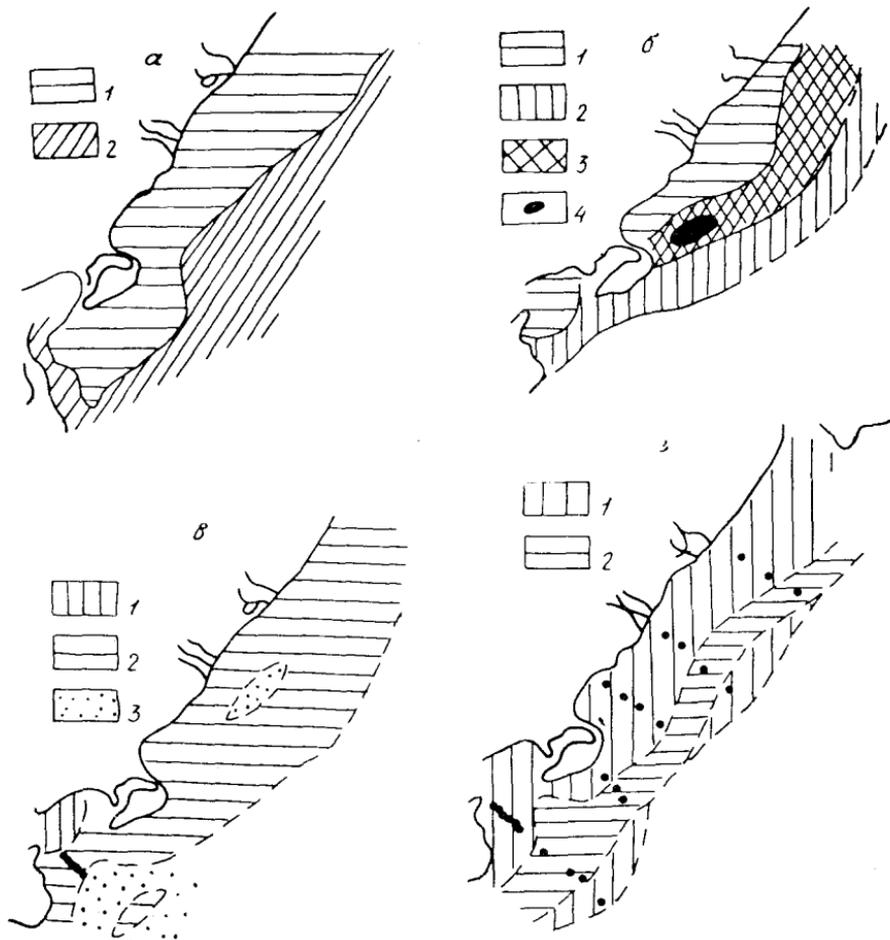


Рис. 6. Карта распределения в осадках Амурского залива амфиболов+пироксенов — а (1—30—40%, 2—40—80), сфена — б (1—ед. зерна, 2—5—10%; 3—10—15, 4—20), эпидота — в (1—1—5%, 2—10—20, 3—более 20) и апатита — г (1—зн.—3%, 2—более 3, до 8%)

иначе. Только в районе бух. Нарвы (рис. 6,в) он накапливается предпочтительно в удаленных от берега местах, в пределах же северного участка акватории образует сравнительно ровно обогащенную зону с концентрацией от 10 до 20%. По наличию пятна осадков с содержанием эпидота до 35% трудно судить о какой-либо другой зональности.

Апатит (удельный вес 3,1) образует в осадках Амурского залива четкую продольную зональность. Принадлежит к числу наиболее легких среди минералов тяжелой фракции, он образует отчетливую зону пониженного содержания в прибрежно-мелководном участке залива (знаки—3%) и зону максимального содержания (3—8%) — мористе, примерно на границе участков с разной гидродинамической характеристикой среды (рис. 6, г).

Рудные минералы в осадках представляют довольно пеструю картину (рис. 7,а). В бух. Нарва, вследствие своего относительно большого удельного веса (4,7—5,5) они «оседают» главным образом вблизи источников питания и поэтому нередко обогащают прибрежные осадки. Так, по ее периферии содержание рудных минералов достигает 20%, тогда как в центральной части они представлены отдельными знаками и редко — долями процента. На северном участке рудные минералы образуют довольно ровный высокий фон (10—20%), на котором в локальных участках их содержание превышает 20%.

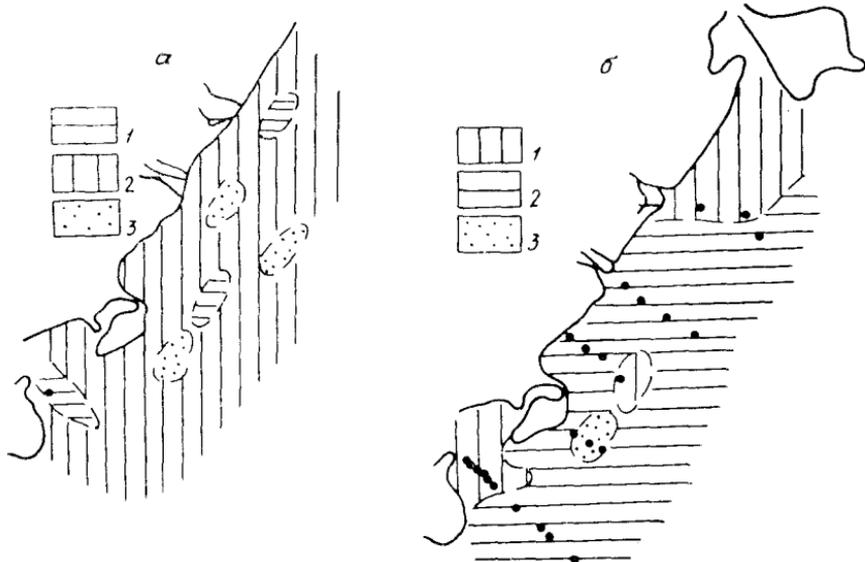


Рис. 7. Карта распределения в осадках Амурского залива суммы рудных минералов — а (1 — ед. — 10%, 2 — 10—20, 3 — более 20) и ильменита — б (1 — 1—3%, 2 — 8—20, 3 — более 20)

Сопоставление распределения в осадках ильменита (рис. 7,б) и суммы рудных минералов—ильменита, гематита, магнетита (рис. 7,а)—показало, что обогащенность осадков северного участка рудными минералами создается по существу за счет ильменита. На большей части акватории залива его концентрация в осадках составляет 8—20%. Лишь в районе устья р. Филипповки и в бух. Нарва ильменит составляет всего 1—3%, а повышенное содержание рудных минералов связано с магнетитом и гематитом.

Специфическая особенность осадков изучаемого участка — обедненность минералами группы граната и циркона. В пределах всей полосы осадков содержание этих минералов менее 1% (от знаков до 0,3%). Аномально высокие концентрации обнаружены лишь против п-ова Ломоносова (ст. 608), где циркон достигает 6 (рис. 8,а), а гранат — 1% (рис. 8,б).

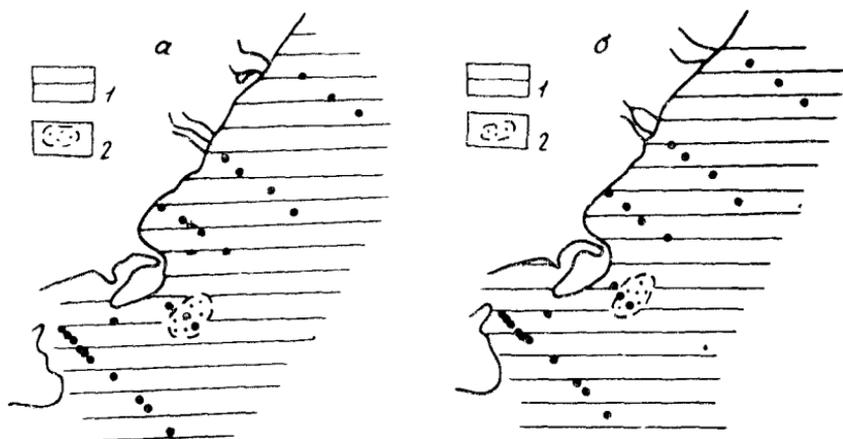


Рис. 8. Карта распределения в осадках Амурского залива циркона — а (1 — <1%, 2 — 6%) и граната — б (1 — <1%, 2 — 1%)

Среднее содержание минералов на изученном участке представлено следующим образом: амфиболы и пироксены — 42%, эпидот — 16, рудные минералы — 15, ильменит — 8, сфен — 8, магнетит — 3, апатит — 3, циркон — 0,7, гранат — 0,1%. Эти результаты совпадают с данными, полученными В. П. Воробьевым и В. С. Чернышевой (1972) при изучении минералогического состава осадков шельфа Японского моря.

Следует добавить, что изученный участок Амурского залива и зал. Восток близки по спектру минералов (табл. 2). Специфику Амур-

Таблица 2

**Минералы в осадках Амурского залива
и залива Восток**

Минералы	Среднее содержание, %	
	Амурский залив	зал. Восток
Амфиболы — пироксены	42	36
Эпидот	16	20
Рудные минералы	15	15
Ильменит	8	12
Магнетит	3	0,8
Сфен	8	9
Апатит	3	3
Циркон	0,7	1,3
Гранат	0,1	1,0
Монацит	—	зн.

ского залива определяют такие минералы, как амфиболы, пироксены (42% против 36 в зал. Восток) и магнетит (3% против 0,8). Вместе с тем Амурский залив отличает сравнительно низкое содержание эпидота и ильменита, очень низкое содержание циркона и граната, отсутствие редкометалльных минералов — монацита и ксенотима.

Л и т е р а т у р а

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных водоемов. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 32. 1960.

Воробьев В. П., Чернышева В. С. Минералогическое изучение тяжелой фракции морских осадков шельфа Японского моря. — Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, № 1, 1972.

Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. I, Волновые процессы. М., «Морской транспорт», 1946.

Медведев В. С. Схема лигодинамики и баланс наносов северной части Белого моря. — Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., «Наука», 1973.

Ульст В. Г. Литологические критерии особенностей перемещения мелкообломочного материала в прибрежной зоне моря. — Физические и химические процессы и фашии. М., «Наука», 1968.

Яблоков К. В., Вучков В. А., Харниева Е. Н., Хершберг Л. Б. Распределение прибрежных отложений в отдельных районах Японского моря. — Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971.

ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ РЕЛЬЕФА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МАТЕРИКОВОГО СЕКТОРА ЯПОНСКОГО МОРЯ

А. М. КОРОТКИЙ

Сложная история становления рельефа в материковом секторе Японского моря зафиксирована как в его современном характере, так и в комплексе коррелятивных и конформных отложений прибрежной зоны Приморья. Изучение разрезов позднекайнозойских депрессий, осадков переуглубленных антропогенных речных долин и отложений мелководного шельфа показывает, что основным фактором рельефообразования материкового побережья являлось медленное тектоническое погружение этой территории, периодически осложнявшееся эрозионным расчленением аккумулятивно-денудационного рельефа. Чередование ритмов эрозии и аккумуляции определялось, вероятно, как неравномерностью и эпизодическими изменениями знака тектонических движений, так и периодическими колебаниями уровня Японского моря (рис. 1). Особенности формирования рельефа и осадконакопления прибрежной зоны хорошо объясняется, если рассматривать материковое побережье как шарнирную зону, разделяющую крупные области с различным тектоническим режимом: области воздымания (Сихотэ-Алинское и Восточно-Маньчжурское поднятия) и зону устойчивого погружения (Япономорская впадина). «Переходному» тектоническому положению этого блока суши хорошо отвечают следующие особенности рельефа и осадконакопления в позднем кайнозое: сближение и последовательное чередование разновозрастных аккумулятивно-денудационных поверхностей (предверхнемиоценовой, позднеплиоценовой и четвертичной); чередование фаз аккумуляции и эрозии; сравнительно небольшие мощности отдельных позднекайнозойских осадочных ритмов (не выше 100 м); широкое площадное распространение разновозрастных конформных (кор выветривания) и коррелятивных образований в тектонических впадинах (ранний кайнозой).

В направленности и геоморфологическом выражении процесса тектонического погружения отчетливо выделяются два этапа (рис. 2).

Первый этап — раннекайнозойский. Он связан с локализацией этого процесса в многочисленных небольших тектонических впадинах — мульдах на юге Приморья и грабенах на севере рассматриваемой территории. Междепрессионные перемычки, как свидетельствует мощное корообразование на этих участках, были пассивными телами. Этот этап отчетливо зафиксирован в геологических разрезах впадин, где в течение олигоцена — раннего миоцена образовались толщи континентальных аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных отложений, мощность которых превышает 1000 м (Берсенев и др., 1969). К этой эпохе относится и аккумуляция прибрежно-морских отложений, вскрытых на материковом склоне Япономорской впадины в интервале глубин 386—650 м (Васильев и др., 1973; Берсенев и др., 1974).

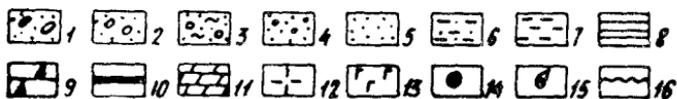
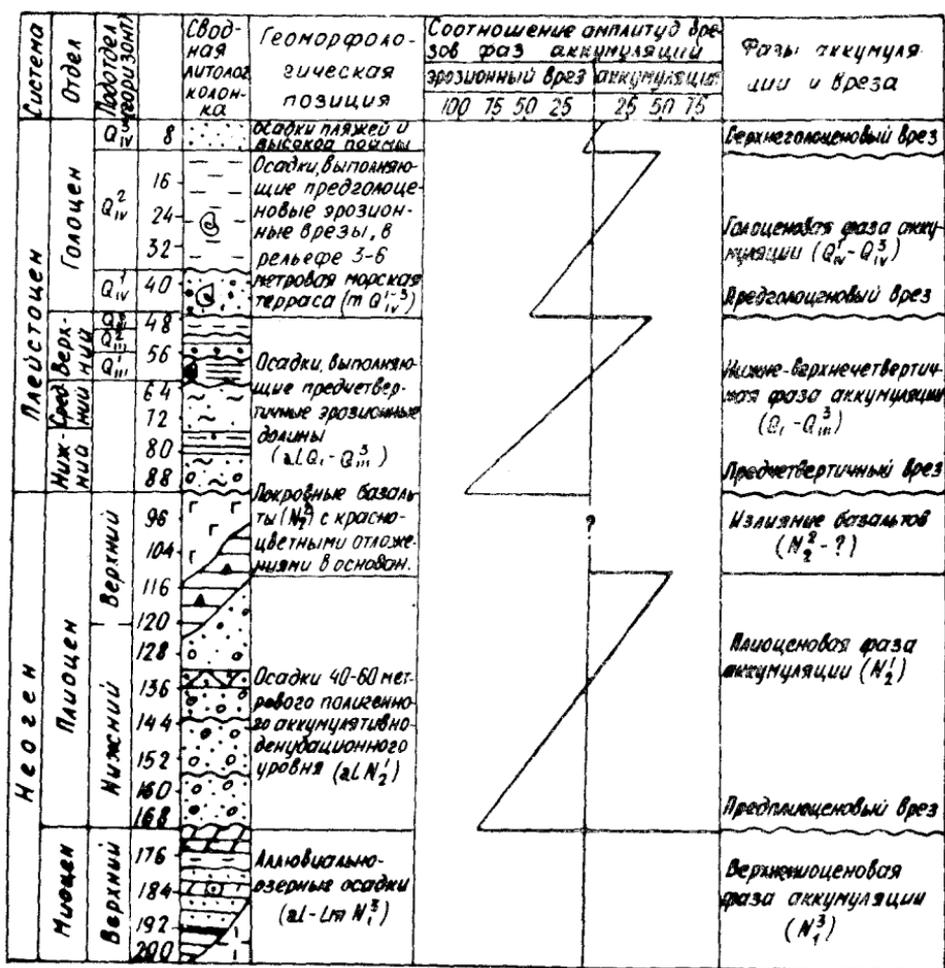


Рис. 1. Соотношение фаз эрозии и аккумуляции в прибрежной зоне Приморья (поздний кайнозой)

1 — валуны с песком и 2 — с глинистым песком; 3 — галечники с песком и 4 — с глинистым песком; 5 — песок с гравием; 6 — песок; 7 — алеврит песчаный, 8 — алеврит; 9 — глины; 10 — лигниты; 11 — торфянистый алеврит; 12 — коры выветривания; 13 — базальты; 14 — древесина; 15 — морская фауна; 16 — поверхность размыва

Вторая эпоха рельефообразования началась в позднем миоцене. Она отвечает стадии консолидации тектонической структуры побережья и развития материковой окраины Японского моря как единого блока, в пределах которого накопление осадков шло в основном вне тесной связи с раннекайнозойскими локальными тектоническими структурами по пути выполнения рыхлым материалом крупных эрозионных долин. Совпадение в плане некоторых мульд и крупных речных долин с участками повышенной мощности аллювия определяется, вероятно, унаследованным развитием геоморфологических элементов. Однако распределение мощностей в эрозионных долинах отвечает законам формирования трансгрессивных пачек континентальных отложений. Этим, возможно, объясняется упорядоченная связь суммарных мощностей аллювия в речных долинах и уклонов тальвегов современных рек, впадающих в Японское море (Короткий, 1972).

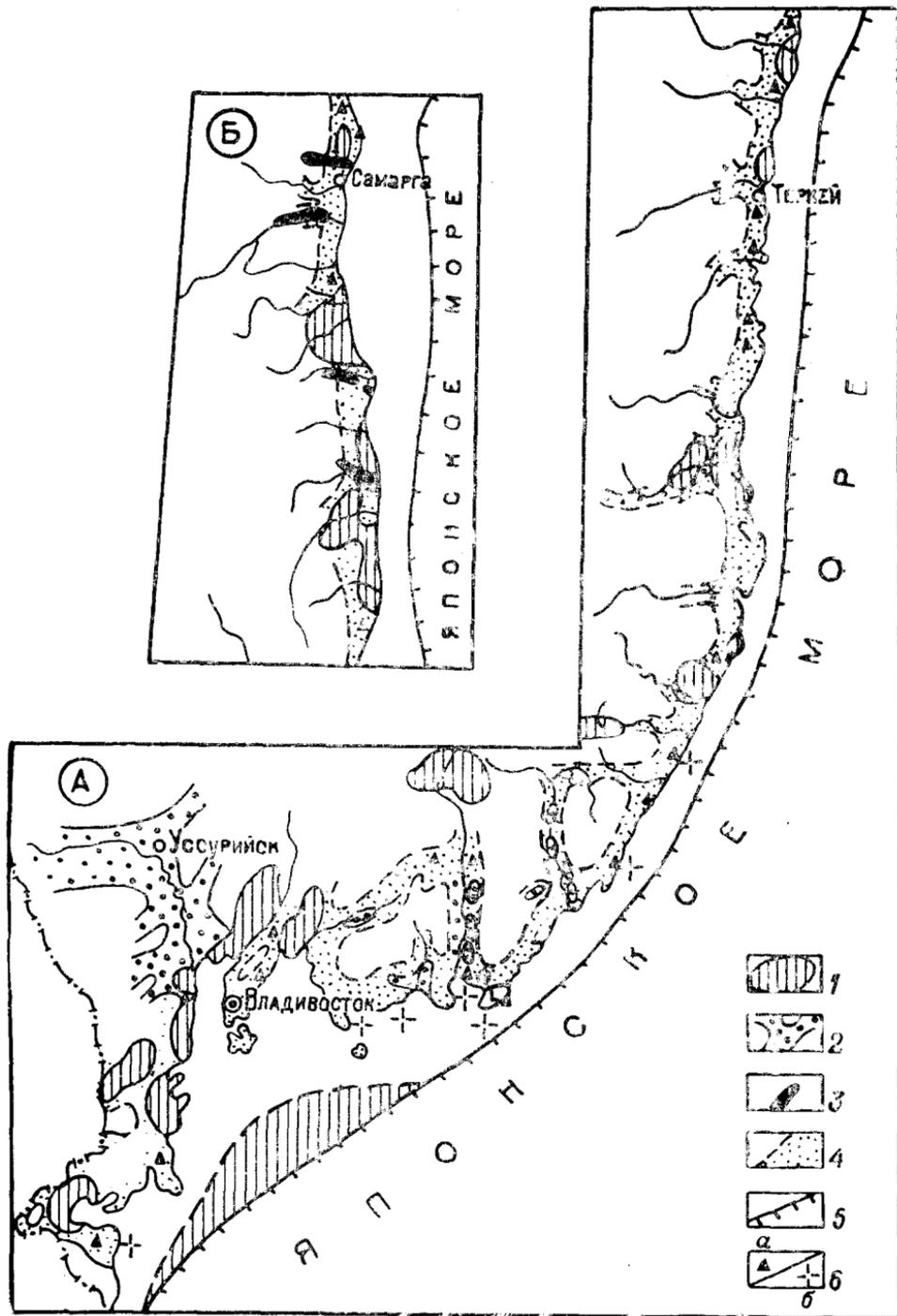


Рис. 2. Распространение в прибрежной зоне Японского моря (материковый сектор) зон палеогеново — раннемiocенового осадконакопления, позднекайнозойского аккумулятивно денудационного уровня

1 — раннекайнозойские зоны осадконакопления; 2 — плиоценовый аллювий; 3 — плиоценовые долинные базальты; 4 — контуры плиоценового аккумулятивно-денудационного уровня; 5 — граница материкового шельфа; 6 — коры выветривания: а — разрезы на суше, б — вскрытые бурением на шельфе. А — прибрежная зона юго-западного Приморья и Восточного Сихотэ-Алиня; Б — Северный Сихотэ-Алинь

Отмеченные признаки «переходного» тектонического состояния отражаются в основном стадии консолидации тектонической структуры прибрежной зоны и развития ее как единого блока. В таком варианте тектонической интерпретации геологического строения прибрежную сушу можно рассматривать как крупный блок, ограниченный разломами. Внешней границей этого блока является в настоящее время бровка материкового шельфа, четко выраженная в рельефе дна Японского моря. Выделение внутреннего разлома осложнено здесь развитием поверхностей денудационного выравнивания, чем, вероятно, и вызвано смещение границы в сторону суши. Особенно глубокое проникновение аккумулятивно-денудационного выровненного рельефа наблюдается вдоль крупных речных долин, что еще раз подтверждает их роль генераторов геоморфологических процессов в позднем кайнозое. Очевидно, что в первом приближении внутренней границей блока может быть принят перегиб вершинной поверхности, хорошо выраженный в пределах большей части материкового побережья (в интервале высот от 150 до 300 м). Остановимся на этапах рельефообразования и осадконакопления в материковом секторе прибрежной зоны Японского моря.

Предпозднемиоценовый этап рассматривается как фиксация основных элементов рельефа и особенностей конформных и коррелятивных образований к началу позднекайнозойского этапа рельефообразования.

В этот период в прибрежной зоне шло интенсивное осадконакопление преимущественно континентальных отложений с преобладанием в низах разреза аллювиальных и аллювиально-болотных фаций, в верхах — озерно-аллювиальных и озерно-болотных (Никонова, 1966). Бассейнами устойчивой седиментации являлись изолированные впадины — наложенные мульды, днища которых тектонически опущены значительно ниже современного уровня моря: южноприморских мульд — на 500—1300 м, восточно-сихотэ-алинских — на 150—300 (Берсенов и др., 1969).

Отсутствие в разрезах осадочных толщ палеогенового и нижнеэоценового возраста прибрежной зоны Приморья морских осадков дает основание говорить о более широком, чем в настоящее время, распространении суши (Соловьев, 1963; Худяков и др., 1972). Береговая линия Японского моря, по данным Б. И. Васильева и соавторов (1973) располагалась в районе изобаты 300 м. На основании изучения диатомей и единичных фораминифер в миоценовых отложениях континентального склона предполагается постепенное увеличение глубин Японского моря: в районе изобаты 2000 м, где, возможно, располагалась бровка раннекайнозойского шельфа, глубина достигала 100—200 м.

Миоценовые бассейны устойчивой седиментации в пределах современного материка и континентального склона Японского моря разделялись участками денудационного рельефа, на которых в условиях теплоумеренного гумидного климата шло мощное корообразование (Тацилкин, 1969; Короткий, Демидова, 1976).

Коры выветривания в прибрежной зоне Приморья встречаются на различных геоморфологических уровнях. Они приурочены к разным типам пород (гранитам, габбро-диоритам, эффузивам, осадочным породам). Их мощность колеблется от нескольких до шестидесяти метров, с наиболее полными разрезами в краевых частях впадин и под покровами базальтов шуфанской свиты. Среди реликтовых кор выветривания, отнесенных к раннему кайнозое, выделяются погребенные и экспонированные.

Погребенные коры выветривания, по составу преимущественно каолиновые, наблюдаются под древними (миоценовыми и плиоценовыми) и четвертичными отложениями и тяготеют к бортам палеодолин или

вскрываются в краевых частях кайнозойских впадин. Мощные коры известны под аллювиальными и морскими четвертичными осадками в Хасанской мульде, Шкотовской впадине, бух. Врангеля, где они обычно сильно размыты или сохранились только вдоль линейных разломных зон.

Экспонированные коры выветривания приурочены к поверхностям шатровых водоразделов, придолинных и околоразломных педиментов. По составу они преимущественно каолиновые (белоцветные) и каолин-монтмориллонитовые (красноцветные — на базальтах сандуганской свиты).

На ряде участков побережья Японского моря наблюдается тесная связь площадных и линейных кор выветривания. Так, площадная миоценовая кора выветривания у мыса Поворотного приурочена к обширному педименту по восточному борту палеодолины р. Партизанской (рис. 3). Наблюдается отчетливый наклон выветренной зоны в направлении центральной части этой палеодолины. Частично размытая кора выветривания перекрыта аллювиально-озерными отложениями верхнего миоцена. Мощность древней зоны выветривания здесь такова, что

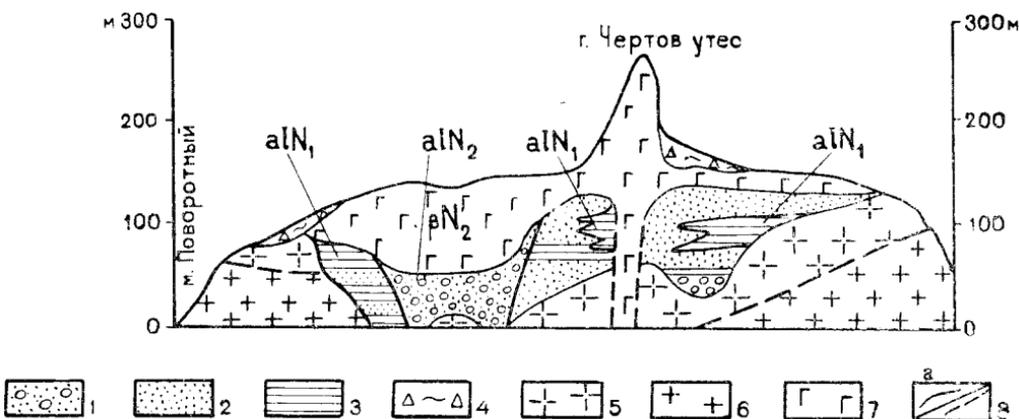


Рис. 3. Геологический разрез позднекайнозойских отложений в юго-восточном Приморье (мыс Поворотный).

1 — валуны с песком; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — щебнистые суглинки; 5 — коры выветривания; 6 — слабоизмененные породы; 7 — базальты; 8 — типы контактов: а — четкие, б — постепенные

наблюдается частичный размыв и погребение экспонированных кор выветривания под аллювиальными и прибрежно-морскими осадками плейстоцена (Короткий, Шахгельдян, 1972; Шахгельдян и др., 1975). Так, в бух. Врангеля, находящейся несколько восточнее палеодолины р. Партизанской, каолинизированные дресвяники мощностью до 10 м вскрыты на глубинах более 30 м и ниже уровня моря (рис. 4).

Предпозднеплиоценовый этап завершился эрозионным расчленением бассейнов аккумуляции и останцево-денудационного рельефа с мощными корами выветривания. Эрозионные долины (глубиной до 80—100 м), зафиксировавшие этап расчленения ранне- и среднемиоценовых аккумулятивных равнин, описаны в ряде точек побережья: устье р. Туманной, бух. Перевозная, устье р. Шкотовки, мыс Поворотный (данные Б. И. Васильева; Денисов, 1965; Короткий, Демидова, 1977).

Позднемиоценовый этап отвечает началу позднекайнозойского вулканогенно-осадочного ритма осадконакопления, который рассматривается коррелятными стадиями консолидации Сихотэ-Алинской сводовой морфоструктуры. Позднемиоценовые континентальные отложения (усть-суйфунская свита) непосредственно в береговой полосе

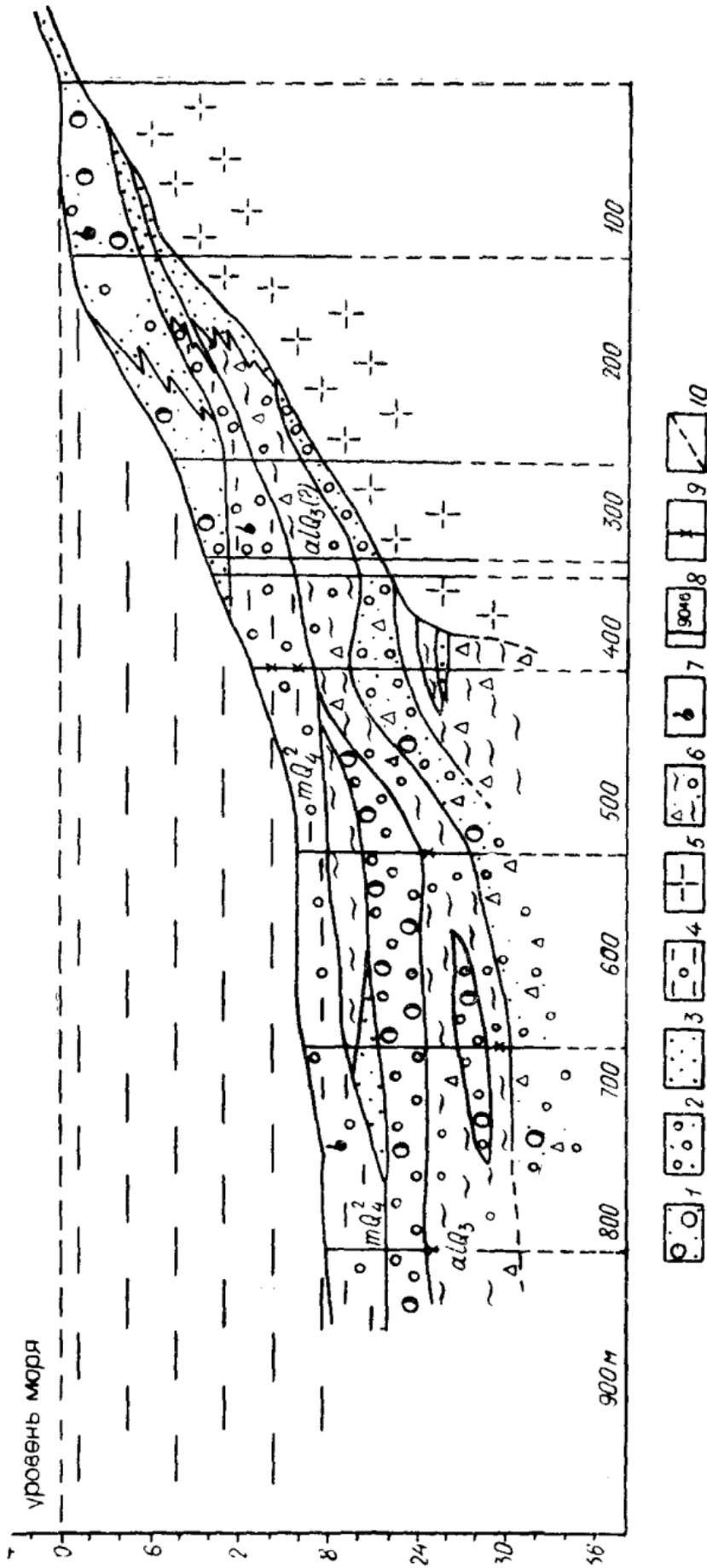


Рис. 4. Геологический разрез четвертичных отложений в бух. Врангеля.

1 — валуны с песком; 2 — гальки с песком; 3 — песок; 4 — алеурит с галькой; 5 — кора выветривания; 6 — щепнистые суглинки; 7 — морская фауна; 8 — скважины; 9 — слои, охарактеризованные полными слоровыми пылеватыми пробами; 10 — предполагаемые контакты

залегают в эрозионных долинах, врезанных как в осадки усть-давыдовской свиты и более древние породы, так и в древние коры выветривания. Контуры площадей распространения усть-суйфунской свиты в целом повторяют абрис древних долин (палео-Раздольной и ее притоков, палео-Артемовки, палео-Партизанской). Эрозионная природа понижений, выполненных аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями усть-суйфунской свиты, отчетливо устояивается для краевых частей Раздольненской депрессии. Размыв в основании усть-суйфунской свиты наблюдается практически во всех мульдах, за исключением расположенных в центральных частях Раздольненской и Ханкайской впадин.

В начале позднего миоцена осадконакопление локализовалось вдоль речных долин, к концу этапа отмечается резкое расширение бассейна аккумуляции. Но все же мощности и фации усть-суйфунской свиты распределяются в соответствии с особенностями аллювиального осадконакопления в речных долинах. Максимальные мощности осадков характерны для устьевых частей долин (до 100 м), постепенно вверх по долинам они сокращаются (до 10—12 м). Повсеместное превышение нормальной мощности осадков определялось, вероятно, устойчивым тектоническим погружением прибрежной зоны и распространением волны трансгрессивной аккумуляции вверх по палеодолинам.

Большая грубообломочность осадков усть-суйфунской свиты, чем усть-давыдовской, вызвана, видимо, большей геоморфологической контрастностью рельефа в пределах областей денудации и исчезновением тектонического барьера: в центральных частях впадин мульды с озерными водоемами являлись преградой для перемещения грубообломочного материала.

Одной из причин перекомпенсированного осадконакопления в бассейне палео-Раздольной в позднемиоценовое время могли быть интенсивные извержения вулканов, на что указывают постоянно присутствующие в разрезе усть-суйфунской свиты алевролитовые, пелитовые и псаммитовые витрокластические туфы (Берснев и др., 1969). Неравномерная по площади аккумуляция определила, по-видимому, возникновение в пределах аллювиальной равнины многочисленных озер, в которых накапливались туффиты и туфодиациты. Тот факт, что озерные отложения тяготеют к долинам притоков палео-Раздольной, позволяет предположить интенсивную аккумуляцию обломочного материала вдоль оси долины магистральной реки и подтопление устьевых частей долин притоков, как это отмечается в настоящее время для нижнего течения р. Амура (Мордовин, Сохина, 1968). Вообще извержение вулканов было характерно для западной части Южного Приморья (Малеев, 1957; Денисов, 1965).

Положение береговой линии Японского моря для позднемиоценового этапа весьма неопределенно. Достоверно установлено лишь, что она располагалась к югу и юго-востоку от современного берега. На это указывают континентальные комплексы диатомовых водорослей, изученных в разрезах позднемиоценовых долин, подрезанных Японским морем (данные Е. И. Царько; Моисеева, 1971).

Возникшие в конце позднего миоцена аккумулятивно-денудационные равнины испытали эрозионное расчленение с амплитудой до 60—80 м. Эти палеодолины, выполненные затем осадками суифунской свиты, хорошо диагностируются лишь в береговой зоне. Выделение эрозионных врезов в центральных частях позднекайнозойских зон осадконакопления затруднено из-за сходства литологического состава отложений усть-суифунской и суифунской свит. Возможно, что предплиоценовый эрозионный врез проявился в связи с регрессией Японского моря, которая была реакцией на крупные тектонические опуска-

ния в зоне современного материкового склона (Васильев и др., 1973). Этим может быть объяснена хорошая палеогеоморфологическая выраженность эпохи врезания в прибрежной зоне и затухания ее во внутренних частях позднекайнозойских зон осадконакопления.

Плиоценовый этап. Ему отвечает накопление наиболее грубообломочных отложений (преимущественно валунов, галечников и песков) и окончательное оформление аккумулятивно-денудационного уровня, частично разрушенного в антропогене (Никонова, 1966; Короткий, 1972). К началу плиоцена в прибрежной зоне Приморья сформировалось в основном близкое к современному плановое распределение речных бассейнов и направлений сноса обломочного материала (Денисов, 1965; Худяков и др., 1972; Короткий, 1972). В связи с иным положением береговой линии Японского моря здесь контуры и размеры водосборов отличались от современных. Можно предположить, что большинство рек побережья Амурского залива принадлежали к системе палео-Раздольной, а водосбор палео-Артемовки включал в себя палеобассейны рек Шкотовки, Суходола и других. К востоку от мыса Поворотного, в связи с сужением размеров шельфовой ступени, различия в размерах современных и древних рек не были столь значительны, как в зал. Петра Великого.

Наиболее четко фиксируется зависимость распределения мощностей и фаций плиоценовых отложений от рельефа палеодолин. Даже в бассейне р. Раздольной, где это затушевано широким площадным распространением осадков, наблюдается отчетливое увеличение мощности и уменьшение грубообломочности разреза от истоков к нижнему течению. Следует отметить и такую особенность, как одинаковое гипсометрическое положение для подошвы (+5—10 м над ур. м.) и кровли (60—80 м) плиоценового разреза, вскрытого в переуглубленных крупнопорядковых долинах. Подобная одновысотность положения аккумулятивных тел типична для эрозионных долин, привязанных к единому базису эрозии, в данном случае — уровню Японского моря.

В плиоцене береговая линия Японского моря располагалась у края материкового шельфа. Ранее автор (Худяков и др., 1972) предполагал, что ей соответствует «Приморский галечниковый пояс», выделенный Е. Д. Гершановичем (1951) на глубинах 110—130 м. Сопоставление геоморфологического положения этого уровня с выходами плиоценовых галечников на побережье и расчет возможной формы продольных профилей плиоценовых рек позволили предположить, что уровень Японского моря в момент аккумуляции галечников суйфунской свиты был близок к современному (рис. 5). Поэтому береговая линия, погруженная на 110 м, рассматривается как более молодая, соответствующая послеплиоценовому эрозионному врезу (Короткий, 1975). Современное положение кровли плиоценовых слоев (+60—80 м над ур. м.), вероятно, определяется более поздним тектоническим поднятием прибрежной зоны (примерно в позднем плиоцене — раннем плейстоцене).

Позднеплиоценовый — раннечетвертичный этап соответствует высокому стоянию прибрежной зоны в материковом секторе Японского моря. Сформировавшаяся к этому времени аккумулятивно-денудационная равнина, частично перекрытая базальтами шуфанской свиты, испытала интенсивное эрозионное расчленение, в результате чего возникла наиболее высокая в прибрежной зоне терраса и произошло формирование бортов современных долин. Интенсивная эрозия, кроме изливания основных эффузивов, явилась одной из причин перестройки плана гидросети как на побережье, так и во внутренних частях бассейнов рек, впадающих в Японское море. В Раздольненской впадине, в долинах рек Артемовки, Партизанской, Миллоградовки и других местах побережья Приморья намечается отчетливое уменьше-

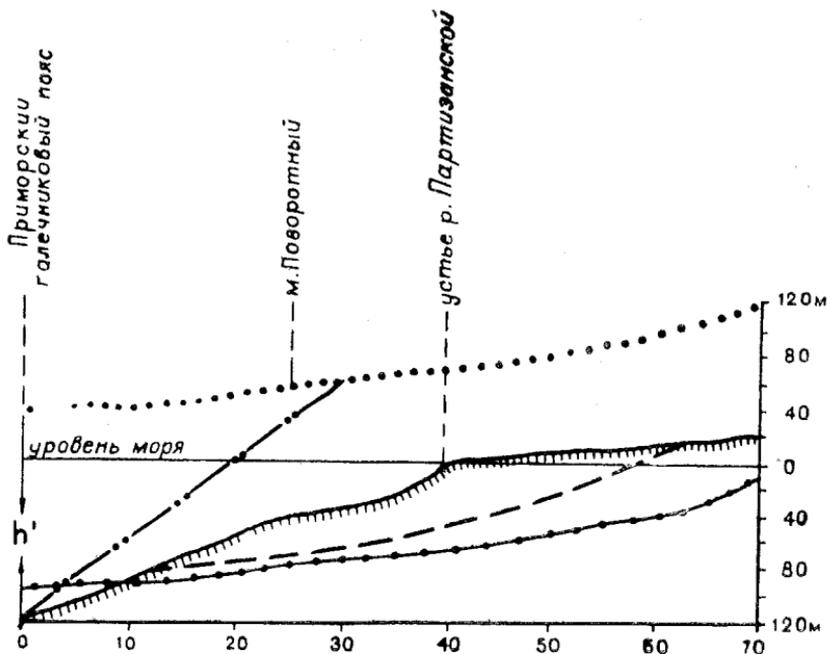
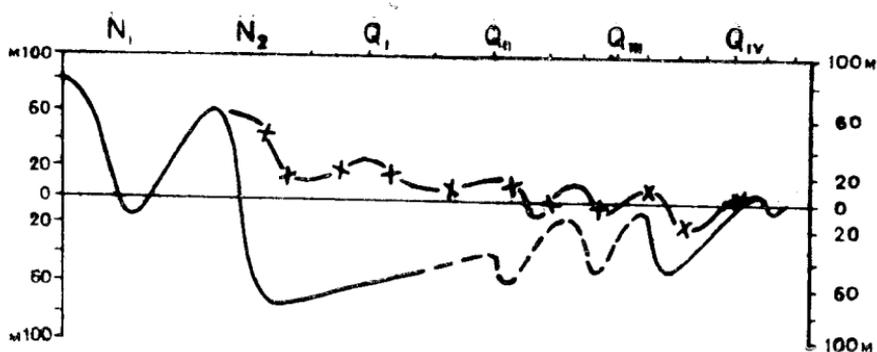


Рис. 5. Схема соотношения позднекайнозойских геоморфологических уровней в устье р. Партизанской.

1 — современный тальвег долины и поверхность шельфа; 2 — предголоценовый врез; 3 — продольный профиль р. Партизанской в раннечетвертичное (?) время; 4 — реставрированный плиоценовый продольный профиль р. палео-Партизанской; 5 — гипотетический тектонический изгиб продольного профиля р. палео-Партизанской в позднем плиоцене — антропогене; 6 — колебания базисов эрозии крупнопорядковых рек; 7 — колебания базисов эрозии низкопорядковых водотоков (в пределах современной береговой линии); 8 — амплитуда гипотетического тектонического погружения плиоценовой террасы

ние глубины эрозионного вреза от главного водораздела (до 300 м) в направлении к Японскому морю. Амплитуда вреза в прибрежной зоне колеблется в пределах 50—110 м и находится в прямой связи с порядком водотоков: для водотоков III—IV порядка — равна 55—70 м, для крупных рек (Раздольная, Партизанская, Зеркальная) — 80—110 м. Такой врез обусловлен, видимо, общими для рассматриваемой территории причинами. Большинство исследователей видит их в региональных тектонических движениях (Берсенев, 1956; Ганешин, 1957; Лебедева, 1957; Денисов, 1965). Нам представляется, что значительная амплитуда послезабальтового вреза объясняется суммарным эффектом действия

нескольких факторов: общим тектоническим подъемом Сихотэ-Алиня, которым объясняется повсеместность проявления вреза (как в горных районах, так и в пределах депрессионных структур); наращиванием на участках излияния базальтов в пределах современных водоразделов абсолютных высот рельефа на 100—150 м (Денисов, 1965); регрессией Мирового океана, амплитуда которой для верхнего плиоцена оценивается в 100—150 м (Флинт, 1963; Лазуков, 1965).

Геологический возраст достаточно длительного этапа эрозионного расчленения прибрежной суши, который трактуется нами как региональный перерыв в осадконакоплении, в свете новейших данных по стратиграфии позднего плиоцена — антропогена (Алексеев, 1975; Короткий, Караулова, 1975) оценивается в объеме средний — верхний виллафранк. Если эта датировка в значительной мере условна, то последовательность геологических событий устанавливается отчетливо: врезу предшествует аккумуляция галечников суйфунской свиты, в нижних частях разрезов, выполняющих послеплиоценовые переуглубленные долины во внутриконтинентальных впадинах, вскрываются нижнечетвертичные аллювиальные отложения (Короткий, Караулова, 1975). Отсутствие (?) нижнечетвертичных отложений в переуглубленных долинах прибрежной зоны, возможно, связано с низким положением уровня Японского моря и продолжавшимся эрозионным расчленением территории. Косвенными признаками затухания этого процесса к концу нижнего плейстоцена являются умеренное осадконакопление в низкопорядковых долинах и развитие процессов локального выравнивания в вершинах водосборных систем и на склонах речных долин. С этим этапом развития рельефа прибрежной зоны связано формирование красноцветных кор выветривания в пределах педиментов и на поверхности базальтовых плато.

Положение уровня Японского моря для позднего плиоцена — раннего плейстоцена установлено расчетным путем (Короткий, 1975). Подобным же образом рассчитаны отметки днищ для палеодолин рек Артемовки, Суходола, Киевки, Партизанской (рис. 5). В первом приближении устья этих рек совпадают с выходами валунно-галечникового материала на внешней бровке материкового шельфа.

Предположению, что эти грубообломочные отложения сопоставимы с осадками суйфунской свиты (Васильев и др., 1973), по нашему мнению, не соответствуют следующие факты.

1. У бровки материкового шельфа галечники более грубообломочные, чем осадки суйфунской свиты в береговых обнажениях зал. Петра Великого. А из общей геолого-геоморфологической ситуации раннего плиоцена можно ожидать, что осадки суйфунской свиты непосредственно в устьях рек были в основном песчаными и мелкогалечниковыми.

2. Высотное положение бровки разреза суйфунской свиты (+60—80 м) и полосы галечников у края материкового шельфа (—100—130 м) явно не соответствуют друг другу. Можно допустить, что современное положение галечников возникло в результате тектонического опускания плиоценовых отложений в верхнем плиоцене — нижнем плейстоцене. Амплитуда такого опускания для внешней части материкового шельфа должна превышать 100 м. Но на данной стадии изучения, учитывая недостаточный фактический материал и слабое обоснование возраста галечников, мы отдаем предпочтение геоморфологической гипотезе, основанной на корреляции этих отложений с осадками в днищах переуглубленных долин прибрежной зоны.

