

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
СТРОЕНИЕ
ОХОТОМОРСКОГО
РЕГИОНА**

Владивосток 1982

Академия Наук СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
НАУЧНО- ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

3734

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА**

Владивосток 1982



УДК 551. 482

Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток:
ДВНЦ АН СССР, 1982. 112 с.

В сборнике помещены материалы геологических и геофизических исследований последних лет, освещающие вопросы геологического строения и развития отдельных участков Охотоморского региона. Рассматриваются вопросы его палеогеографии и палеотектоники. Описывается состав пород кайнозойского чехла и гетерогенного докайнозойского фундамента, по палеонтологическим и палинологическим данным оценивается возраст осадков чехла, описываются магнитные свойства пород, драгированных на обрамлении Охотоморской впадины, и железо-марганцевые образования этого обрамления.

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

Ответственный редактор к.г.-м.н. О.С.Корнев,
ответственный секретарь Г.Н.Шереметьева

Г $\frac{20802 + 2085 - 492}{055(02) 6-82}$ без объявления © ДВНЦ АН СССР, 1982 г.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Введение

Основными элементами рельефа дна Охотского моря являются шельф, континентальный склон и глубоководная котловина (рис. 1).

Шельф Охотского моря подразделяется на прикамчатскую, североохотскую и присахалинскую части, а также глубокий шельф с возвышенностями, впадинами и желобами в центральной части моря.

Ширина прикамчатского шельфа около 100 км в центральной части и увеличивается до 150 км в горловине зал. Шелихова, а на юге шельф отделяется от шельфа Курильской островной системы желобом Атласова. Плавный переход прикамчатского шельфа в континентальный склон устанавливается в южной части, где по направлению к возвышенности Института Океанологии на расстоянии около 200 км глубины изменяются от 100 до 1000 м. Севернее этого участка шельф ограничивается от континентального склона ветвью желоба Лебеда, переходящего во впадину ТИНРО, и далее к северо-востоку — желобом Шелихова.

Североохотский шельф имеет ширину около 300 км и плавно переходит в глубокий шельф, простирающийся в юго-восточном направлении до желоба Лебеда. В этом направлении глубины от бровки шельфа от изобаты в 200 м до изобаты 500 м определяются в 400 км.

Максимальная ширина присахалинского шельфа (около 150 км) наблюдается севернее п-ова Шмидта и в зал. Терпения. На всем протяжении между указанным полуостровом и п-овом Терпения шельф ограничивается от центральных районов моря впадиной Дерюгина и желобом Петра Шмидта, а ширина его до бровки здесь составляет около 50–75 км. Шельф южной части Сахалина и Хоккайдо имеет хорошо выраженную бровку на глубине около 200 м и четкий уступ к Южно-Охотской глубоководной впадине.

Поверхность обширного района глубокого шельфа центральной части Охотского моря плавно погружается (угол не превышает 2°) по направлению к глубоководной впадине и на глубине около 1500 м переходит в континентальный склон. По-видимому, субэральные поверхности выравнивания на глубоком шельфе устанавливаются для возвышенностей Академии Наук СССР, Института Океанологии, банок Лебеда, Кашеварова и Св. Ионы. Глубина выровненных вершинных поверхностей наиболее крупных возвышенностей (Академии Наук СССР и Института Океанологии) составляет около 950 м. Склоны этих возвышенностей и особенно возвышенности Академии Наук СССР расчленены каньонами с глубиной вреза до нескольких сотен метров [Удинцев, 1957].

Восточнее Сахалина по изобате 1500 м отчетливо выделяется впадина Дерюгина, в которую открываются желоба Св.Ионы, Лебеда, Макарова и Петра Шмидта. Средняя глубина этой впадины около 1600 м (максимальная глубина 1780 м).

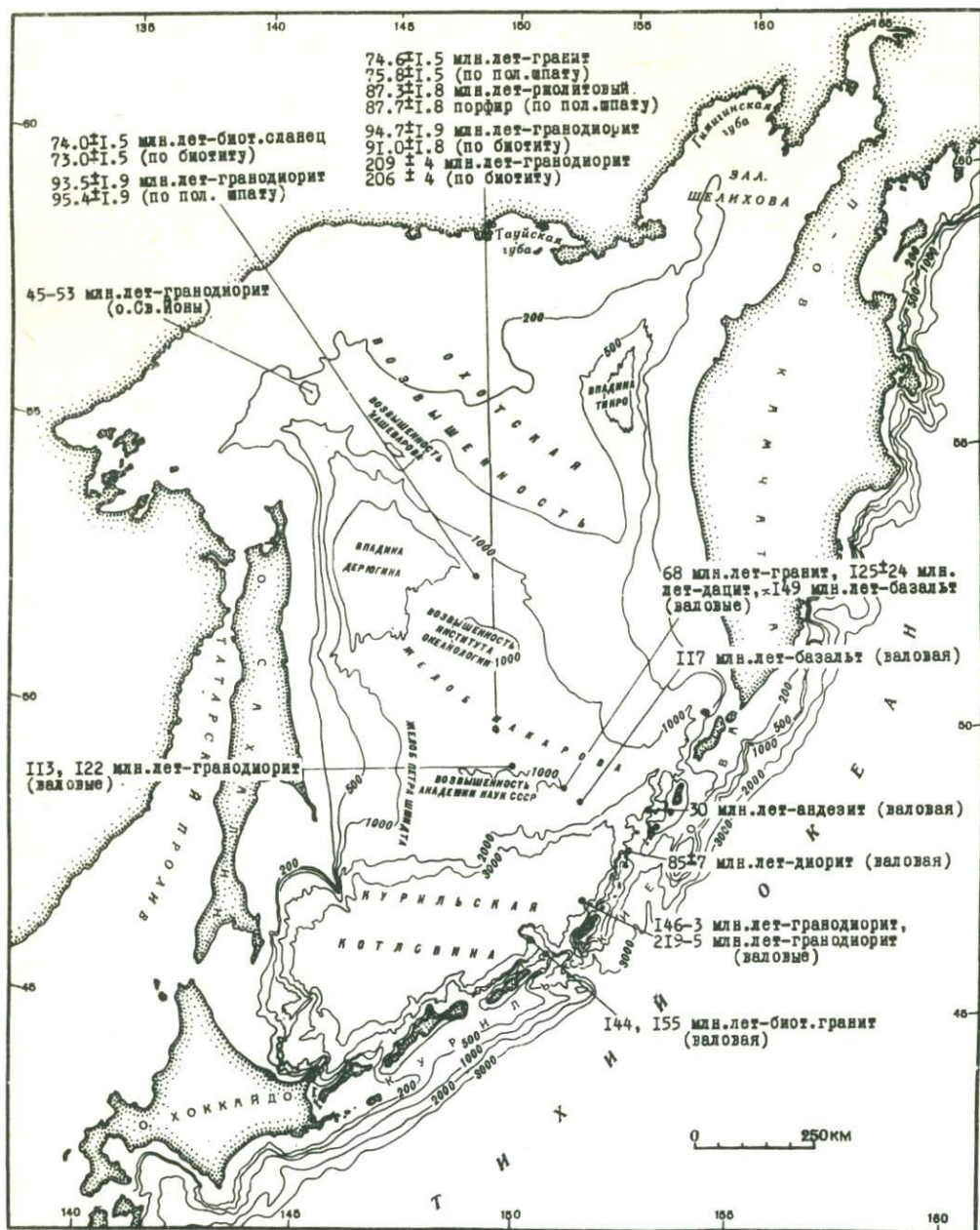


Рис. 1. Батиметрическая карта Охотского моря с местоположением станций (на карте они обозначены черными кружочками), на которых определялся калий-аргоновый возраст интрузивных пород [Burk, Gnibidenko, 1977; Гнибиденко, 1979] (см. ст. О. С. Корнева и соавторов в наст. сб.)

Западнее Камчатки располагается впадина ТИПРО со средней глубиной около 850 м (максимальная глубина 991 м), находящаяся в месте сочленения желоба Шелихова (простирающегося в северо-восточном направлении) и субмеридионального отрезка желоба Лебеда [Гнибиденко, 1979].

Континентальный склон по периферии Южно-Охотской глубоководной впадины имеет значительную амплитуду в районе Сахалино-Хоккайдского и Курильского шельфов, где его высота около 3000 м, а крутизна в средней части уступа — около $8-10^{\circ}$. Углы наклона в отдельных местах уступа и на склонах вулканических построек Курильского подводного хребта достигают $20-30^{\circ}$.

Подножие континентального склона в виде шлейфа наклонных равнин окаймляет Южно-Охотскую глубоководную впадину на глубинах 3000–3200 м, а общий наклон поверхности подножия около 1° . Дно впадины на глубинах более 3200 м представляет собой равнину, формирование которой обусловлено аккумулятивным осадочным процессом.

Курильский хребет протягивается на расстояние более 1200 км и возвышается на высоту около 3,5–4 км над дном Южно-Охотской впадины, а высота порогов в наиболее глубоких проливах над дном этой впадины составляет от 1000 м (прол. Буссоль) до 1400 м (прол. Крузенштерна).

В фазы гляциоэвстатических регрессий плейстоцена уровень Охотского моря мог быть на 100–110 м ниже современной отметки, что приводило к крупным палеогеографическим перестройкам акватории и, в частности, к осушению обширных пространств североохотского шельфа [Кулаков, 1973]. Однако, погружения субаэральных поверхностей выравнивания, которые можно предполагать для возвышенностей Академии Наук СССР и Института Океанологии, очевидно, вызваны тектоническими причинами.

Обзор геологических и геофизических исследований

Акватория Охотского моря покрыта довольно плотной сетью профилей, на которых выполнялись различные виды сейсмического профилирования и глубинное сейсмическое зондирование (рис. 2). Кроме того, здесь же проведены сейсмологические наблюдения, магнитометрическая и гравиметрическая съемки и измерения теплового потока.

Геологические исследования акватории Охотского моря ограничивались отбором осадков грунтовыми трубками и драгированием дна (рис. 2) в районах выходов коренных пород. На прилегающей к морю суше выполнен стандартный комплекс геологической съемки, а в прибрежных районах Западной Камчатки, Северо-Восточного Сахалина проводятся поисково-разведочные работы, включающие и глубокое бурение.

Первое упоминание о драгировании в Охотском море относится к 1966 г., когда была организована экспедиция на судне "Hecateus" Морской обсерваторией Майдзуру [Aoki, 1967]. Позднее драгирование проводилось Сахалинским комплексным НИИ ДВНЦ АН СССР и Институтом океанологии АН СССР [Гнибиденко, 1979]. Последнее драгирование выступов акустического фундамента было проведено по периферии Южно-Охотской глубоководной впадины во время 21-го рейса НИС "Пегас" в октябре-ноябре 1980 г. (см. ст. О.С.Корнева и др. в наст. сб.).

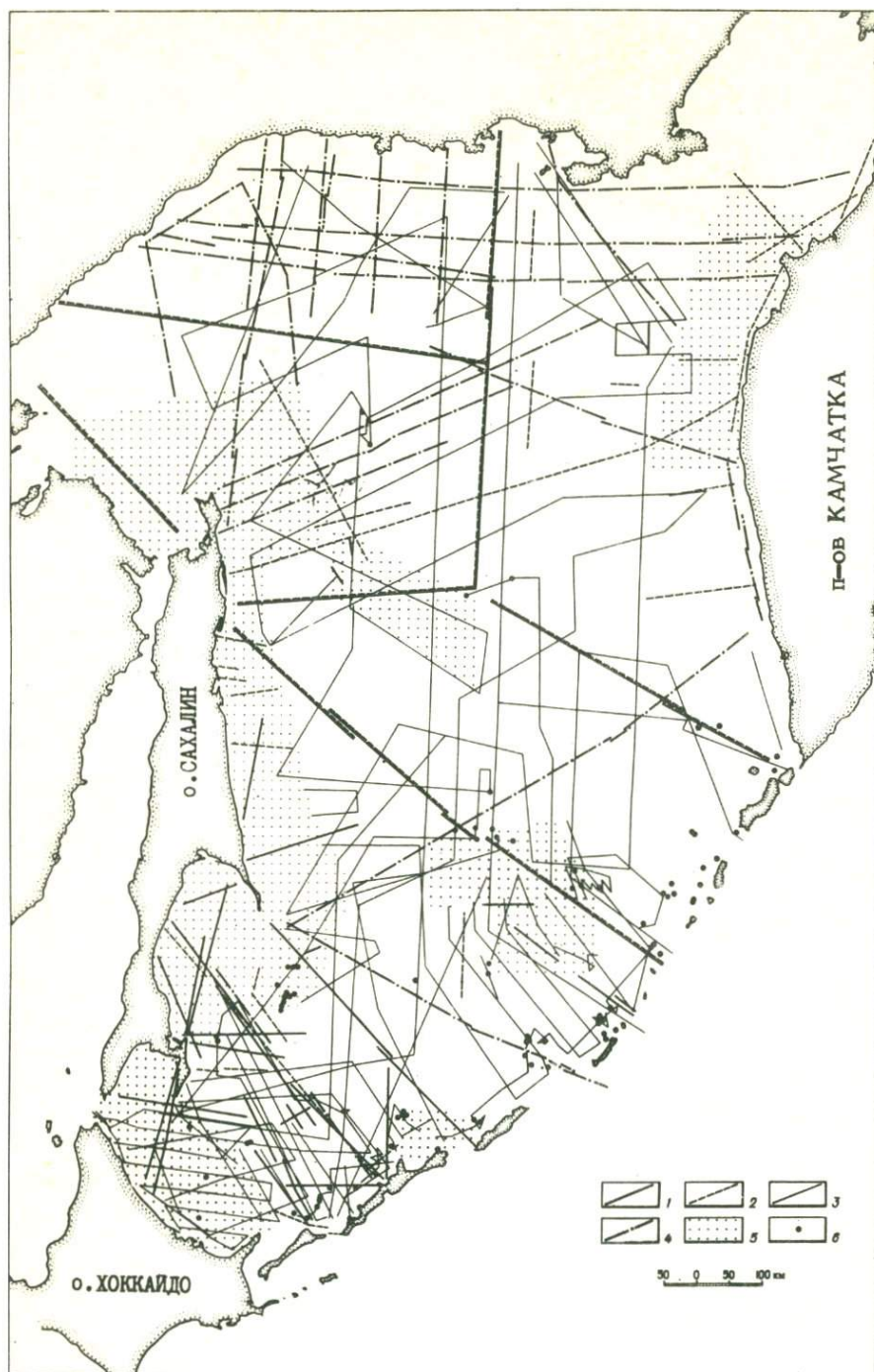


Рис. 2. Карта геолого-сейсмической изученности акваторий Охотского моря. Маршрутные исследования: 1 - глубинное сейсмическое зондирование методом преломленных волн (МПВ); 2 - сейсмическое зондирование методом отраженных волн (МОВ); 3 - одноканальное непрерывное сейсмическое профилирование (ОНСП); 4 - многоканальное (24 и 48) непрерывное сейсмическое профилирова-

Тектоника

Фундамент и чехол

Фундамент. По данным НСП и КМПВ, в верхней части земной коры Охотморского региона выделяются фундамент со скоростями продольных сейсмических волн 4–6,2 км/с и осадочный чехол со средней скоростью 2–2,5 км/с. Осадочный чехол в глубоких прогибах фундамента отчетливо подразделяется на две–три толщи со скоростью прохождения сейсмических волн от 1,6 до 3,2–4,8 км/с [Геодекян и др., 1978, 1980]. В центральной части акватории Охотского моря (рис. 3, 4) акустический фундамент выступает из-под осадочного чехла на поверхность дна. Драгирование этих выступов показало, что породные ассоциации выходов акустического фундамента в центральной части моря составляют геосинклинальный комплекс и представлены осадочно–вулканогенными и изверженными породами: филлитами и зелеными сланцами, граувакками, алевролитами, песчаниками и кремнистыми породами, туфами и туфобрекчиями андезитов, андезито–дацитов, андезито–базальтов и риолитов, а также кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами, андезитами и андезито–базальтами, кварцевыми порфиритами и дацитами.

Присутствие среди драгированного материала метаморфических пород (зеленых сланцев, филлитов и реже слюдяных сланцев) с развитым кливажем свидетельствует о далеко продвинувшемся процессе тектонического развития и дает основание считать, что акустический фундамент, по крайней мере в районах драгирования, представляет собой складчатый комплекс.

Судя по данным сейсмопрофилирования, осадочный чехол на склонах и вершинах поднятий акустического фундамента залегает несогласно, тогда как для районов глубоких прогибов сделать заключение о несогласном залегании чехла на акустическом фундаменте затруднительно. Не исключено, что окатанный материал, драгированный на выступах фундамента, может происходить из конгломератов, залегающих в основании чехла в районах поднятий. Несогласие между осадочной толщей и фундаментом в центральной части Охотского моря отчетливее выражено по направлению к Сахалину, Камчатке и северному побережью моря, где оно может быть коррелировано с несогласием, отделяющим в ряде мест кайнозойский квазиplatformенный осадочно–вулканогенный чехол от фундамента, сложенного мезозойскими и более древними складчатыми комплексами.

Фундамент прослеживается со стороны прилегающих участков суши (Северо–Востока СССР, Камчатки и Сахалина) под осадочный чехол. На этом основании, а также по данным радиометрических определений возраста драгированных пород, входящих в состав фундамента, [Гнибиденко, 1979] можно судить о его возрасте. Калий–аргоновый возраст коренных пород, драгированных с выступов фундамента в центральной части моря [Burk, Gribidenko, 1977], оказался верхнемеловым и среднетриасовым. Возраст гранодиорита вблизи осевой части поднятия Академии Наук СССР равен

ние (МНСП); 5 – районы детальных сейсмических исследований с использованием одноканальных и многоканальных систем;

6 – станции драгирования выступов акустического фундамента. Перечень исследований по 1974 г. включительно дан в работе Г. С. Гнибиденко [1979]

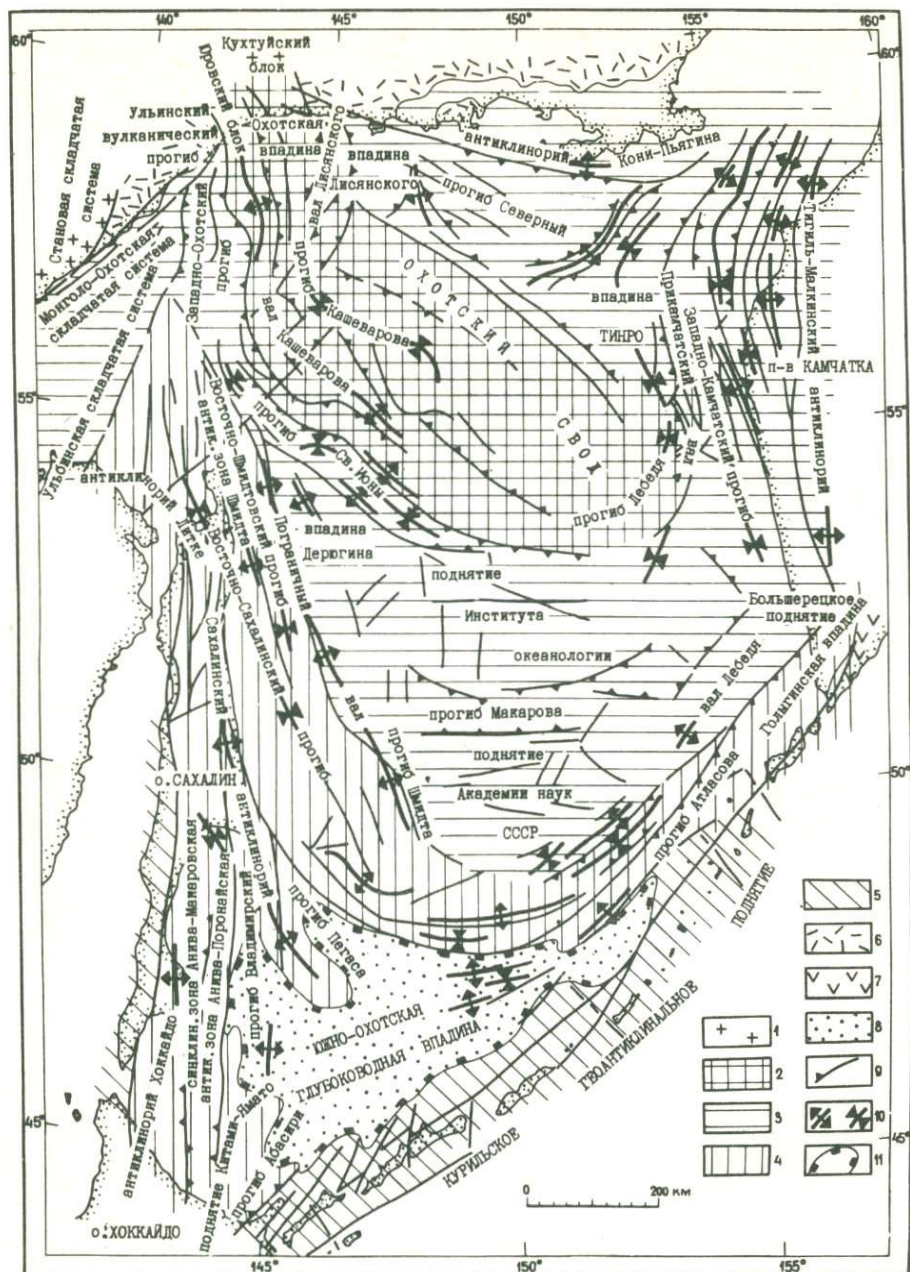


Рис. 3. Карта тектоники фундамента Охотоморского региона; 1 - докембрический метаморфический комплекс в пределах Становой складчатой системы и Кухутуйского блока; 2-5 - складчатые системы обрамления Охотского моря, слагающие в его пределах фундамент Охотской плиты (2 - деформированный геосинклинальный и постгеосинклинальный комплекс фундамента Охот-

113-122 млн. лет (верхняя часть нижнего мела), а на о-ве Св. Ионы - 45-53 млн. лет.

Имея ввиду скорости прохождения сейсмических волн в драгированных образцах [Гнибиденко, Ильев, 1976] и в кровле консолидированной коры [Строение земной коры ..., 1964; Геодекян и др., 1978, 1980], можно заключить, что акустический фундамент поднятия Института Океанологии не может быть верхнего мела - нижнего палеогена. На северном склоне поднятия Академии Наук СССР фундамент, по-видимому, имеет верхнемеловой, а в его центральной части нижнемеловой и более древний возраст. Таким образом, на основании имеющихся данных можно полагать, что фундамент Охотской плиты включает складчатые, геосинклинальные формации, охватывающие стратиграфический интервал от нижнего палеогена - мела по верхний-средний палеозой и, вероятно, в некоторых выступах он представлен комплексами палеозойского и докембрийского возраста.

Чехол. Осадочный чехол перекрывает и нивелирует неровную поверхность фундамента на большей части Охотоморской плиты. Мощность чехла варьирует от 0,2-0,5 км в районах поднятий и увеличивается до 1-4 км и достигает более 5-6 км в прогибах фундамента (рис. 4). В большинстве районов плиты чехол характеризуется хорошо отражающими горизонтами, прослеживающимися на многие километры, а в ряде мест, по характеру записи на лентах сейсмопрофилографа, чехол может быть подразделен на две, три или четыре толщи.