Четвертичный этап ($Q_{II} - Q_{IV}$) рельефообразования и осадконакопления в пределах прибрежного материкового блока характеризуется за счет тектонического погружения малой интенсивностью

осадконакопления (Худяков и др., 1972). Процесс погружения достоверно фиксируется со среднего плейстоцена, чем объясняется резкий перекоп поверхности среднечетвертичной аккумуляции в направлении моря (рис. 6), формирование в приустьевых частях низкопорядковых рек аккумулятивной террасы высотой в 10—15 м, появление в среднечетвертичных отложениях переуглубленных долин солоноватоводных диатомей (данные Е. И. Царько).

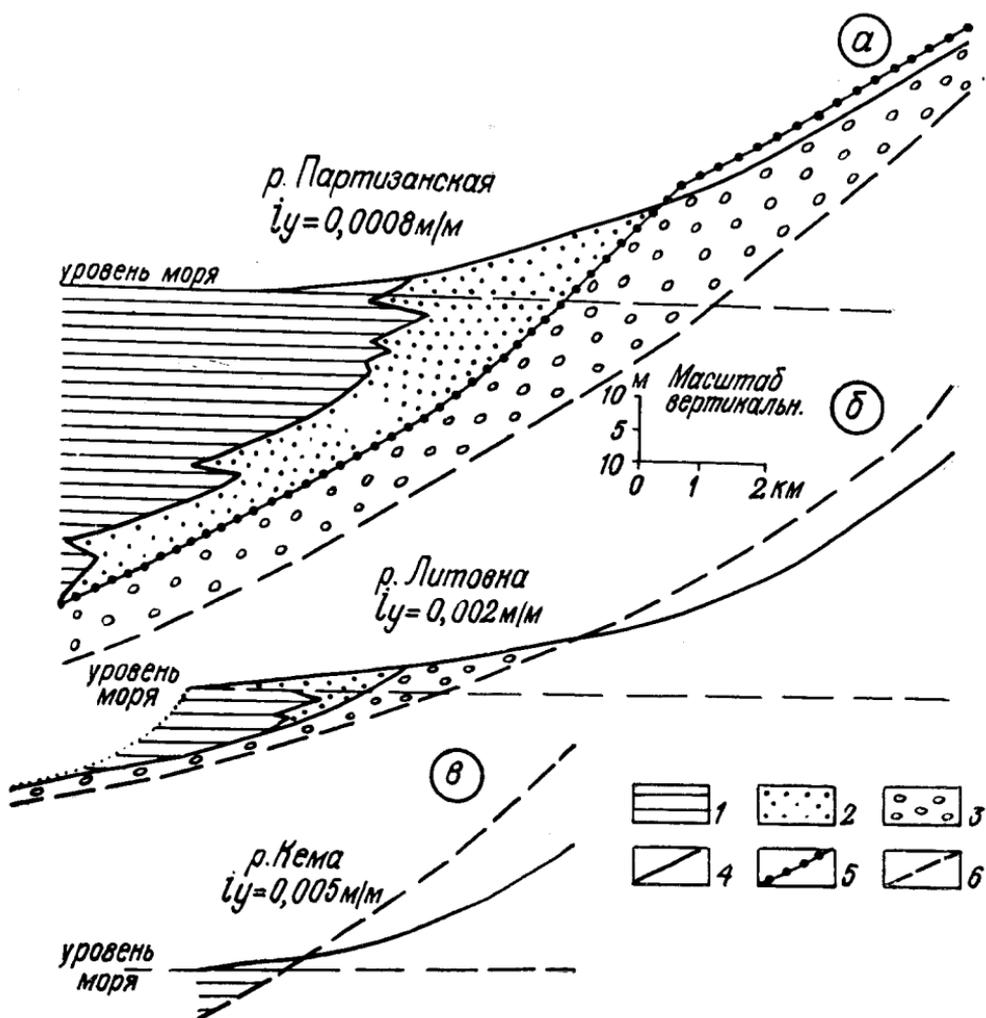


Рис. 6. Соотношение разновозрастных уровней аккумуляции в приустьевых частях долин Южного Приморья (а, б) и Восточного Сихотэ-Алиния (в). 1 — морские (лагунные) отложения; 2 — аллювиально-лагунные отложения; 3 — аллювиальные отложения; 4 — современный тальвег; 5 — позднечетвертичная (Q_{III}^4) поверхность аккумуляции; 6 — среднечетвертичная поверхность аккумуляции (Q_{II}^{1-2})

Процесс нисходящего развития рельефа в прибрежной зоне весьма сильно осложнялся эвстатическими колебаниями уровня Японского моря. В эпохи трансгрессий повышение уровня моря многократно усиливало геологический эффект тектонического погружения, в результате чего формировались мощные (до 50 м) пачки трансгрессивных осадков. Понижение уровня моря в эпохи мировых регрессий обуславливало эрозийное расчленение возникших толщ и смещение зоны осадконакопления из пределов мелководного шельфа к краю материковой ступени.

Тектоническое погружение естественно сопровождалось и общим повышением базиса эрозии и постепенным приближением береговой линии к ее современному положению. Этот процесс сопровождался абразией шельфовой ступени, особенно усиливавшейся в эпохи эвстатических трансгрессий.

Суммарный эффект действия этих процессов привел к возникновению в прибрежной зоне северо-западного сектора Японского моря трех типов геологических разрезов, вскрываемых в переуглубленных крупнопорядковых долинах, бассейнах малых рек и на мелководном шельфе.

I тип разреза, сопряженного с переуглубленными плейстоценовыми долинами, имеет трансгрессивный облик. В его основании вскрывается мощная пачка (до 30—40 м) аллювиальных и аллювиально-лагунных отложений, возраст которых укладывается в интервал средний (?) — верхний плейстоцен (Короткий, 1972, 1975; Шахгельдян, 1973). Формирование разреза шло при постепенном повышении базиса аккумуляции, чем и объясняется уменьшение размерности обломочного материала от подошвы к кровле. Линзовидное строение разреза переуглубленных долин с преобладанием контактов типа прислонения (в фазы выполнения эрозионных врезов) и наложения (в фазы трансгрессий) вызвано неоднократными колебаниями уровня моря. Это отчетливо фиксируется на разрезах глубоких ингрессионных заливов, где лучше всего сохранились от абразии и эрозионного размыва четвертичные отложения (рис. 7). Верхняя часть таких разрезов, в основном голоценовая (Троицкая и др., 1971; Караулова и др., 1973; Шахгельдян, 1973; Троицкая, 1974; Короткий, Караулова, 1975), отвечает мощной гляциоэвстатической трансгрессии Японского моря, которой предшествовало снижение базиса аккумуляции до отметки —110—130 м и эрозионное расчленение шельфа (Геологическое развитие..., 1968; Iseki, 1971; Худяков и др., 1972). Фазе эрозионного расчленения соответствуют аллювиальные пески и галечники в основании предголоценовых эрозионных долин, пачки морских, лагунных и аллювиально-лагунных отложений (преимущественно тонкообломочных — песков, алевритов, глин) — повышению уровня моря. Суммарная мощность осадков, выполняющих предголоценовые врезы, превышает 45 м.

II тип разреза наблюдается в низкопорядковых долинах прибрежной зоны, где хорошо выражен комплекс локальных террас в возрасте от нижнего плейстоцена до голоцена (Короткий, Караулова, 1975). Размерность обломков, слагающих локальные террасы, уменьшается от нижнего плейстоцена к голоцену, максимально — в верхнем плейстоцене. Соответственно изменяется и фациальный состав осадков: от аллювиальных в нижнем и среднем плейстоцене до лагунных в голоцене. Эти особенности разреза II типа свидетельствуют о том, что формирование локальных террас происходило при прогрессивно-ритмическом выполаживании продольных профилей рек в условиях нисходящего развития рельефа.

III тип разреза выделяется в пределах мелководной (до глубины в 60 м) части шельфовой ступени на участках, испытавших интенсивную абразию и являвшихся в плейстоцене преимущественно зоной транзита наносов (рис. 8). Основными особенностями этого типа разреза можно считать мозаичность распространения и малую мощность пачек разновозрастных отложений. Такие осадки, как установлено бурением на Хасанском взморье, в бухтах Славянской, Золотом Роге, Рудневке, Спокойной, Неприметной (данные Л. Б. Хершберга, И. Г. Шахгельдяна, К. В. Яблокова), весьма часто залегают на размывтой коре выветривания.

В III типе разреза отчетливо устанавливаются две пачки осадков: в основании разреза — маломощные (до 5 м) аллювиальные или аллю-

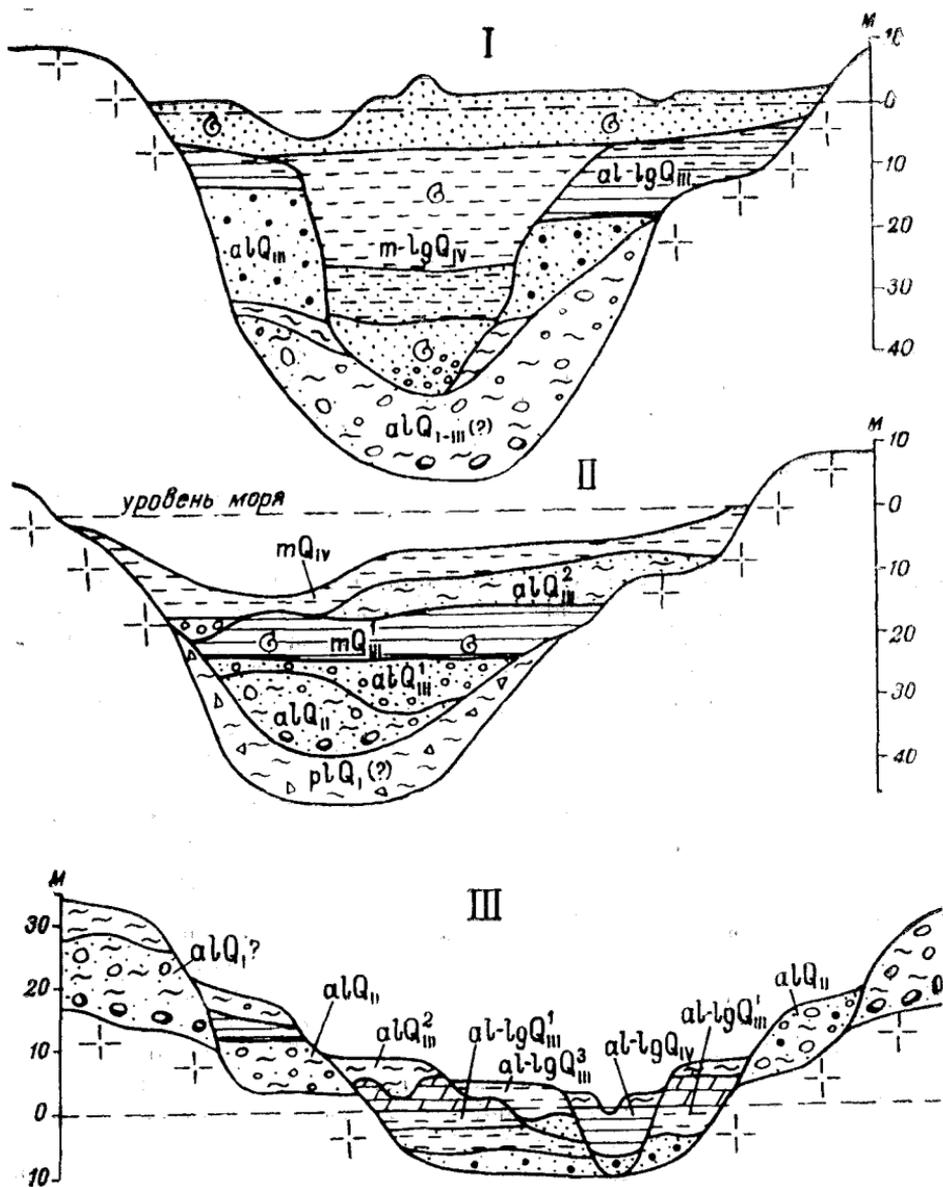


Рис. 7. Принципиальное строение четвертичных отложений в прибрежной зоне Приморья. Разрез: I — переуглубленной высокопорядковой долины, II — ингрессионного залива, III — низкопорядковой долины. Усл. обозначения на рис. 1

виально-лагунные отложения (пески, алевриты, торфяники) с прослоями типичного проаллювия (суглинки и глины с примесью галек, плохо окатанного щебня); в кровле — голоценовые прибрежно-морские отложения (до 2—4 м), представленные фациями пляжей, лагун, подводных склонов.

В основании второй пачки морских осадков вскрывается базальный грубозернистый горизонт, представленный галечниками, гравийниками и песками с обломками толстостенных раковин (*Mercenaria stimpsoni*, *Callista brevisiphonata*, *Dosinia japonica*, по заключению Г. А. Евсеева). Выше обычно залегают маломощные подводно-склоновые отложения, сохранившиеся на шельфе лишь пятнами. Наконец, с поверхности вскрываются маломощный (до 15—30 см) слой современных осадков,

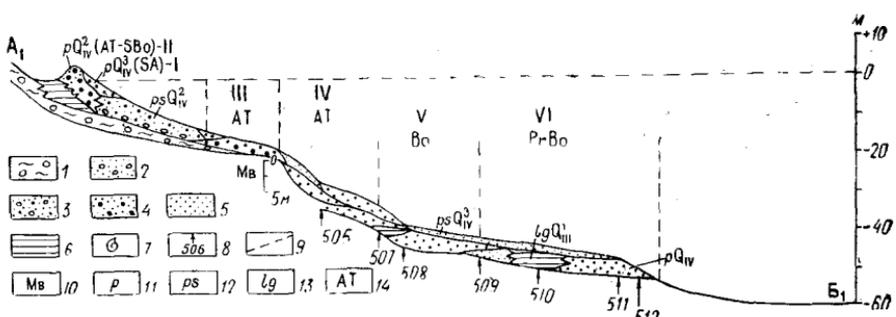


Рис. 8. Геологический разрез участка шельфа в юго-восточном Приморье.

1 — галечники с суглинком; 2 — гальки с песком; 3 — галечник с песком и гравием; 4 — песок с гравием; 5 — песок; 6 — лагунные алевриты; 7 — морская фауна; 8 — скважины вибропоршневого бурения; 9 — предполагаемые контакты; 10 — масштаб вертикальный; 11 — пляжевые накопления; 12 — подводно-склоновые, 13 — лагунные отложения; 14 — периоды схемы Блитта-Сернандера: SA — субатлантический, SBo — суббореальный, AT — атлантический, Bc — бореальный, PrBo — пребореальный; I, II, III, IV, V, VI — береговые линии

представленный во внутренней части шельфа заиленными песками, а ближе к внешней зоне более тонкими осадками. По данным В. А. Внучкова и соавторов (1975), на поверхности шельфа, где современные отложения практически отсутствуют, весьма часто наблюдаются зоны размыва. Формирование этой пачки морских отложений происходило в ходе трансгрессии при неравномерно повышающемся уровне Японского моря, что хорошо подтверждается омоложением этих осадков от внешнего края шельфа к его внутренней зоне и наличием на шельфе подводных береговых линий (Внучков и др., 1975; Короткий, 1975).

Мощность слоя современных морских осадков в разрезах III типа уменьшается по мере увеличения глубин на шельфе (Васильев и др., 1973). Эта закономерность нарушается на подводном береговом склоне (на глубинах до 20 м) в пределах современных и древних абразионных платформ, где интенсивный волновой режим способствует удалению обломочного материала и выходу на поверхность более древних отложений, а в некоторых случаях и коры выветривания (Яблоков и др., 1971; Кашеев и др., 1971; Короткий, 1972; Шахгельдян, 1973).

Мощнейшим фактором рельефообразования и осадконакопления на шельфе и непосредственно в прибрежной части материка в течение плейстоцена были колебания уровня Японского моря. Восстановление периодичности и амплитуды колебаний моря, а также доказательство их гляциоэвстатической природы в какой-то мере возможно для верхнего плейстоцена — голоцена, для более древнего отрезка времени (нижний — средний антропоген) положение уровня моря определяется по косвенным признакам.

Подводные ступени на шельфе (с уклонами около 0,001—0,005 м/м), которые разделяются более крутыми склонами, рассматриваются, как правило, в качестве подводных береговых линий Японского моря (Соловьев, 1963; Ионин и др., 1971; Худяков и др., 1972). Положение уровня моря в нижнем плейстоцене определяется по положению зоны сцементированного галечника («Приморский галечный пояс») у внешнего края шельфа (на глубинах 120—140 м), которая расценивается Е. Д. Гершановичем (1951) как древняя береговая линия. Эта зона по своему гипсометрическому положению соответствует днищам древних переуглубленных долин, вскрытых бурением в краевых частях материка (Короткий, 1975). Несомненно, что «Приморский галечниковый пояс» в течение плейстоцена неоднократно был ареной накопления грубообломочного материала в эпохи регрессий. Поэтому рассматривать его как только нижнечетвертичное образование нет оснований.

Следы погружения материковой окраины в четвертичное время фиксируются со среднего плейстоцена. Положение уровня моря для этого интервала весьма неопределенно, так как морские осадки этого возраста, за исключением проблематичной точки в Уссурийском заливе (Соловьев, 1963), неизвестны, а на мелководном шельфе мощные позднеплейстоценовые и голоценовая трансгрессии уничтожили большую часть чехла рыхлых отложений. Если исходить из общей мировой тенденции трансгрессий в эпохи потеплений, можно допустить развитие в материковом секторе Японского моря среднеплейстоценовой трансгрессии, следы которой известны на тихоокеанском побережье Японских островов (Геологическое развитие ..., 1968). Построение Г. У. Линдберга (1965), допускавшее мощную трансгрессию в среднем плейстоцене (до отметки +80 м), в значительной мере спекулятивно, оно не получило подтверждения фактическим материалом (Марков, Суетова, 1965; Кулаков, 1973). Вероятно, береговая линия в это время располагалась в пределах внешней зоны япономорского шельфа. Положение уровня моря в верхнем плейстоцене, как это показали исследования последних лет, находится в хорошем соподчинении с общим ходом колебаний Мирового океана, имевших гляциоэвстатическую природу. Наиболее мощная трансгрессия совпадает по времени с казанцевским межледниковьем Сибири. Допущение, что верхнечетвертичные трансгрессии по своим масштабам сопоставимы с голоценовой, позволяет объяснить многие особенности рельефа прибрежной суши и мелководного шельфа, в том числе и несоизмеримость масштабов абразии и интенсивности осадконакопления на шельфе, широкое распространение сильно измененных денудацией абразионных уступов, значительную ступенчатость шельфа.

Осадки первой верхнечетвертичной казанцевской трансгрессии вскрыты при детальном разбуривании морского разреза в бухте Золотой Рог (Короткий, Караулова, 1975). В вершине бухты (14—18 м ниже уровня моря) морская пачка осадков представлена плотными темно-серыми глинами со слоем ракушняка в основании (обломки *Ostrea*, по заключению Г. А. Евсеева) и водорослевого торфа в кровле. Спорово-пыльцевой комплекс из этой пачки, в котором преобладает пыльца широколиственных пород (*Quercus*, *Juglans*, *Fagus*, *Phellodendron*, *Carpinus*, *Syringa* — в сумме до 56%), весьма сходен со спектром из осадков основания разреза второй террасы ручья Болотного. Абсолютный возраст торфа в кровле морского верхнеплейстоценового разреза, по заключению О. Б. Парунина и Т. А. Тимашковой, составляет 29000 ± 250 лет (МГУ — 325). Но вопреки абсолютной датировке эта трансгрессия рассматривается как рисс-вюрмская (казанцевская), а не средневюрмская (каргинская). Такому предположению более соответствует весьма теплый спорово-пыльцевой комплекс и относительно тепловодные фораминиферы *Elphidium kusiroense* и *Elphidium etigense*, которые, по заключению Т. С. Троицкой, типичны для шельфа Японских островов и весьма редки на материковом шельфе. Однако переоценка возраста морских слоев в бух. Золотой Рог при более детальной разработке климатостратиграфии осадков каргинского времени не исключена.

Изучение минералогического состава псаммитовой и пелитовой фракции пачки морских осадков в бух. Золотой Рог показало, что они накапливались на мелководном шельфе. С этим связано преобладание в тяжелой фракции устойчивых минералов. Терригенная часть, представленная, как правило, турмалином и ильменитом, подавляется аутигенными компонентами — сульфидами и арагонитом (69%), причем встречаются оригинальные псевдоморфозы сульфидов по раковинам. Обломки раковин сложены арагонитом. Глинистые минералы, по

заключении В. Б. Курносова, представлены гидростлюдой (73—78%), каолинитом (17—18%) и монтмориллонитом (4—10%). Изучение геохимических параметров (рН=4,5—5,3; карбонатность — до 16,7%; сумма ионов водной вытяжки выше 1%; $\text{Na} > \text{SO}_4 > \text{Cl}$) также показало, что накопление верхнечетвертичных морских осадков в бухте происходило на мелководном шельфе.

Столб воды, восстановленный по бентическим фораминиферам (заключение Т. С. Троицкой, Н. С. Блюм и С. П. Плетнева), равен 20—40 м. Таким образом, уровень Японского моря превышал современный на несколько метров и был примерно равен +10 м, что вполне соответствует расчетным данным (Марков, Суетова, 1965) и данным для других акваторий о высоте подъема уровня Мирового океана в ресс-вюрме (Каррей, 1968; Milliman and Emery, 1968).

Аналогичные по строению разрезы верхнечетвертичных морских отложений установлены, по данным Л. Б. Хершберга, и при бурении в прол. Стрелок. Здесь на глубине >20 м, ниже пачки континентальных аркозовых песков и щебнистых суглинков, охарактеризованных фригидным спорово-пыльцевым комплексом, залегает пачка илов и синевато-серых песков с морской макрофауной. По результатам спорово-пыльцевого анализа (заключение Л. П. Карауловой) эта пачка осадков сопоставляется с морскими верхнечетвертичными осадками бух. Золотой Рог.

Детальная геоморфологическая съемка прибрежной зоны Приморья позволила выявить несколько точек с морскими осадками, которые приурочены к прибрежно-морскому уровню высотой 6—10 м, а одна из таких точек обнаружена автором в нижнем течении р. Виноградной, в 20 км от современного берега Японского моря. Лагунный генезис пачки осадков, вскрытой в основании шести—восьмиметровой террасы (на абс. высоте +8 м), неоспоримо доказывается присутствием фораминифер (*Jadammina macrescens*, по заключению Т. С. Троицкой) и раковин моллюсков, отнесенных Т. Г. Калишевич к семейству *Hydrobidae*. Обнаруженный в том же слое комплекс диатомей, определенный Е. И. Царько, содержит более половины морских (*Navicula glacialis* Cl., *Surirella fastuosa* Ehr., *Nitzschia granulata* Grun.), солоновато-морских (*Cocconeis scutellum* Ehr., *Achnanthes brevipes* Ag. и др.) и солоноводных форм в сочетании с пресноводными горными и северо-азиатскими видами. Структура комплекса соответствует режиму осадко-накопления в приустьевой лагуне. Накопление этой пачки осадков относится к середине позднего плейстоцена, на что указывают структура спорово-пыльцевого комплекса и абсолютный возраст кроющего лагунные илы торфяника (41 000—46 000 лет, по данным М. Н. Алексеева и Л. В. Голубевой, 1973).

Осадки лагунного облика (алевроиты с ядрами пеллеципод) вскрываются и в разрезе шести—восьмиметровой террасы в устье р. Зеркальной. Сходные по текстурно-литологическим признакам с прибрежно-морскими отложениями галечники описаны в разрезе подобной террасы близ оз. Духовского и в устье р. Самарги, причем возраст галечников на Самарге, идеально окатанных и исключительно однообразных по вещественному составу, отнесен на основании спорово-пыльцевого анализа (заключение Л. П. Карауловой) к одной из теплых фаз верхнего плейстоцена.

Таким образом, имеются данные, свидетельствующие о более высоком уровне Японского моря в начале верхнего плейстоцена. В силу значительной амплитуды этой трансгрессии, вероятно, необходимо пересмотреть вопрос о времени возникновения абразионно-денудационного типа берегов в северо-западном секторе этого моря и роли древней трансгрессии в его становлении. Более древний, чем голоценовый,

возраст абразионно-денудационных уступов подтверждается наличием у их подножий верхнечетвертичных конусов выноса и в расчленяющих эти уступы логах — локальной террасы каргинского времени (Короткий, Караулова, 1975).

Из вышесказанного следует, что рiasовые берега в своих основных контурах сформировались по крайней мере в начале верхнего плейстоцена, так как даже в полузакрытых акваториях (бух. Золотой Рог и Патрокол, прод. Стрелок) сформировались лагунные осадки значительной мощности (в бух. Золотой Рог, по данным И. Г. Шахгельдяна, до 30 м).

Признаки второй верхнечетвертичной трансгрессии Японского моря, совпавшей по времени с каргинским межледниковьем, менее достоверны. И все же одно из доказательств — четко выраженное двучленное строение каргинской локальной террасы (высота 3—5 м) в низкорядковых долинах прибрежной зоны, где фазе поднятия базиса эрозии соответствует вскрываемая в основании пачка аллювиально(?)—лагунных отложений, фазе эрозийного расчленения прибрежно-морской равнины в период регрессии — маломощная пачка грубообломочного аллювия. Такие разрезы изучены нами на п-ове Трудном в устье руч. Болотного и в долине руч. Овражного (бухта Неприметная). Аллювиально(?)—лагунные слои Овражного содержат обломки панцирей морских диатомей и целые экземпляры солоноватоводных форм. Спорово-пыльцевые комплексы из основания каргинской террасы в устьях руч. Болотного и Овражного позволяют отнести накопление этих осадков к одной из фаз каргинского межледниковья. Этому соответствуют C^{14} — даты террасы руч. Овражного (30030 ± 370 л., СОАН — 627; 40400 л., МАГ). На продолжении разреза руч. Овражного в бух. Неприметной при бурении на мелководном шельфе в интервале 10—15 м были вскрыты аналогичные по возрасту лагунные и прибрежно-морские осадки (Внучков и др., 1975). Можно полагать, что эта цифра близка к максимальной для каргинской гляциоэвстатической трансгрессии Японского моря — она хорошо сопоставляется с уровнем Мирового океана в интервале 32000—28000 л. (Каррей, 1968).

Субаквальные аллювиально-лагунные отложения, отнесенные по результатам спорово-пыльцевого анализа к каргинскому интерстадиалу, вскрыты также на мелководном шельфе в устье р. Киевки (—15 м), в устье р. Козина (—8—13 м), в бух. Врангеля (—15 м). Здесь осадки накапливались в приустьевых лагунах, где на формирование диатомовой флоры сильное осолоняющее влияние оказывали воды Японского моря.

Значительное сближение уровней верхнечетвертичных и голоценовой трансгрессий привело практически к полному уничтожению казанцевских и каргинских морских осадков. Этому в значительной степени способствовало и сильнейшее эрозийное расчленение мелководного шельфа во время позднеюрмских регрессий Мирового океана.

Косвенно следы понижений уровня Японского моря зафиксированы в разрезах переуглубленных долин и локальных террас: отмечаются крупные стратиграфические перерывы в разрезах позднего плейстоцена; четкий контакт верхнеплейстоценовых аллювиальных и голоценовых морских отложений, объясняющийся преимущественным транзитом наносов в эпохи эрозийного расчленения шельфа и прибрежной суши; гляциоэвстатическая природа регрессий, что ясно из того, что предголоценовый врез имеет максимальные значения вблизи берега моря и быстро затухает в глубь суши, где отмечается аккумуляция аллювия; в разрезах локальных террас на аллювиально-лагунных отложениях находкинского и черноручьинского горизонтов (Короткий, Караулова, 1975) залегают с размывом маломощные осадки аллюви

ального и покровного генезиса, накопление которых свидетельствует о похолоданиях климата и снижении базиса эрозии.

Таким образом, изучение плейстоценовых разрезов прибрежной зоны Приморья приводит к выводу о синхронности теплых климатических фаз и трансгрессий Японского моря. Максимуму похолодания отвечают перерыв в осадконакоплении и крупные эрозионные врезы, вызванные регрессией. Амплитуда снижения уровня моря определяется до отметок — 110—130 м (Геологическое развитие..., 1968; Iseki, 1971; Shibasaki e. a., 1971; Кулаков, 1973; Худяков и др., 1972). Во время регрессий материковый шельф представлял субаэральную пологонаклонную аккумулятивно-денудационную равнину, расчлененную речными долинами (амплитуда вреза — 40—50 м).

Позднеледниковая голоценовая трансгрессия, начавшаяся около 7000 лет назад и достигшая максимума в среднем голоцене (Каррей, 1968; Milliman and Emery, 1968; Fujii, Mogi, 1971; Каплин, 1973), привела к оформлению нынешнего облика рельефа прибрежной зоны и к возникновению в предголоценовых долинах трансгрессивной толщи аллювиально-морских осадков (мощность до 50 м). Подъем уровня моря не был непрерывным — кратковременные остановки и приводили к появлению на шельфе погруженных береговых линий на глубинах 110—120 м, 52—60, 42—48, 30—35, 10—20 (Худяков и др., 1972; Кулаков, 1972; Внучков и др., 1975; Короткий 1975; Евсеев, 1975). Наблюдается и одна сформировавшаяся в начале верхнего голоцена поднятая береговая линия (+3—6 м), соответствующая максимуму трансгрессии.

Рассмотрим некоторые особенности рельефообразования и осадконакопления на шельфе Японского моря в ходе гляциоэвстатического подъема уровня Мирового океана.

Песчано-галечные отложения, соответствующие конечной позднеледниковой регрессии, вскрыты на глубинах свыше 90 м. Их возраст, установленный по результатам спорово-пыльцевого анализа (заключение Л. П. Карауловой), совпадает с одной из фаз похолодания климата в конце верхнего плейстоцена. Дальнейший подъем уровня Японского моря сопровождался проникновением морских вод в речные долины, где начала формироваться пачка трансгрессивных осадков. За пределами ингрессионных долин происходили активная абразия и накопление маломощных осадков в пределах береговых линий. Одна из таких пляжевых зон вскрыта бурением на шельфе бух. Неприметной на глубине около 60—70 м. Формирование этой линии с хорошо выраженным комплексом осадков мелководных лагун и пляжей соответствует позднему дриасу европейской шкалы. На достаточно длительную остановку уровня моря указывает отчетливо выраженная абразионная платформа, оконтуренная уступом.

Голоцен характеризуется усилением скорости трансгрессии, которая сопровождалась глубокой ингрессией вод моря в речные долины (рис. 9). Стабилизация уровня на границе пребореала — бореала, обусловленная, возможно, похолоданием климата, привела к возникновению на шельфе мелководных аккумулятивных морских форм, фиксируемых при эхолотной съемке и донном бурении, причем дальнейший быстрый подъем уровня моря обеспечил хорошую сохранность этих форм. Такие затопленные аккумулятивные формы возникали на разных уровнях, но чаще они отмечаются в интервале глубин 19—20 м. Вероятно, их возникновение связано с частичной стабилизацией уровня около 7500 лет назад.

Наконец, в позднем голоцене отмечены неоднократные колебания уровня Японского моря в интервале +2,5—4,0 м, которые сопоставляются с перонскими стадиями фландрской трансгрессии Мирового океана

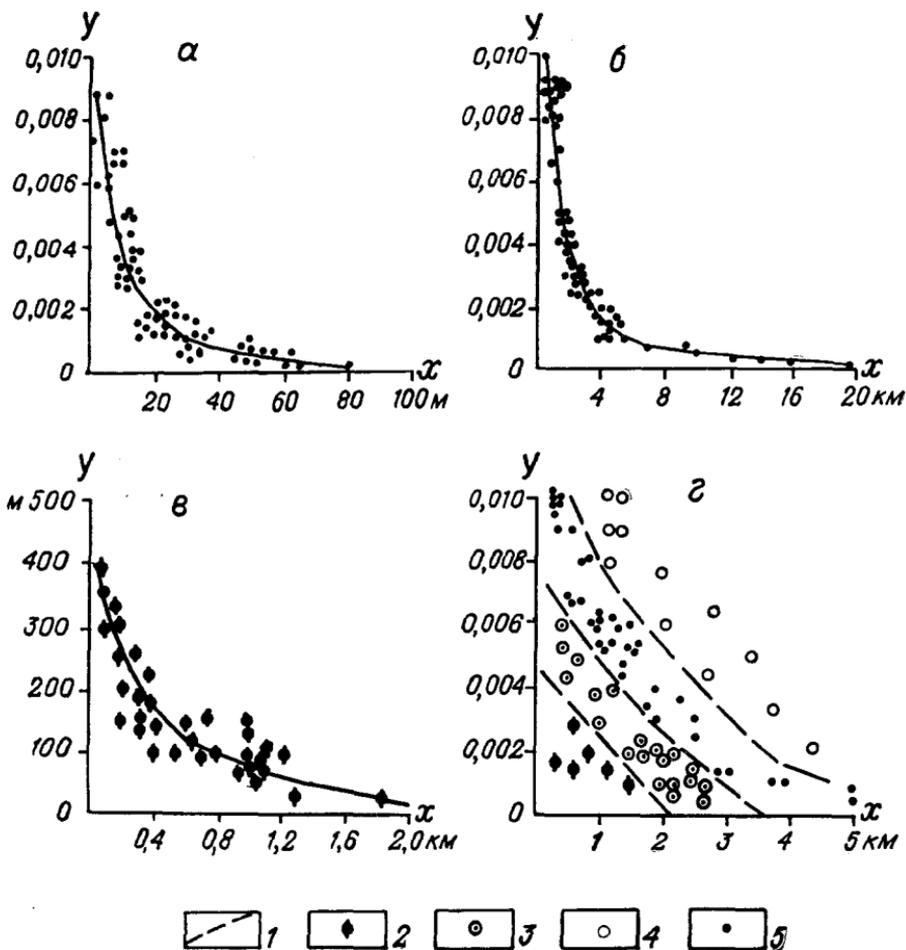


Рис. 9. Графики зависимости между морфометрическими показателями рельефа прибрежной зоны Приморья: уклонами русел и мощностями рыхлых отложений в устьях рек (а); уклонами русел в устьях рек и глубиной проникновения голоценовой трансгрессии (б); высотой абразионного уступа и шириной абразионной платформы (в); уклонами русел в устьях рек и величиной современных ингрессионных бухт (г).

1 — границы полей; устья рек: 2 — с интенсивной подачей обломочного материала вдольбереговыми потоками, 3 — с интенсивным аллювиальным питанием; 4 — в абразионно-ингрессионных бухтах с недостаточным аллювиальным питанием; 5 — водотоки II—IV порядка с умеренным аллювиальным питанием в зоне локальных вдольбереговых потоков

(Никифоров, 1975). Они объясняются похолоданием на границе атлантического — суббореального и в начале субатлантического времени.

Таким образом, некоторые особенности осадконакопления и рельефообразования в прибрежной зоне и на шельфе материкового сектора Японского моря являются прямым результатом взаимодействия суши и моря в ходе неоднократных трансгрессий и регрессий гляциоэвстатического типа, когда процесс тектонического погружения подавлялся быстрыми колебаниями уровня приемного бассейна.

Важное место в изучении этого взаимодействия занимает анализ эволюции очертаний береговой линии и исследование баланса рыхлых отложений в системе волноприбойная зона — подводный склон. Это изучение позволяет определить возможности возникновения протяженных потоков наносов. По характеру эволюции береговая линия Приморья может быть подразделена на два участка.

Первый участок от устья р. Туманной до мыса Оларовского, отличается сложным расчленением береговой линии, что связано с геологическим строением территории и зависит от расположения и сочетания основных геологических структур в плане. Решающую роль в формировании такого абриса береговой линии сыграло проникновение моря в речные долины, в меньшей мере — абразия берегов. Величина ингрессии морских вод в речные долины контролировалась уклонами рек при их впадении в море (рис. 9б). Совпадение ингрессионных заливов с древними зонами опускания определяется сильной выработанностью продольных профилей рек в пределах депрессий и их ближайшего обрамления, освоенных, как правило, крупнопорядковой речной сетью. Следовательно, сама геоморфологическая обстановка благоприятствовала возникновению глубоко расчлененного берегового контура. Этот процесс дополнительно усиливался и неравномерностью процесса абразии. Крупные континентальные выступы, являющиеся водоразделами между магистральными долинами и, как правило, совпадающие с антиклинальными структурами, подвергались в ходе трансгрессии абразии, темпы которой отставали от темпов ингрессии. Эти процессы на фоне общего погружения древних депрессионных зон антиклинальных структур привели к возникновению рисового типа берега.

Второй участок, к северу от мыса Оларовского до устья р. Амур, отличается прямолинейностью очертаний современного берега и окраины шельфа. Здесь направление береговой линии совпадает с простираем основных складчатых структур и элементов разрывной тектоники Сихотэ-Алиня. Для речных долин асимметричного восточного Сихотэ-Алиня характерно крутое падение вплоть до устья, поэтому море здесь проникло в речные долины неглубоко (рис. 6в, 9б). Основным берего-формирующим фактором явилась морская абразия, которая привела к возникновению абразионно-бухтового берега с крутым подводным склоном. Формирование абразионных берегов с хорошо выраженными уступом и абразионной платформой, несомненно, процесс длительный, охватывающий весь поздний плейстоцен — голоцен. Интенсивность абразии за пределами речных долин и окраин впадин явно связана морфологией рельефа, который абрадируется морем. Установлена зависимость между шириной разновозрастной абразионной платформы (до глубин в 20 м) и высотой береговых обрывов (рис. 9г). Здесь при прочих равных условиях (интенсивности волнения, прочности пород и т. д.) решающим является соотношение между балансом наносов в волноприбойной зоне и скоростью абразии: при обрушении на абразионную платформу больших объемов горных пород «съедание» берега морем замедляется. С этим, вероятно, и связана в целом малая ширина абразионной платформы на восточном склоне Сихотэ-Алиня, где море подрезало континентальные выступы с большими абсолютными высотами и значительной крутизной склонов.

Быстрое поднятие уровня моря в среднем голоцене привело к возникновению на обоих участках протяженных абразионных берегов, узкого бенча с «непропусками» у входных мысов и крутых подводных склонов (Ионин и др., 1971). Это создало неблагоприятную для возникновения вдольбереговых потоков наносов обстановку. Судя по минералогическому составу пляжевых отложений, потоки наносов в каждой бухте локальны, и их формирование происходит в основном за счет местных источников — коренных бортов бухт, более древнего комплекса отложений. Роль аллювия в питании вдольбереговых потоков наносов неодинакова для разных бухт. Аллювий, наряду с продуктами абразии, обычно участвует в формировании отложений волноприбойной зоны в бухтах, возникших в устьях рек с крутым продольным профилем. Там же, где в устьях рек наблюдаются остаточные лагуны,

осадки волноприбойной зоны формируются за счет продуктов абразии и подачи обломочного материала с подводного берегового склона. В силу этих причин в устьях крупных рек осадки среднеголоценовой террасы обычно слабо насыщены тяжелой фракцией. Несколько иная ситуация наметилась в позднем голоцене, когда геоморфологическую обстановку на берегах Приморья осложнила регрессия моря. Возникновение поднятых бенчей замедлило абразию коренных берегов. Это в сочетании со слабым поступлением аллювия привело к дефициту наносов в волноприбойной зоне и частичному разрушению аккумулятивных форм в бухтах, вследствие чего современные пляжевые отложения в бухтах более обогащены тяжелой фракцией (вплоть до образования пляжевых концентратов), чем осадки среднего голоцена.

Таким образом, пляжевые отложения позднего и особенно среднего голоцена характеризуются слабой насыщенностью тяжелой фракцией. Это связано с ускоренной аккумуляцией обломочного материала на участках локальных потоков и малым сроком существования аккумулятивных форм. Максимальное содержание тяжелой фракции, по В. П. Зенковичу (1962), приурочено к неоднократно перестраивающимся формам на путях транзита обломочного материала. В современной волноприбойной зоне Приморья подобные условия наблюдаются на отдельных участках аккумулятивно-выровненного (Хасанское взморье) и абразионно-выровненного (бух. Неприметная) типов берега.

И все же указанные обстоятельства не исключают возможности образования крупных вдольбереговых потоков наносов при более низком, чем современный, уровне Японского моря. Тогда в зону древних пляжей, формировавшихся на абразионных платформах значительной ширины, происходил усиленный вынос грубообломочного аллювия реками, имевшими большие, чем современные водотоки, уклоны в устьях. Это в совокупности с меньшей расчлененностью береговой линии предопределяло в эпохи стабилизации уровня моря возникновение протяженных потоков наносов и более быстрое перераспределение минералов на больших площадях. Этим, вероятно, и определяется усложнение вещественного состава морских отложений на внешнем шельфе ряда участков Приморья (Яблоков и др., 1971; Внучков и др., 1975).

Сложность истории становления рельефа шельфа в материковом секторе Японского моря объясняет несоответствие между объемами рыхлого материала, поступавшего на подводный склон и осаждавшегося в волноприбойной зоне и на подводном склоне (до глубины в 60 м). Так, в юго-восточном Приморье, где в голоцене темпы абразии побережья были наиболее высокими, на каждый погонный километр берега поступало в среднем, по нашим расчетам, $3 \cdot 10^6$ м³ твердого материала, а суммарный объем осадков составляет только $15 \cdot 10^4$ м³. Практически в пределах волноприбойной зоны и мелководного шельфа накопилось лишь 5% наносов из всей массы продуктов абразии. Если же учесть, что часть обломочного материала поступала на мелководный шельф с выносами рек, то несоответствие будет еще большим.

Объяснить столь малый коэффициент аккумуляции продуктов абразии вдольбереговым перемещением наносов вряд ли возможно. Во-первых, в этом районе из-за особенностей морфологии мелководного шельфа нет протяженных потоков наносов (Ионин и др., 1971; Короткий, 1972). Во-вторых, площадь аккумулятивных участков на побережье незначительна и не соответствует объему абрадируемых горных пород даже для вершин крупных бухт, где была наиболее активная в голоцене аккумуляция прибрежно-морских осадков. Остается лишь предположить, что почти весь объем рыхлого материала, поступивший в волноприбойную зону на последнем этапе послеледниковой трансгрессии, снесен на большие глубины (более 20 м). Изучение разрезов

показало, что в целом мощность рыхлых осадков невелика (8—10 м). В устьях крупных рек, где мощность морского голоцена превышает 45 м, их распределение по возрастным интервалам соответствует темпам фландрской трансгрессии. Да и накопление осадков происходило в основном не за счет продуктов абразии, а благодаря поступлению в лагуны тонкозернистого аллювиального материала. Остается допустить чрезвычайно быстрый вынос материала, в основном весьма грубого, на глубины свыше 50 м. Механизм такого перемещения не имеет достаточно четкого объяснения при одноактовой максимальной трансгрессии Японского моря в голоцене. Объяснение почти полной транспортировке продуктов абразии в глубоководную часть шельфа может быть найдено, если предположить, что абразия шельфовой ступени, в том числе и ее мелководной части, происходила при неоднократных трансгрессиях и регрессиях Японского моря.

Выводы

Условия рельефообразования и осадконакопления в прибрежной зоне и на шельфе материкового сектора Японского моря определяются принадлежностью этой территории к зоне перехода от областей устойчивого воздымания к крупной области устойчивого погружения. Процесс тектонического погружения, сопровождавшийся в раннем кайнозое осадконакоплением в тектонических впадинах, а в позднем кайнозое — в эрозионных долинах, периодически прерывался фазами эрозионного расчленения аккумулятивно-денудационных равнин. В плейстоцене эффект тектонического погружения был усилен мощными гляциоэвстатическими трансгрессиями. Так возник современный ингрессионный облик побережья с глубоким проникновением морских вод по речным долинам (юг Приморья), а также абразионно-денудационный берег (склон Сихотэ-Алиня).

В рельефе прибрежной зоны Приморья зафиксированы следы по крайней мере двух крупных верхнечетвертичных трансгрессий и одной послеледниковой. Сильное снижение базиса денудации в эпохи мировых регрессий являлось причиной интенсивного эрозионного расчленения прибрежной зоны и шельфовой ступени.

Сочетание процессов периодического снижения и повышения базиса денудации определило следующие особенности рельефа прибрежной суши и мелководного шельфа: несравнимость масштабов абразии и осадконакопления на шельфе; мозаичное распространение разновозрастных и весьма отличных по мощности пачек осадков; широкое развитие сильно измененных денудацией абразионных уступов; ступенчатость шельфа.

Литература

Алексеев М. Н., Голубева Л. В. Новые данные по стратиграфии плейстоцена Южного Приморья. — Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., 1973, с. 12—34.

Алексеев М. Н. Антропоген Восточной Азии. — АДД, М., 1975, 59 с.

Берсенов И. И., Устиновский Ю. Б., Неволлина С. И., Бурьянова И. З. Неогеновая система. — Геология СССР, т. XXXII. Приморский край, ч. I. Геологическое описание. М., «Недра», 1969, с. 350—367.

Берсенов И. И., Липкин Ю. С., Пушин И. К., Липкина М. И. Геологическое строение материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья. — Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 56—68.

Васильев Б. И., Марков Ю. Д., Царько Е. И., Демидова Т. И. О геологическом строении континентального склона залива Петра Великого. — Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 49—57.

Внучков В. А., Горбатов А. И., Яблоков К. В. Условия формирования морских отложений в прибрежной части шельфа Японского моря (Приморье). — Проблемы геологии шельфа. М., «Наука», 1975, с. 132—137.

Ганешин Г. С. Геоморфология Приморья. — Труды ВСГЕИ, нов. сер., т. 4, М., Госгеолтехиздат, 1957, 136 с.

Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968, с. 720.

Гершанович Д. Е. Особенности современного глубоководного осадконакопления в северной половине Японского моря. — «Метеорология и гидрология», 1951, № 11, с. 36—41.

Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965, 82 с.

Евсеев Г. А. Донные отложения залива Восток (Японское море) и их стратиграфия по фауне двухстворчатых моллюсков. — Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 144—156.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962, 711 с.

Ионин А. С., Каплин П. А., Леонтьев О. К., Медведев В. С., Никифоров Л. Г., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР. М., «Наука», 1971, 181 с.

Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., МГУ, 1973, 266 с.

Караулова Л. П., Короткий А. М., Царько Е. И. Морской голоцен Приморья. — Палинология голоцена и маринопалинология. М., «Наука», 1973, с. 137—141.

Каррей Дж. Позднечетвертичная история материковых шельфов в США. — Четвертичный период в США, т. 1. М., «Мир», 1968, с. 451—472.

Кашеев Л. П., Тихомиров С. В., Хершберг Л. Б., Голоудин Р. И. Некоторые особенности осадконакопления в четвертичное время и распределение золота в прибрежно-морской россыли. — Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971, с. 140—143.