В центральной (поднятие Академии Наук СССР) и западной (Сахалин) частях континентального склона осадочная толща чехла подверглась интенсивной эрозии и рассечена каньонами. Здесь установлены подводные оползни, а поверхность склона долго срезает слои осадочной толщи. Из глубоководной впадины на шельф обычно прослеживается только маломощный (0,1-0,2 км) верхний слой слабоконсолидированных четвертичных отложений, который со-

ского свода, вала и прогиба Кашеварова, охватывающий стратиграфический диапазон от докембрия по нижний палеоген включительно, 3 - деформированный геосинклинальный комплекс фундамента прогиба Северного, западной, северной, восточной и центральной частей Охотской плиты и охватывающий стратиграфический диапазон: палеозой - нижний мел, 4 - деформированный комплекс фундамента континентального склона, Восточно-Сахалинского прогиба и Восточного Сахалина, охватывающий стратиграфический диапазон: верхний палеозой - нижний мел, 5 - деформированный геосинклинальный комплекс Западного Сахалина и Курильского геоантиклинального поднятия, охватывающий стратиграфический диапазон: мезозой - плиоцен и четвертичные отложения; 6 - Охотская ветвь Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса: мел - палеоген, 7 - плиоцен-четвертичные вулканические породы южной Камчатки; 8 - чехол глубоководной впадины, залегающий на мезозойском фундаменте, сложенном базальтами; 9 - основные разломы, стрелки в сторону преобладающего падения; 10 - горст-антиклинорные поднятия и горсты (а) и грабен-синклинорные прогибы и грабены (б); 11 - граница глубоководной впадины

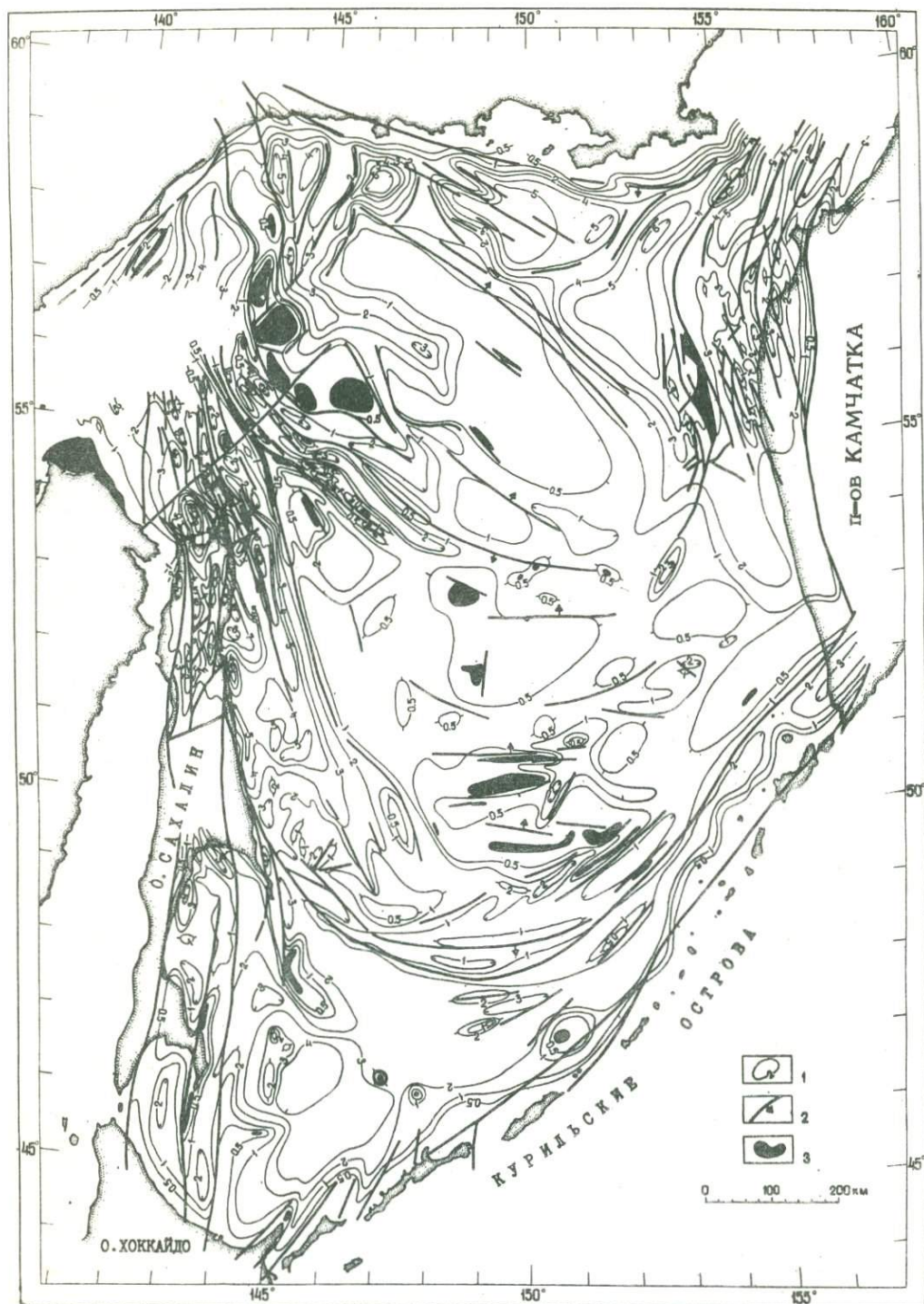


Рис. 4. Карта изопачт осадочного чехла Охотоморского региона (чехол охватывает стратиграфический диапазон: мел - голоцен в пределах Южно-

гласно залегают на верхней слоистой толще глубоководной впадины, но с заметным региональным несогласием, особенно вблизи поднятий, перекрывает нижележащую толщу чехла Охотоморской плиты.

Деформации чехла представлены крупными брахиформными складками и разломами. Опускание блоков фундамента вдоль линейных зон приводит в некоторых случаях к формированию впадин, в которых чехол имеет регулярную складчатую структуру, вероятно, обусловленную гравитационным перемещением осадочного материала к осевой части бассейна.

Осадочный чехол Южно-Охотской глубоководной впадины подразделяется на верхнюю слоистую и нижнюю акустически прозрачную толщи [Снеговской, 1974]. Верхняя слоистая толща чехла впадины (мощность около 1 км), по-видимому, представляет собой переслаивание турбидитов с пелагическими илами и прослоями вулканического пепла. Скорость продольных сейсмических волн варьирует в ней от 1,8 км/с вблизи дна и до 2,5 км/с у ее подошвы. Нижняя акустически прозрачная толща мощностью до 3 км, вероятно, состоит из пелагических глин и аргиллитов. Скорости в этой толще постепенно изменяются с глубиной от 2,5 до 4,3 км/с. Залегают нижняя толща на осадочно-вулканическом (втором) слое, мощность которого от 0,5 до 1,5 км, а скорость в кровле слоя около 5 км/с [Попов, Аносов, 1978].

Начало накопления верхней турбидитной толщи относится к позднему миоцену - раннему плиоцену [Снеговской, 1974]. Если же принять скорость седиментации для акустически прозрачной толщи 40 м/млн. лет, то по аналогии с глубоководной впадиной Берингова моря [Initial Reports..., 1973], даже без учета уплотнения осадков, начало накопления осадочного чехла Южно-Охотской глубоководной впадины следует отнести к верхнему мелу, а если учесть уплотнение осадков примерно в два раза, то - к верхней юре.

Тектоника Охотской плиты

Западно-Камчатский шельф. На востоке Охотоморской плиты, западнее осевой зоны Тигильско-Малкинского антиклинория [Gnibidenko et al., 1974], выделяется район позднеплиоценовых складчатых деформаций и располагается прогиб, выполненный осадочным комплексом мощностью более 3 км [Смирнов, 1971; рис. 4]. Этот чехол, по-видимому, включает только неогеновые терригенные отложения кавранской и верхней части воямпольской серии по гакхинскую свиту (нижний миоцен) включительно, скорость продольных сейсмических волн в которой достигает 3-3,2 км/с [Скорикова, 1972]. По краю камчатского шельфа этот прогиб ограничивается Прикамчатским валом, в осевой части которого выступает фундамент (рис. 4), а на юге Большерецким выступом мелового и более древнего фундамента.

Обширное Большерецкое поднятие, протягивающееся к юго-западу в виде вала Лебеда, намечается по изопаките чехла 0,5 км. На побережье неглубокое залегание фундамента установлено в районе поселка Усть-Большерецк, где на глубине 534 м бурением вскрыты амфиболитизированные габбро-

Охотской глубоководной впадины и верхний палеоген - неоген и четвертичные отложения (в пределах Охотской плиты, Западной Камчатки и Сахалина): 1 - изопакиты осадочного чехла в километрах; 2 - основные разломы с направлением падения; 3 - выходы разновозрастного фундамента на дно моря

иды. Скорость сейсмических волн в кровле фундамента в этом районе составляет 5–5,2 км/с [Геология СССР, 1964; Супруненко, Шварц, 1967].

Вал Лебеда, являющийся юго-западным ответвлением Большеречского поднятия отчетливо оконтуривается изопахитой чехла 0,5 км. В пределах вала акустический фундамент выступает на поверхность дна и представлен песчаниками и глинистыми сланцами [Геодекан и др., 1974]. Скорость сейсмических волн в кровле фундамента 5,5 км/с [Строение земной коры..., 1964]. Вал Лебеда и Центральный блок поднятия Академии Наук СССР, очевидно, структурно связаны и разделяются лишь седловиной.

Юго-восточнее вала Лебеда располагается Голыгинский прогиб, вероятно, замыкающийся в пределах Камчатского полуострова под чехлом четвертичных вулканитов. На юго-западе Голыгинский прогиб поперечным выступом акустического фундамента отделяется от прогиба Атласова, который, в свою очередь, перемычкой акустического фундамента на широте о-ва Онекотан отделяется от Южно-Охотской глубоководной впадины. Мощность осадочного чехла в Голыгинском прогибе превышает 3 км [Строение земной коры..., 1964; Смирнов, 1971], в прогибе Атласова она составляет, по-видимому, более 2 км.

Северная, Центральная и Западная части акватории. Имеющиеся данные позволяют заключить, что позднемезозойская складчатая система северного Сихоте-Алиня не продолжается на северо-восток, а в пределах западной части Сахалинского залива через антиклинальную зону Литке кулисообразно сочленяется с северным окончанием Сахалинского антиклинория.

Позднеюрская, Ульбинская складчатая система простирается в пределы акватории Охотского моря западнее прогиба Св. Ионы и Западно-Охотской впадины, отграничивая, таким образом, позднепалеозойскую-раннемезозойскую складчатую систему Монголо-Охотского пояса от позднемезозойской складчатой области Нижнего Приамурья и плиоцен-постплиоценовой складчатой системы Северного Сахалина (рис. 3).

Юровский блок на северо-востоке Ульбинского прогиба, сложенный в основном разреза карбонатно-терригенными отложениями ордовика – верхнего кембрия(?) мощностью около 1 км и подстилающийся согласно метаморфическим комплексом доверхнекембрийского возраста [Геология СССР, 1970; Корольков, 1972], располагается на северном продолжении вала Кашеварова, простирающегося со стороны Охотского моря. Этот вал, очевидно, служит восточным ограничением Монголо-Охотской складчатой системы на северо-востоке.

Вал Кашеварова (рис. 3, 4) протягивается от Юровского блока к блоку Св. Ионы и далее на юго-восток через выступ банки Кашеварова на расстоянии, превышающее 800 км. Ширина вала по ограничивающим его разломам составляет 50–100 км. Акустический фундамент вала Кашеварова состоит из комплекса геосинклинальных, деформированных отложений, представленных вулканитами и терригенными образованиями, прорванных гранодиоритами. Стратиграфический диапазон этого комплекса – от триаса, среднего-нижнего палеозоя и докембрия(?) в Юровском блоке [Корольков, 1972] до верхнего мела – палеоцена в блоке Св. Ионы, где на острове Св. Ионы обнажаются эоценовые гранодиориты с калий-аргоновым возрастом 45–53 млн. лет. С поднятием Института Океанологии вал Кашеварова связан выступом фундамента, гранодиорит из которого имеет калий-аргоновый возраст 94–1,5 млн. лет (граница верхнего и нижнего мела), а возраст биотитовых сланцев (роговиков) равен 73,5 млн. лет (верхний мел).

Судя по тому, что осадочный чехол вала Кашеварова перекрывает акустический фундамент, верхняя возрастная граница которого не поднимается выше среднего олигоцена, разумно допустить, что временной интервал формирования осадочного чехла в прилегающих к валу прогибах — олигоцен — плейстоцен. Небольшая мощность (0,25—0,5 км) чехла в осевой зоне вала Кашеварова и отсутствие чехла (рис. 4) на значительных площадях при глубине моря около 200 м (выступ Св. Ионы, банка Кашеварова) дают основания считать, что вал в виде обширной островной суши выступал над уровнем моря еще в позднем плиоцене — плейстоцене.