Короткий А. М., Шагельдян И. Г. Генетические типы четвертичных отложений северо-западной части Японского моря (побережье и шельф). — Материалы второй научно-практической конференции Дальморинипроекта. Владивосток, 1972, с. 282—293.

Короткий А. М. Геоморфологические аспекты россылеобразования в прибрежной зоне Приморья. — Комплексные исследования шельфа. Владивосток, 1972, с. 78—84.

Короткий А. М. Колебания уровня Японского моря и древние береговые линии на шельфе (северо-западный сектор). — Проблемы геологии шельфа. М., «Наука», 1975, с. 117—122.

Короткий А. М. Геоморфологические условия формирования осадков в зоне Южного Приморья. — Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М., «Наука», 1975, с. 95—105.

Короткий А. М., Караулова Л. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья. — Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 79—110.

Короткий А. М., Демидова Т. И. О возрасте подбазальтовых отложений мыса Поворотного (юго-восточное Приморье). — Вопросы стратиграфии кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток, 1977.

Кулаков А. П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, «Наука», 1973, 188 с.

Лазуков Г. И. Возраст морских четвертичных отложений и основные этапы развития северо-западной Сибири. — Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 53—62.

Лебедева Н. А. Геоморфология, неоген-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья (Приханкайский район) — Труды комис. по изуч. четв. периода, 1957, № 13, с. 221—227.

Линдберг Г. У. Крупные планетарные колебания уровня океана и палеогеография четвертичного периода. — Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 135—142.

Малеев Е. Ф. О суйфунской свите и возрасте базальтов Южного Приморья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 8, с. 86—92.

Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. — Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 143—146.

Монсева А. И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Л., «Недра», 1971, 152 с.

Мордовин А. М., Сохина Е. Н. Некоторые особенности формирования озер юго-западной части Удиль-Кизинской низменности. — Геоморфологические, ландшафтные и биогеохимические исследования в Приамурье. М., «Наука», 1968, с. 31—39.

Никонова Р. И. Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья. М., «Наука», 1966, 95 с.

Никифоров Л. Г. Последледниковое эвстатическое повышение уровня океана и его значение для развития морских побережий. — Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М., «Наука», 1975, с. 12—40.

Соловьев В. С. Морские четвертичные отложения Приморского края. — Труды ВСГЕИ, нов. сер., т. 90, в. 5, 1963, с. 117—125.

Тащилкин В. А. Коры выветривания Приморья. — АКД, М., 1969, 26 с.

Троицкая Т. С., Короткий А. М., Караулова Л. П., Царько Е. И. Новые данные о послеледниковой трансгрессии на западном побережье Японского моря. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 2, с. 433—436.

Троицкая Т. С. Миграционная последовательность комплексов бентосных фораминифер в голоценовых осадках Амурского залива. — Труды ИГиГ СО АН СССР, в. 229. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 30—40.

Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963, 576 с.

Худяков Г. И., Денисов Е. П., Короткий А. М., Кулаков А. П., Никонова Р. И., Чернобровкина Е. И. История развития рельефа. Юг Дальнего Востока. М., «Наука», 1972, 424 с.

Шахгельдян И. Г. Инженерно-геологическая характеристика мелководной части шельфа залива Петра Великого (Японское море) для целей крупного портового строительства. — АКД, Владивосток, 1973, 30 с.

Шахгельдян И. Г., Берснев И. И., Рынков В. С. Четвертичные отложения прибрежной части шельфа Японского моря. — Проблемы геологии шельфа. М., «Наука», 1975, с. 105—109.

Яблоков К. В., Внучков В. А., Харциева Е. Н., Хершберг Л. Б. Распределение прибрежных отложений в отдельных районах Японского моря. — Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971, с. 106—111.

Fujii S., Mogi A. On Coasts and Shelfes in their Mutual Relations in Japan during the Quaternary. — «Quaternaria», 1970 (1971), vol. 12, p. 155—164.

Iseki H. The Erosional Bases of the Late Pleistocene Buried Valleys in the Coastal Region of Japan. — «Quaternaria», 1971, vol. 14, p. 237—241.

Milliman J. D. and Emery K. O. Sea levels during the Past 35 000 years. — «Science», 1968, vol. 162, N 3858.

Shibasaki T., Aoki S. and Kuwano Y. Significance of Buried Valleys and Other Topographies in Elucidating the Late Pleistocene Quaternary Geohistory of Japanese Coastal Plains. — «Quaternaria», 1971, vol. 14, p. 217—236.

1977

ПРИБРЕЖНАЯ ЗОНА ЮГА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ПО ДАННЫМ НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Е. А. РАДКЕВИЧ, Р. О. РАДКЕВИЧ, К. В. ДАЦЕНКО

Общая характеристика Курильской островной дуги

Курильская островная дуга, окаймляющая на юго-востоке Охотское море, протягивается на 1200 км в северо-восточном направлении, отделяясь узкими проливами на юге от о-ва Хоккайдо (Япония), на севере от Камчатского полуострова. Дугу представляют выступающие из-под уровня моря более 30 сравнительно крупных и множество мелких островов, а также одиночные скалы.

Островные сооружения от погруженных под уровень моря блоков отграничивают продольные разломы, и в целом архипелаг представляет складчато-блоковое неотектоническое сооружение. Зона представлена поднимающимися из моря вершинами двух разделенных Южно-Курильским проливом вулканических хребтов: Малокурильского на юго-востоке и Большекурильского на северо-западе. Острова этих гряд разъединены поперечными проливами, следующими по зонам разломов. На юго-востоке Курильская система и примыкающий к ней обширный шельф отграничены уступом глубоководного желоба, который отделяет островные сооружения от Тихоокеанского кратона. На северо-западе близко к островной зоне подходит склон Южно-Охотской глубоководной впадины, также ограниченной серией разломов.

В недавнем прошлом на юге и на севере островного архипелага располагалась обширная суша, значительная часть которой была погружена под воды моря в результате эвстатического подъема уровня Мирового океана, а также вертикальных тектонических перемещений блоков по разломам. На юге Курильская островная дуга структурно связана со складчатыми мезозойскими и кайнозойскими сооружениями о-ва Хоккайдо, на севере — со структурами Камчатского полуострова. На севере и на юге она характеризуется наличием гранитного слоя, в то время как в центральном звене установлена кора океанического и промежуточного (переходного) типа.

В формировании земной коры на всем протяжении островной дуги главную роль играли вулканические процессы. Они определили и основные черты ее современного рельефа. Наиболее высокие горы (до 2339 м) представляют активные или недавно потухшие вулканы, возвышающиеся над абразионными террасами с высотами до 250—300 м (Кулаков, 1973). Высокое положение террас при их переменном уровне показывает, что наряду с погружением блоков под уровень моря имело место и их активное воздымание. Таким образом, Курильские гряды (Большая и Малая) представляют собой блоково-горстовые сооружения.

На небольшом расстоянии от берега на севере о-ва Кунашир нами

установлены крутые уступы с опусканием блоков по сбросам. На таких участках площадь шельфа невелика. На юге Курильской островной системы (рис. 1) простирается мелководная равнина. В южной части Малой Курильской гряды из-под уровня моря выступают небольшие плоские острова высотой 8—12 м (о-в Танфильева), местами даже с отрицательными отметками во впадинах островов (о-в Зеленый). Видимо, это недавно приподнятые горстообразные блоки шельфовой равнины. Плоские формы островов отчасти могут объясняться и почти горизонтальным залеганием слагающих их и бронирующих рельеф верхнемеловых осадочных пород.

В отличие от плоских южных островов для о-ва Шикотан Малой Курильской гряды с его вулканическими позднемеловыми (?) постройками и особенно для вулканических сооружений с активными вулканами Большой Курильской гряды характерен резкий рельеф — высота вулканических гор на о-ве Кунашир превышает 1800 м (влк. Тятя). С учетом погружения дна моря в сторону Южно-Охотской морской впадины можно говорить о вертикальном размахе высотных отметок в этой области до 4000 м при перепаде высот на очень небольшом расстоянии. Перепад отметок происходит ступенчато, начиная от сбросов, проходивших непосредственно вблизи островов и игравших определяющую роль в их формировании. Далее от берега по крутопадающим (до вертикальных) разломам происходит резкое погружение дна на многие сотни (более тысячи) метров. Лишь на юге, близ о-ва Хоккайдо, как было отмечено, сохранилась равнинная поверхность дна на уровне менее 20 м. На этом участке, как показывает анализ батиметрии, устанавливаются внутренние пологие поднятия и прогибы. Здесь, по данным проведенного нами непрерывного сейсмоакустического профилирования, также происходили блоковые вертикальные перемещения, но небольшой амплитуды.

Другая зона мелководья окаймляет широкой полосой северо-западный выступ о-ва Хоккайдо, отражая подводное поднятие с батиметрическими отметками до 200 м. Это поднятие, как считает К. Ф. Сергеев (1976), смыкалось с Сахалином, Сихотэ-Алинем и (через Охотскую сушу) Камчаткой. Полоса суши, таким образом, обрамляла Японское море, которое было, по предположению К. Ф. Сергеева, внутренним, отгороженным от океана барьером континентальных сооружений.

Отмеченное разветвление полос суши, отходящих от северной части о-ва Хоккайдо, определяется образованием «раструба» складчатых сооружений под влиянием систем разломов, ориентированных под углом 50°. При этом восточная зона разветвления получила восток-северо-восточное (курильское), западная — близмеридиональное (сахалинское) направление. Сектор между этими разноориентированными структурами характеризуется веерообразным изменением простирания юрских толщ от северо-восточного до меридионального.

Значительно большую площадь, как полагает К. Ф. Сергеев, занимали в недавнем прошлом также острова Итуруп и Уруп, тогда отделенные от других островов поперечными разломами. Шумшу, Шишкотан, Онекотан и другие острова северной группы представляли, по его мнению, единый массив, причем острова Шумшу и Парамушир соединялись с распространяющимся тогда к югу п-овом Камчатка. Таким образом, и Охотское море имело значительно меньшие размеры, чем теперь¹. Полное разобщение Японо-Курильской зоны с Азиатским

¹ Мы не говорим о более ранней предыстории, когда Японские острова непосредственно соединялись, как считают японские геологи (Минато и др., 1967), с континентом, что имело место до образования Японского и Охотского морей — формирование которых началось, видимо, в палеогене после погружения крупных блоков и, может быть, растяжения сиалической коры.

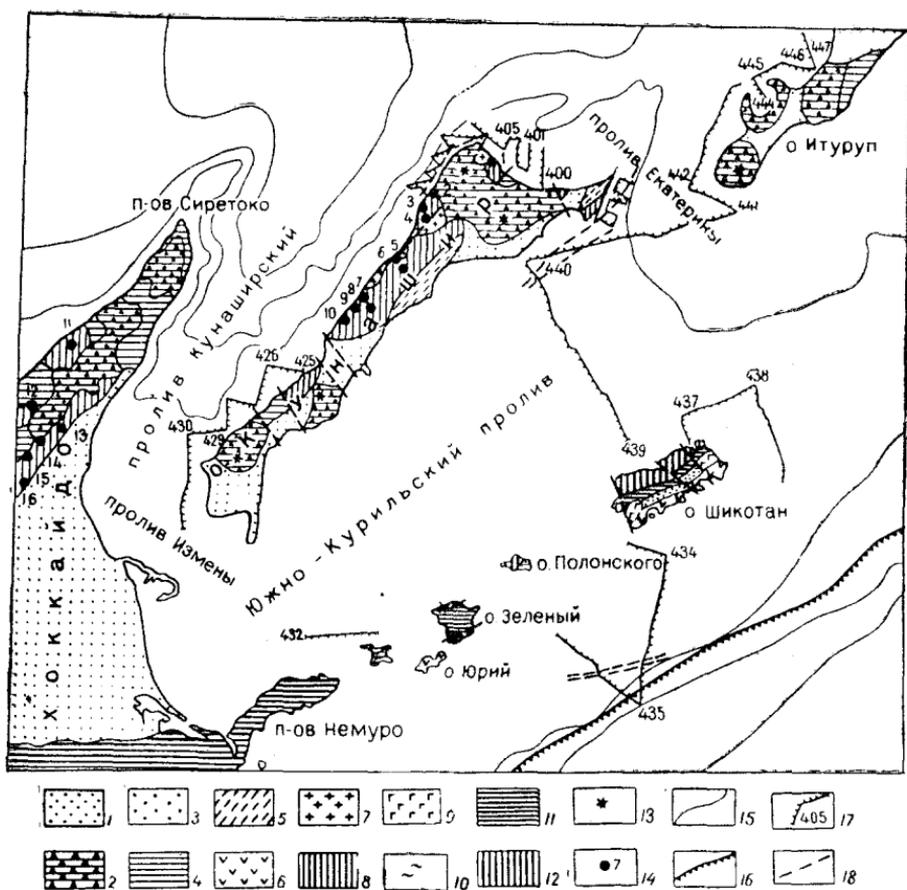


Рис. 1. Геолого-металлогенетическая схема южной части Курильской островной дуги (составлена с использованием данных К. Ф. Сергеева, 1976; Ю. Л. Неверова, 1963; Б. И. Васильева, 1974, 1975; и других).

1 — рыхлые осадочные и вулканогенные отложения четвертичного возраста; 2 — вулканомиктовые брекчии, лавобрекчии и лавы базальтов, андезитов-базальтов и андезитов плиоцен — четвертичного возраста; 3 — лавы и лавобрекчии базальтов Ноторотомаринского эффузивного комплекса, плиоцен; 4 — туфы андезитов, дацтов, риолитов, песчаники, диатомиты, верхний миоцен — плиоцен (алехинская свита); 5 — диатемиты, алевроиты, туфы, средний — верхний миоцен (ловновская свита); 6 — основные лавы, туфолавы, туфопесчаники среднего — верхнего миоцена (зеленовская свита); 7 — габбро, диориты, кварцевые диориты, граниты большекурльского интрузивного комплекса, средний миоцен; 8 — вулканогенно-осадочные и эффузивные породы среднего и кислого состава «зеленые туфы», нижний миоцен (кунаширская свита); 9 — габбро, габбро-пориты шикотанского интрузивного комплекса, верхний мел; 10 — трахидолериты, оливиновые эссексит-долериты, лейко- и меланократовые трахидолериты Малокурльского интрузивного комплекса, маастрихт; 11 — песчаники, алевролиты, туфы малокурльского вулканогенно-осадочного комплекса, кампан — маастрихт (малокурльская свита); 12 — лавы и лавобрекчии базальтов вулканогенно-осадочного комплекса, кампан (матакотанская свита); 13 — четвертичные вулканические постройки; 14 — рудопроявления: 1 — Докучаевское, 2 — Заливное, 3 — Прасоловское, 4 — Рудное, 5 — Польновское, 6 — Валентиновское, 7 — Прибрежное, 8 — Филатовское, 9 — Назаровское, 10 — Ильинское, 11—14 — Сиретокской группы; 15 — изобаты; 16 — границы глубоководного желоба; 17 — сейсмоакустические профили и пункты привязки (номера поставлены в начале профилей); 18 — важнейшие разломы

континентом произошло, вероятно, в позднечетвертичное время. Оно было обусловлено как опусканием по разломам обширных блоков суши, так и общим подъемом уровня Мирового океана, в результате чего в виде островов выступают лишь возвышенные части хребтов третичных складчато-глыбовых сооружений.

В южном звене Курильской дуги выделяются восточная (Малокурльская) и западная (Большекурльская) островные зоны, разделен-

ные Южно-Курильским проливом шириной до 100 км и глубиной до 20 м на юге и 100 м на севере.

Малая Курильская гряда сложена верхнемеловыми вулканическими и осадочными породами, в Большой выходят на поверхность вулканогенно-осадочные и вулканические породы неогенового и четвертичного возраста. Обе гряды представляют продолжение складчатых сооружений о-ва Хоккайдо, от которого отделены мелкими узкими проливами. Можно предполагать, что под неогеновыми отложениями на о-ве Кунашир, как и на соседнем с ним п-ове Сиретоко о-ва Хоккайдо, залегают юрские отложения. Таким образом, в область «Курилии» видимо, продолжились две структурно-фациальные зоны севера «Ниппонии»: западная — юрская и восточная — верхнемеловая, представляющая эвгеосинклиналь, развивавшуюся на симатической коре. Эти зоны, возможно, разделялись системой продольных разломов

Зона Малой Курильской гряды

Малая Курильская гряда выступает в шести относительно крупных островах и множестве мелких островков и скал. Самый обширный — о-в Шикотан площадью 250 км², площадь о-ва Зеленого 50 км², площадь других островов, расположенных южнее (Полонского, Юрия, Анучина, Танфильева), еще незначительнее. Южные мелкие острова — плоские, невысокие (до 20 м, чаще ниже), представляют собой приподнятые блоки шельфа. На севере гряду продолжает подводное поднятие хр. Витязь.

Нижнюю часть разреза Малой Курильской гряды составляет верхнемеловая матакотанская толща, сложенная базальтоидами и продуктами их перемыва, изредка в туфогенно-осадочных прослоях встречаются обломки алевролитов, гальки и валуны кварцевых порфиров, риолитов, иногда гнейсов и метаморфических сланцев, аналоги которых неизвестны в области Большой Курильской гряды (Сергеев, 1976). Возможно эти породы поступали с суши о-ва Хоккайдо.

На матакотанской свите с небольшим угловым несогласием залегают малокурильская (сантон — даний). Она представлена флишеидными вулканогенно-осадочными отложениями с тонким переслаиванием туфов, туфопесчаников и аргиллитов и включает также пластовые тела трахидолеритов. Эта свита слагает острова Зеленый, Танфильева и другие, распространяясь, вероятно, под водами моря к западу от Малой Курильской гряды (рис. 2). Она развита также на п-ове Немуро о-ва Хоккайдо, где имеет значительную мощность.

И матакотанская и малокурильская толщи дислоцированы очень слабо, имея пологий наклон к юго-востоку. В восточной части о-ва Шикотан располагается толща базальтоидов повышенной щелочности ноторо-томаринского комплекса (плиоцен?), приуроченная к продольному разлому. Еще восточнее, у побережья Тихого океана (Васильев,

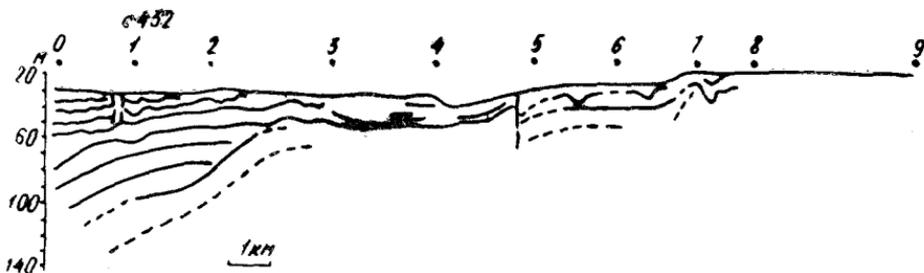


Рис. 2. Сейсмоакустический профиль С-432 на северном продолжении п-ова Немуро вблизи о-ва Танфильева

1975) пролегает зона средне-верхнемиоценовых вулканитов зеленовской свиты. Вулканогенно-осадочные породы острова, моноклинально полого падая к востоку, слагают, по Б. И. Васильеву (1974), восточное крыло антиклинали.

Интрузивные образования о-ва Шикотан представлены массивами верхнемеловых (?) габброидов и силлами трахидолеритов. Габброиды вскрываются на севере в бух. Малокурильской, на юге в бух. Волоши-на и Дельфин. Они сложены пластовыми расслоенными телами большой мощности, состоящими из разнообразных пород, начиная от оливинитов (оливина 85%) и габброноритов, кончая лейкократовыми габбро, анортозитами и алливалитами (Сергеев, 1976).

Длительный перерыв отделяет время проявления складчатости верхнемеловых отложений от нового погружения, которое произошло в среднем — верхнем миоцене вдоль разлома по юго-восточной окраине Малокурильской складчатой зоны и было отмечено отложением вулканогенно-осадочных толщ зеленовской свиты. Возрастным аналогом зеленовской свиты в Большой Курильской гряде может служить ловцовская свита или свита Горячего Пляжа. Возможно, подобные толщи лежат на глубине и в области Южно-Курильского прогиба, т. е. примыкают к верхнемеловому малокурильскому складчатому сооружению не только с юго-востока, но и с северо-запада. Мощность осадков в северной части Южно-Курильского пролива (более 1500 м) дает основание для такой интерпретации. В таком случае Южно-Курильский прогиб можно считать древним, заложённым еще в миоцене.

Проведенное сейсмоакустическое профилирование позволило проследить изменение рельефа дна и строение осадочной толщи шельфа от о-ва Шикотан до глубоководного желоба, расположенного в 25—30 км к востоку от него. Профили показали слоистое сложение толщ, подстилающих четвертичные осадки, и пологие формы их дислокации. Эти отложения в 10 км от берега рассечены вертикальным разломом, близ которого они приобретают более крутое падение и сложно дислоцированы. В 26—30 км от берега начинается уступ глубоководного желоба. Граница желоба косо «сечет» изобаты, как бы налагаясь на полого наклоненную к востоку шельфовую абразионную поверхность, и в то же время ступенчато перемещается по поперечным и диагональным разломам, продолжающим направление ориентировки проливов, разделяющих острова. По разлому, ограничивающему уступ желоба, слои пород загibaются и приобретают более крутое залегание, затем выклиниваются. Это видно на спаркеровских профилях (рис. 3, 4)

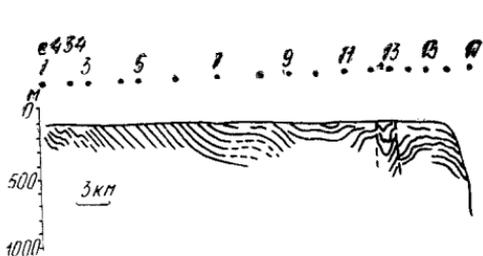


Рис. 3. Сейсмоакустический профиль С-434 от о-ва Шикотан до глубоководного желоба

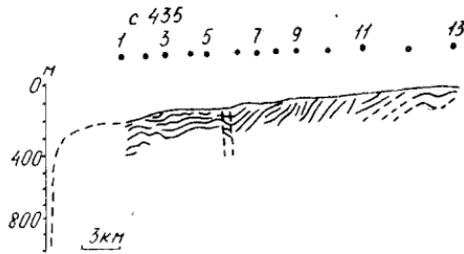


Рис. 4. Сейсмоакустический профиль С-435 от глубоководного желоба до прол. Полонского

и подтверждается данными батиметрии. Желоб, судя по нарушению на его границах слоистых осадков, представляет неотектоническое образование и срезает продолжение складчатых структур. Можно предпологать, что Малокурильская островная зона представляет лишь часть системы складчатых сооружений, некогда продолжавшихся от нее к

востоку и западу. Погружение этой суши могло произойти недавно, в период подъема уровня Мирового океана. А до этого, в период максимального оледенения, значительная часть акватории, окаймляющей юг нынешней островной дуги, представляла относительно невысокое нагорье с воздымающейся вулканической грядой Шикотана. При погружении под уровень моря в результате деятельности волн рельеф выравнивался. Повторные воздымания мелких горстообразных блоков вновь вывели из-под уровня моря блоки ранее погруженной равнины, характеризующиеся, как окружающие их равнины акватории, плоской формой.

Эта предыстория объясняет природу рыхлых отложений на шельфе, в которых наряду с фемическими темными базальтовыми песками распространены и сиалические светлые пески, образовавшиеся при размыве флишовой малокурильской толщи (о-в Танфильева), которая возникла за счет разнородного материала, в том числе и продуктов размыва кислых пород. Изучение структуры этой области может дать материал для палеогеоморфологических и палеотектонических реконструкций в зоне перехода от континента к океану.

Зона Южно-Курильского пролива

Южно-Курильский пролив является относительно молодым образованием. До последнего подъема уровня океана, связанного с таянием ледников на юге, она представляла сушу, продолжающую о-в Хоккайдо. Рельеф ее был абрадирован при трансгрессии. Абразионная поверхность зоны опускания постепенно погружается в северо-восточном направлении, где глубина моря возрастает до 100 м, а мощность осадков, выполняющих прогиб, превышает многие сотни метров. В южной части Южно-Курильский прогиб представляет зону значительного и, видимо, длительного погружения и является компенсированным прогибом. Изучение этой области сочленения структур о-ва Хоккайдо важно для понимания особенностей развития этой области и Курильской островной системы. Проведенное нами сейсмопрофилирование даст материал для некоторых реконструкций.

К северу от п-ова Немуро и о-ва Танфильева исследовано подводное продолжение структур верхнемелового малокурильского комплекса. Здесь отмечен крупный сброс с амплитудой вертикального смещения до 100 м, установлены слоистые толщи, наклоненные к западу: верхняя (тонкослоистая) и нижняя (относительно грубослоистая), лежащая на акустически прозрачном основании. Поверхность раздела акустически прозрачной и слоистой толщ наклонена к западу, под углом к этой поверхности приключается слоистая толща (рис. 2). Профиль близко подходит к о-ву Танфильева, сложенному тонкослоистыми отложениями малокурильской свиты. Это дает основание определить и слоистую толщу как малокурильскую свиту. Подстилающую ее акустически прозрачную толщу можно параллелизовать с магаданской свитой, сложенной по преимуществу лавами базальтоидов. Мощность малокурильской свиты на п-ове Немуро достигает 2500 м, что говорит о поперечной дифференциации бассейна осадконакопления верхнемелового времени и начавшемся в это время воздымании Малой Курильской гряды.

По направлению к северо-востоку Южно-Курильский пролив постепенно становится все глубже и достигает 100 м на широте северного окончания островов Шикотан и Кунашир. Сейсмопрофилирование на профиле от о-ва Шикотан до о-ва Кунашир показывает, что мощность слоистых толщ увеличивается в направлении к осевой части пролива. При этом намечается асимметрия желоба (рис. 5).

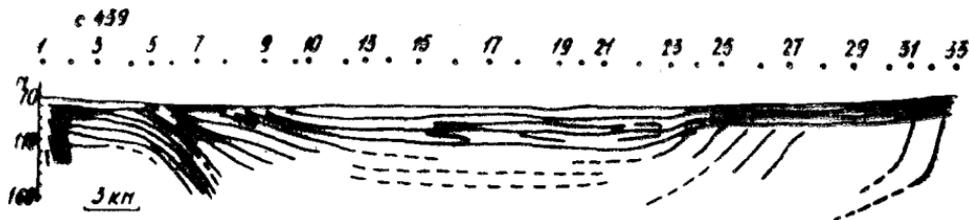


Рис. 5. Сейсмоакустический профиль С-439 через Южно-Курильский пролив

На пришикотанской стороне толщи (видимо, малокурильской свиты) интенсивно дислоцированы, ограничены сбросом, проходящим в 5 км от о-ва Шикотан. Может быть, это продолжение крупного сброса, установленного севернее о-ва Танфильева (на профиле 432). Возможно, сброс ограничивает верхнемеловую горстовую структуру, среза северо-западное крыло Малокурильской горст-антиклинали (?). За разломом лежат слоистые полого дислоцированные толщи, угол наклона которых возрастает с углублением желоба. К ним прилегают более полого залегающие толщи, что может указывать на постепенное распространение погружения в северо-западном направлении и смещение оси прогиба. Ширина наиболее прогнутой осевой части желоба составляет более 30 км. Здесь осадки лежат горизонтально в толще значительной мощности (более 150 м), как это удается видеть по данным спаркера, обладающего относительно небольшим диапазоном исследований на глубину. Возможно, что к серии горизонтально лежащих слоев относятся плиоценовые или даже более древние отложения. Нижняя часть толщи образует пологую синклинали, верхняя залегает горизонтально, прилекаясь к склонам прогиба.

На прикунаширской стороне установлена горизонтальная шельфовая площадка с цоколем, сложенным наклоненными к оси желоба слоями. Эта абрадированная суша лишь недавно погружена под воды моря (возможно, в плиоцене). Таким образом, и здесь намечается миграция прогиба по направлению к северо-западу. Мощность горизонтально лежащих слоев здесь достигает 25 м. К ним, быть может, относятся как четвертичные, так и плиоценовые осадки, широко распространенные на юго-восточном побережье о-ва Кунашир.

У самого побережья о-ва Кунашир (профили 440, 400) установлены дислоцированные слои. Здесь цоколь шельфа слагают, по-видимому, нижнемиоценовая кунаширская и нижне-среднемиоценовая ловцовская свиты, разделенные угловым несогласием (рис. 6) и разломами.

Таким образом, миоценовые складчатые сооружения распространялись к юго-востоку от современных границ островов и, вероятнее всего, были погружены под уровень моря в плиоценовое время. Возможно,

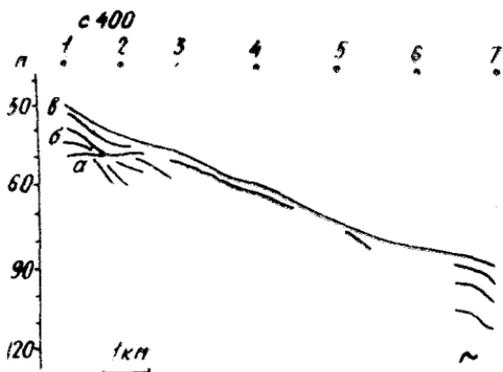


Рис. 6. Сейсмоакустический профиль С-400 у северного побережья о-ва Кунашир.

Угловое несогласие между слоистыми толщами: а — кунаширской (?), б — алексинской (?) и в — голоценовыми осадками; на границе свит а и б, возможно, проходит сдвиг

эта система складок простиралась до о-ва Шикотан, где возрастным аналогом миоценовых большекурильских толщ является зеленковская свита. В свете этих представлений островные зоны можно считать лишь фрагментами обширных складчатых сооружений — горстообразно-приподнятыми блоками, которые наращивались в дальнейшем новейшими вулканическими образованиями, слагающими наиболее высокие горы островов.

Разобщение Малой и Большой Курильских гряд произошло при образовании Южно-Курильского пролива в плиоценовое или позднemiоценовое время. Отделение же островов от о-ва Хоккайдо имело место в результате эвстатического подъема уровня Мирового океана. Этот подъем оказал влияние и на развитие Южно-Курильского пролива. Принимая уровень подъема океана в 100 м, можно считать, что между островами Шикотан и Кунашир располагался длительно развивавшийся мелководный прогиб, в котором прогибание почти компенсировалось накоплением осадков.

В глубокой осевой части пролива отложения образуют пологую синклиналь. Может быть, здесь последовательно происходило согласное наложение осадков различного возраста, вплоть до плейстоцена, когда проявились пологие деформации. На полого дислоцированных толщах несогласно отложились после нового прогибания голоценовые слои.

Зона Большой Курильской гряды

Большая Курильская гряда сложена неогеновыми отложениями, видимо, отмечающими собой узкий прогиб, заложенный вдоль разлома на разнородном основании: в южном и северном звеньях — на сиалическом фундаменте мезозойских сооружений, в центральном звене — на океанической коре или коре промежуточного типа.

О-в Кунашир на юго-востоке омывается Южно-Курильским, на западе — Кунаширским проливами, на юге отделен от о-ва Хоккайдо мелководным прол. Измены, на северо-востоке от о-ва Итуруп прол. Екатерины.

В основании разреза лежит (Сергеев, 1976) кунаширская свита нижнемиоценового возраста. Она представлена вулканогенно-осадочными образованиями — чередованием песчаников, вулканомиктовых песчаников с вулканомиктовыми брекчиями и туфами. Выше несогласно залегает нижне-среднемиоценовая свита Горячего Пляжа в составе которой песчаники чередуются с диатомитами и вулканомиктовыми брекчиями среднего и основного состава. На ней несогласно залегает ловцовская свита среднего миоцена, в составе которой диатомиты и аргиллиты чередуются с песчаниками. Несогласие отделяет эту свиту от вышележащей верхнемиоценовой алексинской, в основании которой лежат вулканомиктовые конгломераты, а выше — песчаники, диатомитовые и пемзовые слои, замещающиеся фациально вулканомиктовыми брекчиями основного и среднего состава. Верхнюю часть неогенового разреза (плиоцен) представляют вулканомиктовые основные брекчии и лавы с подчиненными линзами вулканомиктовых песчаников. Плиоцен — четвертичные отложения представлены морскими песчаными осадками на террасах разных уровней, а также лавами, главным образом базальтового и андезито-базальтового состава.

Общая тенденция развития, как видно из сказанного, заключается в повышении со временем роли основных пород, т. е. можно говорить об антидромной эволюции магматизма. Видимо, это обусловлено ослаблением влияния сиалического (юрского?) фундамента, на котором развивался этот отрезок Большой Курильской гряды, и усилением влияния мантии по мере углубления со временем магмопроводящих

разломов, что может быть связано с образованием вдоль Кунаширско-го пролива рифтоподобного глубокого ответвления Южно-Охотоморской глубоководной впадины, характеризующейся корой океанического типа. В то же время в пределах каждого отдельного цикла отмечается эволюция состава пород от основных к кислым, вероятно, в результате ассимиляции кислого материала фундамента и последовательных процессов дифференциации в магматических камерах.

Отмеченные разновозрастные комплексы располагаются зонально.

Наиболее древняя, нижнемиоценовая кунаширская свита слагает в основном западное побережье в северной половине острова. На юге она перекрывается осадками верхнемиоценовой алексинской свиты, а затем четвертичными отложениями. Отдельные блоки кунаширской свиты обнаружены в осевой части полуострова, а также на восточном побережье (мыс. Ловцова), где, судя по данным сейсмозвукового профилирования (рис. 6), она подстилает ловцовскую свиту в области шельфа северной части Южно-Курильского пролива близ мыса Ловцова. Эта свита — аналог формации «зеленых туфов» Японии. Она включает колчеданно-полиметаллические месторождения, а прорывающие ее массивы кварцевых диоритов и плагиогранитов, возможно, медные месторождения «порфировой формации».

Осевую часть и восточное побережье острова слагают более молодые породы, среди которых обширные поля образуют лавы плиоценовых и четвертичных вулканов базальтового и андезито-базальтового состава. Молодые вулканы приурочены к пересечению трещин северо-восточного (курильского) и северо-западного (антикурильского) направлений, что и датирует современные активные движения по этим разломам. Такое положение занимают, в частности, на севере острова высочайшие вулканы Тятя и Руруй, расположенные на линии северо-западного направления, параллельной поперечному разлому, отграничивающему остров от прол. Екатерины, на юге — вулканы Менделеева и Головнина.

Продольные и поперечные разломы, контролирующие расположение современных вулканических центров, были заложены еще на ранних этапах развития. Они определяли локализацию интрузивных массивов миоценового возраста, представленных кварцевыми диоритами с подчиненными более ранними габброидами и поздними гранодиоритами, плагиогранитами, кварцевыми порфирами. Наиболее отчетливо проявлена магмо- и рудоконтролирующая зона разломов северной половины западного побережья о-ва Кунашир, к которой приурочены гранитоидные массивы. Характерно, что массивы располагаются на более или менее равных расстояниях, что может быть обусловлено влиянием равноудаленных поперечных разломов, образующих закономерную сеть (рис. 7). С этими массивами связаны главные рудные месторождения и рудопроявления острова. Гранитоиды характеризуются каликатровым профилем с появлением более кислых разновидностей в поздних фазах внедрения. Вдоль береговых обрывов протягиваются на много километров зоны гидротермальных изменений, отмечающие собой крутопадающие разломы.

Среди эндогенных месторождений, приуроченных к разломам и располагающихся часто вблизи интрузивных штоков диоритов и их производных, имеются проявления различных типов: массивные сульфидные колчеданные залежи в вулканогенно-осадочной кунаширской свите (Валентиновское месторождение), зоны вкрапленной и прожилковой сульфидной полиметаллической минерализации (Прибрежное рудопроявление, Докучаевское месторождение).

Плиоцен — четвертичные основные и средние вулканы содержат эксгаляционные месторождения серы.



Рис. 7. Расположение равноудаленных центров гранитоидного магматизма на пересечении продольного разлома поперечными (по материалам Ю. В. Неверова, 1969).

1 — гранитоидные массивы и субвулканические тела, 2 — разломы

вого разлома (рис. 8, 9). Можно предполагать, что к северо-западу от Кунашира пролегал ось антиклинали и проявлена серия параллельных разломов северо-восточного направления, по которому шельфовая площадка ступенчато опускается в сторону глубоководной впадины.

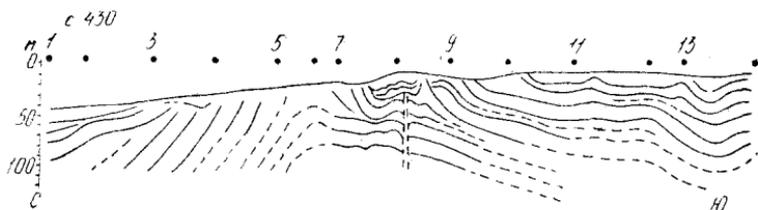


Рис. 8. Сейсмоакустический профиль С-430 в районе юго-западного побережья о-ва Кунашир

распространяющейся узким клином в Кунаширский пролив. Некоторые из таких разломов обнаружены при сейсмоакустическом профилировании, причем видны признаки «сползания» или деформации голоценовых оглождений (рис. 10). Эти данные позволяют предполагать обновление заложённых в миоцене разломов на неотектоническом этапе. Ступен-

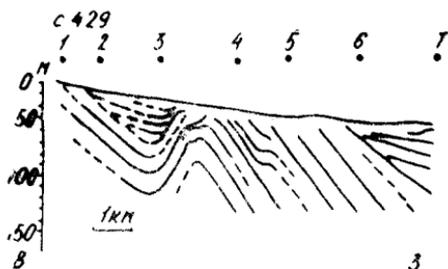
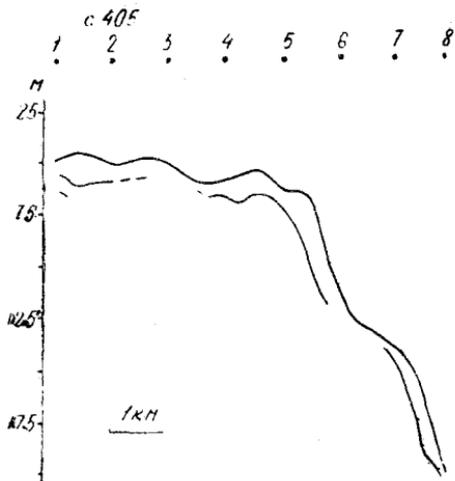


Рис. 9. Сейсмоакустический профиль С-429 в районе юго-западного побережья о-ва Кунашир

Прибрежная область шельфа характеризуется дефицитом наносов. Далеко в море вдаются подводные скалы — особенно вдоль дайкообразных тел — четвертичных (?) базальтов и андезитов. Сейсмоакустическое профилирование показывает наличие продольных сбросов, ограничивающих погруженные ступени дна, опускающиеся в сторону Охотоморской впадины, а также поперечных разломов. Один из них отмечен пластинообразной вертикальной грядой высотой до 20 м, представляющей, как можно предположить по признакам слоистости, зону окварцевания осадочно-вулканогенных пород.

Сейсмоакустическим профилированием в слоистой (кунаширской?) свите установлено антиклинальное поднятие, возможно располагающееся над скрытыми телами гранитоидов, находящихся восточнее бере-

Рис. 10. Сейсмоакустический профиль С-405 в районе мыса Докучаева (северное побережье о-ва Кунашир)



чатое перемещение шельфовой площадки свидетельствует о недавнем образовании Кунаширского «ответвления» глубоководной Охотоморской впадины и значительной площади самой впадины, о чем говорит также близость ее границы к островам Большой Курильской гряды и севернее о-ва Кунашир.

В то же время можно полагать, что южная оконечность Курильской островной дуги развивалась на сиалическом фундаменте некогда обширной суши, соединявшей древний континент Японии с Сахалином и — через Сахалин — с Сихотэ-Алинем. Эти идеи К. Ф. Сергеева (1976) подтверждаются как признаками молодого образования разломов, так и геохимическими данными — наличием кислых пород на о-ве Кунашир в составе вулканогенной толщи (Дуничев, 1969), а также относительно кислым (63% SiO_2) составом песков. Об этом свидетельствуют и геофизические данные, показывающие наличие на юге Большой Курильской островной дуги, как и на севере, коры континентального типа.

Резкий переход от зоны, сложенной корой континентального типа, к области глубоководной впадины, ограниченной серией ступенчато смещающих поверхность дна разломов, также скорее подтверждает гипотезу новообразования Охотоморской (как и Япономорской) впадины.

В ограничении островов существенную роль играют не только продольные разломы северо-восточной ориентировки, но и поперечные, ориентированные в северо-западном направлении. К ним приурочены глубокие проливы, разграничивающие острова Большой Курильской дуги. Интенсивные встречно направленные течения в этих проливах, сообщающих Охотское море с Тихим океаном, обуславливают резко выраженный дефицит наносов в них, а чередование разновозрастных вулканических потоков, спускающихся в сторону проливов, определяет сложную морфологию их ложа. Одним из интересных в геоморфологическом отношении является прол. Екатерины, отделяющий о-в Кунашир от о-ва Итуруп.

Узкий прол. Екатерины, судя по данным сейсмоакустического профилирования, ограничен системой ступенчатых сбросов. Наглядное представление о морфологии дна и строении осадочных толщ зоны пролива дает продольный широтный профиль (рис. 11) от мыса Мысовый на севере восточного берега Кунашира к Часовому в юго-восточной оконечности о-ва Итуруп. У о-ва Кунашир установлен уступ на продолжении мыса Мысового, сопровождаемый вертикальным сбросом с высотой обрыва более 100 м. Этот перепад рельефа находится почти

На непосредственном продолжении тектонической зоны северо-западного направления, определяющей расположение вулканических центров Тятя и Руруй. Через 5 км (на продолжении мыса Спокойного) видно другое воздымание, отражающее, вероятно, разлом северо-западного направления, непосредственно отграничивающий о-в Кунашир от прол. Екатерины. И далее наблюдаются сглаженные размывом уступы, по

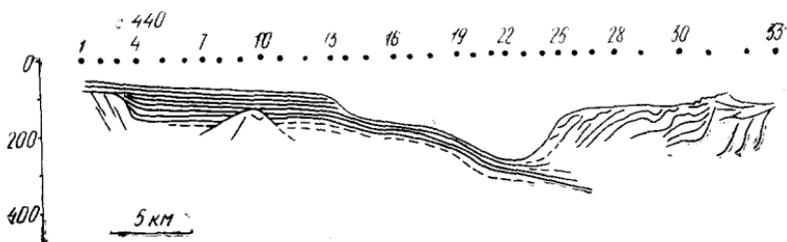


Рис. 11. Сейсмоакустический профиль С-440 через прол. Екатерины

которым происходят перегибы и погружение дна в сторону осевой, наиболее глубоководной, части пролива. Характерна малая мощность верхнего слоя осадков. Очевидно, в зоне интенсивного придонного течения осадки не накапливались. Вслед за сравнительно узким осевым желобом (шириной около 3 км) снова намечается уступ дна и его воздымание — теперь уже на приитурупском шельфе. Склон падает к оси пролива. На склоне вскрываются дислоцированные слоистые толщи. Они прослеживаются и далее, создавая мелкоизрезанный, «гребенчатый» рельеф дна. В комплексе этих слоистых толщ намечается угловое несогласие, позволяющее выделить две свиты — нижнюю и верхнюю, может быть, отвечающие свитам кунаширской (зеленых туфов) и кремнисто-диатомитовой куйбышевской (аналогу ловцовой). Дислоцированные слоистые породы перекрыты полого залегающими лавами влк. Берутарубе.

Таким образом, сейсмоакустическое профилирование подтверждает тектоническую природу прол. Екатерины, обусловленную грабенообразным погружением поперечного блока по серии ступенчатых сбросов, видимо, уже в плиоцен — четвертичное время. Дефицит осадков наблюдается на итурупской стороне, в то же время вдоль берега Кунашира довольно значительна мощность горизонтальных (голоценовых?) отложений, из-под которых лишь местами выступают подводные скалы.

На о-ве Итуруп, как и на Кунашире, наряду с миоценовыми толщами широко развиты, плиоцен — четвертичные вулканогенные, слагающие подножия вулканических построек. Очертания острова и здесь

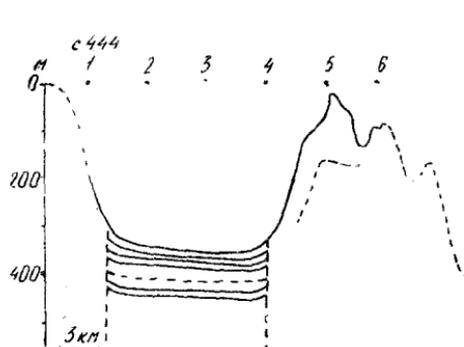


Рис. 12. Сейсмоакустический профиль С-444 через кальдеру Львиная Пасть (юго-запад о-ва Итуруп)

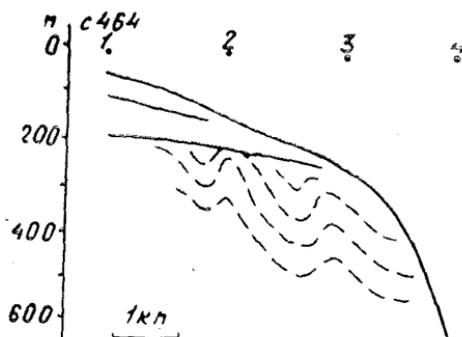


Рис. 13. Сейсмоакустический профиль С-464 вблизи северного побережья о-ва Итуруп (бух. Медвежья)

зиределены сочетанием продольных и поперечных разломов, местами они осложнены рельефом вулканических аппаратов. Так, весьма своеобразен зал. Львиная Пасть — затопленная морем кальдера вулкана (рис. 12), выполненная осадками значительной мощности за счет продуктов разрушения окружающих вулканических пород.

Складчатый фундамент установлен под голоценовыми отложениями прол. Фриза (рис. 13), отделяющим о-ва Итуруп и Уруп.

В заключение заметим, что сейсмоакустическое профилирование открывает новые возможности для выявления особенностей строения шельфа. Оно может дать ценный материал для выяснения не только вопросов региональной геологии, но и крупных проблем тектоники области перехода от континента к океану.

Полученные предварительные данные подтверждают представления К. Ф. Сергеева о неотектоническом образовании Охотоморской впадины, а возможно и Курильского глубоководного желоба. Они же позволяют предполагать возможность образования «вторичной» океанической коры за счет трансформации или раздвига блоков коры континентального типа.

Л и т е р а т у р а

Васильев Б. И. О геологическом строении Тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды. — ДАН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1437.

Васильев Б. И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 899.

Дуничев В. М. Особенности вулканизма и вопросы генезиса термальных вод центральной части о. Кунашир (Курильские острова). АКД, Владивосток, 1969.

Кулаков А. П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, «Наука», 1973, 188 с.

Минато Масао и др. Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.

Неверов Ю. Л. Колчеданные рудопроявления типа «куроко» на Курильских островах и некоторые вопросы их генезиса. — Труды СахКНИИ, 1963, вып. 15, с. 35—64.

Неверов Ю. Л., Хведченя О. А. Новые данные по геологии и рудной минерализации о. Уруп. — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 12, с. 220—227.

Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976, 239 с.

1977

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДКОВ И ПРОВИНЦИИ МЕЛКОВОДНОГО ШЕЛЬФА ОХОТСКОГО МОРЯ

Р. О. РАДКЕВИЧ

Гранулометрический, или механический, состав представляет, как известно, самую важную характеристику осадков. При региональных обобщениях необходимо рассматривать весь спектр фракций, поэтому была применена комплексная методика: галька расситывалась вручную при морфометрическом анализе, фракции от 10 до 0,1 мм подвергались мокрому ситовому севу на вибрационной установке, более мелкие фракции анализировались по методике Института океанологии АН СССР. Результаты анализа пересчитаны на вес всей пробы (порядка 20—30 кг) и представлены в виде полных гистограмм на карте Охотского моря (рис. 1). В основу карты положены результаты обработки 113 проб охотоморского рейса 1973 г. протяженностью около 10 000 км на э/с «Геофизик». Пробы отобраны в море дночерпателем «Океан», глубина донного пробоотбора составляла 10—25 м (рис. 2). Пляж опробован 20 закопашками глубиной на штык лопаты на участках площадью около 300 м.² В работе принимали участие П. А. Наумкин, С. Н. Залевский, О. М. Шкраба, А. С. Астахов, Т. Г. Лучина. Построены также кумулятивные графики накопленных частостей многомодальных распределений. Пример расчета для каждой совокупности приведен на рис. 3. Три совокупности, изображенные на рисунке, характеризуются следующими параметрами логнормального распределения: $c_1=0,004$, $\varepsilon_1=2,5$; $c_2=0,21$, $\varepsilon_2=1,8$; $c_3=20,0$, $\varepsilon_3=3,25$.

Перейдем к рассмотрению основных особенностей гранулометрического состава осадков мелководного шельфа и побережья Охотского моря.

Осадки островного шельфа Курильской дуги характеризуются высокой степенью механической сортированности. Близ северного и западного побережья о-ва Кунашир на шельфе резко преобладают песчаные осадки. В северной части участка шельфа мелкие и средние пески распространены примерно в равной степени при подчиненном участии фракции крупных песков, далее на юг увеличивается доля крупного песка и мелкого гравия. В пляжевых пробах наблюдается широкий непрерывный спектр фракций от средних песков до крупной гальки включительно с преобладанием крупного песка и мелкого гравия. Полевые наблюдения показывают, что значительные участки пляжа сложены галькой и валунами, причем псефитовый материал больше распространен у входных мысов и крутых абразионных берегов, псаммитовый доминирует в центральных частях небольших бухт. При штормовом вдольбереговом наступлении галечного материала песок интенсивно выносится на подводный склон, а на пляжах остаются лишь небольшие участки песка среди галечных полей. Иногда галечный

материал полностью вытесняет пески. В этом случае ближе к входным мысам появляются валуны. На пляжах, например у мыса Прасолова, нередко наблюдается полосовое распределение материала различной крупности с уменьшением или увеличением ее в направлении от берега к суше. Эта тенденция отражает крупномасштабные и частные изменения со временем интенсивности волнений. В центральной, наиболее эродированной части о-ва Кунашир, в область шельфа выносятся в большом количестве осадки разной размерности (гистограммы полимодального типа приближаются по характеру к гистограммам береговых проб).

Осадки шельфа в районе островов Малой Курильской гряды (Танфильева, Юрий, Зеленый, Шикотан), расположенных вблизи о-ва Кунашир, также характеризуются песчаным составом. Здесь преобладают мелкие пески при резко подчиненной роли средних и совершенно незначительном развитии крупных песков и крупных алевритов. Гранулометрический состав прибрежно-морских отложений (о-в Шикотан и др.) имеет в основном бимодальный характер распределения: одна совокупность обломочных частиц соответствует пескам морского типа, другая — галечным отложениям пляжа. Значительное количество гальки и валунов здесь поступает во второй цикл окатывания из туфоконгломератов. Гальки из туфоконгломератов матакотанской свиты резко отличаются от уплощенных галек осадочных пород и флишоидов малокурильской свиты изометричностью.

Осадки шельфа вблизи о-ва Итуруп представлены песками. Их характеризует одномодальный тип гистограмм. В центральном районе весьма значительна роль средних песков, вблизи окончаний острова в осадках доминируют мелкие пески, что отражает их латеральный вдольбереговой вынос. Черные и темно-серые титаномагнетитовые пески итурупских пляжей по характеру распределения гранулометрических фракций аналогичны морским осадкам. Высокая степень сортиро-

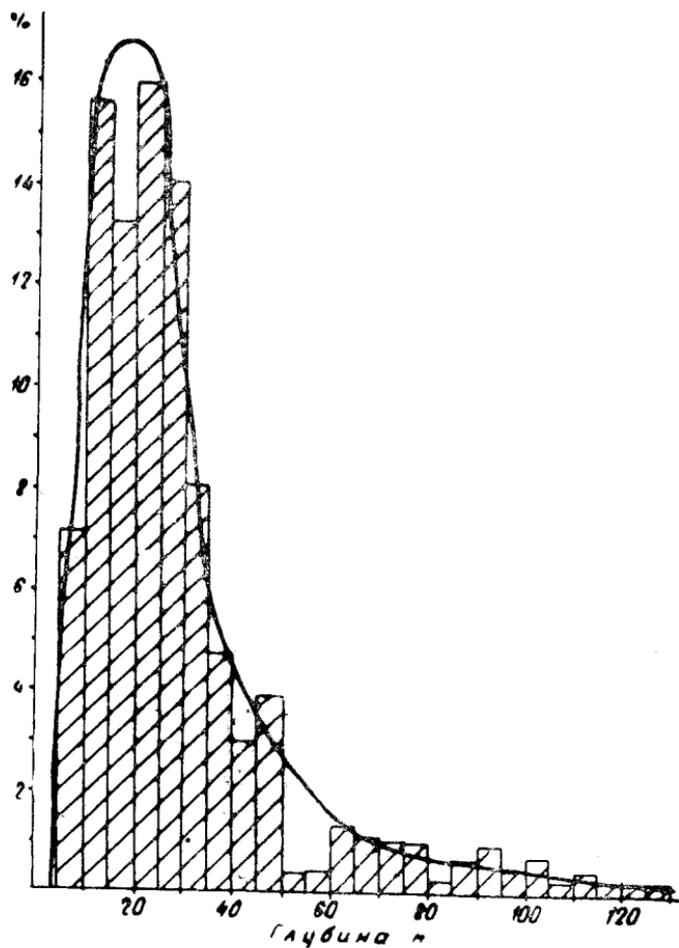


Рис. 2. Распределение по глубинам дночерпательных проб охотоморского рейса 1973 г. (414 проб)

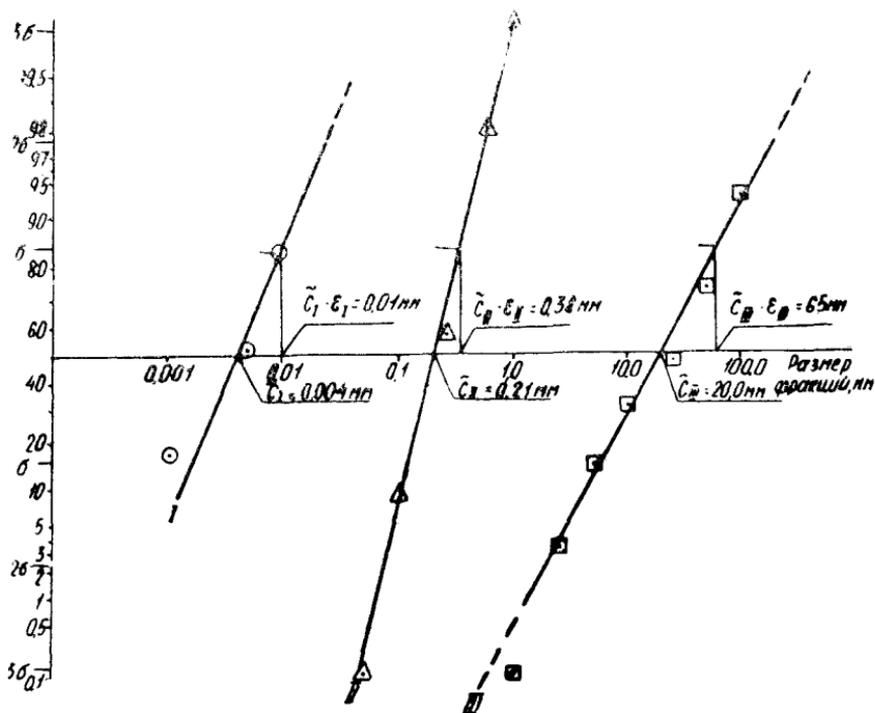


Рис. 3. Расчет параметров полимодального распределения гранулометрического состава осадков шельфа для пробы № 381—73 (по оси ординат — накопленные частоты).

ванности береговых осадков определяется, по-видимому, поступлением значительного количества обломочного материала при разрушении пемзового горизонта, слагающего здесь двухсотметровые обрывы. Пемзовый разнос материала морей среди прочих видов транспортировки представляется совершенно уникальным. Пемзовая частичка играет роль поплавка для минералов тяжелых фракций: достигнув определенных минимальных размеров, она тонет, чем в значительной мере и обусловлена гранулометрическая однородность песков и преобладание в шельфовых и пляжевых осадках центральной части острова среднезернистых песков. Слабая механическая прочность пемзы (ее легкое истирание) способствует освобождению тяжелых минералов, прежде всего титаномагнетита. Магнитные свойства частиц благоприятствуют их слипанию и концентрации в осадках, что хорошо заметно в фестончатых цепочках магнетитовых зерен на мелкопесчаных пляжах.

Фракция мелкого песка в составе пляжевых осадков имеет в значительной степени эоловое происхождение. Изобилие мелких частиц привело к широкому развитию на острове эоловых дюн, иногда достигающих значительных размеров. Высокая степень сортированности осадков благоприятствует оценке титаномагнетитовых россыпей острова.

Полевые наблюдения показали, что в прибрежной толще в процессе накопления пемзового материала был перерыв с образованием благодаря ее легкой размываемости резкоамплитудной линии несогласия и отложением маломощного песчано-галечного горизонта. В составе галек горизонта преобладают андезиты, а песок резко отличается по составу от пемзовых песков прилегающего пляжа, что однозначно свидетельствует о привносе этого материала со стороны. Он попадает на пляж и подводный склон, вступая во второй цикл обработки.

Галечные пляжи на о-ве Итуруп, как и на других островах Куриль-

ской гряды, нередко, а в новообразованной кальдере Львиная пасть, являющейся теперь морским заливом, даже преобладают крупно- и средневалунные фракции. Изредка среди базальтоидных галек встречаются гальки и гранитоидного состава. Исключительно широкое развитие песчаного материала на пляжах о-ва Итуруп является в целом его отличительной особенностью.

Осадки шельфа и пляжа о-ва Уруп, самого северного в южно-курильском секторе островной дуги, сильно варьируют по гранулометрическому составу. Степень механической сортированности песков здесь ниже, чем на о-ве Итуруп. В береговых и шельфовых пробах обнаруживаются два основных типа распределения фракций, соответствующие хорошо сортированным и плохо сортированным осадкам. Плохо сортированные осадки преобладают на пляже, а морские осадки имеют преимущественно высокую степень сортированности. В результате штормовых волнений здесь часто происходит смыв берегового материала в море и, напротив, выброс песков на берег. Эта закономерность еще более выражена в осадках о-ва Симушир.

На о-ве Симушир, как и на других островах центрального сектора Курильской дуги, открытых со всех сторон штормовым волнениям, широко развиты галечные и нередко валунные пляжи, переходящие в крупноглыбовые россыпи. Значительная доля галек поступает во вторичный цикл обработки из туфоконгломератов. Из прибрежной зоны острова в область шельфа интенсивно выносятся не только песчаный, но и галечный материал (шельфовые осадки характеризуются гистограммами полимодального типа). Песок сохраняется лишь на защищенных от воли участках, например в юго-восточном окончании затопленной морем дугообразной кальдеры Броутона.

Такие же особенности характерны и для шельфовых проб, отобранных у островов Шиашкотан и Онекотан. Псаммитовые фракции на пляжах здесь представлены в подчиненном количестве, чаще в зоне штормового заплеска, где они заполняют промежутки между преобладающими валунами и гальками. На пляже бух. Нигоро о-ва Онекотан и по руслу ручья, впадающего в эту бухту, обнаружен в избытке гранитный материал, коренной источник которого неизвестен. В широко распространенных туфоконгломератах, из которых материал попадает во вторичный цикл обработки морем, гранитная галька не обнаружена.

Осадки шельфа Парамушира, самого крупного острова северного сектора Курильской островной дуги, характеризуются преобладанием прекрасно сортированных главным образом мелких песков. Однако вблизи мысов наблюдаются и песчано-галечные отложения. Порфириновые гальки по сравнению с галькой островов центрального сектора отличаются исключительно разнообразной расцветкой, что обусловлено разнородностью их состава. Отложения пляжа отличает широкий спектр гранулометрического состава — от мелкого песка до крупных валунов включительно, причем псефитовые обломки чаще встречаются в зоне максимального заплеска. Фракции мелкого песка вблизи пляжей, как и на о-ве Итуруп, формируют песчаные дюны со знаками эоловой ряби (бух. Васильева).

Осадки шельфа и пляжа о-ва Шумшу и юго-западной оконечности Камчатки (мыс Лопатка) представлены прекрасно сортированными песками; галька встречается обычно лишь на пляже в зоне максимального штормового заплеска. Здесь широкие и пологие песчаные пляжи даже в период слабого волнения проглаживаются волнами, поэтому на достаточно плотной поверхности песчаного пляжа остаются лежать только редкие гальки. Пляжевые отложения низменного о-ва Шумшу, геоморфологически отличного от всех других островов Большой Курильской гряды и более похожего на район мыса Лопатка или даже

о-ва Зеленый Малой Курильской гряды, все же по сравнению с осадками мыса Лопатка характеризуются несколько большим количеством гравия и гальки.

Прекрасно сортированные шельфовые осадки района мыса Лопатка уже близ устья р. Большой уступают место плохо сортированным отложениям, характерным для всего участка мелководного шельфа, примыкающего к Центральной Камчатке. Широкий спектр осадков обусловлен здесь полигенетичностью поступающего материала, в частности и флювиогляциального, и мощными штормовыми волнениями в условиях прямого, как бы вычерченного по линейке берега. Мелкие фракции интенсивно выносятся из зоны мелководья, что приводит к обогащению осадков псефитовым материалом и тяжелыми минералами псаммитовых фракций. Гистограммы осадков этой области шельфа резко асимметричны: с максимумами, лежащими, как правило, в области крупногалечной фракции, и постепенным понижением к крупноалевритовой фракции. Роль мелкого песка возрастает лишь в самой южной и северной окраинах области шельфа, куда эта фракция выносятся вдольбереговыми потоками в результате штормовых волнений. В промежуточных окраинных участках шельфа этой области гистограммы распределения носят переходный характер. Их тип соответствует гистограммам береговых проб с широким и достаточно однообразным развитием всех фракций, что однозначно свидетельствует о плохой сортированности материала.

Хорошо сортированными осадками (гистограммы одновершинного типа) характеризуется участок шельфа Камчатки в области перегиба ее береговой линии близ мыса Южный. Прибрежная часть акватории зал. Шелехова отличается менее сортированными осадками. К интенсивному перемещению донного материала приводят исключительно сильные приливно-отливные течения. Как известно, величина суточных приливов в Пенжинской губе (8,3 м) наибольшая для Мирового океана, а максимальная амплитуда прилива (12,9 м) — наивысшая для морей СССР; скорость приливных течений на входе в Пенжинский залив достигает 7 км/ч (Леонов, 1960).

Характерной особенностью осадков шельфа этой части Охотского моря является почти повсеместное, хотя и незначительное развитие глинистых и алевро-пелитовых фракций. Гистограммы распределения здесь носят полимодальный характер и отражают преобладание частиц псаммитовой размерности. В зоне максимальных скоростей приливно-отливных течений (вдоль оси Пенжинской губы) осадки почти исключительно галечные, причем преобладает средняя галька. В наиболее узкой части Пенжинской губы, у мыса Опасного, в грабенообразной узкой впадине с отметками глубины до 125 м осадки, кроме единичных валунов ледового переноса, при пробоотборе не обнаружены. Об отсутствии наносов свидетельствуют также сейсмоакустические данные. Судя по морфологии и данным сейсмоакустического профилирования, впадина — неотектонического происхождения. Высокие скорости приливно-отливных течений препятствует ее заполнению осадками. Эта впадина имеет много общих черт с впадиной Северо-Восточного пролива Шантарского моря.

Отличительная особенность шельфовых осадков у п-ова Тайгонос и в Гижигинской губе — заметное развитие алевритового и пелитового материала, содержание которого в пробе достигает нередко первых процентов. В большинстве случаев крупноалевритовая, а иногда и среднеалевритовая фракции генетически связаны с фракцией мелкого песка, а мелкоалевритовая — с пелитовой, что отвечает, по-видимому, верхнему пределу осаждения частиц в соответствии с законом Стокса (0,05 мм). В то же время эти данные свидетельствуют о том, что

генетической группа алевритов не одна и имеет двойственную природу. По нашему мнению, здесь, как и в районе Пришантарья, решающую роль играет вынос алеврито-пелитовых частиц на участки относительно спокойной гидродинамической обстановки в двух диаметрально противоположных направлениях. Один тип участков представляет собой глубоководье, и перенос в этом направлении происходит необратимо с отливными течениями. Второй тип участков располагается в изголовьях заливов на площади осушек, и здесь приносимая приливными течениями алеврито-пелитовая взвесь смешивается с соответствующим материалом речного переноса, формируя плохо сортированные осадки. Обычно, чем крупнее залив, тем большая река в него впадает, и чем крупнее река, тем совершеннее в ее русле выработан профиль равновесия, тем большее количество алеврито-пелитового материала она привносит. При значительном поступлении этого материала изголовье залива может частично перегораживаться косами, затем косами — барами и, наконец, перекрываться барами, отделяющими мелководные илстые лагуны. Отделение лагун наблюдается на участках относительно зрелого шельфа с достаточно однообразной гидродинамической обстановкой и невысокими скоростями приливо-отливных течений. В Гижигинской и особенно Пенжинской губах наблюдаются ранние стадии такого процесса. Накапливающийся в подобных участках мелкообломочный материал в периоды штормовых волнений может выноситься и, пройдя повторное отмучивание, вновь выпадать на шельф, представляя уже генетически особую совокупность частиц. Такой механизм транзита обломочного материала в условиях приливо-отливных течений является основой нормальной и обратной латеральной зональности распределения осадков на подобных участках шельфа.

В большинстве проб из Гижигинской губы в составе осадков заметно преобладает галечный материал, уступающий первенство песчаным фракциям лишь на участках замыкания крупных заливов. Прибрежно-морские осадки характеризуются широким спектром гранулометрического состава без явного преобладания какой-либо фракции. Пляжи, как правило, древесно-щепенистые или гравийно-галечные с подчиненным количеством псаммитово-алевролитовых фракций. Тонкий слой песка, например у устья р. Матуга, может залегать на хорошо развитой галечно-гравийной подушке. Галька обычно характеризуется плохой окатанностью. Отсутствие одновершинных гистограмм для осадков этого района шельфа свидетельствует об их полигенетичности и активном перемешивании мощными приливо-отливными течениями. Значительную роль в питании шельфа гранулометрически разнородным материалом играет, по-видимому, размыв древних кристаллических пород и флювиогляциальных отложений суши в условиях высокой степени изрезанности береговой линии.

По мере продвижения далее на юго-запад, вдоль постоянного круго-охотского течения, направленного в плане против часовой стрелки, мы постепенно переходим от плохо сортированных шельфовых осадков к хорошо сортированным. Так, хорошо сортированные песчаные осадки (одновершинная гистограмма гранулометрического состава) наблюдаются в районе устья р. Туманы. Эта область смены плохо сортированных осадков хорошо сортированными в гидродинамическом отношении весьма перспективна для накопления тяжелых минералов. Максимальное накопление песка на этом участке шельфа наблюдается в районе Ямской губы, где на берегу формируются аккумулятивные формы и крупные формы динамического равновесия типа баров и кос.

На выходе из зал. Шелехова береговая линия приобретает изрезанные очертания. В осадках доминируют крупный алеврит и мелкий песок, вблизи интенсивно абрадируемых участков берега появляются

гравий (зал. Кекурный на п-ове Пягина) и галька, вплоть до крупной (гистограммы состава осадков близ мыса Алевина и в зал. Забияка приобретают полимодальный тип). Вблизи северо-западного побережья п-ова Кони состав осадков варьирует от мелких алевритов до среднего гравия (в основном среднезернистые пески). Здесь в участках развития гравийных отложений можно ожидать повышение концентрации тяжелых минералов.

В центральные части Амахтонского и Мотыклейского заливов поступает в изобилии береговой материал, не успевающий подвергнуться хорошей сортировке, — осадки шельфа характеризуются гистограммами полимодального типа. Здесь примерно в равных количествах представлены все фракции от средних алевритов по крупную гальку включительно. В более открытом Амахтонском заливе несколько больше галечного материала, а в мелководном и относительно закрытом для штормовых волнений Мотыклейском заливе появляются средние и мелкие алевриты.

За мысом Дуга Западная, в районе Охотска и на побережье вплоть до Удской губы, развиты шельфовые осадки, характеризующиеся четкими бимодальными гистограммами, максимумы которых соответствуют в основном мелкому песку и реже средней гальке. Здесь в условиях приглубых берегов и сравнительно простой береговой линии осадки в основном прекрасно дифференцированы. Исключение составляют участки шельфа вблизи устья р. Иня и зал. Алдома, осадки которых характеризуются гистограммами полимодального типа с тремя максимумами, отвечающими алевритовым пескам, крупному гравию и средней гальке.

Удско-Сахалинская провинция заслуживает специального рассмотрения, однако отметим, что осадки этой части шельфа по гранулометрическим особенностям обнаруживают много общего с осадками Пенжинской губы. Здесь наблюдаются мощные приливно-отливные полусуточные течения (до 15 км/ч при амплитуде приливов до 7—8 м), благодаря чему в участках замыкания заливов развиты обширные площади осушки. С побережья, отличающегося исключительно изрезанной береговой линией в область шельфа поступает самый разнообразный материал, чем и обусловлена полигенетичность осадков вблизи Шантарского архипелага. Приливно-отливные течения способствуют интенсивному перемешиванию донных осадков и выносу легких фракций в соответствии с закономерностями, отмеченными для Гижиганской губы. В районе шельфа, прилегающего к Шантарскому архипелагу, распределение осадков разной крупности весьма неравномерно, в виде пятен и полос, что отражает сложнейшую гидродинамическую обстановку. Вынос осадков происходит в северо-восточном направлении. Характер изменения гранулометрического состава свидетельствует об обстановке, благоприятной для обогащения района тяжелыми минералами. Западная половина провинции сложена в основном палеозойскими породами. Здесь доминируют процессы абразии, крупнообломочный материал распространен гораздо больше, чем в восточной части провинции, сложенной мезо-кайнозойскими отложениями, где на шельфе накапливаются песчаные осадки, а берег находится в состоянии динамического равновесия и образует бары и косы, отшнуровывающие мелководные лагуны.

Подводя итоги, следует отметить, что, согласно полученным данным, крупнейшие провинции шельфа Охотского моря отчетливо различаются по типу и устойчивости гранулометрического состава шельфовых осадков вдоль береговой линии. В подавляющем большинстве случаев распределение размера частиц шельфовых осадков удовлетворительно аппроксимируется логарифмически нормальным законом.

Наибольшей устойчивостью вдоль береговой линии в шельфовых осадках в целом отличаются фракции мелких песков и средней гальки, однако доминирование той или иной фракции определяется типом питающих источников. Главное различие гранулометрических спектров шельфовых и пляжевых осадков заключается в большинстве случаев в лучшей дифференцированности шельфовых осадков (сказывается, конечно, и различный характер опробования шельфа и пляжа). В общем, чем короче путь выноса материала и чем интенсивнее этот процесс, тем крупнее размер фракций, слагающих осадок, тем интенсивнее валунный материал наступает на галечный, галечный — на песчаный и т. д., тем интенсивнее выносятся более мелкие и легкие фракции. Для тяжелых минералов наиболее благоприятна обстановка незначительного развития мелких фракций в результате их выноса. Для накопления минералов среднего удельного веса требуется значительное увеличение доли песчаного материала в общем балансе осадка.

Для участков шельфа, примыкающих к линейным вулканическим поясам — Курильскому, Охотско-Чукотскому, — характерна прекрасная сортировка осадков. Примыкающая суша имеет геологически молодой возраст, и размерность частиц осадков в значительной степени определяется размерностью частиц продуктов вулканических извержений. Гидродинамическая обстановка здесь способствует образованию средних и крупных россыпей.

Шельфовые осадки вблизи Западной Камчатки, в Сахалинском заливе и, по-видимому, вблизи восточного побережья Сахалина, т. е. в районах, пенепленизированных и перекрытых чехлом рыхлых кайнозойских отложений, полигенетичны. Гистограммы состава осадков этих районов отличаются устойчивостью и асимметричностью, они показывают на преобладание псефитового материала и дефицита тонких фракций, интенсивно выносящихся в условиях открытого прямолинейного берега. Гидродинамическая обстановка способствует образованию здесь крупных, выдержанных и простых по морфологии россыпей.

Шельфовые отложения зал. Шелехова, западной половины Удско-Сахалинского района и, по-видимому, района п-ова Шмидта, т. е. районов, сложенных палеозойскими и отчасти мезозойскими породами, характеризуются преобладанием плохо отсортированных осадков, неправильно пятнистым развитием их типов в условиях поступления полигенетического материала и мощных приливно-отливных течений. Палеозойские породы суши наиболее литифицированы и, следовательно, устойчивы, к тому же насыщены устойчивыми к абразии гранитными интрузиями. Однако эти породы оказались наиболее тектонически нарушенными, что привело к резкому расчленению рельефа, изрезанности береговой линии, к развитию островов и срезанию береговой линией различных тектонических структур. Гидродинамическая обстановка способствует здесь площадному обогащению тяжелыми минералами обширных участков шельфа.

Таким образом, диаметрально противоположные относительно центральной части Охотского моря провинции шельфа (Пенжинский залив — Пришантарье, возможно п-ов Шмидта, Западная Камчатка — Сахалинский залив, возможно Восточный Сахалин, Курильская гряда — Охотско-Чукотский пояс) обладают сходными особенностями гранулометрического состава. Эта симметрия центрального типа отражает симметрию геологического строения и геоморфологической обстановки побережья и шельфа, с одной стороны, и особенности волновой обстановки Охотского моря, с другой. Симметрия позволяет выделить четыре основных типа районов шельфа Охотского моря, тесно связанных со следующими типами геологической обстановки прибрежной суши: палеозойды; мезозойды геосинклиналей и наложенных на палеозойском

основания без кайнозойского осадочного чехла впадин; мезозойды геосинклиналей и наложенных впадин с кайнозойским осадочным чехлом; мезо-кайнозойские вулканогены (без осадочного чехла). Первые два типа приурочены к участкам срезания береговой линией геологических структур суши (дискордантный шельф), вторые два — к участкам совпадения ориентировки береговой линии и простираения геологических структур суши (конкордантный шельф).

Перспективность участков шельфа в отношении скопления тяжелых минералов следует оценивать для каждого конкретного случая на основе металлогенических предпосылок с учетом особенностей гранулометрического состава как сложной функции особенностей источника рудного и разбавляющего материала и гидродинамической обстановки. При этом необходимо учитывать наличие прямой и обратной литологической зональности осадков.

Характерно, что окатанность и размерность обломочного материала, поступающего ныне в осадки шельфа, не всегда полностью отражают современную гидродинамическую обстановку и часто являются гетерогенными. Так, в некоторых случаях был установлен даже девонский (!) возраст окатанности галек (например, в участке размыва девонских конгломератов на о-ве Большой Шантар). Показательно также, что размеры частиц обломочного материала могут не соответствовать размерам, определяемым интенсивностью гидродинамической обстановки. Так, например, разрушающиеся пегматиты на о-ве Фуругельм в Японском море дают в основном гравий, а глинистые сланцы во многих районах продуцируют пелитовый материал. Унаследованность окатанности и размерности обломочного материала современных морских осадков столь распространена, что может рассматриваться как правило, а не как исключение.

Смещение со временем на одном участке (или вдоль береговой линии) зоны равновесия, сложенной относительно крупнообломочным материалом и расположенной между областями одновременного проявления прямой и обратной латеральной литологической зональности, может обуславливать в разрезе прибрежных осадков проявление эффекта трансгрессивного или регрессивного залегания. Вместе с тем этот эффект может быть вызван лишь прекращением экранирующего влияния островов и мысов (блоковые подвижки, полная абразия), изменением господствующего направления волновой нагрузки или характера поступления обломочного материала из питающей области. Между составом гальки и площадями развития пород в пределах водосборного бассейна устанавливается прямая корреляция. Так как мелкая и средняя галька подвижны в условиях мелководья, а крупная и валуны относительно стабильны и в основном являются реликтовыми, возможно, учитывая также распространение гальки повышенной уплощенности, характерной для морского пляжа, восстановление местоположения древних береговых линий, палеодолин и т. д.

Проведенные исследования явились первым этапом изучения региональных фациальных особенностей современного слоя осадков в качестве фактической основы для интерпретации генезиса осадочных толщ и для решения проблемы геохимического баланса вещества и энергии в области перехода от континента к океану.

Л и т е р а т у р а

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ДОННЫХ ОСАДКАХ ШЕЛЬФА ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ

И. В. КИТАЕВ

Сведения об органическом веществе (ОВ) осадков Охотского и Японского морей касаются преимущественно глубоководных областей (Безруков и Лисицын 1957; Гершанович, 1958; Безруков, 1960; Репечка, 1973). Главные закономерности распределения $S_{орг}$, характерные для большей части донных осадков этих морей, ясны из названных работ. Это — обычные для крупных водоемов гумидной зоны закономерности (Страхов и др., 1954): правило Траска; тяготение максимальных концентраций к окраинным частям моря; повышение содержания ОВ в областях, благоприятных для развития планктонных организмов.

В Охотском море область высоких концентраций $S_{орг}$ (1,5—2,0% и более) образует незамкнутое кольцо, юго-западная часть которого протягивается по глубоководной котловине моря, западная — по нижней части и подножию склона Сахалина, северная — по средней части обширного мелководья, а восточная — вдоль основания склона Камчатки. По направлению к берегу во всех районах наблюдается снижение $S_{орг}$ до значений менее 0,5%. Пятно значительно повышенного накопления органики ($S_{орг} > 2,0\%$) отмечено в северной части зал. Шелехова (Безруков, 1960).

В Японском море (Репечка, 1973) при тех же главных закономерностях отмечается влияние холодного Приморского течения, которое создает благоприятные условия для развития планктона и приводит к повышению концентрации $S_{орг}$ в осадках юго-восточного шельфа Приморья. У южных берегов Приморья его содержание низкое (<0,5%). Карты распределения $S_{орг}$ в донных осадках Охотского и Японского морей (Безруков, 1960; Репечка, 1973) построены в основном по материалам, полученным при опробовании осадков с э/с «Витязь». Естественно, что на этих картах из-за редкой сети опробования не отражены подробности распределения ОВ в осадках большей части мелководного шельфа, и значительные площади дна (Пришантарский район, Пенжинская губа и зал. Терпения в Охотском море и ряд мелких заливов Японского моря) остались «белыми пятнами», на которые было обращено основное внимание при постановке настоящих работ.

Для определения $S_{орг}$ в осадках Охотского и Японского морей использованы пробы, отобранные вибропоршневой трубкой и дночерпателем «Океан» при исследованиях, проводившихся комплексной морской экспедицией ДВГИ на мелководном шельфе Охотского моря и в зал. Восток Японского моря в 1970—1973 гг. Для характеристики прибрежной зоны зал. Восток получены пробы, отобранные аквалангистами (Институт биологии моря ДВНЦ АН СССР). На поверхности осушки в заливах Охотского моря пробы отбирались вручную.

Анализами охарактеризован преимущественно десятисантиметровый слой, который в дальнейшем будет называться поверхностным. Некоторые отклонения мощности опробованного слоя (от 5 до 20 см) не вносят искажений в картину распределения $S_{орг}$ по площади.

Пробы из вибропоршневой трубки и дночерпателя сразу же после подъема были высушены до воздушно-сухого состояния. Отобранные аквалангистами и вручную на поверхности осушки пробы были закупорены в стеклянные банки и запарафинированы. Они хранились менее 20 дней и высушивались непосредственно перед анализом. Для анализа отквартовывалось около 5 г, которые в сухом состоянии растирались до величины зерна $<0,1$ мм.

Определение $S_{орг}$ производилось по комплексной методике, параллельно с определением общей карбонатности (Китаев, Лихт, 1971)¹. Содержание $S_{орг}$ оценивалось в весовых процентах на сухой осадок.

Всего в осадках Охотского моря выполнено 270 определений, причем 174 приходится на Пришантарский район, а 47 из них — на его поверхности осушения. Зал. Восток охарактеризован 86 анализами.

В результате исследования установлено, что осадки прибрежной мелководной части шельфа Охотского моря содержат мало ОВ (рис. 1), особенно — на узком шельфе Курильских островов ($<0,1\%$), где повышение его содержания до 0,2—0,4% отмечено только у о-вов Шикотан и Шиашкотан. Осадки северо-западного, северного и камчатского шельфа содержат немного больше $S_{орг}$ (но не больше 0,5%). Распределение его по площади достаточно равномерное. Только в Пришантарском районе, зал. Шелехова, Пенжинской и Тауйской губах наблюдается неравномерное распределение $S_{орг}$: участки с пониженным ($<0,1\%$) и повышенным (1,5% и более) содержанием зафиксированы близко друг от друга.

Наиболее детально изучен Пришантарский район, который охватывает ряд заливов (Александров, Николаев, Академии, Ульбанский, Константина, Тугурский, Удская губа), Шантарское море, проливы между Шантарскими островами и прилегающие к ним с севера и востока районы шельфа до глубин около 100 м.

Большая часть осадков шельфа Пришантарского района, как было показано ранее (Гершанович, 1958; Китаев, 1972), представляет собой гетерогенные смеси грубо- и тонкообломочного материала. Широкое распространение крупных фракций в этих осадках обусловлено в значительной степени абразией и затоплением в результате трансгрессии моря третичных аллювиальных валунно-галечных отложений, занимающих значительные площади на побережье, а также ледовым разносом и переносом каменного материала водорослями (Лисицын, 1951; Гершанович, 1954, 1958; Безруков, 1960; Губкин, 1968). При этом грубо- и крупнозернистый материал привносится в области отложения тонких и мелких осадков, гидродинамические условия которых не соответствуют его размерности (Безруков, Лисицын, 1957). Поэтому производился расчет содержания ОВ в осадке, лишенном грубо- и крупнозернистых фракций (табл. 1). Содержанием $S_{орг}$ в этих фракциях (как правило 0,01% и менее) можно пренебречь.

Пересчет содержания $S_{орг}$ на бескарбонатный и бескремнистый осадок не производился, так как содержание $CaCO_3$ в осадках шельфа Охотского моря в большинстве случаев равно нулю (обогащение им наблюдается только за счет крупных обломков раковин), а содержание аутигенного кремнезема, по данным П. Л. Безрукова (1960), составляет менее 10%.

¹ Все анализы выполнены в лаборатории осадочных формаций ДВГИ Н. Г. Ершовой.

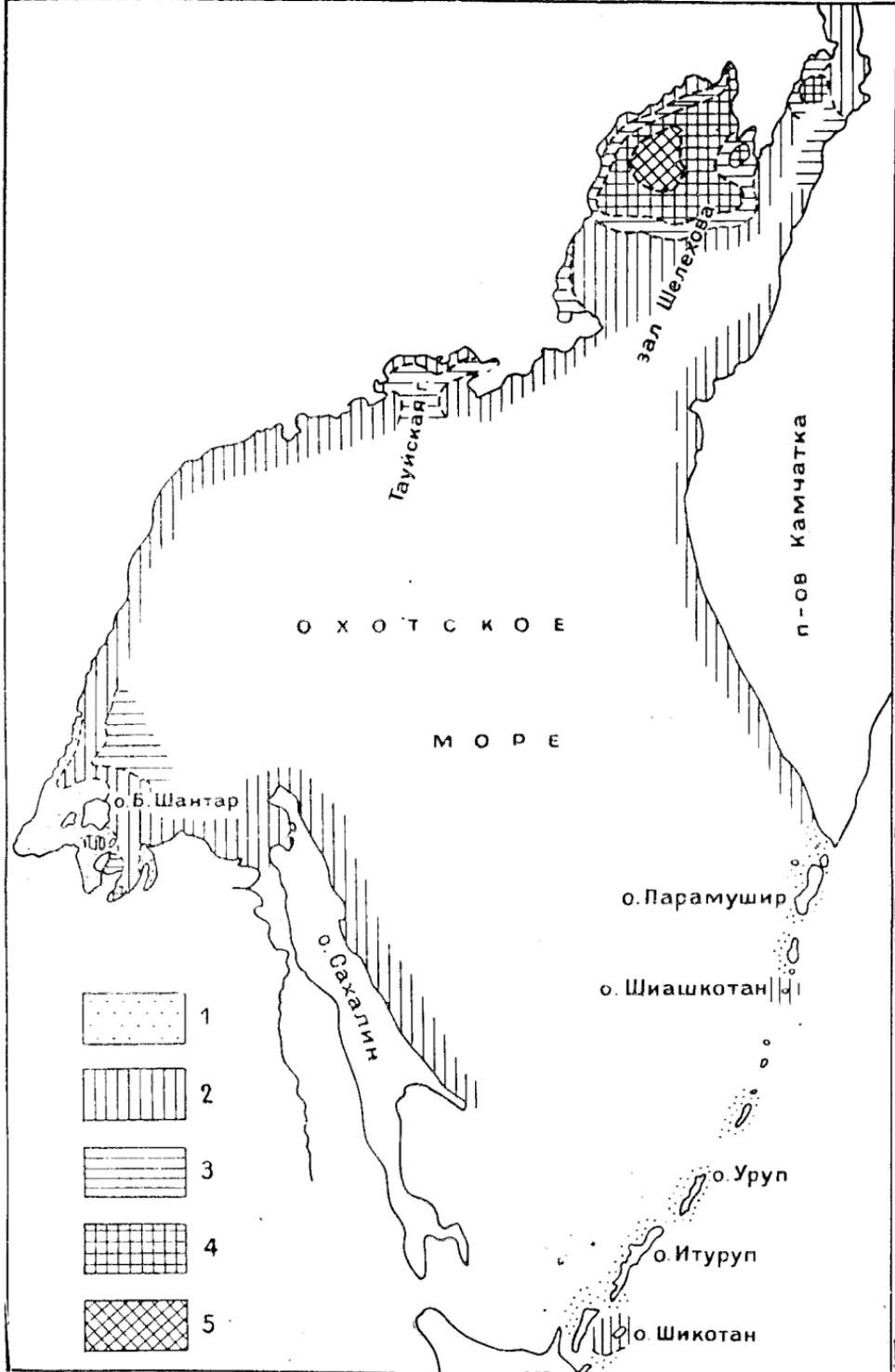


Рис. 1. Содержание Сорг в поверхностном слое донных осадков мелководного шельфа Охотского моря (в % на сухой натуральный осадок).
 1 — $<0,10$; 2 — $0,11-0,50$; 3 — $0,51-1,00$; 4 — $1,01-2,00$; 5 — $>2,00$. Центральная часть зал. Шелехова и шельф о-ва Сахалин — по П. Л. Безрукову (1960)

Содержание органического углерода в поверхностном слое осадков
Пришантарского района Охотского моря

Осадки	Кол-во опр.	Содержание Сорг, %	
		в сухом на- туральном осадке	в сухом осад- ке без фрак- ций >2 мм
Галечники с содержанием псаммитового, алевритового и пелитового материала	<20%	10	$\frac{0,01-0,07}{0,02}$ $\frac{0,06-0,66}{0,23}$
	20—40%	18	$\frac{0,03-0,33}{0,11}$ $\frac{0,16-0,70}{0,40}$
	40—60%	39	$\frac{0,08-0,77}{0,26}$ $\frac{0,14-1,29}{0,42}$
Илы алевро-псаммитовые и алевро-пелитовые с содержанием гальки 20—40%		10	$\frac{0,06-0,49}{0,36}$ $\frac{0,08-1,10}{0,80}$
Пески с примесью гальки и гравия <20%		34	$\frac{0,06-1,14}{0,39}$ $\frac{0,06-1,14}{0,40}$
Илы алевро-пелитовые с содержанием гальки <20%		16	$\frac{0,36-1,92}{0,69}$ $\frac{0,36-2,00}{0,70}$

Примечание. Здесь и далее: в числителе пределы колебаний, в знаменателе среднее значение.

Из табл. 1 видно, что содержание органического углерода в поверхностном слое осадков низкое. Максимальные величины не превышают 2,0%. Разброс значений во всех типах осадков велик, но средние значения, рассчитанные на натуральный осадок, устойчиво возрастают от галечников с большим средним диаметром обломков к тонкозернистым илам, что соответствует правилу Траска. Однако при расчете ОВ на осадок без материала крупнее 2 мм было обнаружено, что самое высокое среднее содержание приурочено к илам со значительной (до 40%) примесью гравийно-галечного материала. Такие илы распространены главным образом в центральной части Шантарского моря, на выходах Тугурского и Ульбанского заливов и в кутах крупных заливов. Это несоответствие распределения ОВ и среднего диаметра частиц осадка свидетельствует о том, что современное осадконакопление на этих участках проходит, по-видимому, в относительно спокойных условиях, способствующих захоронению большого количества органического вещества, а грубообломочный каменный материал является чужеродным.

Распределение ОВ зависит от гидродинамических условий осадконакопления, а также от источников органического вещества и величины биопродуктивности описываемой акватории. В поставке ОВ в осадок участвуют планктонные и бентосные организмы, относительное содержание которых изменяется в зависимости от физико-географических и климатических условий. Кроме того, около 0,1% ОВ, взвешенного в океанских водах, приносится реками (Федосов, 1962). В прибрежных водах морей на мелководьях и особенно в приустьевых частях заливов и бухт основное значение может иметь терригенный сток ОВ (Богданов и др., 1971). Такие условия наблюдаются в Пришантарье в кутах всех заливов и некоторых мелких бухт, в которые впадают реки с заболоченной поймой.

Для большей части Охотского моря основным поставщиком ОВ, захороняющегося как в относительно мелководных, так и глубоковод-

ных осадках, является фитопланктон (Вебер, 1956; Безруков, 1960). На мелководном шельфе Пришантарья значительную роль играют и бентосные организмы. Так, хотя нет прямых определений доли участия фито- и зообентоса в поставке ОВ в осадки Пришантарья, при подъеме черпаковых проб, особенно в районах восточнее о-ва Шантар, в заливах Академии, Ульбанском и отчасти Тугурском, отмечено явно значительное развитие прикрепленных гидробионтов (губок, мшанок, баянусов, моллюсков) на поверхности гальки. Подобное развитие бентоса наблюдается и на гравийно-галечных осадках зал. Шелехова, где, по данным А. И. Савилова (1957), биомасса прикрепленной фауны на квадратный метр составляет от нескольких сот граммов до двух с половиною килограммов.

Таким образом, два источника ОВ — морской и терригенный — во взаимодействии с другими факторами (гидродинамика и тип осадка) создают в крупных заливах Пришантарья два максимума накопления ОВ: первый — в широкой и глубокой части залива, второй — в куте залива, наиболее закрытой его части, где ослабевает влияние штормовых волн. Эти области разделены поперечной зоной пониженных значений $C_{орг}$, что связано, видимо, с интенсивным выносом из этой зоны приливно-отливными течениями тонкого материала.

Повышенные концентрации ОВ в осадках, что соответствует их более тонкозернистому составу, обнаружены и в небольших заливах и бухтах полузакрытого и открытого типа (например, губы Лебяжья и Якшина), в большинстве случаев в глубине бухт, но иногда и на выходе из них. По-видимому, это не связано с близостью источников аллохтонной органики, так как в мелкие бухты обычно впадают реки горного типа, несущие мало органики, а объясняется отсутствием в бухтах сильных течений и волнений.

Повышенное содержание ОВ в Шантарском море отмечается и в местах, «притененных» от основных течений островами и мысами. В этих случаях на его увеличение в осадке влияет, несомненно, как повышение биопродуктивности, так и благоприятные (более спокойные) условия захоронения. В то же время на путях интенсивных течений — в Удской губе, Северном и некоторых других проливах — распространены «промытые» галечники ($C_{орг} < 0,1\%$).

Отмеченные закономерности распределения ОВ в поверхностном слое видны на рис. 2, построенном по величинам содержания $C_{орг}$ в осадках, лишенных грубо- и крупнозернистых фракций. Схема распределения ОВ, рассчитанного на весь осадок (рис. 3), не учитывает некоторых характерных особенностей истинного распределения ОВ в отлагающихся осадках: на ней не вырисовывается обширное поле высокого содержания ОВ на выходе Ульбанского залива и в заливе Академии, сильно сокращено такое же поле в Тугурском заливе, недостаточно контрастно выделено снижение ОВ в проливах с сильным течением.

Одной из мелких, но важных деталей общей картины распределения ОВ является его распределение в осадках зон осушения, которые образовались в описываемом районе в связи с высокими приливами и благодаря механизму действия приливных и прибойных волн. Ширина этих зон местами достигает нескольких километров. Распределение $C_{орг}$ в их поверхностном слое изучено по 47 пробам из четырех профилей. Пробы отобраны (начиная от пляжа) через 100 м. Первый профиль характеризует открытое побережье Удской губы в районе мыса Медвежье Одеяло вблизи устья ключа Волчьего, второй проходит по оси бух. Корель; два расположены в районе перешейка Сегнеко (Тугурский залив): третий — в глубине бухты у устья р. Камбала и четвертый — на 2 км южнее, в более открытой части побережья.