Северо-восточнее вала располагается вытянутый вдоль него прогиб Кашеварова длиной более 600 км и шириной около 100 км, отделяющий вал от Охотского свода (рис. 3, 4). По простиранию прогиб Кашеварова отчетливо подразделяется на две впадины. Северная (Охотская) наиболее глубокая впадина выполнена терригенными отложениями неогена мощностью более 5 км. Вал Лисянского отделяет Охотскую впадину от прогиба Северного. Западным ограничением этой впадины служит вал Кашеварова. Впадина замыкается на суше, где выделяется Охотский грабен [Чиков, 1970], заполненный толщей позднеплиоценовых (мареканская угленосная свита мощностью около 0,7 км) и четвертичных отложений, залегающих на меловых вулканитах. Мощность осадочного, вероятно, верхнепалеоген-неогенового осадочного комплекса в юго-восточной части прогиба Кашеварова (впадина Кашеварова) превышает 3 км.

Охотский свод протягивается в юго-восточном направлении на расстояние более 500 км при максимальной ширине, достигающей 200 км (рис. 3, 4). На северо-западе в фундамент свода, через вал Лисянского, по-видимому, прослеживается Охотский мегантиклинорий, осевая зона которого (Кухтуйский блок) представляет собой массив ранней консолидации [Гнибиденко, 1969], сложенный в основании стратиграфического разреза протерозойскими, метаморфизованными эвгеосинклинальными отложениями, на которых залегает позднедокембрийско-палеозойско-среднеюрский миегосинклинальный комплекс, в свою очередь, перекрытый мел-палеогеновыми вулканитами Чукотско-Катазиатского пояса. Вероятно, в акустический фундамент Охотского свода входят докембрийские и палеозойско-мезозойские геосинклинальные образования. Поскольку метаморфический комплекс погружается со стороны суши под толщу более молодых отложений, и, по-видимому, залегает в своде на глубине около 1 км под дном моря в его северо-восточном выступе, то возможно, что здесь докембрийский метаморфический комплекс, судя по граничной скорости в 5,2 км/с [Строение земной коры ..., 1964], перекрыт лишь относительно маломощной толщей мел-палеогеновых вулканитов. По-видимому, можно заключить, что акустический фундамент в осевой части свода представляет собой мезозойский геосинклинальный комплекс с гранитоидами и контрастными вулканитами мела — палеогена и на некоторых участках он выступает на дно моря.

Прогиб Северный (рис. 3, 4), располагающийся северо-восточнее Охотского свода, протягивается более чем на 600 км при максимальной ширине до 200 км. С северо-запада на юго-восток прогиб распадается на три впадины (Лисянского, Северная и ТИПРО), разделяющиеся перемычками в виде валов. Границами прогиба являются глубинные разломы. Со стороны суши по направлению к прогибу простирается осевая зона Инийско-Кавинского синклинория, сложенная пермско-нижнемезозойским молассовым комплексом, перекрытым мел-палеогеновыми вулканитами, и прорванная меловыми гранито-

идами. Мощность континентальных неогеновых отложений на побережье между полуостровами Лисянского и Хмитевского не превышает 100 м [Геология СССР, 1970; Чиков, 1970], тогда как в 50 км южнее, в пределах акватории, она достигает 3—4 км (рис. 4). В состав акустического фундамента прогиба, по-видимому, входит комплекс дислоцированных геосинклинальных отложений перми и нижнего мезозоя, а в его северо-западной части, вероятно, и мел-палеогеновые вулканиты. Мощность осадочного чехла (рис. 4) в Северном прогибе превышает 6 км. Чехол подразделяется на три-четыре толщи и охватывает, вероятно, стратиграфический интервал от плиоцена по верхний палеоген в осевых частях впадин.

С северной стороны прогиба Северного располагается антиклинорий Кони-Пьягина (рис. 3), входящий в состав позднемезозойской Охотской складчатой системы [Геология СССР, 1970]. В осевой зоне антиклинория выступает триасово-юрская андезитовая формация, прорванная нижнемеловыми гранитоидами. По-видимому, этот дислоцированный геосинклинальный комплекс входит в состав акустического фундамента северного крыла прогиба.

Некомпенсированная впадина Тиро (рис. 3, 4) выполнена осадочным комплексом мощностью до 4 км [Геодекян и др., 1978]. По данным НСП, мощность осадочного чехла со скоростью 2 км/с составляет около 2 км. Рельеф дна впадины нередко представляет собой чередование гребней и понижений субмеридионального направления, совпадающих с удлинением впадины [Удинцев и др., 1976]. Судя по данным НСП, согласным с этим рельефом дислокациям подвергается и плиоцен-четвертичная часть чехла.

Чехол некомпенсированной впадины Дерюгина залегает на весьма неровной поверхности акустического фундамента. Мощность верхней, вероятно, плиоцен-четвертичной толщи, составляет около 1,5 км, а нижней — более 1—2 км. Акустический фундамент со скоростью распространения волн 4,1—5,3 км/с [Строение земной коры..., 1964] довольно интенсивно расчленен, особенно в северо-западной части впадины. Возраст и состав акустического фундамента впадины Дерюгина спорны. Имея в виду, что скорости продольных волн, измерение на образцах гранодиорита со станции 967 [Burk, Gribidenko, 1977] на северном склоне поднятия Института Океанологии, оказались в пределах 4,3—5,5 км/с, а в филлитах от 4,7 до 6,6 км/с, можно допустить, что драгированный акустический фундамент представляет собой тот же самый комплекс, в котором ранее были определены граничные скорости в 4,1—5,3 км/с [Строение земной коры..., 1964]. В этом случае можно допустить, что фундамент восточной части впадины Дерюгина имеет мел-нижнепалеогеновый возраст, а нижняя часть осадочного чехла только в конседиментационно развивающихся прогибах будет иметь эоцен-олигоценный возраст, тогда как чехол, по-видимому, относится к неоген-четвертичным отложениям.

Поверхность поднятия Института Океанологии выровнена, и осадочный чехол залегает на относительно ровном, абрадированном акустическом фундаменте. Обширные выходы этого фундамента установлены в северо-западном и западном выступах поднятия. Маломощный осадочный чехол поднятия Института Океанологии представлен, вероятно, только плиоцен-четвертичными отложениями.

Прогиб Макарова разделяет поднятия Института Океанологии и Академии Наук СССР. Прогиб выполнен толщей, вероятно, плиоцен-четвертичного возраста, мощностью около 1 км. Рельеф акустического фундамента довольно неровный, а по осевой зоне прогиба располагаются несколько поднятий фун-

дамента, перекрытых осадочным чехлом мощностью 0,25–0,5 км и достигающих в поперечнике около 25–30 км.

Поднятие Академии Наук СССР (рис. 3, 4) протягивается в широтном направлении на расстояние около 400 км. В поднятии различаются северный, центральный и южный блоки. Северный и центральный блоки поднятия, по-видимому, структурно связаны на западе с Пограничным валом (являющимся восточным ограничением Восточно-Сахалинского прогиба), а на востоке (через вал Лебеда и Большерецкое поднятие) с Тигильско-Малкинским антиклинорием, образуя таким образом, структурный элемент в виде дуги. На северо-западном продолжении южного блока располагается Восточно-Сахалинский прогиб, а на востоке эта часть поднятия через седловидную перемычку, отделяющую прогиб Атласова от Южно-Охотской глубоководной впадины, связана с горст-антиклинальным поднятием о-ва Парамушир, сложенным неогеновым осадочно-вулканогенным комплексом андезитовой формации [Гаврилов, Соловьева, 1973].

Поверхность фундамента поднятия Академии Наук СССР абрадирована и находится на средней глубине 1–1,1 км от поверхности моря. По изопаките 0,5 км конфигурация поднятия, особенно его северной части, довольно сложная, что, вероятно, обусловлено дифференцированными движениями отдельных горстов по сбросам субширотного и северо-западного простираний. На границе с глубоководной впадиной устанавливается разлом, вдоль которого в восточной части поднятия фундамент поднятия выступает на поверхность дна.

Комплекс пород, драгированных в осевой части поднятия [Гнибиденко, Ильев, 1976; Коренбаум и др., 1977; Burk, Gnibidenko, 1977], свидетельствует о том, что этот фундамент представляет собой эвгеосинклинальную толщу мезозойского и, возможно, верхнепалеозойского возраста, поскольку калий-аргоновый возраст изверженных пород поднятия находится в пределах 68–209 млн. лет. Скорости продольных волн, определенные в лабораторных условиях [Гнибиденко, Ильев, 1976] для пород фундамента, хорошо соответствуют граничным скоростям в его кровле, определяющимся при ГСЗ [Строение земной коры ..., 1964], и находятся главным образом в пределах 6–7 км/с.

Восточно-Сахалинский прогиб (рис. 3, 4) на западе ограничивается поднятием в осевой зоне Сахалинского антиклинория, а на востоке Пограничным валом. Шмидтовской антиклинальной зоной он разделяется на восточную (Восточно-Шмидтовский прогиб) и западную (Пильтун-Чайвинский прогиб) части.

На широте Набильско-Тымской системы поперечных разломов северо-восточного простирания происходит некоторое сужение зоны прогибов шельфа Восточного Сахалина. Располагающийся севернее этой зоны разломов Пильтун-Чайвинский прогиб открывается в сторону северного Сахалина, вероятно, составляя с Байкальским прогибом единый структурный элемент. Мощность толщи до кровли метаморфизованного, осадочно-вулканогенного фундамента в Пильтун-Чайвинском и Байкальском прогибах оценивается до 5–9 км и в отдельных впадинах, вероятно, достигает 10 км [Телегин, 1969; Альперович, Чернявский, 1973].

Г л у б о к о в о д н а я в п а д и н а

Осадочный комплекс глубоководной впадины Охотского моря (рис. 3, 4) имеет максимальную мощность около 4 км и отчетливо разделяется на две части: верхнюю слоистую толщу мощностью около 0,8 км со скоростью продольных сейсмических волн 1,8–2,5 км/с и нижнюю, акустически прозрачную толщу мощностью 2–3 км со скоростью 2,5–4,5 км/с [Попов,

Аносов, 1978] (С. К. Биккенина, личное сообщение). Верхняя толща, вероятно, представляет собой переслаивание турбидитов и вулканогенных прослоев (пеплов) и охватывает верхний миоцен, плиоцен-четвертичный стратиграфический интервал. Нижняя, по-видимому, сложена пелагическими глинами и аргиллитами с редкими прослоями вулканогенного материала. Стратиграфический диапазон ее, с учетом скорости осадконакопления, охватывает миоцен — палеоген и верхний мел, а также более низкие горизонты мезозоя.

Осадочный комплекс глубоководной впадины подстилается осадочно-вулканогенным слоем со скоростью волн около 5 км/с и мощностью около 1,5 км, представляющем второй слой океанической коры, ниже которого располагается кровля базальтового слоя со скоростью волн около 6,7 км/с [Строение земной коры . . . , 1964; Попов, Аносов, 1978]. Кровля второго слоя неровная, и вблизи Сахалина и Курильских островов поднятия кровли достигают 2 км [Лившиц и др., 1972; Снеговской, 1974]. Гранодиориты, драгированные с подводных гор, вероятно, представляющих собой выступы второго слоя у подножия Курильского поднятия к северо-западу от прол. Буссоль и к западу от прол. Дианы, имеют калий-аргоновый возраст 155–220 млн. лет [Ерохов и др., 1972; Тектоника . . . , 1980], что, по-видимому, указывает на то, что в состав второго слоя входят юрские и более древние образования.