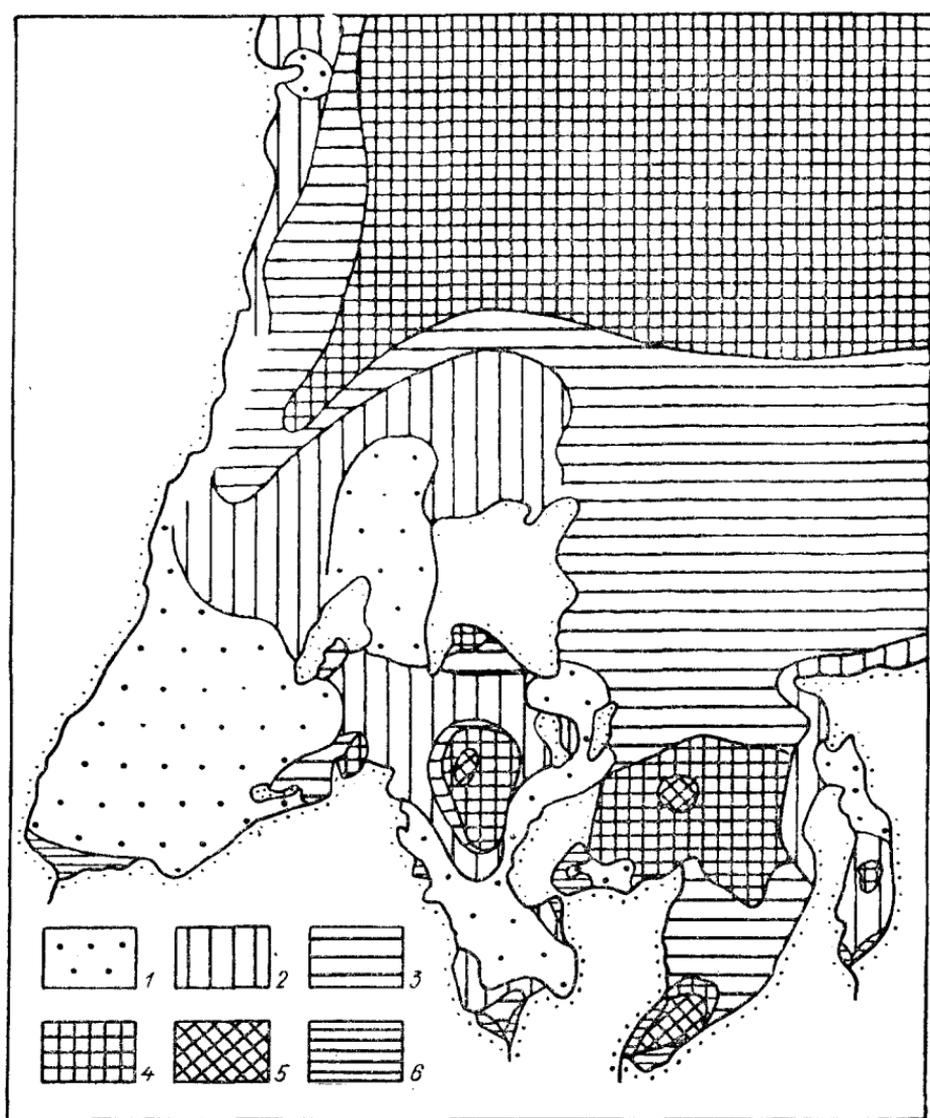


Рис. 2. Содержание $C_{орг}$ в поверхностном слое донных осадков Пришантарского района (в % на осадок без грубо- и крупнообломочного материала).
Усл. обозначения на рис. 3

Результаты анализов (табл. 2, рис. 4) показали, что среднее содержание OB в осадках увеличивается от открытого побережья к закрытым бухтам. Здесь наблюдается общая для всех районов закономерность: содержание $C_{орг}$ в песчано-гравийных осадках у кромки пляжа минимально (0,01—0,11%), на расстоянии 100—200 м оно достигает одного, двух и более процентов, затем содержание OB также резко снижается и с небольшими колебаниями этот уровень распределения выдерживается почти до морского края зоны осушения. Повышенное содержание OB в осадках зоны осушения, по сравнению с прилегающими участками дна, объясняется близостью источника терригенного органического вещества и нагонным действием волн, поступательные скорости которых больше возвратных, что позволяет осаждаться тонкозернистому материалу, обогащенному OB . Вдольбереговая полоса в зоне осушения шириной от 100 до 300 м с резко повышенной концентрацией органического вещества возникает, возможно, благодаря действию приливной волны, которая несет на своем фронте при приближе-

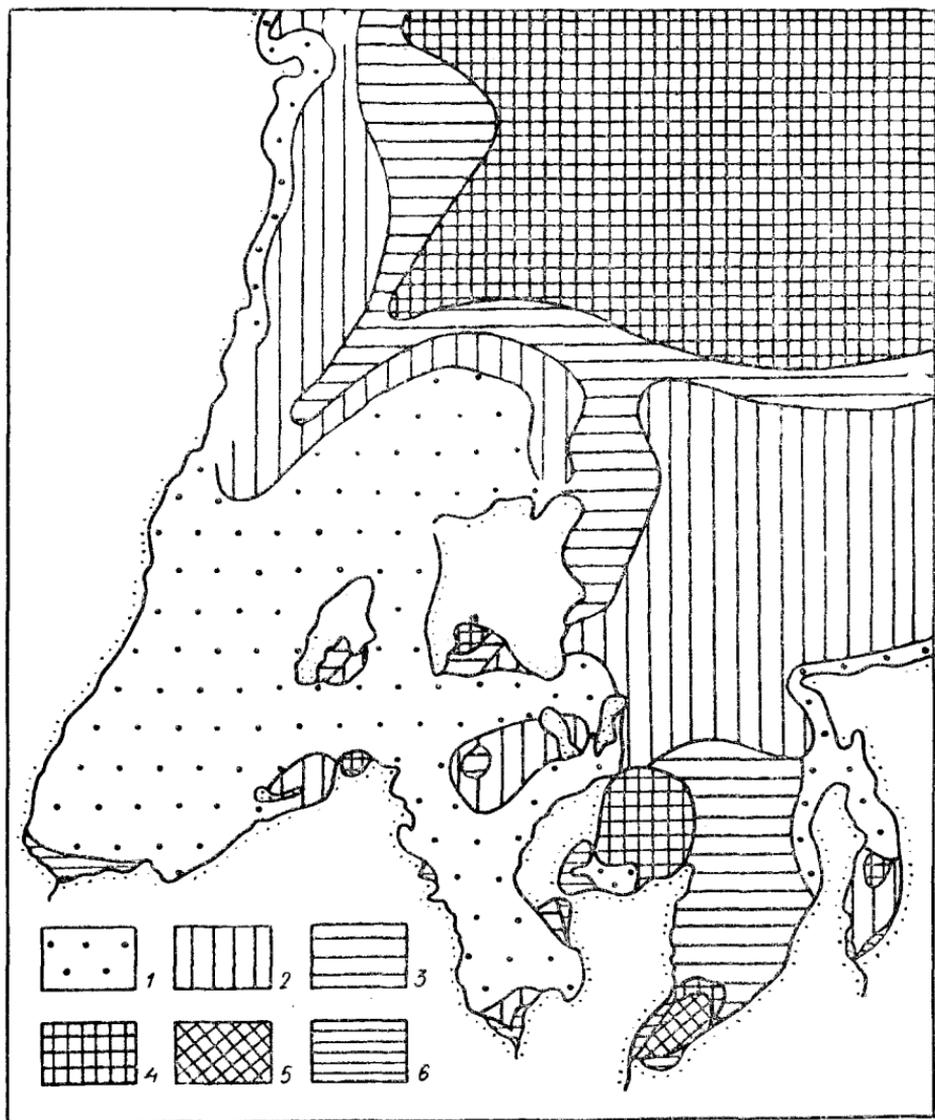


Рис. 3. Содержание $C_{орг}$ в поверхностном слое донных осадков Пришантарского района (в % на сухой натуральный осадок).

1 — $<0,10$; 2 — $0,11-0,30$; 3 — $0,31-0,50$; 4 — $0,51-1,00$; 5 — $>1,00$; 6 — $0,50-2,50$
(зоны осушения)

нии к берегу много морской пены, обогащенной ОВ, и оставляет ее чаще всего в этой полосе. Никаких заметных изменений характера осадков или большого количества живых организмов, что могло бы объяснять это явление, в прибрежной полосе зоны осушения не отмечено.

Распределение органического углерода в поверхностном слое донных осадков шельфа Японского моря изучено только в пределах зал. Восток (рис. 5). Наиболее характерная особенность распределения $C_{орг}$ в осадках залива — наличие единого крупного поля повышенного содержания, вытянутого вдоль залива и несколько смещенного к западу от его средней части. Это соответствует в основном морфологии его дна: наклон дна от берегов к оси залива у западного берега более крут, чем у восточного, область больших глубин смещена к западу. Содержание ОВ в пределах этого поля колеблется от 1,12 до 1,76% (рис. 5). Наибольшие концентрации ($>1,5\%$) располагаются в неболь-

Содержание органического углерода в поверхностном слое осадков зон осушения
Пришантарского района Охотского моря

Тип побережья	Осадки	Кол-во опр.	$S_{орг}$, в сухом на- туральном осадке, %
Открытое побережье	Илы алевро-псаммитовые с галькой (<20%)	9	$\frac{0,01-1,12}{0,21}$
Полузакрытые бухты	Илы алевро-пелитовые с песком и галькой (<20%)	7	$\frac{0,06-0,75}{0,45}$
Закрытые бухты	»	31	$\frac{0,08-2,36}{0,74}$

ших участках углубления дна. На востоке к первому полю прилегает еще одна достаточно крупная область, осадки которой содержат от 0,52 до 0,92% $S_{орг}$. Обе области повышенного содержания $ОВ$ окаймлены с запада и востока прибрежными полосами с преобладающим содержанием $S_{орг}$ от 0,04 до 0,38%. Ширина окаймляющих полос различна. Вдоль западного, изрезанного глубокими бухтами побережья она составляет 0,2—1 км, вдоль восточного — 0,5—3 км. В пределах прибрежных полос наблюдаются небольшие участки повышенного содержания $ОВ$ в окончаниях глубоко вдающихся в сушу бухт в районах впадения рек. Так, в бух. Средней содержание $ОВ$ в мелкозернистом песке составляет 0,75—1,19%, в юго-западной части бух. Восток, вблизи устья р. Литовки, в алеврито-глинистых осадках — 1,80—1,93%. Такое же повышение, видимо, следует ожидать и в бух. Гайдамак. Эти

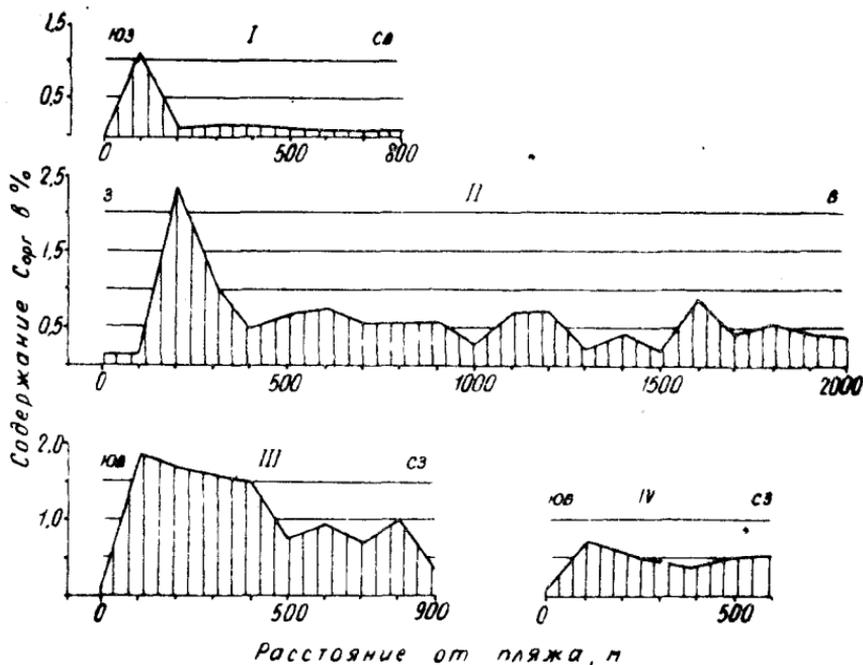
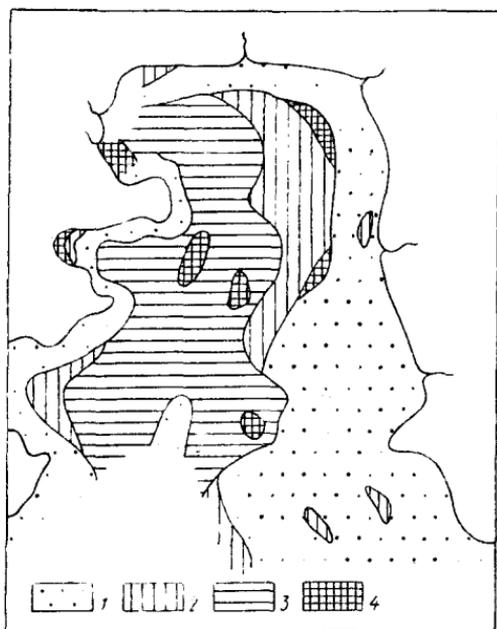


Рис. 4. Содержание $S_{орг}$ в поверхностном слое осадков зоны осушения. I — профиль от устья ключа Волчьего у мыса Медвежье Одеяло; II — по оси бух. Корель; III — район Тугурского перешейка от устья р. Камбала; IV — Тугурский перешеек (на 2 км южнее III)

Рис. 5. Содержание $C_{орг}$ в поверхностном слое донных осадков зал. Восток (в % на сухой натуральный осадок).
 1 — $< 0,50$; 2 — $0,51 - 1,00$; 3 — $1,01 - 1,50$ 4 — $> 1,50$



колебания, фиксируемые одной-двумя точками наблюдения среди однородных полей, связаны с локальными изменениями типа осадка или с близостью устья реки, которая выносит терригенное ОВ. Распределение ОВ в зал. Восток в целом зависит от гранулометрических типов донных осадков. Так, область повышенного содержания ($C_{орг} > 1\%$) почти полностью расположена в пределах распространения мелкоалевритовых илов. Область с содержанием $C_{орг}$ от 0,5 до 1% охватывает алевритовые, песчано-алевритовые и частично песчаные осадки. Прибрежные полосы низкого содержания ОВ соответствуют, за некоторыми исключениями, областям распространения мелких песков.

Таким образом, проведенные в заливе Восток работы показали, что среднее содержание ОВ в поверхностном слое осадков низкое (0,56%), соответствующее его содержанию в близлежащих районах шельфа (Репечка, 1973), однако в отличие от зоны шельфа на небольшой площади дна залива наблюдается достаточно сложная картина (рис. 5), для которой характерны следующие закономерности. Высокая концентрация ОВ наблюдается в наиболее глубоких частях залива как в генеральном плане (основное поле повышенного содержания $C_{орг}$), так и в некоторых небольших по площади углублениях. Содержание ОВ значительно повышено также в осадках мелких бухт вблизи впадения рек. Для всех осадков залива характерно постепенное возрастание среднего содержания $C_{орг}$ в ряду гранулометрических разностей осадков от псаммитов к пелитам (табл. 3), что фиксирует его упорядоченное распределение.

Суммируя наблюдения, полученные в результате исследования распределения органического углерода в поверхностном слое осадков мелководного шельфа Охотского и Японского морей, нужно подчеркнуть следующее.

У открытых берегов содержание ОВ в поверхностном слое осадков низкое (0,1—0,5%) и его распределение относительно равномерное. Наиболее низкие концентрации наблюдаются у берегов Курильских островов ($< 0,1\%$).

В заливах и проливах распределение органического углерода сложное. Участки со значительно повышенным (1,5—2,0%) и очень низким ($< 0,1\%$) содержанием располагаются в зависимости от бати-

Содержание органического углерода в поверхностном слое осадков залива Восток

Осадки	Количество определений	С _{орг} в сухом натуральном осадке, %
Песок мелкий	58	$\frac{0,04-0,99}{0,29}$
Песок алевритистый	3	$\frac{0,25-0,55}{0,37}$
Ил крупноалевритовый	3	$\frac{0,28-0,89}{0,61}$
Ил мелкоалевритовый	20	$\frac{0,33-1,76}{1,23}$
Ил алевропелитовый	2	$\frac{1,80-1,93}{1,87}$
Всего	86	$\frac{0,04-1,93}{0,56}$

метрии, гидродинамики, состава осадков и влияния речного стока. Наиболее ярко контрастность распределения $S_{орг}$ по площади выражена в Пришантарском районе Охотского моря, который характеризуется сложной гидродинамикой, обусловленной высокими приливами и стонно-нагонными течениями. В зонах осушения этого района наблюдается очевидно не связанное с изменениями гранулометрического состава осадков обогащение органическим веществом прибрежной полосы шириной 100—300 м.

В целом для изученных осадков характерно упорядоченное распределение $ОВ$ по гранулометрическим типам, причем максимальные концентрации приурочены к тонкозернистым разностям.

В Охотском море на участках абразии и затопления рыхлых грубообломочных аллювиальных отложений, а также в результате интенсивного ледового и «водорослевого» разноса каменного материала происходит «засорение» тонких осадков чужеродными крупными фракциями, что сильно снижает содержание $S_{орг}$. Чтобы получить представление об истинном содержании $ОВ$ в нормально отлагающихся осадках, необходимо рассчитывать его на осадки, лишенные крупно- и грубозернистого материала.

Л и т е р а т у р а

Безруков П. Л. Донные отложения Схотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 32. 1960, с. 15—95.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время.— Труды комиссии по изучению четвертичного периода, 1957, в. 13, с. 377—385.

Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А. Органическое вещество взвесей и донных осадков морей и океанов.— Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971, с. 35—103.

Вебер В. В. Преобразование органического вещества.— Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Изд-во нефт. и горно-топливн. лит-ры, 1956, с. 223—341.

Гершанович Д. Е. О некоторых вопросах формирования механического состава донных осадков современных морей.— Труды Гос. океанограф. ин-та, в. 27 (39), 1954, с. 81—88.

Гершанович Д. Е. Фашии современных осадков северо-западной части Охотского моря.— ДАН СССР, т. 118, № 2, 1958, с. 355—358.

Губкин Н. М. К вопросу о роли водорослей в переносе валунно-галечного мате-

риала. — Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968, с. 24—26.

Китаев И. В. Краткая характеристика осадков прибрежной части шельфа Охотского моря в районе Шантарских островов. — Краткие научные сообщения IV научно-технич. конф. Дальморниипроект. Владивосток, 1972, с. 51—57.

Китаев И. В., Лихт Ф. Р. Определение общей карбонатности и органического углерода в породах газометрическим методом. — Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 238—244

Лисицын А. П. Некоторые данные о распределении грубообломочного материала в современных морских отложениях. — ДАН СССР, 1951, т. 80, № 6, с. 941—943.

Лисицын А. П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов. — ДАН СССР, 1958, т. 118, № 2, с. 373—376.

Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. — Современные осадки морей и океанов М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 232—284.

Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря. — Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973, с. 66—90.

Савилов А. М. Биологический облик группировок донной фауны северной части Охотского моря. — Труды Ин-та океанологии, т. 20, 1957, с. 88—170.

Страхов Н. М., Бородская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. П., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 645—651.

Федосов М. В. Формирование химической основы первичной продуктивности в северных морях. — Труды ВНИРО, т. 46, 1962, с. 13—18.

1977

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ШЕЛЬФА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Р. О. РАДКЕВИЧ

Для изучения геоморфологических особенностей шельфа западной части Охотского моря в качестве основного метода использована отстройка и сбойка батиметрических карт по отметкам глубин на навигационных картах. Контролем служило эхолотирование дна эхолотом НЭЛ-5 (более 4000 км) и сейсмоакустическое профилирование (аппаратура фирмы «Эджертон», США). Контрольные методы подтвердили правильность построения батиметрической карты и точность отметок глубин: среди многих тысяч отметок лишь 2—3 противоречили общей прорисовке батиметрической карты.

Самый интересный результат работы — выявление единой для всей исследованной площади древовидной сети подводных ложбин (рис. 1) и подводных валов (рис. 2). В этой сети нашло отражение равновесие гидродинамической обстановки и транзита наносов. Как показал анализ разнообразных участков шельфа дальневосточных морей, подобная сеть является главнейшей геоморфологической особенностью шельфа, определяющей процессы литодинамики. На северо-восточном Сахалине подводные ложбины (долины) исследовал С. Д. Гальцев-Безюк (1964). Его выводы относительно их генезиса в основном подтверждаются нашими исследованиями.

Подводные валы не являются продолжениями возвышенностей суши. Наиболее протяженные ложбины представляют собой продолжения современных рек, причем крупные реки примерно соответствуют осевым желобам сети. В придельтовых участках шельфа такое соответствие завуалировано конусами выноса и абразией. Впрочем, и сами дельты и конусы выноса благодаря интенсивным приливно-отливным течениям имеют нестоянные очертания и обычно размыты.

Осевые желобы выявлены в наиболее крупных заливах района — в Удской губе, в заливах Академии и Сахалинском. К желобам с обеих сторон причленяются подводные ложбины и возвышенности. В заливе Академии, конфигурация берегов которого симметрична относительно осевого желоба, причленение имеет двухсторонне, симметричный тип. В «транзитных» заливах, расположенных на пути движения основной массы приливно-отливных вод (Тугурский, Сахалинский), оси желобов смещены к восточным берегам, в чем отражается направление подхода приливной волны с востока-северо-востока и, возможно, влияние Кориолисова ускорения. В участках сложной гидродинамической обстановки оси желобов теряют относительную прямолинейность, становятся слабо извилистыми. Во внутренних частях заливов, закрытых островами Шантарского архипелага и входными мысами, осевые желобы имеют северо-восточную ориентировку. При выходе в участки

Рис. 1. Схематическая карта сети подводных ложбин в западной части Охотского моря и зал. Николая (врезка). 1 — современная суша; 2 — береговая линия; 3 — подводные ложбины (толщина линии как функция протяженности); 4 — изобата

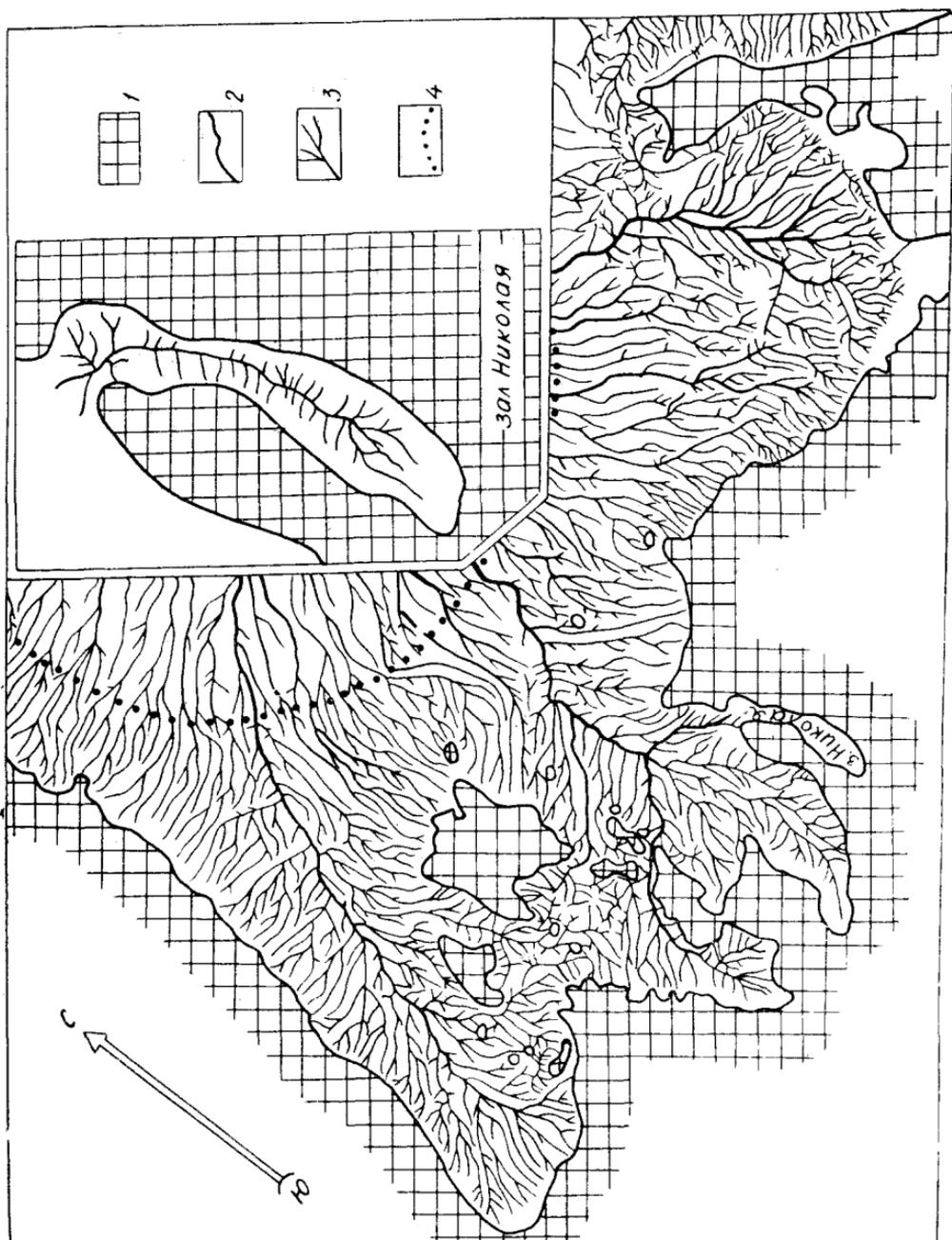
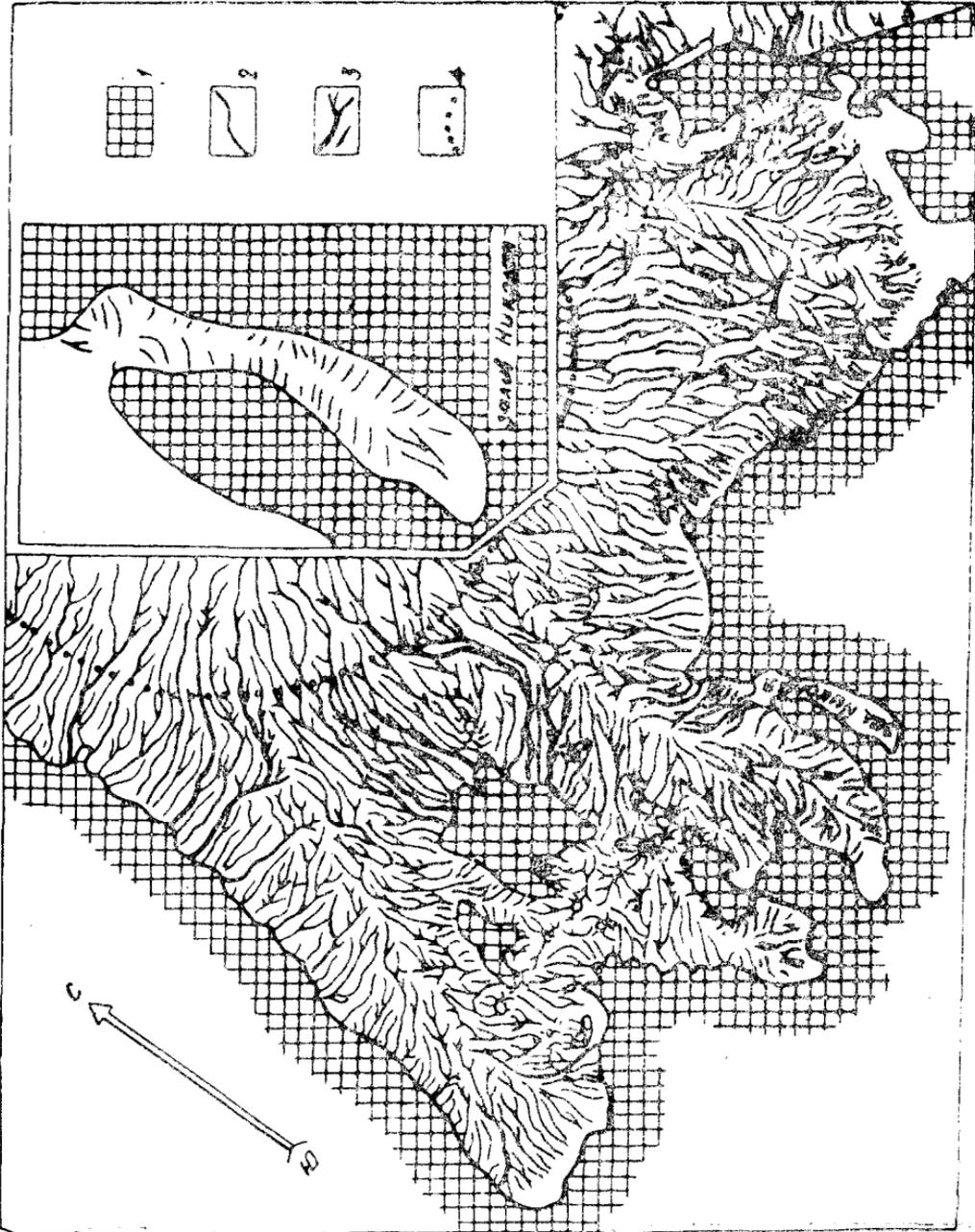


Рис. 2. Схематическая карта сети подводных валов в западной части Охотского моря и зал. Николая (врезка).
 1 — современная суша,
 2 — береговая линия,
 3 — подводные валы (толщина линии как функция протяженности), 4 — изобата



открытого моря они приобретают широтную ориентировку, поворачивая на восток под влиянием круго-оходского постоянного течения.

Если сеть подводных ложбин и осевые желобы рассматривать как пути транзита наиболее тонких фракций наносов и область питания каньонов бордерленда, то можно утверждать, что взвешенный материал выносится через шельф описываемого района во впадину Дерюгина, расположенную к северо-востоку от Сахалина. В эту впадину поступает и взвесь р. Амур.

Генезис желобов представляется достаточно сложным. Наиболее ранний этап их образования — тектонический. Об этом свидетельствует развитие желобов по направлениям зон крупных разломов, в том числе и глобальных, протягивающихся на 2—3 тыс. км. Следующий этап — эрозионный, в который вдоль ослабленных и нарушенных зон развивались долины палеорек. Затем следует абразионный этап с ингрессией моря и образованием вдоль разломов глубоко врезанных заливов. На конец, четвертый этап — это этап гидродинамического равновесия и относительной стабилизации с преимущественным выносом наиболее мелких фракций взвешенного материала. Во времени эти этапы частично перекрываются.

Такое понимание генезиса желобов, учитывая благоприятную металлогеническую обстановку и дефицит наносов в участке мелководья в результате выноса и истирания в первую очередь легких минералов, позволяет объяснить заметное обогащение осадков шельфа рассматриваемого района многими полезными, преимущественно тяжелыми, минералами. Тяжелые минералы при этом проседают вниз и меньше подвергаются волновым нагрузкам.

Наибольшей изрезанностью отличается мелководный шельф северного Сахалина у п-ова Шмидта, а также в прол. Северо-Восточном и Линдгольма, расположенных на выходе из Шантарского моря. Это участки сложной гидродинамической обстановки, где скорость приливно-отливных течений более значительна. Подобные скорости периодических течений близки к максимальным не только для Охотского моря, но и вообще для Мирового океана (Леонов, 1960). На остальных участках шельфа рельеф дна относительно спокойный, достаточно пологий. Заметное упрощение рельефа наблюдается с возрастанием глубин.

Характерная особенность рельефа шельфа — некоторая асимметрия (участок от р. Уды до г. Аяна более приглубый, чем участок от р. Уды до о-ва Сахалин), которая может быть объяснена экранирующей ролью Шантарского архипелага и большим количеством на Удско-Сахалинском участке выносащегося обломочного материала. Первопричиной асимметрии являются, очевидно, геологические и тектонические особенности побережья и шельфа. В северо-западной части береговая линия следует вдоль направления основных тектонических структур Джугджура и «укреплена» достаточно устойчивыми молодыми эффузивами. В южной, наиболее изрезанной, части береговая линия срезает разновозрастные тектонические структуры, причем «форпостами» береговой линии остаются при абразии, как правило, гранитные массивы. В этом отношении береговая линия и шельф района Шантарского архипелага обнаруживают многие черты сходства с Южным Приморьем и Пенжинской губой. Именно подобным сочетанием ориентировки тектонических структур и береговой линии определяется наличие многочисленных островов в этих участках шельфа (имеющих в отличие от Курильского архипелага тектоническо-абразионную природу) и глубокое внедрение моря в область континента. Образование устьев в участках внедрения моря многократно усиливает гидродинамическую нагрузку, что в свою очередь приводит к еще большему врезанию в континент и т. д.

Весьма своеобразны передовые фронты таких врезаний в заливах Пришантарья — здесь ширина прибрежной полосы осушки в связи с достаточно мощными приливами достигает 7—8 км. Средний уклон дна в области осушки (1 : 1000) — промежуточный между средними уклонами дна на открытых участках побережья (1:500) и в заливах (1 : 2000).

На открытых и выдающихся в море участках побережья осушки практически отсутствуют, уступая место бенчам и рифам. Роль интенсивной морской абразии берегов отчетливо проявлена на островах Шантарского архипелага. Для больших, геологически однотипных островов (Большой Шантар, Феклистова) характерно примерное соответствие площади и высоты. Малые острова, особенно расположенные в участках интенсивной волновой нагрузки и течения, отличаются несоизмеримой с площадью высотой. Крайним случаем являются кекуры типа «чертовых пальцев» на островах Сивучьи Камни.

Почти полностью эродированные острова, скрытые под водой последней трансгрессией, нередко прослеживаются на батиметрической карте в виде каменистых банок. Обычно они располагаются на продолжении хребтов континентальной или островной суши (юго-восточнее г. Аяна, севернее о-ва Большой Шантар, северо-восточнее о-ва Прокофьева). Несколько отличается в этом отношении обособленная банка в 50 км севернее зал. Счастья¹.

Более древние, полностью эродированные острова обнаружены при сейсмоакустических исследованиях. В рельефе такие острова обычно не выражаются.

Сейсмоакустические исследования позволили также установить проявления неотектонических движений в области шельфа. Как и следовало ожидать, наиболее ярко эти движения проявлены здесь в узле пересечения многочисленных, в том числе и весьма мощных, зон разломов. Такой узел установлен нами между островами Большой и Малый Шантар. Пересечение разломов нескольких систем подтверждено акустическим методом. Здесь в Северо-Восточном проливе наблюдается резко выраженная в рельефе грабенообразная впадина глубиной до 104 м. Прилегающие участки шельфа характеризуются глубинами порядка 20—30 м. Впадина в плане вытянута в широтном направлении и почти изометрична. Так же широтно ориентирована наиболее мощная из пересекающихся здесь зон разломов. Площадь с глубинами, превышающими 50 м, имеет неправильную конфигурацию и размеры порядка 2×3 км. Поперечник собственно стометровой впадины составляет всего 50 м.

Аналогичная по характеру и положению впадина изучена в Пенжинской губе Охотского моря. Подобная древняя впадина, в настоящее время полностью занесенная осадками, обнаружена нами и в Тургурском заливе.

Образование впадин этого типа Д. Е. Гершанович (1958) объясняет гидродинамическим воздействием интенсивных течений. Результаты наших исследований позволяют утверждать, что генезис этих впадин неотектонический. В пользу этого утверждения свидетельствует, по данным сейсмоакустики, практически полное отсутствие осадков на дне впадины, наличие, по данным детального эхолотирования и сейсмоакустики, многочисленных тектонических пластин, крутизна стенок впадины, на которых не удерживается дночерпатель. Дночерпателем из впадины были подняты лишь единичные валуны и обломки гравийной

¹ Западную, наиболее высокую, часть этой банки при эхолотировании обнаружить не удалось, что, видимо, определяется трудностями навигационной привязки в удалении от побережья, к тому же весьма низменного.

размерности, несомненно, ледового переноса. Более мелкие осадки и даже крупная галька, широко распространенная на Пришантарском шельфе, здесь не обнаружены. В пользу неотектонического происхождения впадины свидетельствует и своеобразие мелководного шельфа Пришантарья. Вся площадь к западу от субмеридиональной линии, проходящей через эту впадину (включая Шантарское море, Тугурский залив и Удскую губу), несколько более поднята (средние глубины до 20 м) по сравнению с площадью, расположенной восточнее, в районе зал. Академии (средние глубины — 40—50 м). В узле пересечения разломов, по-видимому, происходили контрастные тектонические движения: впадина располагается на восточной окраине более поднятой площади, а на западной окраине опущенной площади в том же Северо-Восточном проливе лежат поднятые блоки камней Диомиды и безымянной банки. Это свидетельствует об их тектонической неуравновешенности.

Высокая скорость течений в проливах Шантарского архипелага является, таким образом, следствием неотектонического их образования и отсутствия выработанного профиля равновесия. Аналогичные данные получены нами при детальном исследовании впадины глубиной до 129 м в Пенжинской губе, на траверзе Пенжинского хребта на востоке и мыса Опасного на западе.

Рельеф морского дна рассматриваемой шельфовой области в целом отражает равновесие количества мелкообломочного материала, поступающего с суши и уносимого морем. Это приводит к обогащению осадков шельфа крупнообломочными фракциями (прежде всего галькой) и тяжелыми минералами. Галька в области выработанного профиля равновесия практически не переносится даже мощными течениями.

Геоморфологическая обстановка в описанном районе благоприятна для накопления тяжелых минералов, но морфология скоплений минералов в силу сложнейшей гидродинамической обстановки может оказаться очень неправильной, а скопления — невыдержанными. Исключение в этом отношении могут представлять участки двух типов: закрытые от штормовых нагрузок (залив Николая) или, напротив, полностью открытые участки сравнительно прямолинейного побережья (район устьев рек Лантарь, Мутэ и других).

Особый случай представляет рельеф морского дна у северного побережья п-ова Шмидта (о-в Сахалин), где он носит явные черты субэарального происхождения.

Л и т е р а т у р а

- Гальцев-Безюк С. Д. О подводных долинах северо-восточного побережья Сахалина. — Изв. ВГО, т. 96, вып. 1, 1964.
Леонов А. К. Региональная океанография, ч. I, М., Гидрометеонздат, 1960.
Гершанович Д. Е. Донные отложения морских проливов. — «Природа», № 7, 1958.

РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ШЕЛЬФА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Р. О. РАДКЕВИЧ

Шельф западной части Охотского моря во многих отношениях представляет интерес не только в региональном, но и в глобальном плане. Здесь под дно моря уходят крупные тектонические элементы Монголо-Охотского пояса и Сихотэ-Алиня, в том числе и планетарные разломы, прослеживаемые на суше на протяжении 2—3 тыс. км. Через этот участок шельфа по узкому длинному заливу в область Сихотэ-Алиня с севера наступала трансгрессия юрского и мелового моря. По некоторым представлениям, здесь некогда проходило древнее русло Амура. Главной задачей наших исследований в этой провинции являлось изучение строения шельфа.

На гидрографических судах «Анадырь» и «Заполярье» и отчасти на СЧС «Вестник» были выполнены сейсмоакустические исследования по 200 профилям общей протяженностью около 4500 км (рис. 1). Использован комплект сейсмоакустической аппаратуры фирмы «Эджертон» (США). Применялся трехэлектродный спаркер при мощности разряда 1 кдж. Привязка пунктов оперативных отметок производилась по судовому радиолокатору через 1 км. Запись осуществлялась на электрохимической бумаге типа «Олфекс» при развертке большей частью 250 мс. Пересчет временного разреза в линейный из миллисекунд в метры выполнен по специально рассчитанной и изготовленной линейке с учетом среднего расстояния между спаркером и пьезоприемниками сейсмической косы. Расчетная скорость звука в грунте принята равной 1500 м/с.

В результате проведенных исследований установлено, что важнейшей особенностью шельфа западной части Охотского моря является дефицит осадков. Если исключить из рассмотрения верхний активный слой осадков средней мощностью около 10 м, обнаруживается, что в Удской губе, Шантарском море, Тугурском и Ульбанском заливах более половины площади занимают области дефицита осадков (рис. 2).

По данным сейсмоакустического профилирования впервые выяснены основные особенности погребенной древней гидросети. Погребенные палеодолины рек прослежены в области шельфа на следующие расстояния: Уды — 175 км, Тугура — 150 км, Сырана — 100 км, Усалгина — 100 км. Показательно, что вблизи современной зоны осушки древние долины рек полностью перемыты и сейсмоакустически не прослеживаются.

Наиболее крупной рекой древней гидросети, как и в настоящее время, была р. Уда. Ее русло на значительном протяжении совпадает с зоной крупнейшего разлома, выраженного в современном рельефе дна осевым желобом Удской губы. Примерно в 25 км от современной бере-

Рис. 1. Карта расположения сейсмоакустических профилей, выполненных комплексной морской экспедицией ДВНЦ АН СССР в рейсах ГИСУ «Анадырь» и «Затоярь» в 1971—1972 гг. в западной части Охотского моря
 1 — современная суша,
 2 — современная береговая линия, 3 — изобата,
 4 — сейсмоакустические профили (номер ставится вначале)

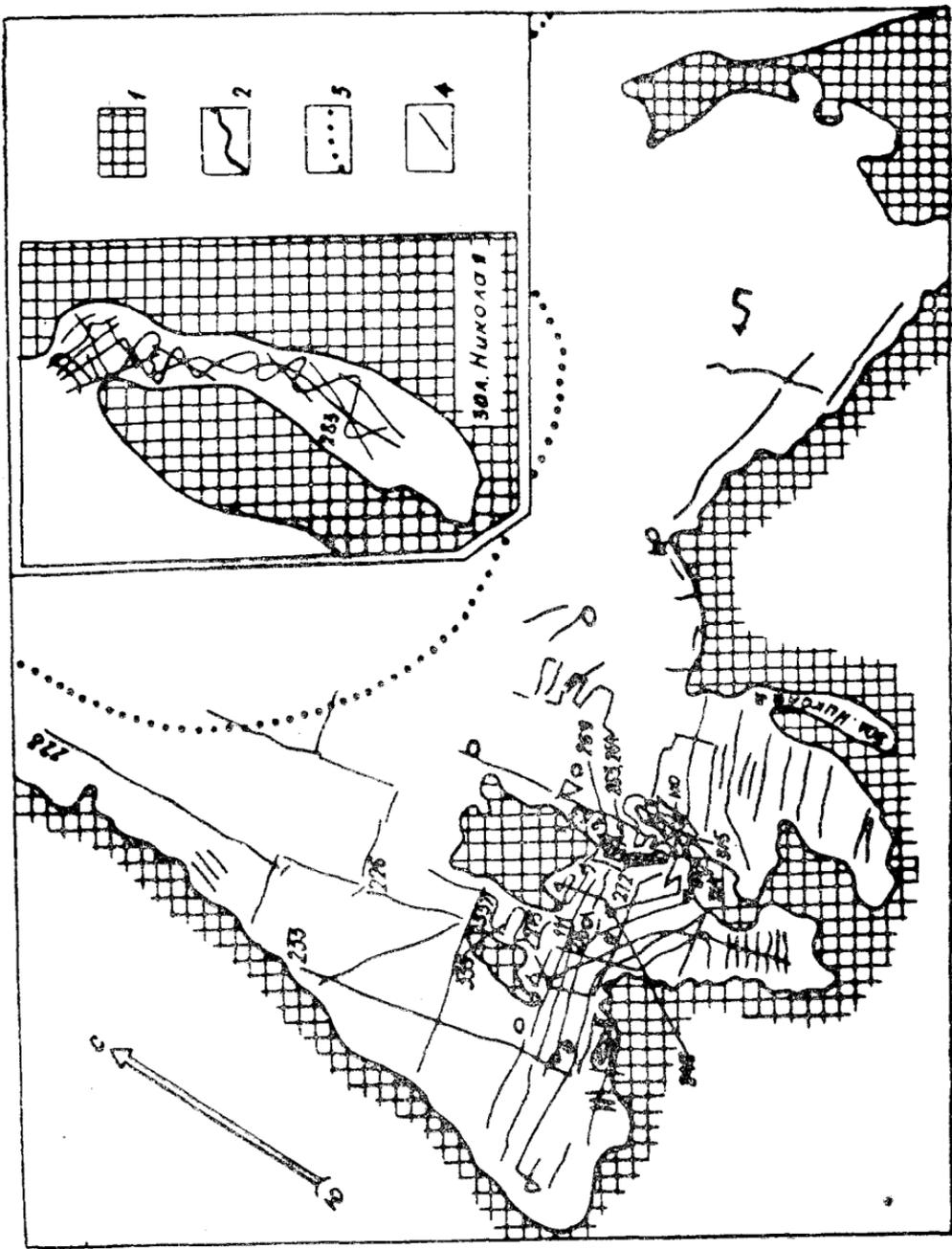
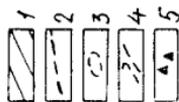
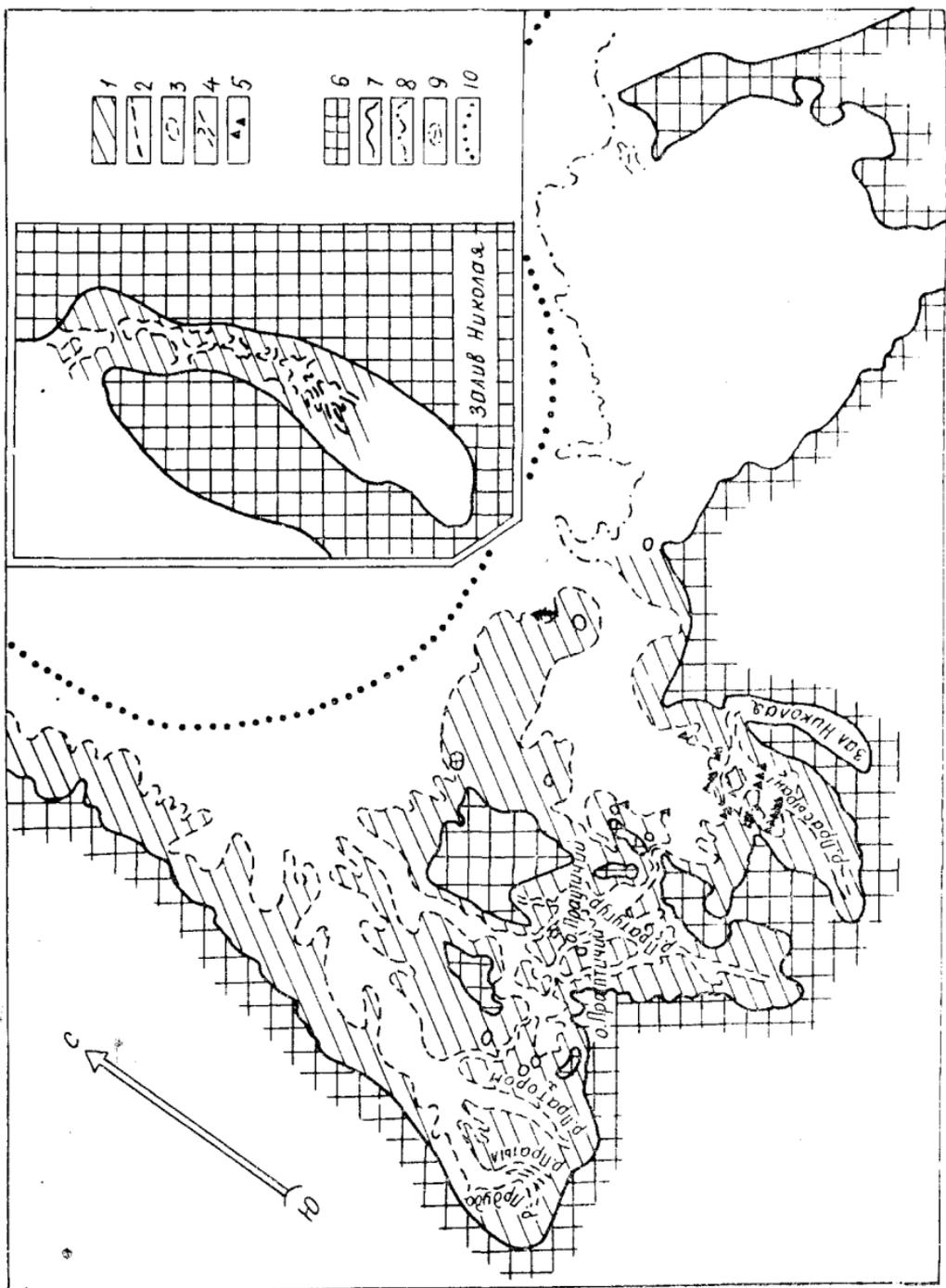


Рис. 2. Схематическая карта областей дефицита наносов шельфа западной части Охотского моря.