В целом, осадочный чехол глубоководной впадины выклинивается или прислоняется к подножию континентального склона и Курильского геоантиклинального поднятия за исключением маломощной (около 0,1 км) толщи неконсолидированных четвертичных отложений, которая иногда прослеживается из глубоководной впадины через континентальный склон на глубокий шельф, где она с региональным несогласием залегает на подстилающей толще чехла. Однако в большинстве случаев глубоководная впадина отграничивается глубинными разломами вдоль подножия континентального склона и Курильского поднятия, которыми осадочный чехол впадины отчетливо отделяется от акустического фундамента обрамления.

Курильское геоантиклинальное поднятие

Внутренняя структура этого поднятия, сложенного верхнемеловым и палеоген-неоген-четвертичным вулканогенно-осадочным комплексом [Бевз и др., 1971; Гаврилов, Соловьева, 1973; Сергеев, 1976], составляющим андезитовую формацию [Пискунов, Гаврилов, 1970; Пискунов, 1975] и вулканогенную молассу, представляет собой чередование горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных прогибов, осложненных брахиформными складками и вулканогенно-тектоническими депрессиями. Вулкано-тектонические формы, созданные четвертичным вулканизмом, представлены группами построек [Федорченко, 1969].

Вулканогенный комплекс Большой Курильской гряды, составляющий андезитовую формацию, свидетельствует о том, что уже с раннего миоцена она существует как зрелое эвгеоантиклинальное поднятие [Гаврилов, Соловьева, 1972]. Ниже неогенового комплекса здесь следует ожидать палеогеновый (возможно и мезозойский) метаморфизованный геосинклинальный комплекс, который, судя по ксенолитам [Федорченко, Родионова, 1973], представлен главным образом метаморфизованными основными породами, вероятно, составляющими донеогеновый офиолитовый фундамент.

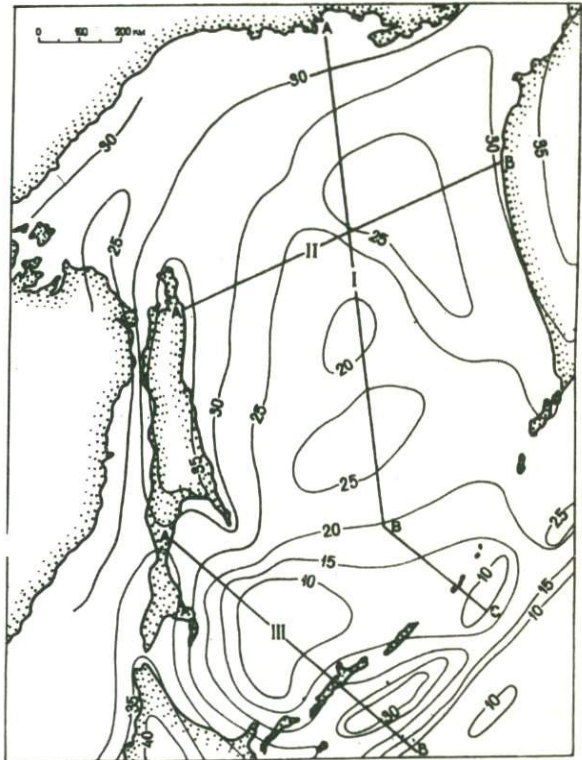
Глубинное строение

Тип земной коры Охотоморского региона обычно соответствует основным морфоструктурным элементам. Здесь выделяются: континентальный тип коры, характерный для складчатого обрамления Охотоморской плиты – Камчатки, Северо-Востока СССР, Сахалина и Курильского геосинклинального поднятия; субконтинентальный – для центральной части плиты (поднятия Института Океанологии и Академии Наук СССР) и центральной части Курильского геосинклинального поднятия и субокеанический – для Южно-Охотской глубоководной впадины. Мощность земной коры варьирует в пределах 12–35 км (рис. 5, 6).

Рис. 5. Карта мощности земной коры (в км) Охотоморского региона [Строение земной коры..., 1964; Тулина, 1969; Глубинное сейсмическое зондирование ..., 1971] :

3734
Земная кора Охотоморского региона состоит из метабазальтового, метадiorитового, гранитно-метаморфического и осадочно-вулканогенного слоев. Граничные скорости сейсмических волн на разделе Мохоровичича (М) определены приблизительно в 8 км/с, а на разделе Конрада (К) – 6,6–6,7 км/с. Гранитно-метаморфический слой отчетливо выделяется в северной части моря, тогда как на юге континентальной окраины, он сменяется метадiorитовым слоем. Скорости в кровле гранитно-метаморфического слоя обычно находятся в пределах 5,5–6 км/с, а в осадочно-вулканогенной толще – 3,5–5 км/с [Строение земной коры..., 1964; Тулина, 1969; Глубинное сейсмическое зондирование ..., 1971].

Раздел М под вулканической частью Курильского поднятия выделяется нечетко и скорости по разделу варьируют от 7,5 до 7,8 км [Тузезов, 1975]. Показано, что верхняя мантия под Курильским геосинклинальным поднятием характеризуется аномальной структурой и представляет собой чередование четырех астеносферных слоев в пределах сейсмофокальной зоны с которыми связываются области магмообразования [Тараканов, 1972], что так-



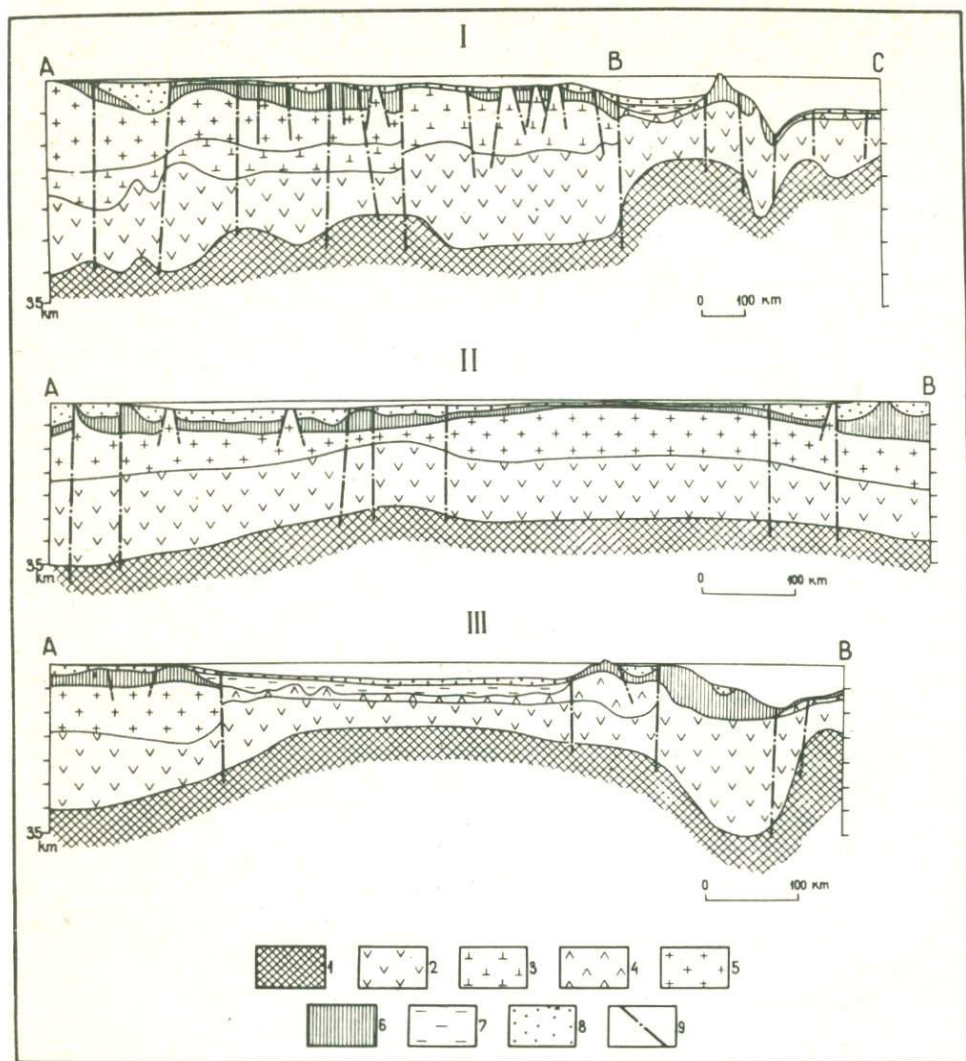


Рис. 6. Геологические разрезы по профилям (рис. 5): 1 - верхняя мантия, 2 - metabазальтовый слой (архей - протерозой - палеозой), 3 - диоритовый (метаандезитовый) слой (докембрий - палеозой), 4 - осадочно-вулканогенный (второй) слой океанической коры (мезозой), 5 - гранито-метаморфический слой (докембрий - палеозой), 6 - осадочно-вулканогенный складчатый комплекс (палеозой - мезозой - кайнозой), интродуцированный гранитоидами, базитами и ультрабазитами, 7 - толща пелагических отложений (глин и алевритов) глубоководной впадины (верхний мезозой - палеоген), 8 - терригенная толща осадочного чехла на Охотской плите и турбидитная толща глубоководной впадины (неоген - квартер), 9 - разломы

же подтверждается аномальным поглощением объемных волн на глубине 70–100 км под вулканической зоной [Федотов, Болдырев, 1969]. Интенсивным транзитом магмы и флюидов через раздел М, по-видимому, и объясняется его размытость и прерывистость.

На основе изучения механизма очагов землетрясений показано [Аверьянова, 1975], что в целом структура верхней мантии под Курильским геодантиклинальным поднятием состоит из локализованных объемов сжатия и расширения, которые, вероятно, соответствуют областям уплотнения и разуплотнения в результате дифференциации вещества мантии.

Земная кора Южно-Охотской глубоководной впадины мощностью около 10 км относится к субокеаническому типу. Мощность осадочного слоя здесь составляет от 2,5 до 4 км, мощность базальтового слоя – около 5–8 км, скорость в кровле слоя – 6,6–6,8 км/с [Строение земной коры ..., 1964]. На основе детального анализа характеристик сейсмических волн [Старшинова, 1980] показано, что верхняя мантия под глубоководной впадиной характеризуется аномально низкой добротностью и повышенным поглощением волн до глубин 30 км, что обусловлено чередованием слоев со скоростями волн 7–8 км/с, различающимися, вероятно, и по вещественному составу.

Обсуждение: геологическое развитие

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что разновозрастные складчатые геосинклинальные формации образуют фундамент Охотской плиты, чехол которой начал формироваться лишь в палеогене и, вероятно, включает верхнепалеогеновые и неоген-четвертичные терригенные отложения.

Наиболее древним структурным элементом Охотоморской плиты является Охотский свод, на месте которого, если судить по его северному блоку – Охотскому массиву ранней консолидации [Гнибиденко, 1969], заложилась эвгеосинклинальная система в раннем протерозое [Гринберг, 1968] или архее (около 4 млрд. лет, по Королькову и др., [1974]). Уже в архее и раннем протерозое здесь сформировалась зрелая геосинклинальная система, которая к верхнему протерозою трансформировалась в срединный массив, в пределах которого миогеодантиклинальный и орогенный режимы существовали, если основываться на данных о части свода в пределах суши [Гавриков, 1965; Вельдяксов и др., 1970; Чиков, 1970], со среднего протерозоя до нижнего палеогена. Вероятно, с середины палеогена Охотский свод в виде жесткого массива возвышался над уровнем моря до плиоценового времени, а затем опустился и был перекрыт маломощным чехлом плиоцен-четвертичных отложений.

Заложение геосинклинали на месте Охотской складчатой системы, расположенной севернее Охотского свода, судя по имеющимся данным на прилегающую сушу [Геология СССР, 1970; Белый, Котляр, 1975], относится к докембрийскому времени. Уже с верхнего палеозоя этот регион характеризуется миогеосинклинальным режимом, сменившимся в триас-юрское время андезитовым вулканизмом в осевых частях геодантиклинальных поднятий, а затем и мел-палеогеновым вулканизмом [Осипов, 1975] в пределах охотской ветви вулканического пояса. Тафрогенез в конце палеогена приводит к обширным опусканиям в Охотской плите, которые, вероятно, как постумные движения захватывают в первую очередь области геодантиклинального поднятия.

синклинальных бассейнов.