По сейсмоакустическим данным: 1 — области дефицита наносов, 2 — древняя береговая линия (полигенетическая), 3 — палеоострова, 4 — палеодолины рек, 5 — палеорифы, палеоглубы и палеокекуры. По геоморфологическим данным: 6 — современная береговая линия, 7 — резкий перегиб рельефа шельфа, совпадающий с древней береговой линией, 8 — неоготтонические грабены на шельфе, 9 — изобата



Залив Николая

говой линии в нее впадал Пратыл, а на широте о-ва Феклистова, примерно в 50 км от современного устья,— Пратором.

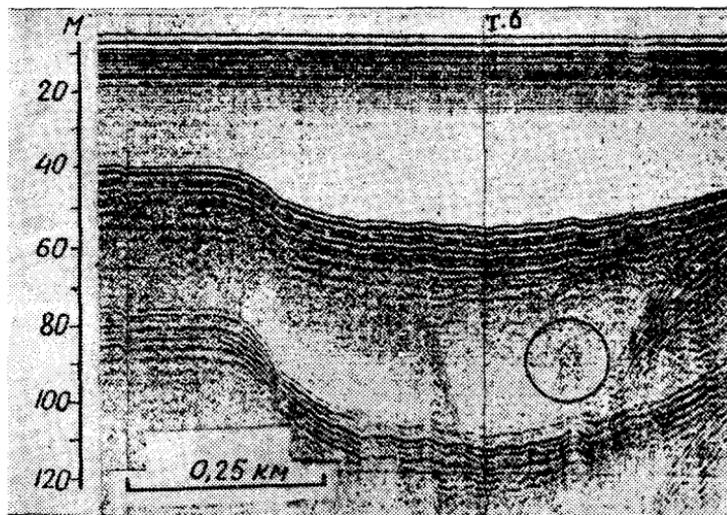
Самые сложные изменения в области современного шельфа претерпела долина Праугура. Первоначально Праугур впадал в Прауду и устья Прауды, Праторома и Праугура были сближены. Позднее русло Праугура сместилось к востоку, и он стал впадать в море через область современного Северного пролива. По-видимому, некоторое время Праугур меандрировал и часто менял свое русло на площади нынешнего Шантарского моря. Одно из наиболее поздних русел Праугура следовало через прол. Линдгольма. Его наиболее мощно врезанная долина проходила севернее мыса Большая Дуганджа по кратчайшему направлению к устью Прауды.

Малопротяженная и, видимо, сравнительно молодая р. Праякшина в нижнем течении имела равнинный характер. Это может быть обусловлено тем, что после выработки и выравнивания морем дна губы Якшина произошло частичное осушение площади Шантарского моря и русла рек на образованной прибрежной равнине не имели достаточного уклона.

От обширных площадей островов Праутичий и Праитичий в настоящее время остались лишь небольшие центральные ядра в виде небольших островков. Аналогичная картина наблюдается в случае кекуров и островов Сивучьи Камни.

По мере абразии островов и окружающей суши заливы постепенно расширялись и продвигались в глубь континента. Процесс не был непрерывным, и, судя по предварительным сейсмоакустическим данным, береговая линия на рассматриваемой территории претерпела четырехкратную стабилизацию. Это нашло отражение и на четырехслойном строении разреза морских отложений на участках, расположенных вне областей дефицита осадков. По существу граница этих областей отражает в развитии древнюю береговую линию и максимальную эрозию суши.

Рис. 3. Сейсмоакустический профиль С-110 (точка 6)
Кругом отмечены параболические отражения, интерпретируемые как погребенные рифы, кекуры и глыбы



При анализе сейсмоакустических лент на многих участках обнаружены весьма своеобразные параболические отражения (рис. 3). Их приуроченность к области древней береговой линии позволяет интерпретировать эти образования как палеорифы или погребенные кекуры типа современных кекуров Сивучьих Камней. Не исключена возможность, что они представляют собой крупнейшие глыбы ледового пере-

носа, аналогичные наблюдаемым теперь на берегах Шантарского моря. Располагаются они обычно на продолжении осей входных мысов и сложены, по-видимому, наиболее прочными породами.

Обнаружены следы и полностью эродированных островов. Такие достаточно крупные острова располагались на выходе из Ульбанского залива и к юго-востоку от о-ва Феклистова. Последний остров, разделенный в центральной части узким перешейком типа Тугурского, морфологически был близок к современному Тугурскому полуострову.

В исследованном районе встречаются и погребенные под слбом осадков и не проявляющиеся в современном рельефе мелкие острова. Такой скалистый островок существовал некогда, например, во входе в Тугурский залив. Некоторые мелкие погребенные островки обладают плоской срезанной вершиной. В одном случае остроугольная вершина островка обнаружена на уровне современного дна. Наконец, вблизи устья р. Лантарь и на траверзе Аянской бухты в условиях относительно ровного участка дна отмечены (на спаркеровских лентах) островки, выдающиеся над дном в виде подводных скал прямоугольного очертания (рис. 4). Они свидетельствуют о неотектонических движениях и относительно быстром повышении уровня моря. Над погребенными островами в осадочной толще, как правило, наблюдаются резкие фациальные переходы, что наводит на мысль о неоднократном перемыве и унаследованном обогащении таких участков шельфа материалом некогда эродируемого острова.

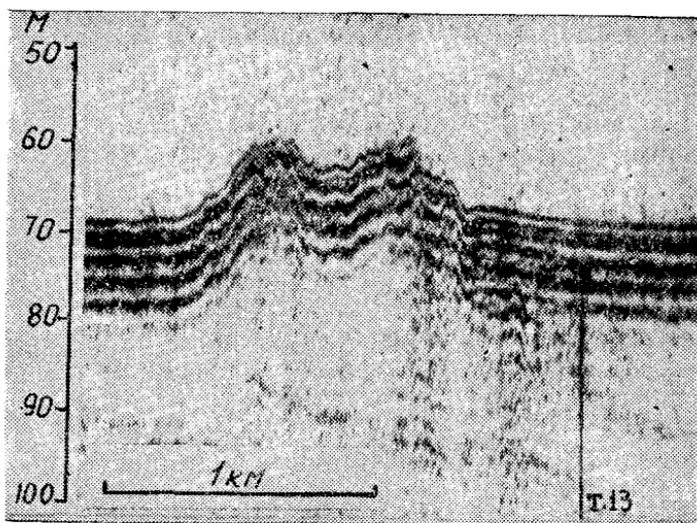


Рис. 4. Абраэонный останец на морском дне (профиль С-228)

Во многих случаях (например, на профилях С-283 и С-233, рис. 5—6) обнаруживается трансгрессивное залегание морских осадков с размывом более древних пород. Иногда наблюдается трансгрессивное продвижение со временем к берегу акустически плотных фаций. Сравнительно молодыми образованиями являются подводные валы, намывные на ранее горизонтальную поверхность морского дна. К северо-востоку от мыса Большая Дуганджа на северном продолжении зоны верхнеюрско—нижнемеловых депрессий установлено унаследованное прогибание участка морского дна с накоплением слоистой толщи мощностью до 200 м.

Мощная толща акустически изотропных осадков (до 60 м) выполняет грабенообразную впадину в сужении Тугурского залива. По своей грабеновой природе она является, по-видимому, древним аналогом впа-

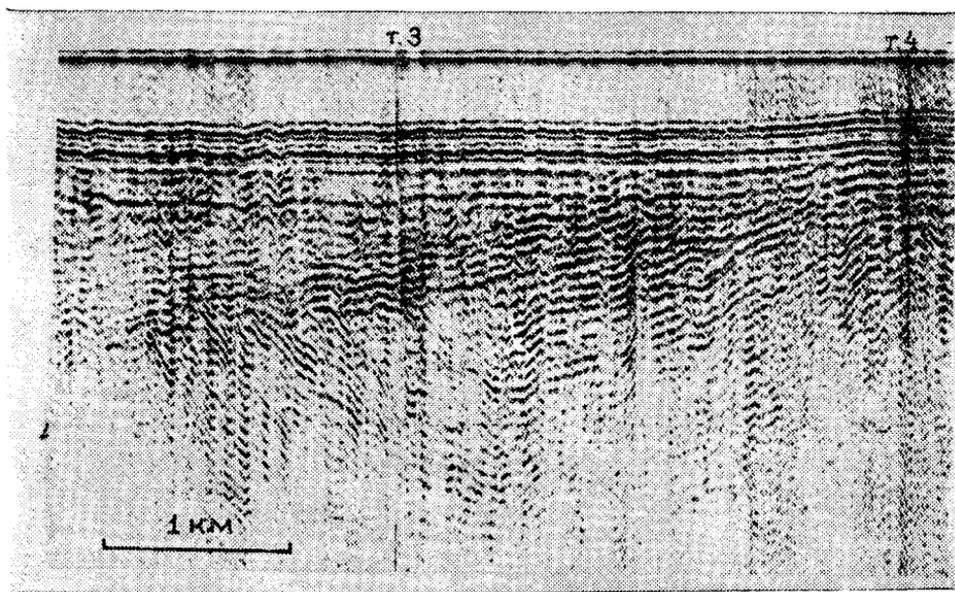
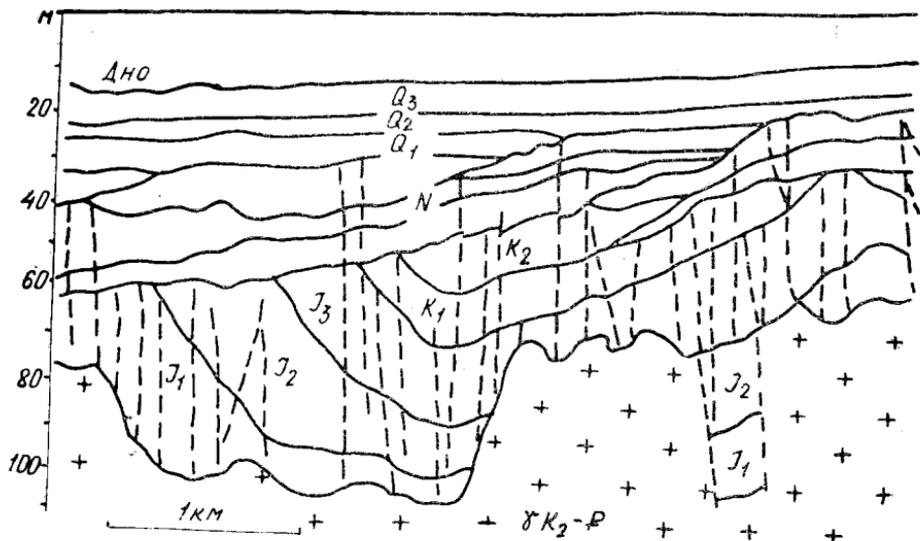


Рис. 5. Первичная запись и вариант интерпретации (индексировка условна) трансгрессивного залегания кайнозойских отложений на сложно дислоцированных породах мезозойской толщи (зал. Николая, профиль С-283)

дины Северо-Восточного пролива (рис. 7), которая, судя по морфологии и полному отсутствию осадков (за исключением очень редких валунов ледового переноса), имеет современное происхождение. Впадина Северо-Восточного пролива приурочена к узлу пересечения нескольких весьма мощных зон разломов, главная из которых — широтная. Впадины и желоба формировались в Пришантарье неоднократно (рис. 8, 9). Подобная впадина наблюдается и в Пенжинской губе. Наши данные не подтверждают вывод Д. Е. Гершановича (1958) о том, что они образовались только в результате «вымывания» мощными приливно-отливными течениями. По нашим наблюдениям, высокая скорость течений является следствием неотектонического образования впадин и отсутствия в связи с этим разработанного профиля пролива.

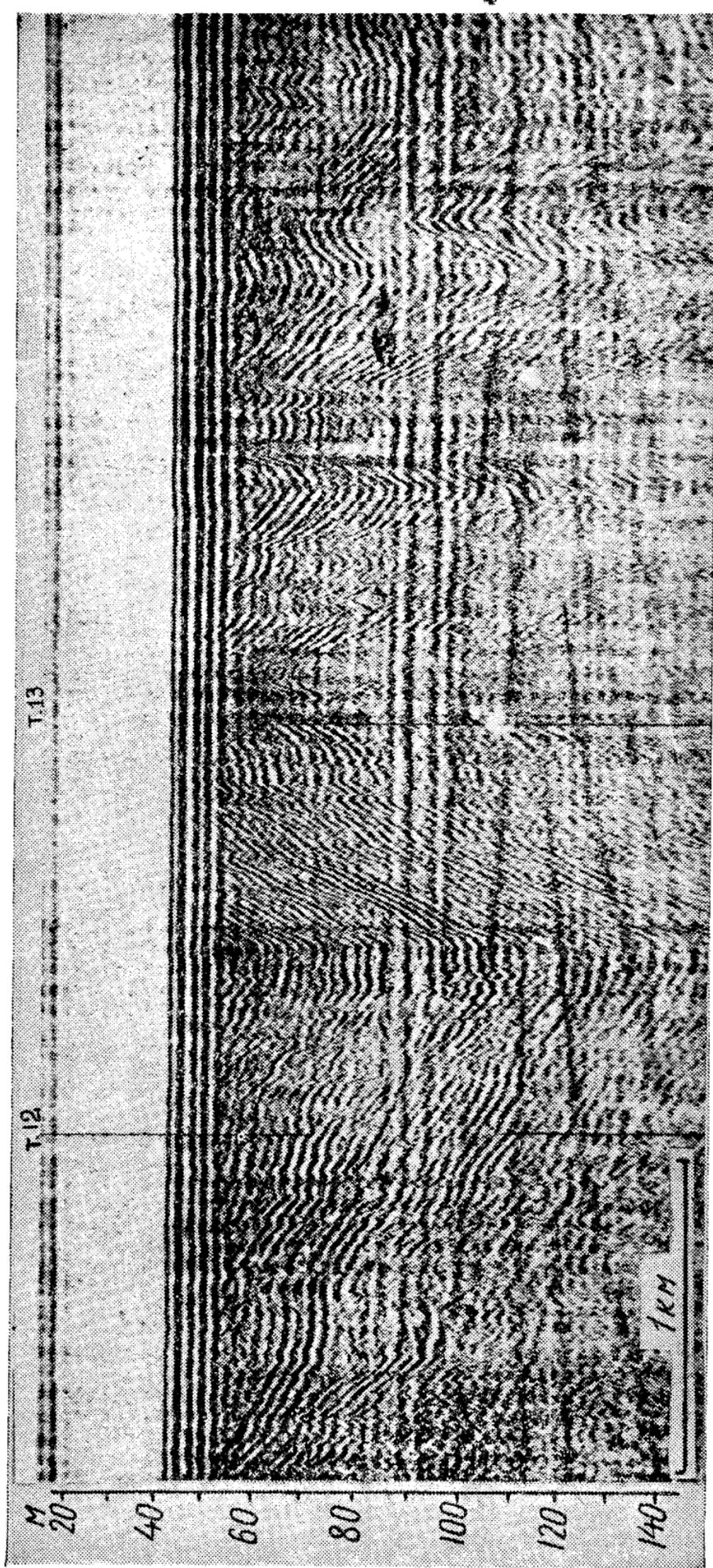


Рис. 6. Трансгрессивное залегание голоценовых морских отложений на породах сложно дислоцированного девонского (?) комплекса (профиль С-233)

В области крупнейших желобов Удской губы, зал. Тугурского и Академии, приуроченных к зонам региональных разломов, как правило, не наблюдается хорошо выраженной слоистости. Это наводит на мысль, что по этим разломам тектонические движения продолжались и во время отложения толщи морских осадков. В одном случае подобный конседиментационный разлом (профиль С-276, точки 13—14) со смещением слоев установлен достоверно, в остальных — нарушение слоев наблюдается только над резкими ограничениями выступов жесткого раздробленного фундамента. В участках прогибов, выполненных относительно пластичными осадками, тектонические нарушения быстро затухают и не прослеживаются.

Особый интерес представляют участки стабилизации древней береговой линии моря и переуглубления речных долин бывшей суши. В крупных заливах (Удская губа, Ульбанский залив), судя по морфологии очертаний цоколя, стабилизация береговых линий приводила к образованию крупных кос-баров, которые впоследствии были размывты и перекрыты морскими осадками. Головные участки заливов в периоды стабилизации представляли собой лагуны.

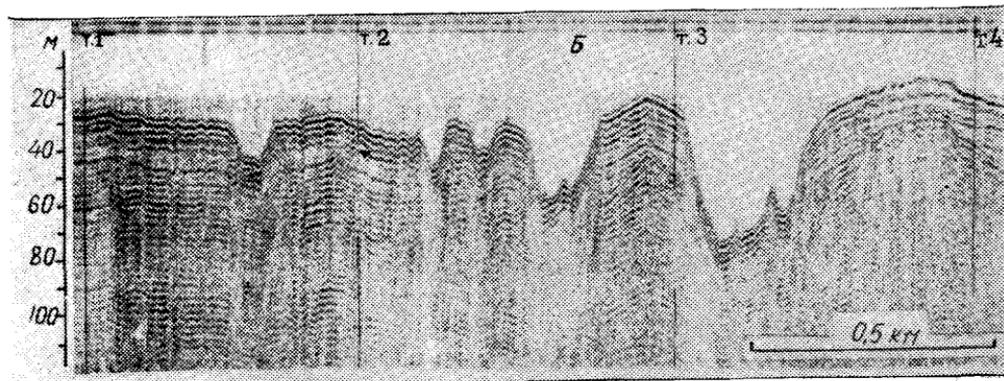
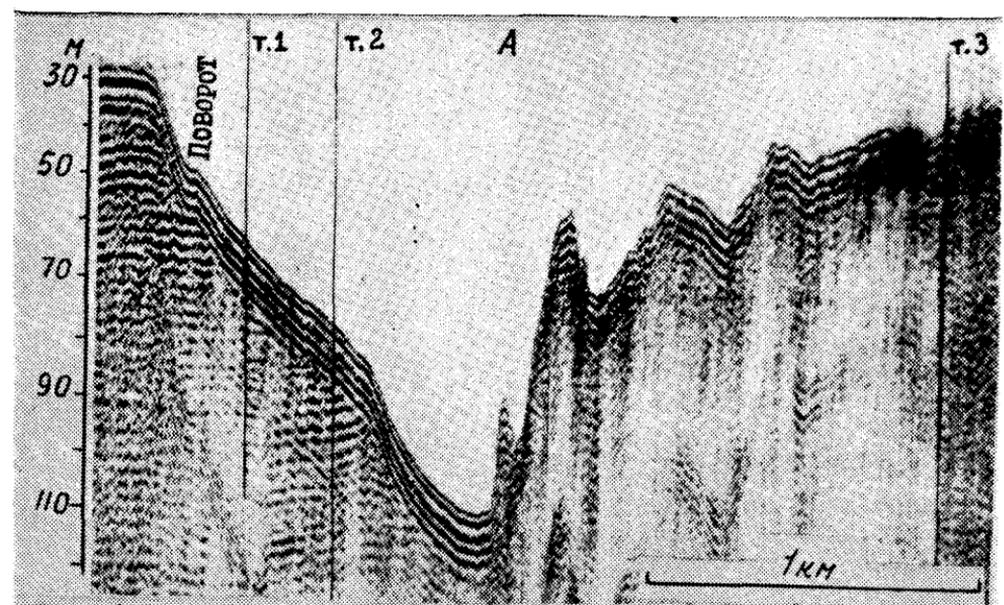


Рис. 7. Неотектоническая впадина Северо-Восточного пролива.
А — профили С-263 и С-264, Б — профиль С-269

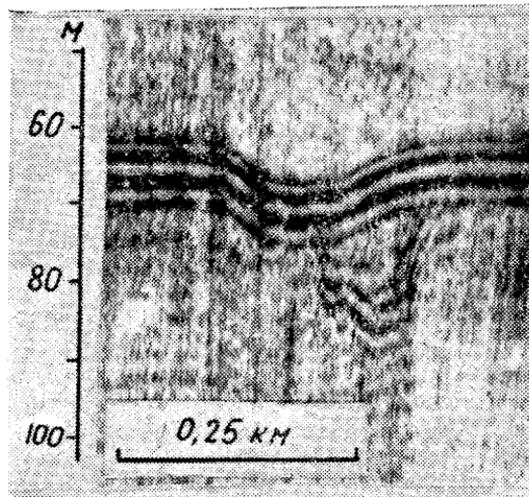


Рис. 8. Смещение со временем осевого желоба Удской губы к востоку (профиль С-226)

В настоящее время подобное отделение головных участков заливов с образованием форм динамического равновесия развито, хотя и незначительно, но вполне отчетливо (косы зал. Константина, коса-бар Бетти в Ульбанском заливе, косы в зал. Николая, бары оз. Большого на о-ве Большой Шантар и бух. Лисьей на о-ве Феклистова, коса-бар Гилин, бары зал. Счастья и другие)¹. Современный этап, судя по геоморфологическим данным (сближение на суше русл рек Уды и Торомы, меандрирование р. Уды, полный размыв на мелководье палеодолин у современных устьев рек, наличие отмерших баров и клифов и т. д.), характеризуется некоторым поднятием береговой линии.

О неоднократном изменении палеогеографической обстановки свидетельствуют переуглубления долин палеореками. Если этот процесс происходил со смещением осей долин, он обычно фиксируется на сейсмоакустических лентах. Благодаря этому удалось установить семикратное переуглубление долин на выходе из губы Якшина (профиль

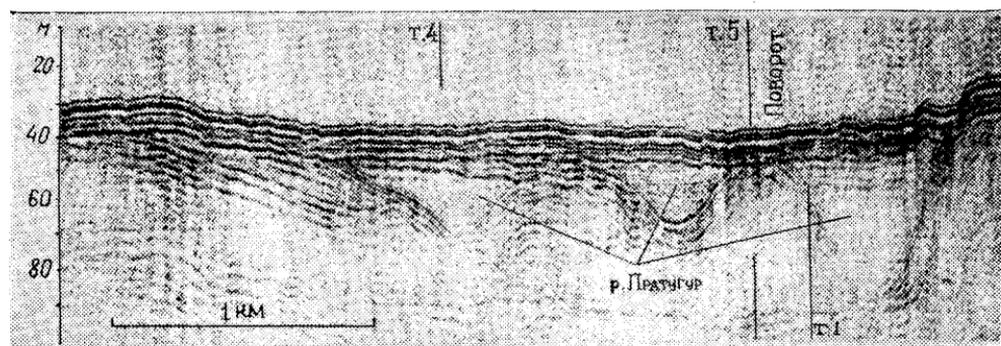


Рис. 9. Заполнение осадками и смещение со временем осевого желоба прол. Линдгольма (профиль С-314 точка 5 и С-315 точка 1)

С-253, рис. 10), трехкратное — на профиле С-245 и двукратное — на профилях С-272, С-275, С-337, С-339. Общую закономерность в смещении палеодолин из-за недостатка материалов пока обнаружить не удалось. Так, на профилях С-114 и С-111 долины смещены к западу, а на профиле С-314 — к востоку. В большинстве случаев участки переуглубления палеодолин и образования речных палеотеррас приурочены к мощным зонам разломов. Это позволяет предполагать блоковые движения земной коры в изучаемом районе. Доказательством блоковой структу-

¹ Бурение в подобных современных и особенно древних лагунах с определением абсолютного возраста осадков позволило бы установить время стабилизации береговой полосы.

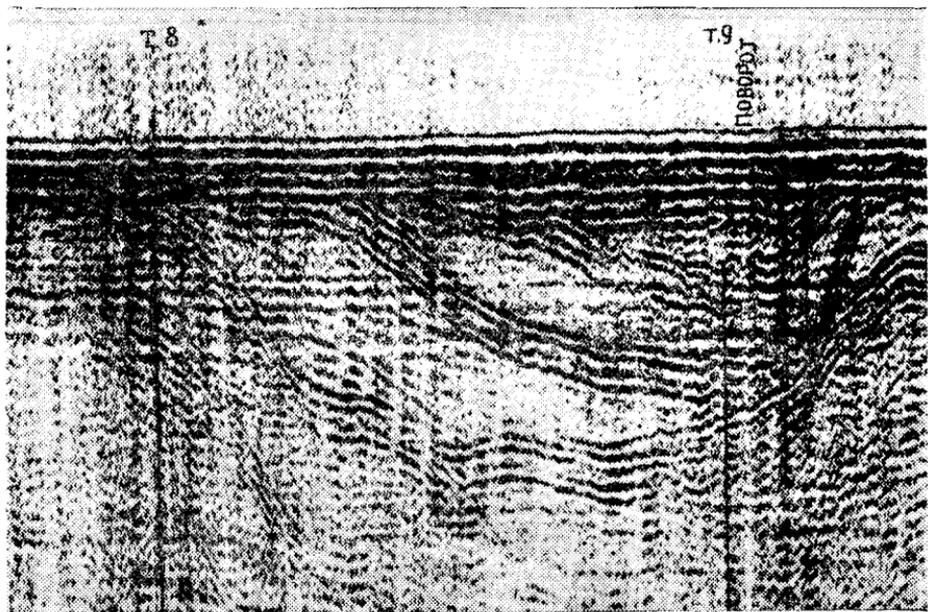
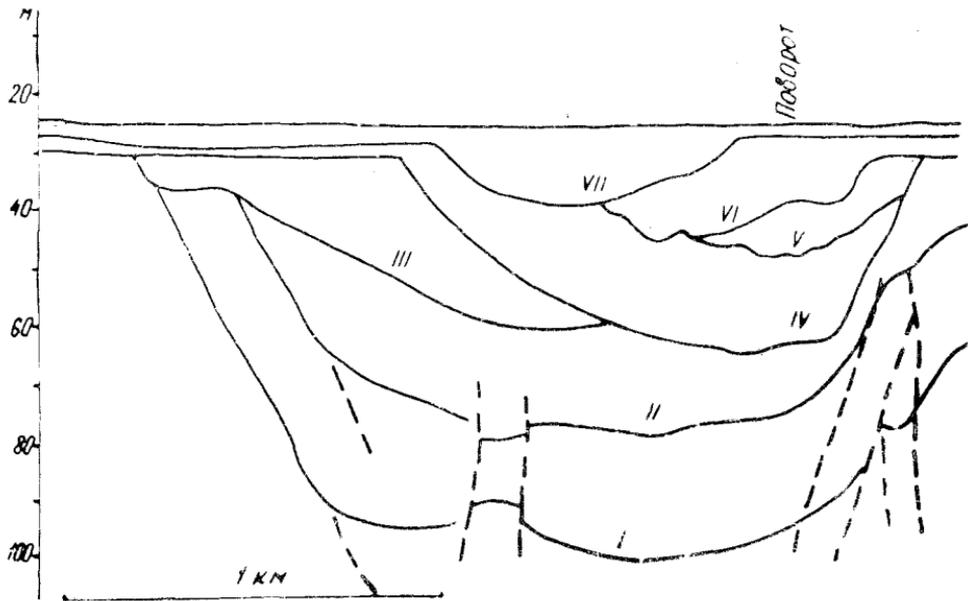


Рис. 10. Первичная запись и вариант интерпретации семикратного переуглубления палеодолины на шельфе с осложнением конседиментационными разломами наиболее древних из них (профиль С-253)

ры являются и выявленные тектонические нарушения на шельфе, к которым приурочены древняя гидросеть и береговые линии. Нередко зоны разломов шельфа являются продолжениями зон тектонических нарушений области суши. Особенно ярко это соответствие проявлено в районе Шантарского моря. Из сказанного следует, что в процессе образования островов, грабенов, палеодолин и береговых линий роль разрывной тектоники на шельфе была первостепенной.

Основным препятствием для глубокого и детального сейсмоакустического исследования шельфа западной части Охотского моря является отсутствие опорных структурных скважин, особенно на участках наиболее полного и представительного разреза. Затрудняет интер-

претацию и сопоставление разрезов в различных участках и препятствует однозначной реконструкции палеогеографической обстановки и отсутствие возрастных датировок. Изучение района осложнено также наблюдающимися здесь фациальными переходами типов осадков внутри отдельных слоев, невыдержанностью сейсмоакустических границ, появлением в условиях мелководья многочисленных кратных отражений, исключительно сложными гидродинамическими и климатическими условиями, позволяющими плодотворно проводить исследования всего 1—1,5 месяца в году. Поэтому исследования в этом районе должны быть продолжены, несмотря на то что в результате проведенных работ этот участок является одним из сейсмоакустически наиболее изученных участков шельфа дальневосточных морей.

Л и т е р а т у р а

Гершанович Д. Е. Донные отложения морских проливов. «Природа», 1958, № 7.

1977

О ГЕНЕЗИСЕ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ОСАДКОВ НА МЕЛКОВОДНОМ ШЕЛЬФЕ ОХОТСКОГО МОРЯ У ПОБЕРЕЖЬЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

А. С. АСТАХОВ, П. А. НАУМКИН

В работе предпринята попытка генетического разделения грубообломочных осадков мелководного шельфа Западной Камчатки на основе петрографо-морфометрического анализа фракции 25—50 мм, наиболее представительной, обеспечивающей достаточную надежность определения.

Отбор проб производился дочерпателяем «Океан» с борта экспедиционного судна «Геофизик» в августе 1973 г.¹ от устья р. Большой до устья р. Ича. Отобраны 64 пробы из интервала глубин 8—27 м, из них 32 представлены валунно- и гравийно-галечными осадками с различной примесью песчаного материала. При значительном объеме пробы после ситового анализа отквартовывалось 100—120 галек исследуемой фракции, при меньшем объеме средняя галька изучалась полностью. В процессе анализа определялись петрографический состав, окатанность, линейные размеры по трем осям и вес каждой гальки. Петрографический состав определялся в свежем сколе под бинокляром при сравнении с эталонной коллекцией. Выборочно проводился анализ в шлифах. Кроме того, измерялась магнитная восприимчивость обломков, что позволило выделить из основной массы слабо магнитных пород гальки средних и основных эффузивных пород с ее высокими значениями.

Установлено соответствие петрографического состава обломочного материала и состава пород прилегающего побережья. Оказалось возможным выделить в донном каменном материале группы пород, соответствующие определенным толщам, обнажающимся на побережье.

I. Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты. Источником обломочного материала такого петрографического состава являются предположительно колпаковская и андриановская толщи ганальского комплекса, распространенные в центральной части Срединного хребта (Дьяков, 1955).

II. Филлиты, зеленокаменные породы, метаморфизованные порфириты. На побережье эти породы слагают малкинскую и кольскую толщи средне- и верхнепалеозойского возраста, обнажающиеся в пределах Срединного хребта.

III. Интрузивные породы. Представлены почти исключительно разностями гранитоидов, разновозрастные интрузии которых широко распространены в пределах центральной части Срединного хребта.

¹ Пробоотбор проводился Р. О. Радкевичем при участии П. А. Наумкина, В. А. Яковец, А. К. Сагагеляна, Л. И. Баранова.

IV. Осадочные породы. Это в основном темноокрашенные средне- и мелкозернистые песчаники, алевролиты, реже кремнистые сланцы, являющиеся, по-видимому, продуктами разрушения пород кихчикской толщи позднемелового возраста, широко распространенными на обоих склонах Срединного хребта.

V. Средние и основные эффузивные породы и их туфы. Их источником являются порфириды кирганикской толщи позднемелового возраста, андезиты и туфы напанского комплекса, базальты и андезиты вулканических построек и плато-базальтов четвертичного возраста.

VI. Кислые и щелочные эффузивные породы и их туфы. Источником является воямпольская толща раннеэоценового возраста, содержащая маломощные горизонты дацитов, липаритов и их туфов.

VII. Кварц, вторичный кварцит, различные гидротермально измененные породы, роговики. Для этих пород невозможно выявить коренной источник сноса, хотя в некоторых случаях его можно предполагать. Так, одновременное увеличение в осадках содержания обломков кварца и филлитов объясняется тем, что породы малкинкой толщи насыщены прожилками, гнездами и линзами кварца. Вместе с тем кварц, как и обломки других пород этой группы, является продуктом разрушения самых разнообразных толщ, слагающих Срединный хребет.

Окатанность определялась визуально по пятибалльной шкале (Хабаров, 1946). Средняя окатанность для галек определенного петрографического состава в каждой пробе рассчитывалась по формуле

$$K_{\text{ок}} = \frac{\sum_{i=0}^4 n_i \cdot i}{\sum_{i=0}^4 n_i},$$

где i — степень окатанности, n — количество галек данной степени окатанности.

Для морфометрической характеристики на 3000 гальках из 30 проб определялся коэффициент уплощенности (по Уэнтворту) по формуле

$$K_y = \frac{a+b}{2c},$$

где a , b , c — линейные размеры гальки по длинной, средней и короткой осям.

Для интерпретации полученных данных побережье было разбито на участки, соответствующие крупнейшим водосборным бассейнам. Для них рассчитаны среднее весовое содержание каждой группы осадков, средняя окатанность и среднее значение коэффициента уплощенности. Такие же расчеты проведены для различных глубин моря с интервалом 1—3 м. На этой основе построены графики изменчивости параметров вдоль побережья (рис. 1) и по глубине (рис. 2).

На графиках видно, что содержание донного каменного материала определенного петрографического состава зависит от распространенности пород на дренируемой площади и от их близости к побережью. Это особенно хорошо прослеживается в случае интрузивных пород. Так, обращает на себя внимание резкое увеличение содержания галек метаморфических пород в районе устья р. Кихчик, где метаморфические породы Срединного хребта ближе всего подходят к побережью. Правда, одним этим фактором нельзя объяснить такой резкий скачок, очевидно, нужно учесть и возможность ледникового переноса.

Сложный характер носит и распределение значений коэффициента окатанности, зависящее прежде всего от физических свойств обломков, определяемых их петрографическим составом, и, во вторую очередь,

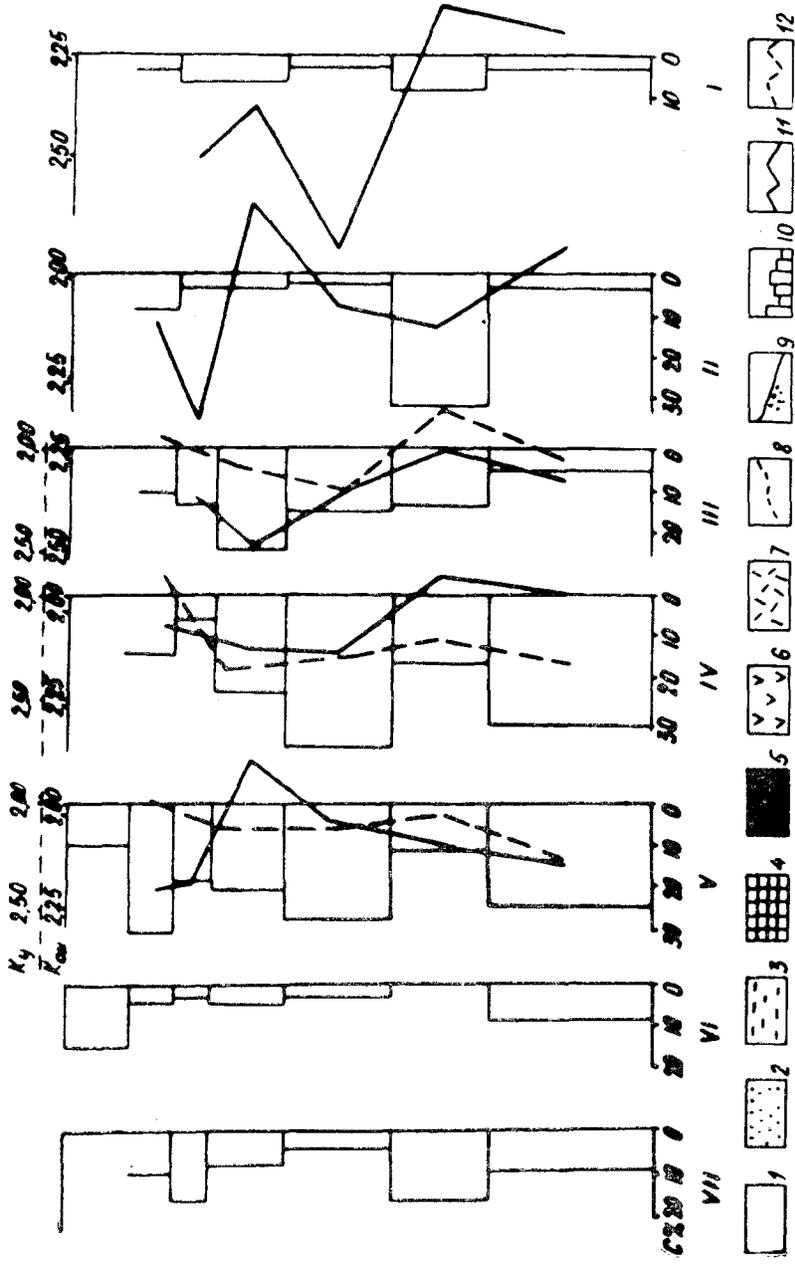


Рис. 1. Схема изменчивости вдоль побережья петрографического состава и морфометрических параметров обломочного материала (фракция 25—50 мм) на мелководном шельфе юго-западной Камчатки.

1 — неоген — четвертичные слабоконсолидированные отложения, 2 — песчаники и алевролиты кихчикской и ирунейской толщ, 3 — филлиты и метаморфизованные порфириты малкинской и кольской толщ, 4 — гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты коллаковской и анриановской толщ, 5 — интрузивные породы, 6 — средние и основные эффузивные породы кирганжикской толщ, нананского комплекса и четвертичных вулканических построек, 7 — кислые эффузивные породы, 8 — крупнейшие водоразделы; 9 — расположение станций донного пробоотбора; 10 — графики изменения содержания петрографических типов пород: I — гнейсы, кристаллические сланцы, II — филлиты и метаморфизованные порфириты, III — интрузивные породы, IV — осадочные породы, V — средние и основные эффузивные породы, VI — кислые эффузивные породы, VII — кварц, вторичные кварциты, роговики; 11 — графики окатанности галек петрографических типов пород; 12 — графики уплощенности галек второй степени окатанности

только одинаковой степени окатанности, второй, как наиболее распространенной. Два отчетливых максимума коэффициента уплощенности для осадочных пород обнаружены на уровнях 14 и 20 м (рис. 2). Подобные максимумы намечаются и для групп средних и основных эффузивов и гранитоидов. Обращает на себя внимание несовпадение по глубине на 1—2 м максимумов окатанности гальки и коэффициента уплощенности. Г. П. Бутаков (1968), а также А. И. Андел и соавторы (Andel e. a., 1954) для пляжей различных водоемов отмечают максимальное значение коэффициента уплощенности в верхней части, на вершинах штормовых валов, и уменьшение — к урезу воды, т. е. в зоне максимального волнового воздействия. Такой характер распределения обломочного материала по форме объясняется волновой дифференциацией, в результате которой плоские гальки выбрасываются в верхнюю часть пляжа и задерживаются там. По нашим материалам, для шельфа Западной Камчатки определяется несколько периодов относительно стабильного положения уровня моря на глубинах 22, 15 и, возможно, 10 м с береговыми валами на глубинах 20—21 и 14 м. Это в основном согласуется с наблюдениями других исследователей, согласно которым предполагается существование затопленных береговых линий на глубинах 9—10, 12, 20—25 и 48—50 м.

Выводы

Валунно- и гравийно-галечные осадки мелководного шельфа Западной Камчатки являются реликтами прибрежно-морских форм, образовавшихся в пляжевой зоне в период голоценовой трансгрессии Охотского моря и, возможно, аналогичных современным барам и косам-пересыпям на побережье.

Источником грубообломочного материала являются предположительно разновозрастные породы Срединного хребта и его склонов. Учитывая значительность расстояния, пройденного обломочным материалом, и относительно слабую его окатанность, можно говорить о ледниковом переносе обломочного материала в районы предгорий и Западно-Камчатской низменности в периоды горного оледенения Камчатки. Дальнейший перенос осуществлялся реками, о чем свидетельствует лучшая окатанность галек пород Срединного хребта по сравнению с гальками осадочных и эффузивных пород, распространенных в пределах Западно-Камчатской низменности.

Замедление скорости трансгрессии, нашедшее отражение в относительно стабильном положении береговой линии на глубинах 22, 15 и, вероятно, 10 м, проявлено лучшей окатанностью обломочного материала и его сортированностью по форме.

Литература

- Бутаков Г. П. Гранулометрическая и морфометрическая характеристики прибрежного крупнообломочного материала. — Труды КГУ, в. 5—6. Казань, 1968, с. 222—232.
- Бутаков Г. П. Использование гранулометрических коэффициентов для определения генезиса крупнообломочного материала. — Вестник СНО КГУ, естеств. науки, в. 2, Казань, 1962, с. 69—77.
- Дьяков В. Ф. Геологическое строение и нефтегазоносность Западной Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1955, 182 с.
- Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны Дальневосточных морей СССР, отв. ред. П. А. Каплин. М., «Наука», 1971, 215 с.
- Хабаров А. В. Об индексах окатанности галечников. — «Сов. геология», 1946, № 10, с. 98—99.
- Andel T. H., Wiggers A. J., Maarleveld G. Roundness and shape of marine gravels from Urk (Netherlands), a comparison of several methods of investigation. — «Journal of sedimentary petrology», v. 24, N 2, 1954, p. 100—116.

1977

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МОРСКИХ РАСТЕНИЯХ И ОСАДКАХ В СВЯЗИ С ГЕОЛОГИЕЙ ПРИБРЕЖНОЙ СУШИ

Г. Н. САЕНКО, Р. О. РАДКЕВИЧ, Н. Н. БЕЛЬЧЕВА

Постановка вопроса

В связи с региональными металлогеническими исследованиями прибрежной зоны дальневосточных морей представляется интересным выяснение характера накопления различных элементов в морских организмах, в первую очередь в растениях. Решение этой задачи позволит не только установить способность разных видов организмов накапливать химические элементы, но также провести биогеохимическое районирование в зависимости от геологического строения прилегающей суши.

Исследования проводились в рудных районах обрамления Охотского моря. Пробы отобраны в июле — сентябре 1973 г. во время рейса ИИС «Геофизик».

Теоретические основы биогеохимических исследований

Биогеохимические методы исследований базируются на способности живых организмов концентрировать рассеянные химические элементы из окружающей среды, способности, названной концентрационной функцией организмов (Вернадский, 1960). В качестве руководящего признака при биогеохимических поисках на суше используется относительно повышенное содержание рудных элементов и изменение их соотношения в гумусовом слое почвы и в золе растений над месторождением (Виноградов, 1954; Малюга, 1963). Известны практические рекомендации при биогеохимических поисках самых разнообразных месторождений полезных ископаемых на суше: V, Cr, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, Sn, Hg, U, Se, Mo, W, Nd, Th, B, As, Ag и Au. (Ткалич, 1938; Ферсман, 1939; Малюга, 1947, 1963; Викторов, 1947; Виноградов, 1954; Бабичка, 1954; Несветайлова, 1955; Григорьев, 1962; Хатамов и др., 1969; Ковалевский, 1975). С другой стороны, имеются данные гидрогеохимических исследований содержания микроэлементов в грунтовых и поверхностных водах.

Е. А. Сергеев (1946), рассматривая возможности поиска полиметаллических месторождений по их потокам рассеяния путем исследования вод открытых водоемов, называет в первую очередь среди благоприятных условий наличие зоны окисления рудных тел, находящейся в стадии активного растворения. Обогащение придонного слоя воды в море рудными элементами может происходить вследствие их миграции из донных осадков и коренных подводных обнажений, из минералов и пород прибрежной зоны суши и выноса в море в растворенном состоянии. Из обогащенного придонного слоя воды эти элементы могут концентрироваться водорослями и беспозвоночными. Возникает вопрос,

в какой мере те или иные элементы способны переходить из коренных пород и подводных россыпей в донные осадки и в морскую воду, в каких формах они присутствуют в осадках и в воде, что превалирует в каждом конкретном случае — обогащение за счет поступления элемента из подводных россыпей или привноса его реками.

А. П. Виноградов (1967) указывает, что в океанической воде в большей концентрации, чем в воде рек, содержатся элементы, образующие ионы истинно растворимых солей. К таким элементам относятся Li, B, F, Na, Mg, S, Cl, K, Ca, Br, Rb, Sr, I, Cs, Ba, U. Обогащение океанической воды этими элементами достигает от одного до пяти порядков.