На месте вала Кашеварова, располагающегося по юго-западному краю Охотского свода, миогеоантиклинальное поднятие сформировалось к верхнему кембрию — ордовику (судя по данным для Юровского блока) [Корольков, 1972]. Однако на большей части вала в пределах акватории эвгеоантиклинальный режим, вероятно, существовал в течение палеозоя — мезозоя вплоть до эоцена. К этому времени вал представлял протяженную островную дугу, которая отмерла к неогену и затем была эродирована, а ее южная часть опустилась на 0,5–1 км и была перекрыта верхнеплиоцен-четвертичными отложениями.

В докембрии на месте Монголо-Охотской складчатой системы, разделяющей Алданский щит и Охотский свод, заложилась энсиматическая геосинклиналь [Шашкин, 1969, 1970], которая замкнулась в середине мезозоя [Нагибина, 1969], а в течение мела здесь формировался вулканический пояс, и в палеогене обширная территория бывшей геосинклинали представляла сушу, эродированную, и, вероятно, опустившуюся к плиоцену и перекрытую чехлом неоген-четвертичных отложений.

На месте складчатых систем Западной Камчатки и Сахалин-Хоккайдо энсиматические геосинклинали [Gnibidenko et al., 1974; Гнибиденко и др., 1975] заложилась, вероятно, в верхнем или среднем палеозое, а к палеогену на их месте сформировались зрелые геоантиклинальные поднятия с вулканогенно-молассовым типом седиментации. Складчатые деформации центробежно распространялись из осевых зон этих систем к их периферии с верхнемелового по верхнемиоценовое время, а постплиоценовые пликативные деформации в сахалинской складчатой системе, как постумные движения продолжаются и в четвертичное время [Соловьев, 1972]. Четвертичные пликативные деформации можно предполагать и во впадине ТИНО.

Процесс тектонического разрастания плиты в северной части акватории Охотского моря [Алексеев и др., 1975], по-видимому, продолжается и в настоящее время. Гляциоэвстатические регрессии на 100–110 м в четвертичное время приводили к осушению обширных пространств на севере Охотского моря [Кулаков, 1973]. Однако гляциоэвстатические регрессии океана на 1000 м кажутся маловероятными [Гильше, 1974], и поэтому погружения фундамента плиты ниже 150–200 м от современного уровня океана необходимо связывать с тектоническими причинами.

Основываясь на представлениях о возрасте фундамента Охотской плиты, а также на структурной связи ее центральной части со складчатым обрамлением, можно заключить, что геосинклинальная система заложилась здесь, вероятно, в верхнем и среднем палеозое и к началу палеогена здесь сформировалась система эв- и миогеоантиклинальных поднятий, которые выступали в виде островных дуг, и разделяющих их некомпенсированных осадками миогеосинклинальных прогибов, занимая область от южного края Охотского свода до современного континентального склона. Прекращение вулканизма и денудация в конце палеогена и в миоцене привели к формированию пенеппена, а затем последовало погружение центрального района плиты примерно на 1000 м. Однако это погружение, по-видимому, было постепенным, и центральные районы поднятий Института Океанологии и Академии Наук СССР были вовлечены в погружение лишь в конце плиоцена, поскольку они перекрыты незначительным по мощности чехлом верхнеплиоцен-четвертичных отложений.

Кайнозойские движения по глубинным разломам в пределах плиты, глав-

ным образом северо-западного и субширотного простирания, в большинстве случаев представляют собой нормальные сбросы (и сбросы нарастания). Движения по этим разломам обусловили формирование рифтовой системы в фундаменте Охотской плиты [Гнибиденко, 1976], которая погребена под неоген-четвертичным квазиplatformенным чехлом. Сейсмопрофилирование позволяет сделать вывод, что разрывными деформациями на плите захватываются и плиоцен-четвертичные отложения. Это обстоятельство, наряду с данными о землетрясениях для северо-западной части акватории [Chapman, Solomon, 1976], свидетельствуют о современной сейсмической активности по разломам.

Аномалии теплового потока на акватории Охотского моря свидетельствуют о различиях в термодинамических условиях на сопоставимых глубинах [Тихомиров, 1970] и активных тектонических процессах в земной коре и верхней мантии. Значительная изостатическая неуравновешенность центральных районов моря [Гайнанов и др., 1971] также указывает на продолжающиеся вертикальные движения блоков коры и мантии. Оценка изостазии Охотоморского региона [Аномальные гравитационные поля ..., 1974] свидетельствует о том, что Охотоморская плита и Южно-Охотская глубоководная впадина характеризуется состоянием дифференцированной неуравновешенности. Так, центральные районы Охотоморской плиты характеризуются полосовым чередованием участков перекомпенсации и недокомпенсации, что вместе с аномальным тепловым потоком, вероятно, свидетельствует о процессах дифференциации вещества в верхней мантии. Положительные изостатические аномалии Южно-Охотской глубоководной впадины и особенно интенсивные положительные изостатические аномалии Большой (вулканической) Курильской гряды, по-видимому, также указывают на такие процессы дифференциации вещества в верхней мантии, которые поддерживают эти районы в состоянии недокомпенсации.

Большая Курильская гряда только в течение плейстоцена испытала вздымание на 200–250 м [Габков, Павлов, 1972; Федорченко, Пискунов, 1974], что вместе с интенсивной современной сейсмической и вулканической активностью и значительными плотностными неоднородностями в верхней мантии [Вашилов, Гайнанов, 1970; Аверьянова, 1972; Тараканов, 1972] свидетельствует о продолжающемся процессе дифференциации вещества верхней мантии и формировании этого поднятия, отделяющем Охотоморский регион от Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянова В. Н. Сейсмологическое описание процессов в верхней мантии на северо-западе Тихого океана. – Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 33, с. 229–244.

Аверьянова В. Н. Глубинная сейсмоструктура островных дуг (северо-запад Тихого океана). М.: Наука, 1975. 219 с.

Алексеев М. Д., Онухов Ф. С., Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника дна северной части Охотского моря. – Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 4, с. 903–905.

Альперович И. М., Чернявский Г. А. Мощностные осадочных отложений Северного Сахалина по данным магнитотеллурических зондирований. – Геол.

нефти и газа, 1973, № 6, с. 55-59.

Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана / А. Г. Гайнанов, Ю. А. Павлов, П. М. Строев, П. М. Сычев, И. К. Туезов. Новосибирск: Наука, 1974. 108 с.

Бевз В. Е., Смирнов И. Г., Королева Т. П. О геологическом строении островов Большой Курильской гряды. - Изв. Сахалин. отд. Геогр. о-ва СССР, 1971, вып. 2, с. 33-101.

Белый В. Ф., Котляр И. Н. Новые данные по геологии западной части полуострова Пьягина. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, № 22, с. 74-85.

Вашилов Ю. А., Гайнанов А. Г. О природе гравитационных аномалий зоны Курильской островной дуги. - В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1970, вып. 5, с. 28-31.

Вельдяксов Ф. Ф. и др. Основные особенности тектоники и истории развития Охотского массива / Ф. Ф. Вельдяксов, В. А. Иванов, Е. Г. Песков, А. В. Рябов. - В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 4, с. 82-91.

Гавриков С. И. К истории геологического развития Охотского массива. - Сов. геология, 1965, № 2, с. 71-81.

Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.

Гайнанов А. Г. и др. Изостазия и структура коры Охотского региона / А. Г. Гайнанов, Е. Н. Исаев, П. А. Строев, С. А. Ушаков. - Геофиз. бюл. Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН СССР, 1971, № 2, с. 37-43.

Геодекия А. А. и др. Новые данные о глубинном строении впадины ТИНРО в Охотском море / А. А. Геодекия, Ю. П. Непрочнов, И. Н. Ельников, Г. А. Ярошевская, В. Я. Троцюк, А. А. Покрышкин, Л. П. Шеина. - Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 449-452.

Геодекия А. А. и др. Результаты сейсмических исследований на возвышенности Академии Наук СССР в Охотском море / А. А. Геодекия, Ю. П. Непрочнов, И. Н. Ельников, Г. А. Ярошевская. - Там же, 1980, т. 250, № 4, с. 919-923.

Геодекия А. А. и др. Геолого-геофизические и геохимические исследования в Охотском море / А. А. Геодекия, Г. Б. Удинцев, А. Ф. Береснев, В. Я. Троцюк. - Сов. геология, 1974, № 1, с. 43-52.

Геология СССР, т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. Геологическое описание / Ред. Г. М. Власов. М.: Недра, 1964. 734 с.

Геология СССР, т. 30. Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1970. Кн. 1, с. 548; Кн. 2, с. 536.

Гильше А. В. Колебания уровня моря в плейстоцене и голоцене. - В кн.: Четвертичное оледенение Земли. Современные представления, теории, методы исследования. М.: Мир, 1974, с. 186-221.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны / Отв. ред. С. М. Зверев, Ю. В. Тулина. М.: Наука, 1971. 286 с.

Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1969. 136 с.

Гнибиденко С. С. О рифтовой системе дна Охотского моря. - Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1, с. 163-165.

Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.

Гнибиденко Г.С., Ильев А.Я. О составе, возрасте и скоростях сейсмических волн "акустического" фундамента в центральной части Охотского моря. - Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 431-434.

Гнибиденко Г.С. и др. О возрасте и происхождении пород фундамента острова Сахалин / Г.С. Гнибиденко, К.Сайто, С.Зассу, М.Озима. - В кн.: Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. Южно-Сахалинск, 1975, с. 93-103.

Грабков В.К., Павлов Ю.А. Новейшие движения и изостатическое состояние земной коры в районе Курильской островной дуги. - Докл. АН СССР, 1972, т. 203, с. 650-653.

Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.

Ерохов В.Ф., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Состав продуктов некоторых подводных вулканов южного и центрального звена Большой Курильской гряды. - В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг: Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1972, вып. 8, с. 30.

Коренбаум С.А. и др. Магматические комплексы и процессы метаморфизма в породах дна Охотского моря / С.А.Коренбаум, М.А.Мишкин, Г.С. Гнибиденко, Г.А.Валуи, Н.А.Куренцова. - В кн.: Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 51-79.

Корольков В.Г. К стратиграфии нижнеордовикских отложений Охотского региона. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972, вып. 20, с. 31-33.

Корольков В.Г., Рудник В.А., Собонович Э.Ф. О позднепалеозойском-раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива. - Докл. АН СССР, 1974, т.219, № 6 с. 1441-1444.

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

Лившиц М.Х. и др. Новые сведения о строении Южно-Охотской впадины в заливе Терпения по сейсмическим данным / М.Х.Лившиц, А.П.Милашин, С.С.Снеговской, И.К.Туезов. - В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М.: Наука, 1972, № 9, с.115-122.

Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНТИ, 1969. 400 с.

Осипов А.П. Магматические формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 3, с. 16-22.

Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.

Пискунов Б.Н., Гаврилов В.К. Неогеновые вулканогенно-осадочные формации Курильских островов. - Докл. АН СССР, 1970, т.192, № 5, с. 1111-1113.

Попов А.А., Аносов Г.И. Новые данные о строении земной коры Курильской котловины. - Там же, 1978, т. 240, № 1, с. 166-168.

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

Скорикова М.Ф. О возможном использовании упругих и плотностных характеристик горных пород для стратификации отложений Камчатки. - Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 26, с. 54-65.

Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки. Геотектоника, 1971, № 3, с. 104-117.

Снеговской С.С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974, 88 с.

Соловьев В.В. Новейшая тектоника острова Сахалин. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 322–326.

Старшинова Е.А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 6, с. 1339–1343.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 307 с.

Супруненко О.И., Я.В.Шварц. Результаты сейсморазведочных исследований КМПВ в Большерецкой впадине (Западная Камчатка). — Сов. геология, 1967, № 3, с. 122–124.

Тараканов Р.З. Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1972, вып. 33, с. 220–228.

Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Г.С. Гнибиденко, Т.Г.Быкова, О.В.Веселов, В.М.Воробьев, Ким Чун Ун, Р.З.Тараканов. М.: Наука, 1980. 180 с.

Телегин А.Н. Новые данные о геологическом строении Байкальской депрессии. — Тр. ВНИГРИ, 1969, вып. 255, с. 78–81.