Другая группа элементов, главным образом гидролизующиеся соединения тяжелых металлов, образующие нерастворимые гидроокислы в условиях океанического раствора, содержится в речной воде на 1—2 порядка выше, чем в океанической воде. Это Si, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Al, т. е. все микроэлементы, кроме Mo. Показательно, что обнаруженная в Черном море обогащенность Mo объясняется его поступлением в воды Нижне-Босфорского течения (Волков и др., 1973).

С речным стоком элементы выносятся в основном в виде взвесей, образующих донные отложения, часто значительной мощности (Страхов, 1960). Основной формой миграции Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Ga, судя по исследованиям Глаголевой (1958) на реках Черноморского бассейна и И. Л. Нестеровой (1960) на Оби, являются механические взвеси и только отчасти растворы, преимущественно коллоидные. Такое поведение элементов объясняется низкой растворимостью их соединений, малой подвижностью тяжелых минералов в условиях высокого окислительно-восстановительного потенциала и щелочности речных вод (рН 7,5—8,5), а также значительной адсорбцией коллоидами и соосаждением с ними. На распределение элементов в речной воде влияют рН, Eh, концентрация углекислоты, кислорода и органического вещества. По мере увеличения растворенного органического вещества увеличивается миграция Cu, Ni, Co в форме растворов. В р. Обь на миграцию Co, V, Cr, Ni в растворах приходится более высокий процент, чем в реках Черноморского бассейна. Это объясняется большим в Оби количеством растворенного органического вещества и меньшей концентрацией кислорода.

Г. С. Коновалов (1959), исследуя вынос микроэлементов главнейшими реками СССР, отмечает, что особый интерес представляет изучение содержания микроэлементов в реках в целях поисков полезных ископаемых гидрохимическим методом. Так, превышающее на 1—2 порядка по сравнению с другими реками содержание марганца в р. Рион можно объяснить месторождением этого элемента в бассейне реки, в Чиатурах. Повышенное содержание фтора в р. Поной, по-видимому, обусловлено фторантатами Кольского полуострова. Реки, дренирующие Чилийские Анды, выносят повышенное количество меди, свинца и цинка. Увеличение концентрации этих металлов наблюдается также в донных осадках (Degry, 1961). Известно относительно высокое содержание золота в донных отложениях морей и океана вдоль восточного побережья Евразии, что связано с дренированием реками золотоносных районов, в частности Дальнего Востока и Восточной Сибири (Виноградов, 1967).

Осадки окраинных и средиземных морей, а также океанических шельфов часто, по наблюдениям А. П. Виноградова (1967), образуют своеобразные провинции, несущие специфический материал с суши вследствие преимущественного разрушения каких-то определенных горных пород континентов. Этим объясняется образование в области шельфа россыпей монацита, циркона, касситерита или осадков, обога-

щенных U, V и другими элементами. Следует заметить, что здесь возникает новый аспект — оценка месторождений побережья на основании содержания элементов в морских организмах в районе речного стока. На возможность такой оценки указала Е. А. Радкевич (1976).

Металлы в зоне гипергенеза при низких значениях рН мигрируют в водные растворы, при повышении значения рН до 7—8 выпадают в виде гидроокисей в осадок. Такая же картина наблюдается при смешении речных и морских вод. А. П. Виноградов (1967) отмечает, что взвешенные частицы разных размеров, состоящие главным образом из гидратов окислов Fe^{3+} и Mn^{3+} , находятся в океанической воде преимущественно в виде взвесей частиц минералов (окислы Ti, Zr, Hf, Nb, Ta и др.). Взвеси благодаря ионообменным химическим гетерогенным реакциям сорбируют ионы из океанической воды. Некоторые элементы или их ионы (Cu^{2+} , Zn^{2+} , Pb^{2+}) легко сорбируются на гидратах Fe, Mn, на органических остатках. С коллоидальными осадками пирита могут увлекаться Hg, Ag, Pb, Zn, Cd, Bi, Sn. И. М. Варенцов и Н. В. Пронина (1975) показали поглощение биогенных форм Ni и Co, а также искусственных органических комплексов этих металлов из морской воды природными гидроокислами железа и марганца.

Каждый микроэлемент в морской воде имеет несколько форм нахождения, что определяется как его химическими свойствами, так и условиями окружающей среды.

Отмеченные особенности накопления рудных элементов в речной и морской воде необходимо учитывать при изучении поглощения элементов морскими организмами.

В связи с возрастающим загрязнением окружающей среды продуктами антропогенной деятельности, с одной стороны, и усилением борьбы с этими загрязнениями, с другой, появились работы, указывающие на относительно высокое содержание как радиоактивных, так и стабильных изотопов элементов в морских растениях и беспозвоночных в зонах с повышенным содержанием этих элементов в воде морей (Aubert et. a., 1971; Majore, 1971, а в; Guidone, Mazzara, 1971; Б. Пател и др., 1975; Анслэ и др., 1975; Рысик, Романов, 1975) и рек (Mathis, Cummings, 1973; Уиксон и Гейл, 1975). Следовательно, повышенное содержание Pb, Hg, Cu, Cd, Co, Ni, Cr, Li, Zn, ^{144}Ce и ^{141}Ce , ^{137}Cs , ^{106}Ru и ^{103}Ru , ^{95}Zr , ^{95}Nb , ^{125}Sb , ^{65}Zn , ^{60}Co , ^{54}Mn , ^{239}Pu в водной среде неизбежно влечет и повышенное, по сравнению с обычным, содержание этих элементов в гидробионтах. Однако при значительном поступлении элементов, например в районах долголетнего промышленного сброса вод с высоким содержанием тяжелых металлов, эти зависимости могут носить сложный характер (Христофорова и др., 1975).

Изучение содержания Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Mo в 16 наиболее массовых видах красных, бурых, зеленых водорослей и 2 видах высших водных растений литорали и сублиторали западного побережья Японского моря, а также в морской воде (Саенко и др., 1975) обнаружило явление специфического группового концентрирования, т. е. способности некоторых видов морских растений к одновременному повышенному накоплению группы, а не одного элемента. Выявлены концентраторы этих элементов и определены коэффициенты накопления. Наиболее высокие коэффициенты установлены для Mn— $1,8 \cdot 10^3$, Fe— $2,4 \cdot 10^4$, Ti— $4,4 \cdot 10^4$ и Cr— $1,2 \cdot 10^6$.

Можно ожидать, что даже незначительное изменение содержания элемента в воде благодаря высокой концентрирующей способности организмов в водоросли как бы умножается и его легче обнаружить, анализируя непосредственно организм, а не среду его обитания. При работе с черноморскими видами водорослей одним из авторов настоящей работы было установлено, что они являются прекрасными индикаторами

торами, реагирующими на изменение внешней среды. Водоросли, собранные у Кара-Дага, для которого характерен своеобразный состав пород, содержат повышенное количество Fe, Mn, Ti и V по сравнению с теми же видами в районе Севастополя (Саенко и др., 1975).

Металлогенические предпосылки выбора прибрежной зоны Охотского моря в качестве объекта исследования

Прибрежная зона Охотского моря, участвующая в строении северо-западного сегмента Тихоокеанского рудного пояса, в металлогеническом отношении неоднородна. Здесь выделяется Внутренняя — Курило-Камчатская — зона, характеризующаяся преимущественно фемическим профилем развития земной коры и островным типом шельфа, и Внешняя — Западно-Приохотская — зона сиалического профиля, к которой примыкает шельф континентального типа (Е. А. Радкевич, 1971, 1976).

Для Курило-Камчатской зоны, где преобладают базальтоиды, а гранитоиды редки, характерны полимиктовые пески повышенной основности. Здесь встречаются также титаномагнетитовые пески, являющиеся продуктом разрушения вулканических пемз и разнообразных эффузивных пород базальтового ряда. В то же время для региональных разломов, отмеченных интенсивным гидротермальным изменением вулканогенно-осадочных пород и выходами гранитоидов, характерен более кислый состав прибрежных песков со значительным количеством кварца, полевого шпата и других сиалических пороодообразующих минералов. Вблизи зон гидротермально измененных пород с непромышленными рудопроявлениями Pb, Zn, Cu можно было ожидать повышенное против фонового содержание рудных элементов в растениях.

Исследование проводилось на северо-западном побережье о-ва Уруп, где непосредственно в береговых обрывах вскрываются гидротермально измененные и минерализованные породы, сопровождающиеся колчеданно-полиметаллическими мелкими рудопроявлениями типа «куроко»¹. Нередко делювиальные шлейфы обохренных пород спускаются к пляжу. На пляже среди преобладающей массы галечного материала вулканогенных пород наблюдаются единичные гальки гранитов, диоритов, аплитов и рудные гальки. В глыбах и коренных обнажениях отчетливо видно, что сульфиды (пирит, галенит, халькопирит) слагают гнезда, прожилки и вкрапленность в измененных породах. Сульфиды часто ассоциируют с молочного-белым кварцем, выполняющим сеть прожилков. Вмещающие породы (плагинорфириты, туфы, туфобрекчии) интенсивно аргиллизированы, а вблизи кварцевых прожилков, обычно маломощных и не выдержанных по простиранию, — силицифицированы и содержат метасоматическую вкрапленность сульфидов. В зоне морской абразии полевошпатовые вкрапленники минерализованных вулканогенных пород выщелачиваются, и поверхность глыб приобретает кавернозный, пористый характер. Низкая механическая прочность обломочного материала способствует его легкому разрушению и поступлению рудных минералов в осадки пляжа.

Интенсивному поступлению в море рудных элементов способствует и весьма своеобразный характер минерализации близповерхностных колчеданных проявлений типа «куроко», представленных черным или темно-серым сажистым агрегатом сульфидных минералов, легко рассыпающимся в руках при нажатии. Некоторые рудные жилы про-

¹ По заключению Е. А. Радкевич и нашим наблюдениям, рудопроявления можно отнести к медно-порфировой формации (медно-молибденовый тип).

слеживаются на дне моря в области мелководья, где подвергаются механическому и химическому воздействию моря. Благоприятствует поступлению рудных элементов в море также их вынос в растворенном виде. Здесь крутой береговой обрыв вдоль минерализованных зон разломов пересекается многочисленными оврагами и трещинами, представляющими основу системы дренажа. Вода ручьев интенсивно минерализована и по существу представляет собой разбавленный раствор серной кислоты. Выбеленные склоны оврагов в изобилии покрыты налетами и выцветами самородной серы, а русла окрашены желто-бурыми гидроокислами железа. Температура воды подобных источников на о-ве Уруп, являющихся фактически современными гидротермальными рудородными растворами, по данным Ю. А. Неверова и О. А. Хведчени (1966), достигает 86° С (табл. 1).

Таблица 1

Состав современных гидротерм острова Уруп

Мг/л	1	2	3	Мг/л	1	2	3
K ⁺	26,24	23,41	79,57	I ⁻	3,17	He опр.	He опр.
Na ⁺	1484,67	1362,47	1379,35	F ⁻	4,00	2,00	1,00
NH ₄ ⁺	0,10	0,10	He обн.	SO ₄ ²⁻	123,42	111,65	1192,26
Mg ²⁺	9,83	19,65	142,51	HCO ₃ ⁻	133,20	164,70	195,20
Ca ²⁺	176,89	175,82	528,53	HPO ₄ ²⁻	Сл.	0,20	0,63
Fe ²⁺	—	—	—	H ₂ SiO ₃	92,88	90,82	49,05
Fe ³⁺	—	—	—	HBO ₂	67,49	75,92	16,85
Al ³⁺	—	—	—	H ₃ AsO ₃	He опр.	He опр.	He опр.
Mn ²⁺	—	1,28	1,63	H ₂ S	1,00	1,70	Сл.
Cu	13,83	8,34	18,37	pH	6,63	6,51	6,85
Cl ⁻	2484,48	2364,91	2637,27	Сумма	4611,21	4392,93	6123,84
Br ⁻	4,00	He опр.	He опр.	t°С	83	51	86

Примечание. 1 и 2 — мыс Непройдешь, 3 — мыс Отливной; медь определена количественным спектральным анализом в сухом остатке.

Таким образом, о-в Уруп представляет яркий пример сравнительно компактной площади гидротермальной минерализации.

В качестве практически безрудных районов сравнения были выбраны о-в Итуруп и острова северного сектора Большой Курильской гряды (Шиашкотан, Онекотан, Парамушир). О-в Шикотан, отличающийся, как и прочие острова Малой Курильской гряды, по истории геологического развития от о-вов Большой Курильской гряды, выделен в качестве отдельного района. Для сопоставления с четырьмя районами Курильской островной дуги рассматривается Западно-Приохотское континентальное побережье, где базальтоиды уступают место породам гранитоидного ряда и разнообразным метаморфическим образованиям.

Во всех этих типовых, различных по геохимическим особенностям районах проводился анализ содержания определенного комплекса рудных элементов в морских растениях одних и тех же видов и параллельно их определение в составе морских осадков.

Отбор проб и методы анализа

Методика отбора и обработки для всех проб была единой. Пробы водорослей и высших водных растений, произрастающих на литерали и сублитерали побережья, отбирались по 100—1000 г сырого веса. Вода удалялась фильтровальной бумагой, и растения высушивались в сушильных шкафах до постоянного веса при t=105° С. Для определения видов был собран гербарий. Виды определены в лаборатории гидробиологии Института биологии моря ДВНЦ АН СССР В. Ф. Макленко.

Анализ на золото проведен в сухих образцах нейтронно-активаци-

онным методом с радиохимическим выделением в лаборатории активационного анализа Института химии ДВНЦ АН СССР В. В. Иваненко и Н. Н. Бельчевой. Облучение производилось в реакторе. Чувствительность анализа 10^{-9} г. Воспроизводимость 10—15%. Результаты определения в условных единицах представлены в табл. 2. Методом эмиссионной спектроскопии определялось содержание Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu (количественно) и Fe, Mo, Ag, Pb (полуколичественно) В. Г. Колтыгиной и Н. Н. Бельчевой.

Водоросли были озолены при 400—450° С, причем температура поднималась постепенно в течение нескольких часов, чтобы предотвратить потерю легколетучих элементов. Стандарты готовились на искусственной основе для красных, бурых и зеленых водорослей (Грыжанкова и др., 1973).

Съемка спектров производилась на дифракционном спектрографе PGS-2. Использованы следующие аналитические линии: Mn — 2801,06; V — 3183,98; Cu — 3273,96; Ti — 3372,80; Ni — 3414,77; Co — 3453,51 Å.

Определение содержания Fe, Mo, Ag, Pb проводилось на основании справочных таблиц (Арнаутов и др., 1965).

Пробы пляжевых отложений отбирались в тех же участках береговой линии, где и пробы морских растений. Пляж подвергался площадному опробованию по сетке. Площадь опробования составляла в среднем 600 м², число закопшек 20, их глубина около 30 см. Пробы донных осадков отбирались дночерпателем «Океан» с борта экспедиционного судна. Пробы перемешивались и квартовались. Фракция меньше 2 мм подвергалась минералогическому и спектральному анализам. Минералогический анализ тяжелых фракций, полученных после отмывки шлихов на концентрационном столе, выполнен минералогами Тихоокеанской морской геолого-разведочной экспедиции Приморского территориального геологического управления Е. И. Ивановой, Н. М. Кропачевой, Н. Н. Бабань, Г. Г. Авдеенко, Л. И. Гаврющенко. Спектральные анализы донных осадков выполнены спектроскопистами Т. В. Сверкуновой и Т. К. Бабовой (ДВГИ ДВНЦ АН СССР) на спектрографе ДФС-8 (со штриховкой 600 штр/мм) методом воздушного дутья при использовании базальтовой основы. Анализ проб донных осадков на Ag и Au выполнен пробирным методом в лаборатории ДВГИ ДВНЦ АН СССР А. Н. Томиловой и Н. В. Барышевой.

Результаты и обсуждение

Основные результаты исследований, которые следует рассматривать как предварительные оценки, приведены в табл. 2—5 и на рис. 1—5.

При обсуждении результатов и сравнении их с данными о составе океанической воды и литосферы использованы работы А. П. Виноградова (1962, 1967). Сведения о среднем составе золы наземных растений почерпнуты из работы Д. П. Малюги (1963).

Все изучавшиеся химические элементы и минералы для удобства рассмотрения разделены по геохимическому принципу, хотя и до некоторой степени условно, на пять основных групп: апобазитовые, т. е. связанные преимущественно с базальтоидным магматизмом; апогранитоидные, т. е. связанные с гранитоидным магматизмом; апометаморфические, апогидротермальные и гипергенные минералы.

В группе апобазитовых химических элементов изучались Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, элементы четвертого периода таблицы Д. И. Менделеева; в группу апобазитовых минералов включены пироксены, магнетит, хромит и др.

К группе апогранитоидных и апометаморфических химических эле-

Содержание рудных элементов в морских растениях Охотского моря

Грибы	Место отбора	Виды растений,	Содержание элементов										
			Ti	V	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Mo	Au	Ag	Pb
30/73	о-в Шикотан, бух. Волощина	<i>Pelvetia wrightii</i> Algae a	10 10	15 20	120 180	300 <300	—	15 25	24 25	1 1	~0,6 <0,5	0,1 0,1	10 10
31/73	о-в Шикотан, бух. Церковная	<i>Pelvetia wrightii</i> Algae a	10 10	10 15	60 150	3000 <300	6 6	12 18	50 36	10 1	2,7 3,9	0,1 0,1	10 <10
35/73	о-в Шикотан, у бух. Малокурильская	Algae a	10	10	120	3000—1000	8	24	28	1	2,4	—	10
36/73	о-в Шикотан, бух. Хромовая	Algae a	10	11	250	300	8	20	70	10	~2,6	—	10
41/73	о-в Итуруп, бух. Золотая	<i>Rhodomela</i> sp. <i>Porphyra</i> sp. Algae b	10 — —	45 13 9	200 30 200	300—1000 1000 1000	9 — —	20 — 9	22 3 10	10 1 1	<0,5 <0,5 1,8	0,01 — —	>1,0 10 10
42/73	о-в Итуруп, бух. Золотая	<i>Cystoseira grassipes</i> <i>Ulva fenestrata</i> <i>Phyllospadix iwatensis</i> Algae b	— — — —	94 22	160 1400	3000 1000—3000	9 12	30 15	40 9	10 30—100	<1,1 3,9	0,1 —	10—30 10—30
50/73	о-в Итуруп, бух. Золотая	<i>Ulva fenestrata</i> <i>Halosaccus glandiforme</i> <i>Rhodomela</i> sp.	10 — —	11 220 25	110 560 750	300—1000 1000 300—1000	9 30 30	17 30 20	20 12 27	10 1 10	<0,5 4,4	0,1 0,1	<100 <100 <100
51/73	о-в Итуруп, зал. Простор, нос. Рейдово	<i>Sargassum myabei</i> Algae a Algae b	— — —	15 10 11	1500 180 40	1000 300 300—1000	11 10 9	18 10 17	6 30 20	10 10 10	<0,5 1,1 <0,5	— 0,1 —	10 300 <100
56/73	о-в Итуруп, зал. Простор, нос. Парусное	<i>Pelvetia wrightii</i> Algae a <i>Chondrus yendoi</i> <i>Laminaria inclinatorhiza</i>	— — — —	10 12 27 16	90 100 40 1000	300 300 300—1000 1000	9 — — —	10 20 42 70	2 10 10 17	2 1 1 1	6,5 7,1 7,8	0,1 0,1 —	10 10 <100 <100
57/73	о-в Уруп, зал. Шужина	<i>Pelvetia wrightii</i> Algae a <i>Phyllospadix iwatensis</i>	10 10 10	— 30 70	700 660 2000	30—100 1000 1000	— 10 30	16 14 40	3 6 40	0,1 1 30—100	— 22,0 7,7	— — —	<10 <10 30—100

Результаты спектрального анализа прибрежно-морских осадков (фракция — 2,0 мм), 10⁻⁴ % массы

Район	Проба	Место отбора	Sc ²	Ti ²	V ¹	Cr ¹	Mn ²	Co ¹	Ni ¹	Cu ²	Mo ²	Ag ¹	Pb ¹	Zn ¹	Ga ²	Sn ¹	B ¹	Zr ²	Li ²	Ca ²	Sr ²	
I	31/73	о-в Шикотан, бух. Церковная	2000	360	260	100	42	66	80	—	0,04	17	91	8	4	32	100	—	8000	2000		
	35/73	о-в Шикотан, бух. Малокурьянская	—	2000	490	63	400	98	73	100	—	—	10	91	8	6	35	100	—	6000	100	
	36/73	о-в Шикотан, бух. Хромова	—	2000	310	45	300	47	49	100	—	—	13	37	6	4	56	80	—	8000	400	
II	41/73	о-в Итуруп, бух. Золотая	—	5000	250	25	100	300	25	60	3	0,04	18	120	6	6	40	100	—	3000	100	
	42/73	о-в Итуруп, бух. Золотая	—	4000	450	38	400	37	44	80	3	0,05	10	210	8	6	42	200	—	4000	—	
	50/73	о-в Итуруп, зал. Првстор, пос. Рейдово	—	1000	100	—	200	10	9	40	—	0,05	10	65	6	—	15	100	—	6000	—	
III	56/73	о-в Итуруп, бух. Медвежья	—	3000	340	45	500	63	49	50	—	0,05	13	210	6	—	35	80	—	4000	—	
	57/73	о-в Уруп, зал. Щукина	20	3000	170	17	500	18	10	50	—	—	160	100	3	4,5	56	80	—	9000	400	
	58/73	о-в Уруп, зал. Щукина	—	3000	180	12	300	18	11	40	2	0,05	25	88	3	6	370	80	—	5000	—	
	62/73	о-в Уруп, мыс. Васина	—	3000	190	21	100	35	25	80	3	0,10	45	160	8	4	49	100	—	3000	—	
	64/73	о-в Уруп, к северу от мыса Васина	10	3000	210	12	100	43	25	100	30	0,50	210	890	10	9	47	100	—	6000	—	
IV	74/73	о-в Шикотан, бух. Восточная	—	5000	160	32	500	62	33	60	—	—	10	240	6	9	42	100	—	3000	—	
	78/73	о-в Онекотан, бух. Нигоро	20	4000	250	22	500	42	27	80	3	0,04	17	170	8	3	66	200	—	4000	—	
	81/73	о-в Парамундр, устье р. Стрела	10	3000	310	130	300	68	62	60	—	—	17	110	8	6	32	200	—	5000	—	
V	96/73	Пенжинская губа, о-в Елистратова	10	3000	200	47	300	47	46	60	—	—	17	42	6	6	26	200	—	8000	200	
	350/73	Тайская губа, (дочерпательная проба)	—	2000	120	10	60	12	14	30	—	0,04	41	66	6	4	54	200	—	8000	200	
	361/73	То же	—	3000	110	74	80	13	30	40	—	—	66	96	6	8	59	200	10	4000	—	
VI	362/73	Охотский рейд	—	3000	170	120	100	19	50	50	2	0,07	96	170	10	12	78	400	10	6000	—	
	376/73	Малый Шангар, восточное побережье	—	2000	63	17	60	11	17	30	—	0,05	56	23	6	4,5	32	300	—	7000	200	
	401—73	Малый Шангар, восточное побережье	—	3000	150	130	100	42	66	60	—	0,08	36	38	10	7	120	500	—	20000	400	

Примечание. I — количественный спектральный анализ, 2 — полуколичественный спектральный анализ; не обнаружены (в скобках) чувствительность определения) Be (30); As (100); P (5000); Sb (100); Pt (100); Ta (1000); Au (100); Nb (50); W (100); Ge (1); In (1); B (10); Cd (10); Ag в условных единицах.

58/73	о-в Уруи, зал. Щукина	<i>Halosaccion glandiforme</i>	10	90	120	300—1000	—	24	17	10	11,0	—	<100
		<i>Algae b</i>	—	20	200	1000	—	60	8	1	~16,0	—	<100
		<i>Algae a</i>	—	15	200	30—100	—	15	11	1	—	—	10
62/73	о-в Уруи, мыс Васша	<i>Chondrus yendoi</i>	—	60	5	300—1000	—	30	80	1	6,7	—	<100
		<i>Alaria marginata</i>	—	10	70	300—1000	—	30	15	1	9,6	0,1	<100
		<i>Algae a</i>	—	17	400	300	10	14	4	1	8,2	—	10
64/73	о-в Уруи, к северу от мыса Васша	<i>Algae a</i>	—	100	320	1000—3000	20	12	100	1	5,5	0,1	100
74/73	о-в Шлашкотан, бух. Восходная	<i>Porphyra sp.</i>	10	60	350	300—1000	—	30	14	1	4,8	0,1	<100
		<i>Algae a</i>	—	10	700	30—100	—	70	5	1	5,6	0,1	10
78/73	о-в Онекотан, бух. Ингоро	<i>Porphyra sp.</i>	—	30	1300	300—1000	—	20	18	1	5,5	0,1	<100
		<i>Algae a</i>	10	20	560	300	10	24	6	<10	3,3	0,1	<10
81/73	о-в Парамушир, устье р. Стрела	<i>Algae b</i>	10	—	30	300	—	—	21	1	<0,5	0,1	10
		<i>Algae a</i>	—	20	1400	300	10	100	26	<10	—	0,1	<10
96/73	Пелжинская губа, п-ов Елмстратова	<i>Laminaria sp.</i>	10	15	60	300	—	—	8	1	5,1	0,1	<100
		<i>Algae a</i>	10	18	620	300	10	36	26	<10	7,0	0,1	10
361—73	Тауйская губа, (дно- черпательные пробы)	<i>Laminaria inclinatorhiza</i>	10	—	20	10	—	—	14	1	4,3	0,1	10
360—73		»	—	—	—	—	—	—	—	—	4,3	—	—
362—73		»	—	—	—	—	—	—	—	—	6,9	—	—
376—73	Охотский рейд	<i>Laminaria inclinatorhiza</i>	10	16	20	10	—	—	15	1	~3,1	0,1	10
107/73	Малый Шантар, восточное побережье	<i>Pelvetia wrightii</i> *	—	12	750	300	14	30	4	1	5,3	0,1	10

Примечание. Все элементы (кроме золота и серебра) в 10⁻⁴ вес. % на золу; золотого и серебра в условных единицах.

ментов отнесены литофилы — Sn, Zr, Li. (Ca и Sr, как частью органических, рассмотрены отдельно). В группе апогранитоидных и метаморфических минералов объединены амфиболы, ильменит, ортит, циркон, анатит, рутил, сфен, а также существенно апометаморфические минералы: корунд, ставролит, андалузит, дистен, силлиманит, гранат, эпидот.

В группе апогидротермальных элементов рассмотрены типичные халькофилы — Mo, Au, Ag, Pb, Zn, а также Ga и В. В группе апогидротермальных минералов объединены в последовательности, удобной для иллюстрации результатов, барит, пирит, турмалин, молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, киноварь, топаз, шеелит, гематит, сидерит, марказит и свинец, а также диаспор, анатаз.

Гипергенные минералы (лейкоксен и лимонит) развиты по минералам других групп и отдельно не рассматриваются.

Апобазитовые элементы

Скандий. Содержание Sc в воде Мирового океана $4 \cdot 10^{-9}$ %, что на 5—6 порядков ниже, чем в главнейших типах горных пород земной коры. Его среднее содержание в исследованных нами морских осадках близко к кларку. Максимальное содержание Sc наблюдалось в осадках близ островов центрального сектора Большой Курильской гряды, где роль сиалического материала незначительна и преобладают базальтоиды четвертичных вулканических построек. Осадки района о-ва Уруп по содержанию Sc не выделяются. В осадках Западно-Приохотского района содержание Sc снижено.

Титан. Титан в океанической воде в среднем содержится в количестве $1 \cdot 10^{-7}$ % и находится главным образом в виде взвесей TiO_2 , содержание которых коррелируется с SiO_2 и Al_2O_3 . В океанических илах содержание этого элемента составляет около 0,42%.

Среднее содержание Ti в исследованных морских растениях на 3 порядка выше, чем в воде Мирового океана. Наиболее высокое содержание Ti обнаружено в бурых водорослях, но в среднем морские растения всех рассмотренных отделов (красные, бурые, зеленые водоросли, высшие растения) содержат одинаковое количество этого элемента. Несколько выше содержание Ti в водорослях Шикотана и Западно-Приохотского района. Это, вероятно, не случайно: в район Шикотана титан, как известно легкогидролизующийся, поступает из разрушаемых верхнемеловых базальтоидов, в Пришантарье — из обогащенных этим элементом ультраосновных пород и эортозитов. Распределение в водорослях не соответствует распределению в морских осадках, где преобладают достаточно устойчивые минеральные формы этого элемента. Не исключено, однако, что соответствие с содержанием вторичных титановых минералов может быть обнаружено при повышении точности анализа.

Основная масса Ti в исследованных осадках заключена, по-видимому, в титаномагнетите, представляющем твердый раствор (частично или полностью распавшийся с понижением температуры) ильменита и магнетита. Наиболее высокие концентрации (>70%) магнетита (и титано-магнетита) наблюдаются в тяжелых подфракциях осадков Итурупа и островов северного сектора Большой Курильской гряды. В некоторых районах (зона Западной Камчатки и Западного Приохотья) широко развит ильменит и продукт его преобразования — лейкоксен. Повсеместно проявлены рутил, сфен, местами встречается анатаз.

Содержание титановых минералов в осадках шельфа и титана в водорослях о-ва Уруп относительно невелико.

Ванадий. Среднее содержание V в воде океанов $3 \cdot 10^{-7}$ %. По данным Сугавары (Тихий океан, 1966), большая часть ванадия (70—

Среднее содержание химических элементов в золе морских

Провинция	Район	Место отбора проб (острова)	Отдел	Виды растений, морские осадки	К-во проб	Эле					
						Алоба					
						Se ²	Ti ²				
Курильская	Малая гряда	Шикотан	Бурые	Algae a	4		10				
				Pelvetia wrightii	2		10				
				Среднее	6		10				
				Осадки	3		2000				
	Большая Курильская гряда	Южный сектор	Итуруп		Chondrus yendoi	1		—			
					Halosaccion glandiforme	1		—			
					Красные Rhodomela sp.	1		—			
					Porphyra sp.	1		10			
					Среднее	4		2			
					Laminaria inclinatorhiza	1		—			
					Algae b	3		—			
					Pelvetia wrightii	1		—			
					Бурые Cystoseira grassipes	1		—			
					Sargassum myabei	1		—			
					Algae a	2		—			
					Среднее	9		—			
					Зеленые Ulva fenestrata	2		5			
					Высшие Phyllospadix iwatensis	1		—			
					Среднее по видам острова	16		1			
					Осадки	4		3250			
				Chondrus yendoi	1		—				
				Красные Halosaccion glandiforme	1		10				
				Среднее	2		5				
				Algae b	1		—				
				Бурые Pelvetia wrightii	1		10				
				Alaria marginata	1		—				
				Algae a	4		3				
				Среднее	7		3				
				Высшие Phyllospadix iwatensis	1		10				
				Среднее по видам острова	10		4				
				Осадки	4	8	3000				
				Северный сектор	Шиашкотан Онекотан Парамушир			Красные Porphyra sp.	2		5
								Algae b	1		10
								Бурые Algae a	3		3
Среднее	4		5								
Среднее по видам островов	6		5								
Осадки	3	10	4000								

растений и прибрежных осадках Охотского моря (10⁻⁴% массы)

менты										
зитовые							Алогидротермальные			
V ¹	Cr ¹	Mn ¹	Fe ²	Co ¹	Ni ¹	Cu ¹	Mo ²	Au ⁴	Ag ²	Pb ²
14		175	675	8	22	40	3,3	2,3	0,10	10
13		90	1650	3	14	37	5,5	1,7	0,05	10
14		147	1000	6	19	39	4,0	2,0	0,07	10
387	123	267 ²		62	63	93 ²	--	-- ¹	0,01 ¹	13 ¹
27		40	650	--	42	10	1	7,1	0,10	<100
220		560	1000	30	30	12	1	4,4	0,10	<100
25		750	650	30	20	27	10	<0,5	0,10	100
45		200	650	9	20	22	10	<0,5	0,10	<100
79		388	740	17	18	18	5,5	2,9	0,10	<100
16		1000	1000	--	70	17	1	7,8	--	<100
11		30	650	--	--	4,3	4	0,9	--	<100
10		90	300	9	10	2	10	6,5	0,10	10
9		200	1000	--	9	10	* 1	1,8	--	10
15		1500	1000	11	18	6	10	<0,5	--	10
11		140	300	5	15	20	6	1,4	0,10	160
12		251	650	3	15	10	5	2,5	0,04	<100
53		135	1830	9	24	30	10	0,6	0,10	<100
22		1400	2000	12	15	9	65	3,9	--	20
34		400	650	8	19	14	8	2,4	0,06*	100
285	27	300 ²		35	32	58 ²	1,5	-- ¹	0,05 ¹	13 ¹
60		5	650	--	30	30	1	6,7	--	<100
90		120	650	--	24	17	10	11,0	--	<100
75		63	650	--	27	24	5,5	8,9	--	<100
20		200	1000	--	60	8	1	16,0	--	<100
--		790	65	--	16	3	0,1			< 10
10		70	650		30	15	1	9,6	0,10	<100
40		395	1090	10	14	30	1	11,9	0,03	50
27		377	870	6	23	21	0,9	12,3	0,03	<100
70		2000	1000	30	20	40	65	7,7	--	100
41		477	840	7	24	28	7	10,1	0,02	<100
188	16	250 ²		29	18	68 ²	8,8	1,3 ³	102,6 ³	110 ¹
45		830	650	--	25	16	1	5,2	0,10	<100
--		30	300	--	--	21	1	<0,5	0,10	10
17		887	220	7	65	12	6	4,5	0,10	< 10
13		673	240	5	49	15	6	3,0	0,10	< 10
23		723	380	3	41	15	3	3,8	0,10	< 10
240	61	433 ²		57	41	67 ²	1	-- ¹	0,01 ¹	15 ¹

Провинция	Район	Место отбора проб (острова)	Отдел	Виды растений, морские осадки	К-во проб	Эле					
						Алоба					
						Sc ²	Ti ²				
Курильская	В целом для Большой Курильской гряды			Красные	8		4				
				Бурые	20		2				
				Зеленые	2		5				
				Высшие	2		5				
				Среднее по видам	32		3				
				Осадки	11	5,4	3364				
Курильская	В целом для Курильских островов			Бурые	26		4				
				Среднее по видам	38		4				
				Осадки	14	4,2	3070				
Западно-Приохоотская	Пенжинская губа		Бурые	Laminaria sp.	1		10				
				Algae a	1		10				
				Среднее	2		10				
				Осадки	1	10	3000				
	Тауйская губа		Бурые	Laminaria inclinatorhiza	1		10				
				Осадки	3	—	2667				
	Охотский рейд		Бурые	Laminaria inclinatorhiza	1		10				
				Осадки	1	—	2000				
	Малый Шантар		Бурые	Pelvetia wrightii	1		—				
				Осадки	1	—	3000				
Западно-Приохоотская				Laminaria	3		10				
				Среднее по видам	5		8				
				Осадки	6	2	2667				
				Красные	Chondrus yendoi	2		—			
					Halosaccion glandiforme	2		5			
					Rhodomela sp.	1		—			
					Porphyra sp.	3		7			
					Среднее	8		4			
				В целом для региона			Бурые	Laminaria	4		8
								Algae b	5		2
Alaria marginata	1		—								
Pelvetia wrightii	5		6								
Cystoseira grassipes	1		—								
Sargassum myiabei	1		—								
Algae a	14		5								
Среднее	31		5								
Зеленые	Ulva fenestrata	2						5			
Высшие	Phyllospadix iwatensis	2						5			
Среднее по всем видам	43		4								
Осадки	20	3,5	2950								

Океаническая вода (%). (по А. П. Виноградову, 1967) $4 \cdot 10^{-9}$ $1 \cdot 10^{-7}$

Примечание. 1 — количественный спектральный анализ, 2 — (в усл. ед.), 4 — нейтронно-активационный анализ (в усл. ед.); Au и Ag в условных единицах.

менты										
зитовые							Апогидротермальные			
V ¹	Cr ¹	Mn ¹	Fe ²	Co ¹	Ni ¹	Cu ¹	Mo ²	Au ⁴	Ag ²	Pb ²
70		421	694	9	27	25	4,4	4,9	0,08	<100
17		425	780	5	25	15	3,5	5,6	0,05	<100
53		135	1830	9	24	30	10	0,6	0,10	<100
46		1700	1500	21	18	25	65	5,8	—	60
34		485	790	7	25	19	8	5,1	0,06	
237	32	318 ²		39	29	64 ²	4,3		0,08 ¹	49 ¹
16		360	830	4	23	20	3,6	4,7	0,05	
31		432	853	7	24	22	7,3	4,6	0,06	
269	52	307 ²		44	36	70 ²	3,4		0,07 ¹	41 ¹
15		60	300	—	—	8	1	5,1	0,10	100
18		620	300	10	36	26	8	7,0	0,10	10
17		340	300	5	18	17	5	6,1	0,10	
200	47	300 ²		47	46	60 ²	—	— ¹	— ¹	17 ¹
—		20	10		—	14	1	5,2	0,10	10
133	68	80 ²		15	31	40 ²	0,7	— ¹	0,04 ¹	68 ¹
16		20	10		—	15	1	3,1	0,10	10
63	17	60 ²		11	17	30 ²	—	— ¹	0,05 ¹	56 ¹
12		750	300	14	30	4	1	5,3	0,10	10
150	130	100 ²		42	66	60 ²	—	— ¹	0,08 ¹	36 ¹
10		33	107	—	—	12	1	4,7	0,10	<100
12		290	184	5	13	18	2,4	5,1	0,10	10
136	66	117 ²		24	37	45 ²	0,3		0,04 ¹	52 ¹
44		23	650	—	36	20	1	6,9	0,05	<100
155		340	825	15	27	15	6	7,7	0,05	<100
25		750	650	30	20	27	10	<0,5	0,10	100
45			650	3	23	18	4	3,4	0,10	<100
70		421	693	9	27	25	4,3	4,9	0,08	<100
16		275	330	—	18	14	1	5,3	0,08	<100
11		64	1190	—	12	8	3	4,7	0,02	<100
10		70	650	—	30	15	1	9,6	0,10	<100
9		362	853	6	17	17	4	3,8	0,08	10
9		200	1000	—	9	10	1	1,8	—	10
15		1500	1000	11	18	6	10	<0,5	—	10
22		417	616	8	29	27	4	5,6	0,07	34
16		350	726	5	22	19	3	4,8	0,06	34
53		135	1830	9	24	30	10	0,6	0,10	<100
46		1700	1500	21	18	25	65	5,1	—	60
29		416	807	6	25	21	5	4,7	0,06	
229	56	250 ²		38	37	62 ²	2,3		0,06 ¹	44 ¹

3 · 10⁻⁷ 2 · 10⁻⁹ 2 · 10⁻⁷ 1 · 10⁻⁶ 5 · 10⁻⁸ 2 · 10⁻⁷ 3 · 10⁻⁷ 1 · 10⁻⁶ 4 · 10⁻¹⁰ 3 · 10⁻⁸ 3 · 10⁻⁹
 полуколичественный спектральный анализ, 3 — пробирный анализ

Среднее содержание химических элементов в прибрежных осадках Охотского моря

Провинция	Район	Место отбора проб	Количество проб	Аногидротермальные			Апогранитоидные			Sr ²	
				Zn ¹	Ga ²	B ¹	Sn ¹	Zr ²	Li ²		Ca ²
Курильская	Малая гряда	о-в Шикотан	3	73,0	7,0	41,0	4,7	93,3	--	7333	233
	Южный сектор	о-в Итуруп	4	151,2	7,0	33,0	3,0	120,0	--	4250	25
		о-в Уруп	4	309,5	6,0	130,5	5,9	90,0	--	5750	100
	Северный сектор	о-ва Шишкотан, Онекотан, Парамушир	3	173,3	7,0	46,7	6,0	166,7	--	4000	--
	Среднее		11	214,8	6,5	72,2	4,9	121,8	--	4727	52
Среднее		14	184,4	6,7	65,5	4,8	115,7	--	5285	86	
Западно-Приохотская	Пенжинская губа		1	42,0	6,0	26,0	6,0	200,0	--	8000	200
	Тауйская губа		3	110,7	7,3	63,7	8,0	266,7	6,7	6000	67
	Охотский рейд		1	23,0	6,0	32,0	4,5	500,0	-	7000	200
	о-в Малый Шантар		1	38,0	10,0	120,0	7,0	500,0	--	20000	400
Среднее		6	72,5	7,3	62,0	6,9	300,0	3,3	8830	167	
Среднее для региона		20	150,9	6,9	64,3	5,4	171,0	1,0	6350	110	

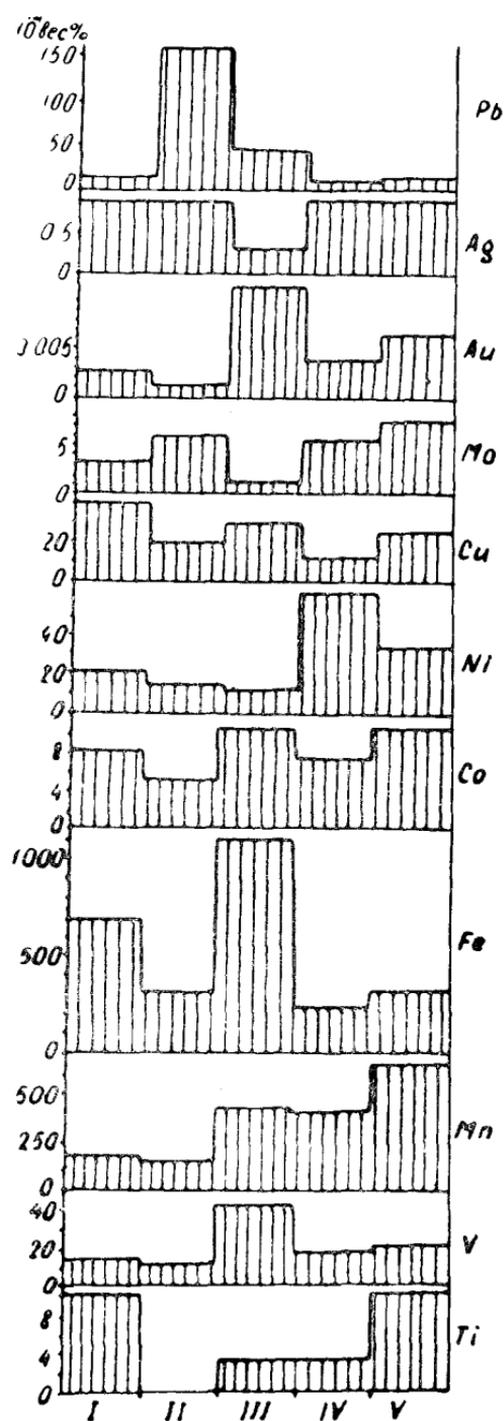


Рис. 1. Вариации среднего содержания химических элементов в золе Algae а пяти районов Охотского моря (содержание Au и Ag в условных единицах)

I — о-в. Шикотан; II — о-в. Итуруп; III — о-в. Уруп; IV — северный сектор Большой Курильской гряды (о-ва Шнашкотан, Онекотан, Парамушир), V — Западно-Прохотская (приконтинентальная) зона

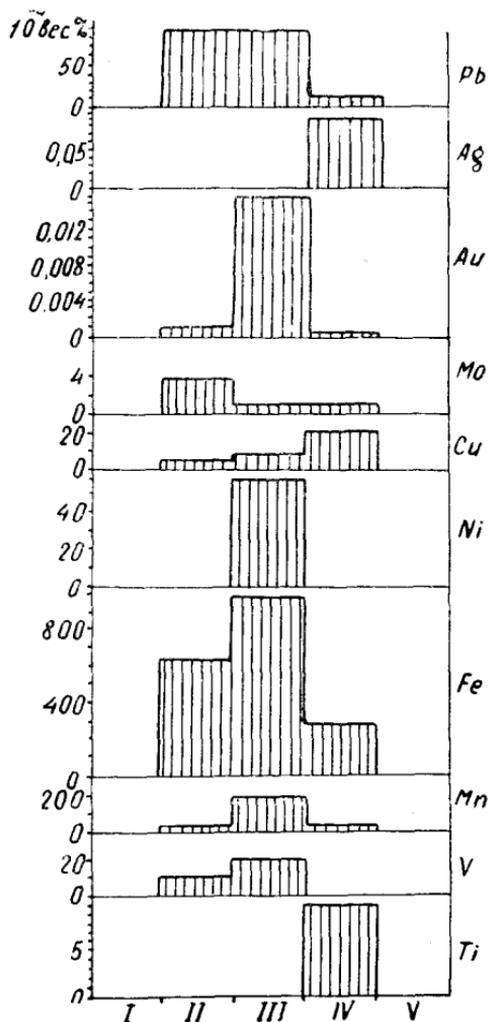


Рис. 2. Вариации среднего содержания химических элементов в золе Algae б пяти районов (см. рис. 1) Охотского моря (содержание Au и Ag в условных единицах)

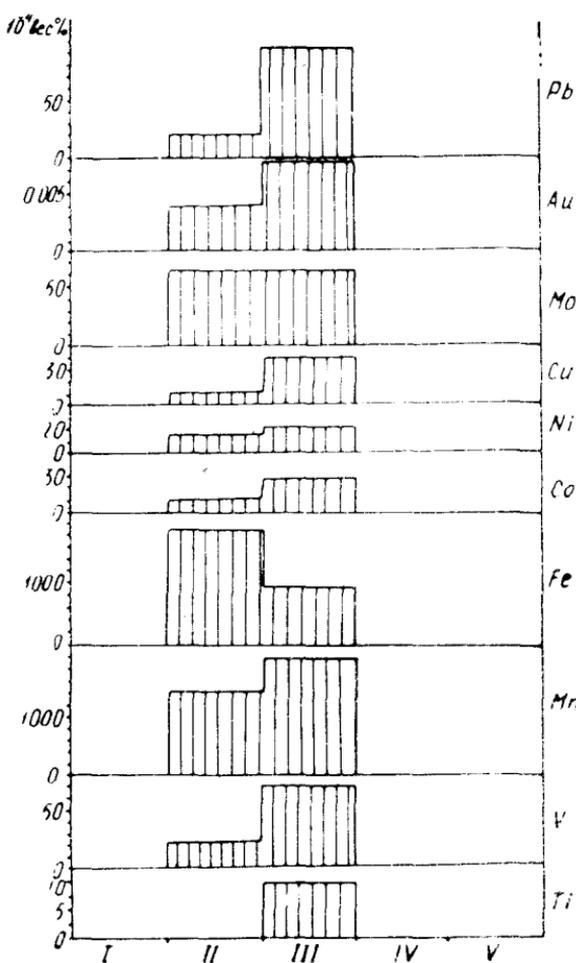


Рис. 3. Вариации среднего содержания химических элементов в золе *Phyllospadix iwatensis* пяти районов (см. рис. 1) Охотского моря (содержание Au в условных единицах)

96%) находится в растворимой форме. А. П. Виноградов (1967) указывает, что V образует много легкорастворимых в условиях океанической воды соединений — солей ванадиевых кислот $H_2VO_4^-$, $H_3V_2O_7^-$, $VO_2(OH)_3^{2-}$ и т. д. Возможна сорбция ванадия и на гидрогелях $Fe(OH)_3$, $Mn(OH)_2$, $SiO_2 \cdot nH_2O$ и др.