Тихомиров В.М. Термодинамические условия в земной коре и верхней мантии Охотского моря, Курильских островов и Прикурильской части Тихого океана. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970, вып. 25, с. 23–33.

Туезов И.К. Строение осадочного чехла Охотоморского шельфа и материкового склона острова Хоккайдо по данным сейсмопрофилирования. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 446–449.

Тулина Ю.В. Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных Курильских островов. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969, с. 90–96.

Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. — Тр. ИО АН СССР, 1957, т. 22, с. 3–76.

Удинцев Г.Б. и др. Предварительные данные геолого-геофизических исследований в Охотском море и северо-западной части Тихого океана на НИС "Витязь" / Г.Б.Удинцев, А.Ф.Береснев, А.А.Геодекян, Е.Г.Мирлин, Л.А.Савостин, А.А.Шрейдер, В.В.Баранов, А.В.Белов. — В кн.: Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. радио, 1976, с. 19–29.

Федорченко В.И. Генетические типы четвертичных вулканов Курильских островов и перспективы их сероносности. — Изв. АН СССР. Сер.геол., 1969, № 9, с. 100–107.

Федорченко В.И., Пискунов Б.Н. О новейших вертикальных тектонических движениях Курильской островной дуги. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974, вып. 31, с. 158–163.

Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.

Федотов С.А., Болдырев С.А. О зависимости поглощения объемных волн в коре и верхней мантии Курильской островной дуги. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1969, № 9, с. 17–33.

Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М.: Наука, 1970. 152 с.

Шашкин К. С. Особенности геологического развития Монголо-Охотского пояса. Автореф. дис. канд.г.-м.наук. Владивосток, 1969.

Шашкин К.С. Структурно-формационные зоны Монголо-Охотского пояса и некоторые особенности их развития. - В кн.: Вопросы геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 31-33.

Aoki S. Report of the "Hecateus" Expedition-1 in the Okhotsk Sea, 1966. - Oceanogr. Mag., 1967, v.19, N 1, p.57-59.

Burk C., Gribidenko H.S. [Барк С., Грибиденко Г.]. The structure and age of acoustic basement in the Okhotsk Sea. - In: Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Ark Basins. Washington, D.C., AGU, 1977, p.451-461.

Chapman M., Solomon S. North American-Eurasian plate boundary in Northeast Asia. - J.Geophys. Res., 1976, v.81, p.921-930.

Gribidenko H. et al. Geology and deep structure of Kamchatka Peninsula /H.Gribidenko, S.Gorbachev, M.Lebedev, V.Marakhanov [Г.Грибиденко, С.Горбачев, М.Лебедев, В.Мараханов]. - Pacif. Geol., 1974, N 7, p.1-32.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S.Govern. Print. Office, 1973, v.19, 913 p.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ПАЛЕОТЕКТОНИКИ ОХОТО-СЕВЕРО-ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Многие вопросы палеогеографии и палеотектоники остаются до сих пор не расшифрованными даже для хорошо изученных районов суши. Естественно, что для морских акваторий, особенно столь обширных, как Охотское море, очень слабо охарактеризованных прямой геологической информацией, о самых общих вопросах палеогеографии и палеотектоники можно говорить лишь сугубо предположительно. Вместе с тем палеогеографические и палеотектонические реконструкции имеют важное значение для восстановления истории геологического развития районов и для решения многих других геологических проблем.

В данной статье анализируются полученные ранее геолого-геофизические материалы, касающиеся истории геологического развития Охото-Северо-Япономорского региона. Особое внимание уделяется крупным вулканическим палеоморфоструктурам. Как и их современные аналоги, они, вероятно, располагались на акваториях или на их обрамлениях, занимая ключевые позиции в палеоморфоструктурном плане. Погребенные вулканические постройки сравнительно легко опознаются по материалам различных морских геолого-геофизических исследований (МОВ, магнитометрия, драгирование). Во-первых, они контрастно выражены в рельефе и обычно далеко неполностью завуалированы в процессе последующего геологического развития; во-вторых, сложены весьма специфическими формациями, по физическим характеристикам существенно отличающимися от большинства других образований.

В рассматриваемом регионе отчетливо обособляются мезозойский и кайнозойский этапы геологического развития. К сожалению, историю мезозойского этапа развития Охотского моря и Татарского пролива, даже сугубо обобщенную, по имеющимся данным однозначно восстановить невозможно, поэтому в статье приводятся лишь некоторые положения, достаточно аргументированные накопленным геолого-геофизическим материалом и важные для понимания кайнозойского этапа развития.

На всех побережьях рассматриваемого региона развиты мощные (до 10 км и более) мезозойские образования, в разрезах которых явно преобладают морские, в том числе глубоководные, отложения. Морские верхнемеловые отложения отсутствуют лишь на северном побережье Охотского моря, на всех остальных обрамлениях они развиты, вероятно, повсеместно. В большинстве известных разрезов по мере приближения к берегу появляются все более молодые (вплоть до датских) верхнемеловые отложения. Особенно отчетливо это выражено на юго-западе Сахалина и юго-западе Камчатки, где верхнемеловые отложения залегают моноклинально.

Структурные элементы в мезозойских отложениях ориентированы, как правило, под острым углом (до 20°) к современной береговой линии. На обрамлениях Курильской глубоководной котловины верхнемеловые отложения

характеризуются весьма простым тектоническим строением: углы падения пород не превышают $10-25^{\circ}$.

Для мезозойского этапа развития рассматриваемого региона характерно широкое распространение крупных протяженных вулканических палеоморфоструктур (рис. 1).

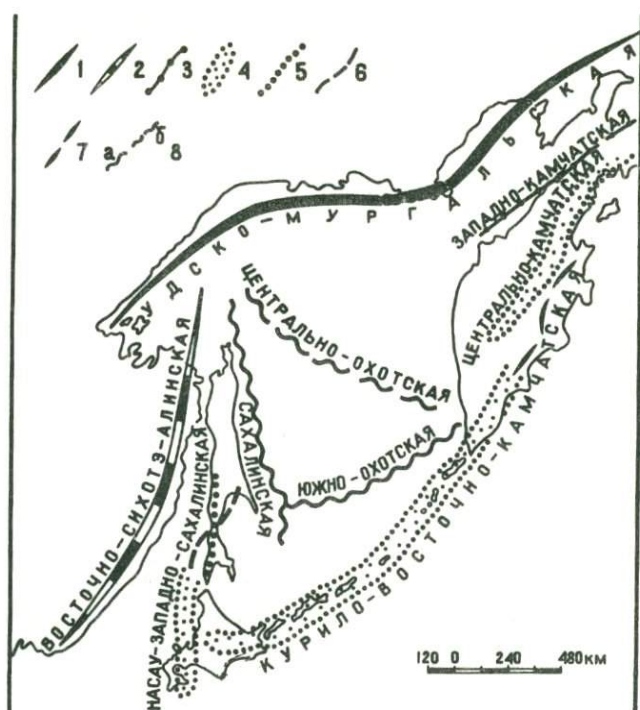


Рис. 1. Распространение современных и погребенных вулканических палеоморфоструктур: 1-7 - вулканические палеоморфоструктуры, выделенные по геологическим данным, и время наиболее активного проявления вулканической деятельности в их пределах (1 - меловые, 2 - верхнемеловые, 3 - эоценовые, 4 - олигоцен-четвертичные, 5 - олигоцен-нижнемиоценовые, 6 - среднемиоценовые, 7 - плиоцен-четвертичные); 8 - возможное положение вулканических палеоморфоструктур по морским геолого-геофизическим материалам (а - предполагаемое, б - гипотетическое)

Во-первых, современная материковая береговая линия Охотского моря и Татарского пролива удивительно точно (более 90%) совпадает с вулканическим поясом. Считается [Парфенов, Натальин, 1977], что на ранних стадиях мезозоя ($J-K_2$) отдельные его звенья развивались в виде островодужных систем, на поздних (K_2-P) - в виде окраинных вулканических поясов, а в заключительной стадии ($N-Q$) характерно излияние платобазальтов.

Во-вторых, в мезозойское, в том числе верхнемеловое, время крупные вулканические морфоструктуры несомненно существовали и на месте кайнозойских складчато-блоковых систем Сахалина, Камчатки и Курил. В частности, в свете имеющихся геолого-геофизических данных можно предположить наличие подобной структуры (Сахалинской) вдоль зоны прибрежного мелководья восточного побережья Сахалина. В позднемезозойское время подводные или подводно-надводные вулканические хребты, вероятно, существовали и на месте олигоцен-четвертичных (Центрально-Камчатская, Курило-Камчатская, Нассау-Западно-Сахалинская) палеоморфоструктур островодужного типа, о чем свидетельствует широкое развитие магматических образований во всех известных разрезах мезозоя этих районов.

В третьих, вулканоплутонические позднемезозойские породы островодужного типа подняты со дна Охотского моря во всех точках [Геодекян и др., 1976] драгирования акустического фундамента. Учитывая имеющиеся материалы морских геофизических исследований, в Охотском море предполагается [Красный, 1979] еще две (Центрально- и Южно-Охотская) морфоструктуры островодужного типа, вероятно, активно проявившиеся в докайнозойское время.

Следовательно, в мезозойское, в том числе позднемезозойское, время крупные вулканические морфоструктуры в Охото-Северо-Япономорском регионе были распространены значительно шире, чем на современном этапе развития. В современном морфоструктурном плане некоторые из них существенно разобщены друг от друга, что может быть связано с возможностью значительных горизонтальных перемещений в результате последующего развития.

Таким образом, на всех побережьях, кроме Северо-Охотского, развиты преимущественно морские, в том числе глубоководные, позднемеловые образования, а на акватории Охотского моря и Татарского пролива, в том числе вдоль всего обрамления рассматриваемого региона, развиты крупные вулканические палеоморфоструктуры, в том числе погребенного типа, которые вряд ли формировались внутри палеоконтинента. Скорее всего, они являлись подводно-надводными хребтами в пределах позднемезозойского морского бассейна и на его обрамлениях.

На кайнозойском этапе развития отчетливо обособляются три стадии (ранне-, средне- и позднекайнозойская), достаточно четко проявлявшиеся в большинстве районов суши, расположенных на обрамлениях Охото-Северо-Япономорского региона.

Слабо расшифрованной остается раннекайнозойская (палеоцен-эоценовая) стадия развития, несколько основных моментов которой остаются совершенно неясными.

Во-первых, на большой площади рассматриваемых акваторий для этой стадии предполагается [Биофациальные особенности ..., 1974] суша. Имеющиеся бассейны раннекайнозойского осадконакопления (Западно-Камчатский, Западно-Сахалинский) не только ограничены по размерам, но и характеризуются очень медленным темпом осадконакопления по сравнению с последующими и предшествующими отрезками времени. Возникает вопрос: где размещается огромный объем материала, сносимый в палеоцен-эоценовое время не только с предполагаемых обширных источников в пределах Охото-Северо-Япономорского региона, но и с площади всего примыкающего Азиатского материка? Конечно, можно представить модель, при которой эта огромная масса материала распределялась на обширнейших пространствах сопредельного Тихого океана, но и в этих случаях должна существовать какая-то переходная зона, типа Кроноцкого района Восточной Камчатки, с аномально высо-

кими темпами осадконакопления в раннепалеогеновое время.

Во-вторых, как на предшествующем этапе, так и в последующую стадию развития в пределах рассматриваемого региона активно проявились вулканоплутонические процессы, а для раннекайнозойского времени продукты вулканической деятельности отмечаются только в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, а также в пределах Западно-Камчатской [Апрелков и др., 1979] эоценовой погребенной палеоморфоструктуры островодужного типа.