Среднее содержание V в исследованных морских растениях почти на 4 порядка выше, чем в воде океанов, и лишь немного уступает содержанию в литосфере и наземных растениях. По убыванию концентрации V изучавшиеся морские водоросли и высшие растения можно расположить в следующий ряд: красные, зеленые водоросли, высшие растения, бурые водоросли. Лучший концентратор V — красная водоросль *Halosaccion glandiforme* (до 220 г/т). Корневая система высших растений явно не дает им преимущества в усвоении ванадия, что свидетельствует о поступлении этого элемента из морской воды, а не из осадка.

Сопоставление содержания ванадия в осадках и морских растениях дает сложную картину. В морских осадках наибольшее количество ванадия отмечено для районов проявления базальтоидного магматизма. Вероятно заимствование его из титаномagnetитов, повсеместно отличающихся повышенным содержанием V. В морских растениях содержание V на порядок ниже, чем в осадках. По-видимому, относительная устойчивость содержащих V титаномagnetитов препятствует переходу этого элемента в морскую воду. Наибольшее содержание V в растениях

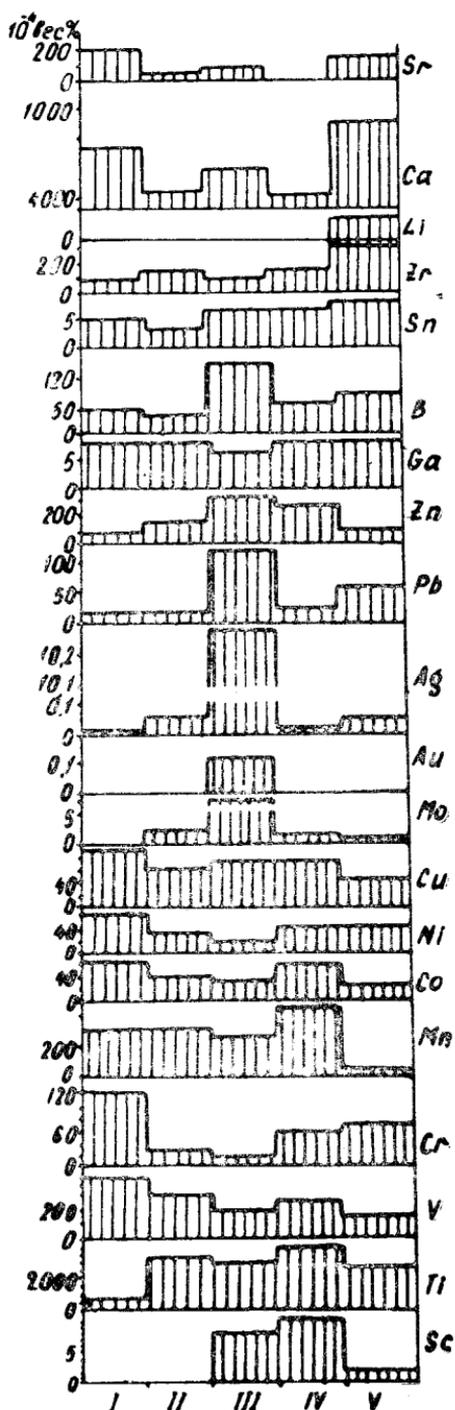


Рис. 4. Вариации среднего содержания химических элементов в морских осадках пяти районов Охотского моря; фракция — 2,0 мм

близ минерализованных зон о-ва Уруп, что объясняется его поступлением из гидротермальных сульфидных рудопоявлений и современных горячих минерализованных вод. При этом ванадий, выносящийся в море в растворенном виде, легко усваивается водорослями, а осадки объединяются им.

Хром. Содержание Cr в воде Мирового океана составляет $2 \cdot 10^{-9} \%$, что почти на 7 порядков превышает его содержание в литосфере.

Хром — типичный элемент ультраосновных магм и в меньшей сте-

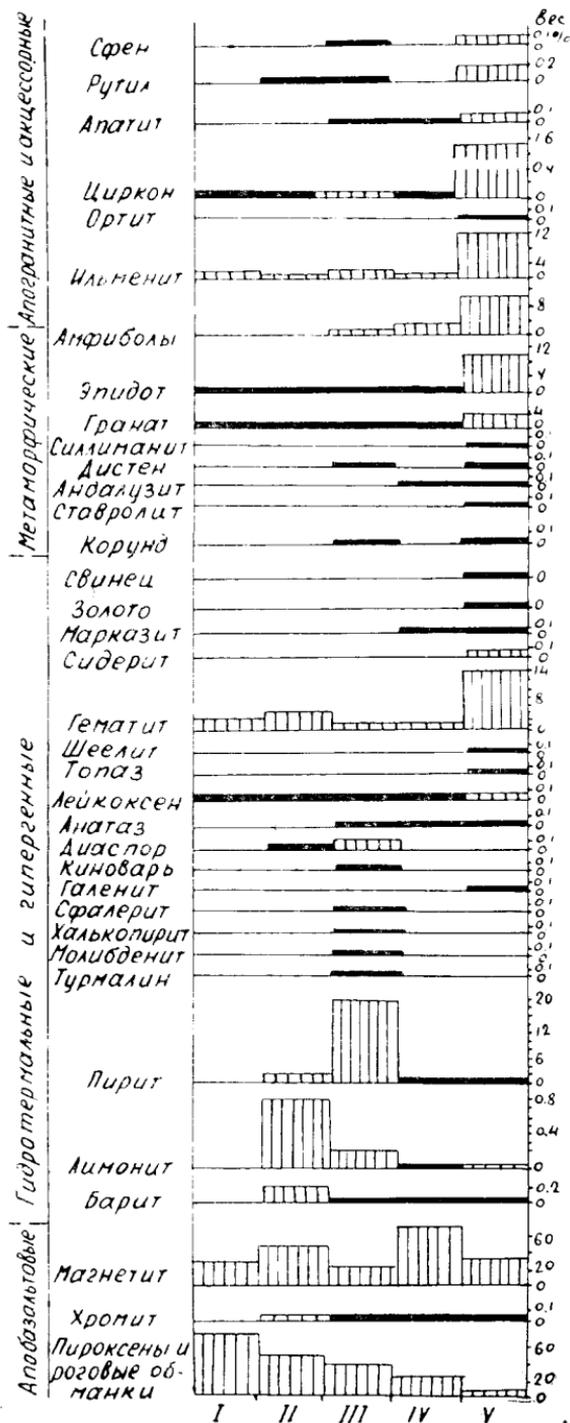


Рис. 5. Вариации среднего минералогического состава тяжелой подфракции шлихов морских осадков пяти районов Охотского моря; фракция — 2,0 мм (Au в условных единицах)

пени базальтоидов. В прибрежно-морских осадках изученных нами районов его среднее содержание отвечает кларковому. Минимальным значением его концентрации отличается рудный район (о-в Уруп), что обусловлено теми же причинами, которые определяют характер распределения ванадия. Главным минералом хрома является хромит. В качестве изоморфной примеси он входит в кристаллическую решетку магнетита и других шпинелидов, обладающих высокой механической и химической прочностью. В знаковых количествах хромит распрост-

ранен почти повсеместно в осадках Охотского моря. Наиболее высокое его содержание установлено в осадках Итурупа. В участках максимальной хромитонности осадков взяты пробы водорослей по техническим и метеорологическим причинам не удалось.

М а р г а н е ц. Содержание марганца в северной части Тихого океана составляет $4,4 \cdot 10^{-7} \%$, его среднее содержание в воде океанов — $2 \cdot 10^{-7} \%$. У берегов морей и океанов марганец присутствует в виде взвесей и в виде коллоидов, в поверхностных водах он практически исчезает вследствие интенсивного извлечения планктоном, диатомовыми, фораминиферами, с глубиной его содержание повышается. А. П. Виноградов (1967) указывает, что главная тенденция в геохимии Mn в океане — переход Mn^{2+} , приносимого с континента в виде смесей и соединений, а также освобождающегося при гибели планктона по мере его опускания в глубокие слои воды, в MnO_2 в донных отложениях. Л. М. Хитров и Ю. Б. Холина (1972) установили, что в морской воде марганец находится в виде растворимого $MnSO_4$ (85%) и частично в составе взвеси; ими также показана роль планктона в миграции Mn в океане.

В исследованных морских растениях Охотского моря Mn содержится в среднем (416 г/т) в количестве, превышающем на 5 порядков содержание этого элемента в воде Мирового океана, что на порядок меньше кларка и его содержания в наземных растениях. Самые высокие концентрации обнаружены в высшем растении *Phyllospadix iwataensis* с о-ва Уруп: 2000 г/т при среднем содержании в этом растении, равном 1700 г/т, и в бурой водоросли *Sargassum myiabei* (1500 г/т). По убыванию средних концентраций исследованные водоросли располагаются в следующем порядке: красные (421 г/т), бурые (350 г/т) и зеленые (135 г/т).

В водных растениях и осадках Большой Курильской гряды содержание марганца наиболее высокое, что отражает ведущую роль современных вулканических процессов в выносе этого элемента.

Ж е л е з о. Содержание железа в шельфовых водах северо-восточной части Тихого океана составляет $9,1 \cdot 10^{-6} \%$, в океанической воде $1 \cdot 10^{-6} \%$. В дельтах рек, в прибрежных областях океана, в межконтинентальных средиземных морях, куда впадает много рек, количество валового Fe в воде достигает иногда порядка $10^{-3} \%$.

Железо выносится реками в виде грубых взвесей, осколков минералов и пород, содержащих Fe в кристаллических решетках, в виде коллоидов $Fe(OH)_3$, гуматов железа и других органических соединений Fe^{3+} . С гуматами железа сносятся в океан соединения Mn, Cu, Al, Zn, U, Au и других металлов. По-видимому, железо входит в сорбирующий комплекс, являющийся смесью $SiO_2 \cdot n H_2O + Fe(OH)_3$ и органических веществ. Этот комплекс участвует в осаждении As, Se, Pb, Mo, U и других элементов.

В морской воде содержится 10—20% растворимого Fe. Известны фильтрующиеся формы: ионная — Fe^{3+} (Fe^{2+}) и растворимые комплексные органические соединения. Железо входит также в состав планктона. По Р. Хорну (1972), железо в морской воде находится и в виде $Fe(OH)^{2+}$, $Fe(OH)_2^{+}$, $Fe_2(OH)_4^{4+}$, а также фосфатных и органических комплексов. Преобладают Fe^{3+} , Fe^{2+} — 10^{-20} М, содержание $FeCl^{2+}$ и $FeHSO_4^{2+}$ очень мало. Таким образом, геохимическая роль Fe в морской воде значительна и весьма разнообразна.

В проанализированных морских растениях железа в среднем содержится на 5 порядков больше, чем в воде Мирового океана. Наиболее высокое содержание обнаружено в высшем водном растении *Phyllospadix iwataensis* с о-ва Итуруп, где широко проявлены прибрежно-морские титаномагнетитовые пески. Морские растения рудоносного

района (о. Уруп) также отличаются повышенным содержанием Fe, несколько уступая в этом отношении растениям о-ва Шикотан. По способности концентрировать Fe исследованные морские растения в порядке убывания содержания Fe располагаются следующим образом: зеленые водоросли, высшие растения, бурые, красные водоросли.

Источниками железа служит целый ряд разнообразных минералов. Железо является главной составной частью силикатов (пироксены, гранаты и т. д.), окислов (магнетит, гематит, ильменит, хромит, лимонит), сульфидов (пирит, халькопирит, марказит) и карбонатов (сидерит).

Апобазитовые минералы железа (пироксены, магнетит) в наибольших количествах наблюдаются в осадках Курильской островной дуги, его гидротермальные минералы (пирит, халькопирит) — в осадках рудного района (о-в Уруп), метаморфические минералы (гранат и другие) приурочены к Западно-Камчатскому и Западно-Приохотскому районам. Обращает на себя внимание распределение лимонита, развивающегося в гипергенном процессе за счет железосодержащих сульфидов (о-в Уруп) и силикатов, а также, по-видимому, вулканических шлаков базальтоидов (о-в Итуруп). Совпадение максимумов лимонита и барита отражает единый процесс окисления серы сульфидов до сульфат-иона и перехода железа сульфидов и силикатов в окисную форму. Зерна ильменита и магнетита в осадках нередко покрыты пленкой лимонита.

Кобальт. Среднее содержание Co в открытом океане — $5 \cdot 10^{-8} \%$. В закрытых морях его содержание выше, например в Черном море $3,5 \cdot 10^{-7} \%$. В поверхностных водах содержание Co ниже, так как он интенсивно поглощается фитопланктоном, диатомовыми. Вероятно, Co^{2+} может давать ионы $CoCl^+$, $Co(OH)^+$ и соединения $CoSO_4$. В морской воде обнаружен кобальт, содержащий витамин B_{12} .

В исследованных морских растениях содержание Co в среднем на 4 порядка выше, чем в воде Мирового океана, и в 2,5 раза меньше, чем в наземных растениях. Наиболее высокое содержание (30 г/т) обнаружено в красных водорослях (*Halosaccion glandiforme* и *Rhodomela sp.*) о-ва Итуруп и в высшем водном растении *Phyllospadix iwatensis* рудноносного района о-ва Уруп, среднее содержание Co в морских растениях этих соседних районов также несколько повышено.

Распределение Co в морских осадках аналогично распределению таких характерных апобазитовых элементов, как V, Cr, Ni. Собственные минералы Co в морских осадках нами не обнаружены, в виде изоморфной примеси он входит в состав сульфидных минералов и сам образует сульфиды (кобальтин).

Никель. Среднее содержание Ni в воде открытого океана $2 \cdot 10^{-7} \%$, в морях оно выше (в Черном море — $6 \cdot 10^{-7} \%$). Никель растворен в виде Ni^{2+} ($NiSO_4$), возможно также существование ионов $NiCl^+$ или $Ni(OH)^+$. $NiCO_3$ и $Ni(OH)_2$ выпадают в осадок. Ni, как и большинство других апобазитовых элементов, накапливается в железомарганцевых конкрециях.

В исследованных морских растениях содержание Ni на 4 порядка выше, чем в воде океана, но в 2—3 раза ниже по сравнению со средним составом литосферы и наземных растений. В водорослях оно варьирует от 9 (*Cystoseira grassipes*) до 70 г/т (*Laminaria inclinatrix*, о-в Итуруп). Ряд убывания среднего содержания Ni для исследованных видов: красные, зеленые, бурые водоросли, высшее растение *Phyllospadix iwatensis* (среднее содержание варьирует незначительно).

Распределение Ni в морских осадках аналогично распределению других типичных апобазитовых элементов. Собственные минералы Ni в осадках нами не обнаружены, в качестве изоморфной примеси он может входить в кристаллическую структуру силикатов базитовых пород, гидротермальных минералов (пирит, бравоит и другие сульфиды).

Этот элемент входит в состав гипергенных минералов кор выветривания и зон окисления.

Медь. Поверхностные воды заливов богаче Cu , чем воды открытого океана, так как они выносятся материковым стоком. Глубинные воды (ниже 200 м) обогащены Cu , что, видимо, связано с поступлением этого элемента из отмирающих в водной толще организмов. Среднее содержание Cu в океанической воде $3 \cdot 10^{-7} \%$, в речных водах на порядок выше.

Форма нахождения меди в морской воде изучена недостаточно. При Eh океанической воды (+0,2) — (−0,4) могут образовываться ионы Cu^{2+} (CuSO_4), а также CuCl^+ , $\text{Cu}(\text{OH})^+$. Наиболее растворимой формой меди в океанической воде можно считать CuCO_3 . Медь дает соединения с гуминовыми кислотами и фульвокислотами, она находится в виде Cu -органических соединений и в виде взвеси.

В исследованных морских растениях медь обнаружена в количествах, на 4 порядка превышающих содержание ее в воде Мирового океана, но в 2—3 раза более низких, чем в исследованных осадках, и на порядок ниже, чем в наземных растениях.

Вариация среднего содержания Cu по отделам морских растений незначительна, максимальное содержание этого элемента установлено для *Algae* о-ва Шикотан (до 70 г/т) и *Phyllospadix iwatensis* о-ва Уруп (до 40 г/т).

Распределение Cu в морских осадках аналогично распределению ванадия, а также других апобазитовых элементов. Cu входит в состав халькопирита, обнаруженного в тяжелых подфракциях пляжевых осадков рудоносного района (о-в Уруп).

Апогидротермальные элементы

Из обширной группы апогидротермальных элементов нами определялись в морских организмах Mo , Au , Ag , Pb , Zn , а также Ga и V .

Молибден. Концентрация молибдена в океанической воде составляет $1 \cdot 10^{-6} \%$. Форма нахождения растворимых соединений, вероятно, MoO_4^{2-} , который может существовать в широких пределах Eh и pH океанической воды.

В проанализированных морских растениях среднее содержание Mo почти на 2 порядка выше, чем в водах Мирового океана, и примерно соответствует среднему содержанию этого элемента в литосфере и в наземных растениях. В зеленых водорослях Mo накапливается в несколько больших количествах, чем в красных и бурых. Его наиболее высокое содержание обнаружено в высшем водном растении *Phyllospadix iwatensis* на островах Уруп и Итуруп. По-видимому, корневая система растения дает ему преимущества в отношении накопления Mo по сравнению с водорослями, усваивающими элементы из морской воды.

Резко выраженный максимум в содержании Mo обнаруживают осадки района о-ва Уруп. В тяжелых подфракциях осадков нами обнаружен молибденит.

Золото. Содержание золота в воде океанов и морей, по данным разных исследователей, колеблется. Видимо, наиболее приемлемой величиной можно считать $4 \cdot 10^{-10} \%$ (0,000004 мг/л). У берегов содержание золота выше вследствие выноса его реками.

В морской воде возможны три формы нахождения золота: суспензия микроскопических золотинок или коллоидов; ионы AuCl_2^- и AuCl_4^- ; Au -органическое соединение. Исследования последних лет указывают на нахождение Au в морской воде в виде комплексного аниона (AuCl_2^-). Растворимость AuCl_2^- значительно выше концентрации золота в океанической воде. Рассчитанные значения равновесных кон-

центраций других форм соединений Au гораздо ниже. Осаждение Au из коллоидных растворов сульфидами тяжелых металлов, особенно пиритом, пытались использовать для концентрирования золота из морской воды.

В илах морей не наблюдалась исключительная концентрация Au, как это имеет место для Mn, Cu, Pb, но его среднее содержание довольно высокое.

Ливерсидж в 1897 году первый нашел золото в водорослях в количестве $1,4 \cdot 10^{-4} \%$ (Vinogradov, 1953). Содержание золота в растениях варьирует в широких пределах, при этом существенную роль играют вид растения и содержание золота в окружающей среде. Так, кукуруза из района Осланы содержит $0,00018\%$ золота в золе при содержании золота в почве $0,2$ г/т, хвощи *Equisetum palustre* (болотный) и *E. arvense* (полевой) содержат 610 г/т и 63 г/т. В то же время в некоторых видах растений даже в золотоносных районах золото не было обнаружено. Различные органы растений в различной степени накапливают золото, наибольшее его содержание найдено в семенах, в частности в зернах кукурузы. А. П. Виноградовым (1957) в золе зерен кукурузы из ряда разных районов Словакии наблюдались мелкие золотины пластинчатой и дендритовидной формы. *Clematis vitalba* (ломонос) содержит $0,011\%$ золота в древесине и $0,06\%$ в плодах. Шишки пихты (*Picea excelsa*) содержат $7,7$ г золота на тонну золы, шишки сосны (*Pinus silvestris*) от $5,5$ до $11,0$ г/т, в то же время в древесине и иглах золото содержится в следах. Растения переводят хлорное золото в коллоидную форму, затем оно выделяется на их корнях. *Penicillium glaucum* превращает золотоносные растворы в течение 24 ч в коллоидальные. То же можно сказать и о *Aspergillus oryzae*.

На основании опытов с растениями, которые содержат много SiO_2 , можно сделать вывод о том, что кремнезем выполняет определенную функцию при усвоении золота. Постоянно наблюдается тесная связь SiO_2 и золота. В природе трехвалентное железо способствует усвоению золота растениями.

Среднее содержание Au в исследованных нами морских растениях на 3 порядка выше, чем в воде океанов, и одного порядка с кларком литосферы. Хорошим концентратором золота является высшее растение *Phyllospadix iwatensis* ($5,8$ условных единиц), обладающее весьма мощной корневой системой. Несколько уступают ему красные и бурые водоросли, в зеленых водорослях золота обнаружено меньше.

Серебро. Определение содержания серебра в морской воде, как и золота, дает различные величины. Можно считать, что в морской воде Ag содержится в количестве $3 \cdot 10^{-8} \%$. У берегов содержание Ag выше, чем в открытом океане (сказывается его вынос реками). В растворимой форме в морской воде оно может находиться в виде AgCl_3^{2-} (или AgCl_2^{2-}), AgCl выпадает в осадок. В присутствии H_2S растворимость серебра уменьшается (произведение растворимости Ag_2S $\text{Lp} = 10^{-49,2}$).

Среднее содержание Ag в исследованных морских растениях почти на 2 порядка превышает содержание этого элемента в воде Мирового океана, равно его кларку для литосферы и на порядок ниже, чем у наземных растений. Морские растения рудоносного района (о-в Уруп) содержат пониженное количество Ag по сравнению с растениями остальных районов. Полученные нами данные следует рассматривать как сугубо ориентировочные.

В исследованных осадках Ag содержится в среднем в тех же количествах, что и в морских растениях. Его наиболее высокое содержание обнаружено в осадках рудоносного района. Собственные минералы Ag в осадках не выявлены. Однако известно, что Ag входит в качестве

изоморфной примеси в структуру некоторых сульфидов и самородных металлов (галенит, золото).

Свинец. Среднее содержание Pb в морской воде составляет $3 \cdot 10^{-9}$ %, в Японском море $1 \cdot 10^{-7}$ %, в поверхностных водах Тихого океана 0,2 мкг/л, в глубинных слоях — 0,03 мкг/л. В поверхностных водах имеется и техногенный свинец, что связано с применением тетраэтила Pb в качестве антидетонатора бензина. В морской воде Pb находится в твердой фазе взвесей, частично адсорбирован на органических коллоидах и, возможно, в виде Pb^{2+} — $PbCl^+$, $Pb(OH)^+$, $PbSO_4$.

В исследованных нами морских растениях содержание Pb на 6 порядков превышает его содержание в воде Мирового океана. Содержание Pb в морских и наземных растениях и в морских осадках представляет величины одного порядка. Максимальное содержание свинца обнаружено в осадках рудоносного района (о-в Уруп). Галенит и самородный свинец найдены лишь в осадках Западно-Приохотского района.

Цинк. Среднее содержание Zn в воде Мирового океана $1 \cdot 10^{-6}$ %, что на 4 порядка ниже по сравнению с составом литосферы и на 5 порядков ниже сравнительно с содержанием этого элемента в наземных растениях. Цинк, по-видимому, находится в морской воде в виде двухвалентного иона Zn^{2+} ($ZnSO_4$).

В морских растениях цинк нами не определялся. В исследованных осадках содержание Zn околочларковое. Максимум его содержания, как и всех предыдущих элементов этой группы, наблюдается в осадках рудоносного района (о-в Уруп), где в тяжелой подфракции обнаружен сфалерит.

Галлий. Содержание Ga в воде Мирового океана $3 \cdot 10^{-9}$ %, что на 6 порядков ниже кларка. В морских растениях галлий нами не определялся. В исследованных осадках его содержание варьирует незначительно, обнаруживая тенденцию к уменьшению в осадках рудоносного района, что противоречит накоплению этого халькофильного элемента в виде изоморфной примеси в кристаллической решетке сульфида цинка (сфалерита) и требует более основательного изучения.

Бор. Содержание бора в воде Мирового океана, где он находится в форме $B(OH)_3$ и $B(OH)_2O^-$, составляет $4,6 \cdot 10^{-4}$ %. В морских растениях содержание бора нами не определялось.

Содержание бора в исследованных осадках, в наземных растениях и литосфере представляет величины одного порядка. Максимум содержания B (и турмалина — бороалюмосиликата сложного состава) приурочен к рудоносному району о-ва Уруп, отражая тем самым связь этого элемента с гидротермальными процессами.

Апогранитоидные и апометаморфические элементы

Содержание этих элементов в осадках, как и содержание апогранитоидных и апометаморфических минералов в тяжелых подфракциях осадков, обнаруживает максимум концентрации, характеризующий Западно-Приохотский район, что хорошо согласуется с его геолого-металлогеническими особенностями. Содержание химических элементов апогранитоидной и апометаморфической групп в морских растениях нами не определялось. В связи с этим данные элементы исключаются из дальнейшего рассмотрения.

Выводы

Роль морских растений особенно важна потому, что они концентрируют подвижные формы элементов.

Изученные химические элементы накапливаются в процессе биокон-

центрированных в морских растениях в количествах, в 10^2 — 10^6 раз превышающих их среднее содержание в воде Мирового океана.

Лучшим концентратом ванадия из исследованных видов является красная водоросль *Halosaccion glandiforme*, концентрация V в которой достигает 220 г/т, что на порядок превышает содержание этого элемента в других видах.

Результаты биогеохимических исследований хорошо согласуются с металлогеническими, литохимическими и минералогическими данными.

В определении химических элементов, содержание которых может резко уменьшаться в процессе гидротермального изменения пород, биогеохимические исследования имеют явные преимущества перед литохимическими и шлихоминералогическими методами. Целесообразно комплексное применение этих методов.

Л и т е р а т у р а

Анслэ Ж., Бовар П., Гегенят П. Данные по коэффициентам накопления в морских водорослях в районе Надие. — Тез. докл. Международного симпозиума «Взаимодействие между водой и живым веществом», сессия II, Одесса, 1975.

Арнауты Н. В., Андреева Л. Н., Изюмова Л. Г., Симонова В. И. Справочные таблицы основных спектральных линий для полуколичественного анализа минерального сырья. Новосибирск, Редакционно-справочный отдел СО АН СССР, 1965.

Бабичка И. Золото в организмах. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М. ИЛ, 1954, с. 373—426.

Варенцов И. М., Пронина Н. В. Изучение процессов поглощения никеля и кобальта (биогенные формы, искусственные органические комплексы) из морской воды природными гидроокислами железа и марганца. — Тез. докл. Международного симпозиума «Взаимодействие между водой и живым веществом», сессия I, Одесса, 1975.

Вернадский В. И. Об условиях появления жизни на Земле. Избранные сочинения, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 252—266.

Викторов С. В. Биологические индикаторы в геологии. — Успехи соврем. биол., т. XXIII, в. 2, 1947, с. 181—192.

Виноградов А. П. Поиски рудных месторождений по растениям и почвам (биогеохимический метод). Труды биогеохимической лаборатории, т. X. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 3—27.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957, 237 с.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967, 215 с.

Волк И. И., Соколова В. Г., Тихомирова А. А., Пилигчук М. Ф. Молибден в воде Атлантического океана и Средиземного моря. — «Геохимия», 1973, № 3.

Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., «Наука», 1970, 273 с.

Глаголева М. А. Формы миграции микроэлементов в речных водах. — ДАН СССР, т. 121, № 6, 1958, с. 1052—1055.

Григорьев А. М. К вопросу о возможности применения биогеохимического метода поисков золота в Бурятии. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым АН Бурятской ССР, в. 8. Улан-Удэ, 1962, с. 92—99.

Грыжанкова Л. Н., Саенко Г. Н., Карякин А. В., Лактионова Н. В. Содержание некоторых металлов в водорослях Японского моря. — «Океанология», т. XIII, в. 2, 1973, с. 259—263.

Ковалевский А. Л. Особенности формирования рудных биогеохимических ореолов. Новосибирск, «Наука», 1975, 114 с.

Коновалов Г. С. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР — ДАН СССР, т. 129, № 4, 1959, с. 912—915.

Малюга Д. П. О почвах и растениях как показателем признаке на металлы. — «Природа», 1947, № 6, с. 13—17.

Малюга Д. П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1963, 264 с.

Неверов Ю. Л., Хведченя О. А. О рудной минерализации четвертичного возраста на Курильских островах. — Геология рудных месторождений, т. VIII, № 1, 1966, с. 106—107.

Несветайлова Н. Г. Геоботанические исследования при поисках рудных месторождений. — Геоботанические методы при геологических исследованиях. 1955, с. 118—134.

Нестерова И. Л. Химический состав взвесей и растворенных веществ реки Оби. — «Геохимия», 1960, № 4, с. 355—361.

Пател Б., Пател С., Гангули А. К. Взаимодействие радионуклидов с тропическими прибрежными экосистемами. — Тез. докл. Международного симпозиума «Взаимодействие между водой и живым веществом», сессия IX, Одесса, 1975.

Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973, 347 с.

Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений Куранахского типа. М., «Наука», 1966, 254 с.

Радкевич Е. А. Металлогеническая зональность Тихоокеанского рудного пояса.

Доклад на 24 сессии МГК в Канаде. — Геол. рудных месторожд., 1971, № 6, с. 3—13.

Радкевич Е. А. Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М., «Наука», 1976.

Рисик Н. С., Романов В. И. Извлечение сестоном тяжелых металлов из морской воды. — Тез. докл. Международного симпозиума «Взаимодействие между водой и живым веществом», сессия IV, Одесса, 1975.

Саенко Г. Н., Корякова М. Д., Макиенко В. Ф., Добросмыслова И. Г. Концентрационное поливалентных металлов водорослями Японского моря. — Использование неорганических ресурсов океанической воды, в. I. Владивосток, 1975, с. 96—105.

Саенко Г. Н., Карякин А. В., Корякова М. Д., Макиенко В. Ф., Добросмыслова И. Г. Биогеохимические аспекты миграции поливалентных металлов между морскими растениями и водой различной солености (Черное и Японское моря). — Тез. докл. Международного симпозиума «Взаимодействие между водой и живым веществом», сессия X, Одесса, 1975.

Сергеев Е. А. Исследование вод как средство поисков полиметаллических месторождений. — «Разведка недр», 1946, т. 12, № 2, с. 51—55.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. I, М., Изд-во АН СССР, 1960, 212 с. Тихий океан. Химия Тихого океана, М., «Наука», 1966, 358 с.

Ткалич С. М. Опыт исследования растений в качестве индикаторов при геологических поисках и разведках. — Вестник Дальневосточного филиала АН СССР, № 32 (5), Владивосток, Дальгиз, 1938, с. 3—25.

Уиксон Б. Г. и Гейл Н. Л. Некоторые лимнологические эффекты свинца и сопутствующих ему тяжелых металлов при разработке минералов на юго-востоке Миссури, США. — Тез. докл. Международного симпозиума «Взаимодействие между водой и живым веществом», сессия VIII, Одесса, 1975.

Ферман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1939, 446 с.

Хатамов Ш., Лобанов Е. М., Кист А. А. О содержании золота, мышьяка и сурьмы в растениях и почвах золоторудного месторождения. — Биогеохимические методы поисков рудных месторождений. Улан-Удэ, 1969, с. 106—111.

Хитров Л. М., Холина Ю. Б. Физико-химическое состояние радиомарганца в океанической воде и накопление его гидробактериями. — Формы элементов и радионуклидов в морской воде. М., «Наука», 1974, с. 76—80.

Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). М., «Мир», 1972, 339 с.

Христофорова Н. К., Синьков Н. А., Баденков Ю. П., Христофорова О. Л. Различия в накоплении химических элементов морскими растениями в водоемах с разным содержанием металлов. — Тез. докл. Международного симпозиума «Взаимодействие между водой и живым веществом», сессия II, Одесса, 1975.

Aubert M., Barelli M., Bittel R., Donnier B., Laumond F., Romeo M. Recherches sur les facteurs de transfert de polluants métalliques dans les chaînes trophodynamiques marines (Résumé). Rev. int. océanogr. méd., 1971, 24, 57.

Degrays A. Copper, lead, and zinc in rivers draining Chilean Andes. Econ. Geol., 1961, 56, N 8, 1456—1464.

Guidone R., Mazzara A. Absorption du plomb par certains organismes marins (Résumé). Rev. int. océanogr. méd., 1971, 24, 187.

Majori L. Inquinamento da metalli ed utilizzazione, nella valutazione della loro presenza nella acque marine, di concentratori biologici. (Riassunto). Rev. int. océanogr. méd., 1971, 24, 146.

Majori L. Accumulo da metalli in mitili stabulati in ambiente artificialmente inquinato con diverse concentrazioni di metalli (Riassunto). Rev. int. océanogr. méd., 1971, 24, 191.

Mathis B. J., Cummings T. F. Selected metals in sediments, water, and biota in the Illinois River. J. Water Pollut. Contr. Fed., 1973, 45, N 7, 1573—1583, 1621, 1624—1625, 1628, 1632.

Vinogradov A. P. The elementary chemical composition of marine organisms. New Haven, Sears Foundation Marine Research Yale University, 1953, 647 p.

УДК 551.417(265.4)

Геологическое строение прибрежной суши Японского моря. Радкевич Е. А., Коренбаум С. А., Валуй Г. А., Игнатова В. Ф., Горбатько О. И. Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 3—27.

Обсуждается вопрос о возможном влиянии состава пород суши на состав морских осадков. Охарактеризована неоднородность геологического строения прибрежной зоны. Детально исследованы гранитоиды, отличающиеся по петрохимическим особенностям и составу акцессорных минералов.

Ил. 13, библи. 6.

УДК 551.351(265.4)

Литолого-минералогическая характеристика современных осадков залива Восток. Игнатова В. Ф.— Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 28—43.

Дана характеристика основных типов донных осадков залива и литологических критериев оценки гидродинамических факторов обстановки осадконакопления. Приведено описание основных минералов тяжелой фракции и очагов их концентрации в акватории.

Табл. 2, ил. 10, библи. 24.

УДК 550.42:551.351(265.5)

Особенности распределения рудных элементов в поверхностном слое донных осадков залива Восток. Китаев И. В.— Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 44—47.

В 23 точках поверхностного слоя осадков залива определено содержание меди, свинца, цинка, молибдена и вольфрама. Установлено, что среднее содержание металлов сопоставимо с кларками осадочных пород. Распределение по площади меди, свинца, цинка и вольфрама связано в основном с различным составом областей сноса. Превос металлов преобладает в алевро-псаммитовой фракции. Распределение молибдена зависит, видимо, от поступления железа в сорбированном на гидроокислах и растворенном виде.

Табл. 1, ил. 2, библи. 7.

УДК 551.351(265.4)

Литолого-минералогическая характеристика верхнего слоя донных осадков Амурского залива. Игнатова В. Ф.— Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 48—58.

Охарактеризованы типы донных осадков участка Амурского залива, литодинамические факторы осадконакопления и очаги концентрации тяжелых минералов.

Табл. 2, ил. 8, библи. 6.

УДК 551.351+551.791(571.63)

Этапы становления рельефа и осадконакопление в прибрежной зоне материкового сектора Японского моря. Короткий А. М.— Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 59—82.

Основным фактором рельефообразования изучаемой территории в позднем кайнозое явилось медленное тектоническое погружение прибрежного блока, которое осложнялось периодическим эрозионным расчленением возникших аккумулятивно-денудационных равнин. Такое чередование ритмов аккумуляции и эрозии объясняется как неравномерностью процесса тектонического погружения, так и гляциоэвстатическими колебаниями уровня Японского моря, неоднократно повторяющимися — причина неравномерного осадконакопления на шельфе. Колебания уровня моря обусловили значительную ступенчатость прибрежной зоны и возникновение рисовых и абразионно-денудационных берегов Приморья.

Ил. 9, библи. 46.

УДК 551.351:550.834(571.645)

Прибрежная зона юга Курильской островной дуги по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования. Радкевич Е. А., Радкевич Р. О., Даченко К. В.—Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 83—95.

Установлены структурные элементы (складки, разломы) в области шельфа, намечена их связь с геологическими элементами суши. Подчеркнуто новообразование глубоководных желобов и впадин.

Ил. 13, библ. 8.

УДК 551.351.(265.53)

Гранулометрические типы осадков и провинции мелководного шельфа Охотского моря. Радкевич Р. О.—Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 96—104.

Изложены и интерпретированы результаты полного гранулометрического анализа 113 проб донных и пляжевых осадков. Установлено проявление прямой и обратной литологической зональности осадочного чехла шельфа. Выведены типы литологических провинций, определяющиеся геологическим строением суши. Выявлена симметрия локализации провинций в пределах моря. Установлена устойчивость гранулометрических классов с изменением количественных соотношений в разных участках. Показана реликтовая унаследованность размера и степени окатанности обломочных частиц.

Ил. 3, библ. 1.

УДК 550.4:551.351(265.5)

Распределение органического углерода в донных осадках шельфа Охотского и Японского морей. Китаев И. В.—Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 105—115.

Установлено, что для поверхностного слоя осадков мелководного шельфа характерно низкое содержание органического углерода (0,1—0,5%) и относительно равномерное распределение его по площади. Наиболее низкие концентрации (<0,1%) наблюдаются у берегов Курильских островов; в заливах и мелководных проливах распределение сложное; наблюдаются и резкие колебания от <0,1 до >2,0%. Упорядоченное по гранулометрическим типам распределение *Sорг* нарушается на участках абразии, затопления рыхлых грубообломочных аллювиальных отложений и в результате интенсивного ледового и «водорослевого» разноса каменного материала в северных районах.

Табл. 3, ил. 5, библ. 16.

УДК 551.462.3(265.53—15)

Геоморфологический очерк шельфа западной части Охотского моря. Радкевич Р. О.—Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 116—121.

Геоморфология шельфа и характер береговой линии отражают равновесие гидродинамической обстановки и транзита наносов. Обнаружена древовидная сеть подводных ложбин, представляющая область питания подводных каньонов бордерленда. Она отражает концентрацию тонкообломочного материала с глубиной. Объяснен генезис желобов. Сочетание ориентировок геологических структур и береговой линии определяет основные геоморфологические особенности пляжа и осадочного чехла шельфа.

Ил. 2, библ. 3.

УДК 551.351:550.834(265.53—15)

Результаты сейсмоакустического исследования шельфа западной части Охотского моря. Радкевич Р. О.—Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 122—132.

На основании 200 профилей общей протяженностью 4500 км выяснены основные закономерности древней гидросети района. Установлена четырехкратная стабилизация древних береговых линий и переуглубления речных палеодолин. Отмечено трансгрессивное залегание морских осадков. Установлены палеострова и грабены.

Ил. 16, библ. 1.

УДК 551.351:550.834(571.645)

О генезисе грубообломочных осадков на мелководном шельфе Охотского моря у побережья юго-западной Камчатки. Астахов А. С., Наумкин П. А.— Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 133—137.

Приведен петрографо-морфометрический анализ фракции 25—50 мм из 30 дночерпательных проб донных осадков, отобранных в интервале глубины 8—27 м. Грубообломочный материал в осадках шельфа представляет собой остатки затопленных береговых образований, возможно аналогичных современным барам на побережье Западной Камчатки. Галька перенесена в пределы современного шельфа со склонов Срединного Камчатского хребта реками и частично ледником во время горного оледенения. Замедление скорости трансгрессии и стабильное положение береговой линии отмечено на глубинах 22, 15 и, вероятно, 10 м.

Ил. 3, библи. 6.

УДК 550.8:582.26/27(265.53)

Распределение микроэлементов в морских растениях и осадках в связи с геологией прибрежной суши. Саенко Г. Н., Радкевич Р. О., Бельчева Н. Н.— Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток, 1977, с. 138—164.

Показано, что содержание микроэлементов в морских растениях и осадках хорошо коррелируется с основными особенностями геологии прибрежной суши. Результаты биогеохимических исследований согласуются с металлогеническими, литохимическими и минералогическими данными.

Табл. 5, ил. 5, библи. 45.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Радкевич Е. А., Коренбаум С. А., Валуй Г. А., Игнатов а В. Ф., Горбатюк О. И. Геологическое строение прибрежной суши Япон- ского моря	3
Игнатов В. Ф. Литолого-минералогическая характеристика современных осадков залива Восток	28
Китаев И. В. Особенности распределения рудных элементов в поверхност- ном слое донных осадков залива Восток	44
Игнатов В. Ф. Литолого-минералогическая характеристика верхнего слоя донных осадков Амурского залива	48
Короткий А. М. Этапы становления рельефа и осадконакопление в при- брежной зоне материкового сектора Японского моря	59
Радкевич Е. А., Радкевич Р. О., Даценко К. В. Прибрежная зона юга Курильской островной дуги по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования	83
Радкевич Р. О. Гранулометрические типы осадков и провинции мелко- водного шельфа Охотского моря	96
Китаев И. В. Распределение органического углерода в донных осадках шельфа Охотского и Японского морей	105
Радкевич Р. О. Геоморфологический очерк шельфа западной части Охот- ского моря	116
Радкевич Р. О. Результаты сейсмоакустического исследования шельфа западной части Охотского моря	122
Астахов А. С., Наумкин П. А. О генезисе грубообломочных осадков на мелководном шельфе Охотского моря у побережья юго-западной Камчатки	133
Саенко Г. Н., Радкевич Р. О., Бельчева Н. Н. Распределение микроэлементов в морских растениях и осадках в связи с геологией прибреж- ной суши	138

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ
(Японское и Охотское моря)

Редактор *Княжицкая Б. Я.*

Художник *Писарева Г. П.*

Техн. редактор *Павлова Н. И.*

Корректоры *Романюк Г. Ф., Зельманова А. Б.*

ВД 00611. Сдано в набор 26.IX. 1977 г. Подписано к печати 2.I. 1978 г.
Формат 70×108/16. Усл. печ. л. 14,7. Уч.-изд. л. 14,8. Тираж 800 экз.
Цена 1 р. 48 к. Заказ 415

Редакционно-издательский отдел
Дальневосточного научного центра Академии наук СССР
690600, Владивосток, Ленинская, 50
Полиграфический комбинат Управления издательств,
полиграфии и книжной торговли Приморского крайисполкома
Владивосток, Океанский пр., 69

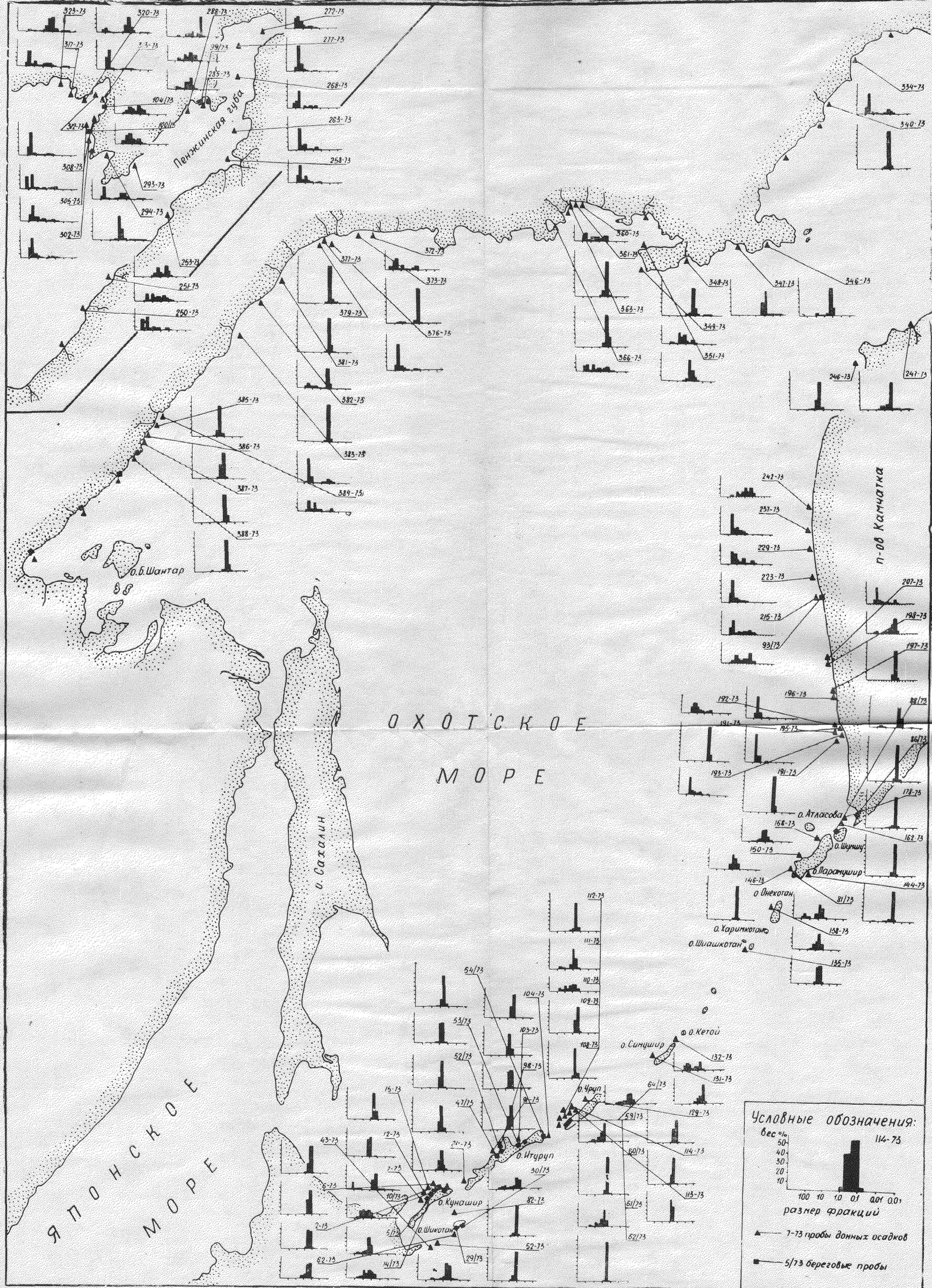


Рис. 1. Полный гранулометрический состав прибрежно-морских осадков Охотского моря (охотоморский рейс 1973 г. комплексной морской экспедиции ДВГИ ДВНЦ АН ССР, э/с «Геофизик»)