Исчерпывается ли на этом перечень вулканических морфоструктур раннекайнозойского возраста в рассматриваемом регионе? Вряд ли. Возможно, эта стадия действительно характеризуется своеобразным режимом тектонического развития, в том числе существенно ослабленным, по сравнению с предшествующей и последующей стадиями, проявлением вулканической деятельности, что, в частности, объяснимо при чередовании в одном и том же регионе эпох сжатия и растяжения, предполагаемых [Тяпкин, 1980] с позиций новой ротационной гипотезы структурообразования в земной коре. В то же время трудно представить, что вулканические морфоструктуры, проявлявшиеся в предшествующую и последующую стадии развития, были совершенно не выражены в раннекайнозойское время. Они несомненно проявлялись в виде приподнятых подводно-надводных морфоструктур. Что же касается палеогеографической позиции этих морфоструктур, характера проявления вулканизма в их пределах и особенностей осадконакопления в сопредельных отрицательных морфоструктурах, то эти вопросы, к сожалению, остаются не раскрытыми, вследствие отсутствия каких-либо сведений об отрицательных структурах раннекайнозойского времени. Не исключается возможность более широкого распространения в Охото-Северо-Япономорском регионе раннепалеогеновых образований разного литолого-фациального облика. В одних случаях (Южно-Охотская, Татарская и т.д. мегападины) они могут быть представлены маломощными глубоководными или континентальными отложениями, в других же (банка Кашеварова, поднятия Академии Наук СССР и Института Океанологии) вулканоплутоническими образованиями, которые включаются в акустический фундамент.

Среднекайнозойская, олигоцен-среднемиоценовая, стадия (примерно сергеевская серия Юго-Западного Сахалина и ее аналоги) характеризуется умеренными темпами осадконакопления, широким развитием в разрезе и по площади рассматриваемого региона относительно глубоководных кремнисто-вулканогенных образований. В этот период относительно глубоководные условия осадконакопления, несомненно, доминировали на большей части Татарского пролива, фактически во всех прибрежных районах Сахалина, Западной Камчатки, и на большей южной части Охотского моря, в том числе на поднятии Академии Наук СССР и, возможно, значительно севернее. В частности, материалы сейсмических исследований свидетельствуют о вероятном развитии относительно глубоководных пачек и в разрезах прибрежного мелководья Северного Приохотья. Предполагаемое отсутствие или неширокое развитие отложений этого возраста в центральной части Охотского моря, в том числе в пределах современной впадины Дерюгина, пока не находит однозначного объяснения. С одинаковой степенью достоверности можно говорить как о подводном, так и надводном перерыве осадконакопления в течение длительного времени, а также о вероятном развитии вулканоплутонических образований, относимых к фундаменту, но вероятнее всего характерно сложное сочетание вышеперечисленных факторов.

Приведенные материалы свидетельствуют, что в палеобассейне среднекайнозойского времени относительно глубоководные акватории занимали не меньшую, а возможно, даже более обширную площадь по сравнению с современными акваториями Охото-Северо-Япономорского региона. Южно-Охотская глубоководная котловина на этой стадии не обособлялась от других относительно глубоководных акваторий рассматриваемого палеобассейна.

В среднекайнозойскую стадию вулканические процессы наиболее интенсивно проявились на южном и восточном обрамлении рассматриваемого региона (Центрально-Камчатский хребет, Курильская островная дуга).

В пределах Сахалинской, а также, возможно, Центрально- и Южно-Охотской вулканических палеоморфоструктур магматические процессы на этой стадии развития проявлялись неактивно и преимущественно в самом начале ее, хотя не исключается возможность проявления их и в конце рассматриваемой стадии, о чем, в частности, свидетельствуют эффузивные образования лиманской свиты в юго-восточном районе Сахалина и широкое развитие кремнистых образований, в том числе опок и диатомитов, в разрезе нижне-среднемиоценовых отложений п-ова Шмидта.

На протяжении большей заключительной части рассматриваемой стадии вышеназванные морфоструктурные элементы выглядели в виде амагматичных подводных (возможно, подводно-надводных) конседиментационных поднятий. На этой стадии развития активные проявления вулканической деятельности были характерны для Юго-Западного Сахалина, Монеронского подводно-надводного хребта и сопредельных акваторий. Этот район является единственным, где представляется возможность получить вполне достоверные представления о характере соотношения разновозрастных вулканических палеоморфоструктур между собой и с тектоническими элементами современного структурного плана.

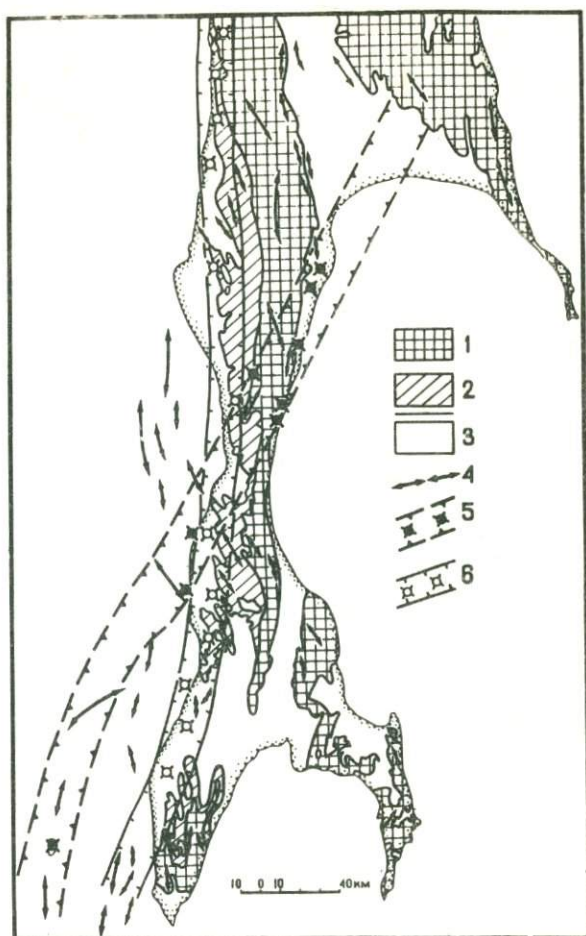
Монеронский подводно-надводный хребет может служить примером унаследованного проявления вулканической деятельности в течение очень длительного времени: в скважине, глубиной в 3000 м [Пискунов, Хведчук, 1976] и на поверхности развиты преимущественно магматические, с небольшой примесью вулканогенно-осадочных, образования от раннемезозойского до позднемиоценового возраста. При этом считается [Васильковский, 1978], что Монеронской скважиной вскрыты мезозойские магматические породы океанического типа.

Таким образом, эта морфоструктура была заложена еще в раннемезозойское время и морфологически четко выражена в современном структурном плане. Из этого можно заключить, что она в том или ином виде проявлялась и в раннейкайнозойское время. В то же время на Юго-Западном Сахалине прибрежно-морские и континентальные раннепалеогеновые отложения стерильны в отношении продуктов вулканической деятельности. Следовательно, на этой стадии развития Монеронская палеоморфоструктура либо была амагматична, либо для нее были характерны продукты подводного вулканизма. Более вероятно первое предположение.

Если на Монеронском подводно-надводном хребте крупная вулканическая палеоморфоструктура унаследованно развивалась в течение всего кайнозойского и даже мезозойского времени, то северо-восточнее, в пределах Южного Сахалина и сопредельных акваторий, имеющиеся данные свидетельствуют [Маргулис и др., 1973] о том, что вулканические палеоморфоструктуры аракайского (олигоцен-ранний миоцен) и чеховского (средний миоцен) времени ориентированы в различных направлениях и существенно раз-

общены друг от друга в большей части рассматриваемого района (рис. 2). Не отмечается взаимосвязи их и с элементами современного структурного плана.

Рис. 2. Соотношения вулканических палеоморфоструктур с элементами структурного плана на юго-западном Сахалине и сопредельном шельфе: 1-3 - контуры выходов отложений на поверхности суши (1 - докайнозойских, 2 - ранне-среднепалеогеновых, 3 - олигоцен-неогеновых); 4 - ориентировка некоторых антиклинальных структур в разновозрастных отложениях; 5, 6 - предполагаемые контуры и отдельные постройки вулканических палеоморфоструктур (5 - олигоцен-нижнемиоценового, 6 - среднемиоценового времени), по Л.С.Маргулису и соавторам [1973]



Олигоцен-раннемиоценовая вулканическая палеоморфоструктура субпараллельна общей морфоструктуре острова и ориентирована под острым углом к простираению тектонических элементов в кайнозойских отложениях Юго-Западного Сахалина. Она маркирует Западно-Сахалинский глубинный разлом [Алексейчик, Гальцев-Безюк, 1963], неотчетливо выраженный в современном структурном плане.

Среднемиоценовая вулканическая палеоморфоструктура пересекает о-в Сахалин и субперпендикулярна тектоническим элементам в кайнозойских и верхнемеловых отложениях. Крупных разломов подобного простираения в пределах островной суши не выделяется, но они вполне возможны, судя по материалам морских геофизических работ в присахалинских акваториях Татарского пролива. В пределах последних вулканизм рассматриваемого времени был распространен, возможно, весьма широко, так как зачастую эти отложения выглядят в виде акустического фундамента, и на некоторых сейсмических профилях фиксируются погребенные морфоструктуры, весьма

сходные с палеовулканическими постройками. Некоторые из них (рис. 3) были четко выражены в рельефе до самого последнего времени, другие захоронены еще в предмаруямское (среднемиоценовое) время.

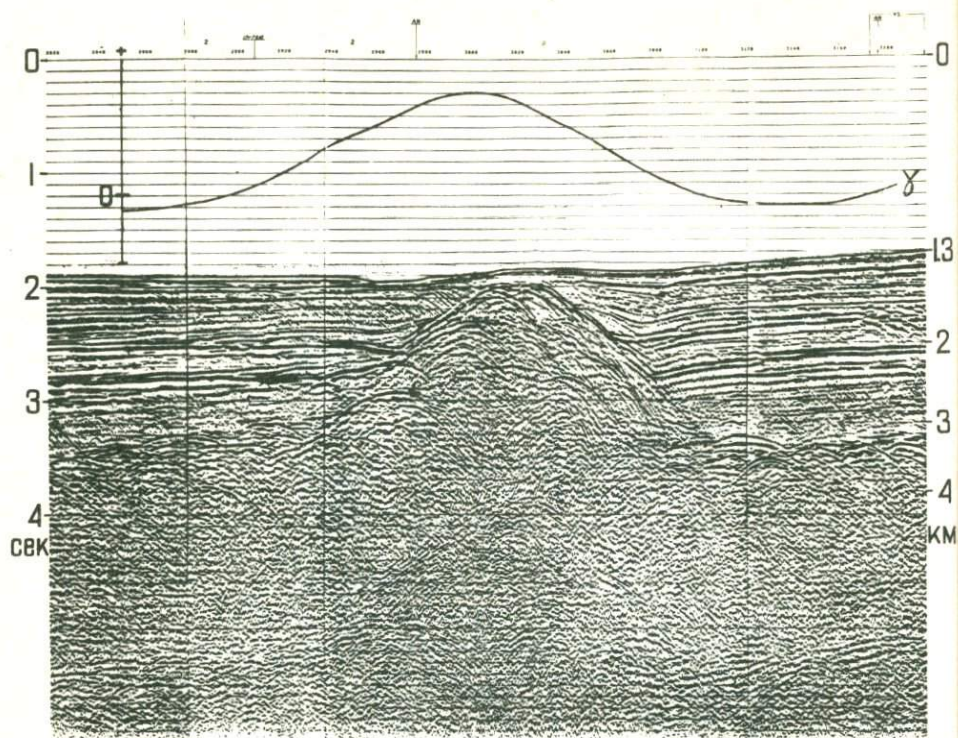


Рис. 3. Пример предполагаемой вулканической постройки, захороненной в новейшее время

Изменения ориентировки морфоструктур островодужного типа в разные отрезки времени фиксируются (рис. 1) и в пределах Камчатского полуострова. Возможно, они характерны, но только в меньшей мере и для других морфоструктур островодужного типа, в том числе для тех, где на современной стадии изученности создается впечатление об унаследованном их развитии. В частности, различные звенья Курильской островной дуги ориентированы под углом к современному простираению ее, и многие разновозрастные вулканические постройки существенно разобщены друг от друга.

Позднекайнозойская стадия развития характеризуется последовательным сокращением общей площади осадконакопления в рассматриваемом регионе за счет воздымающихся кайнозойских складчато-блоковых систем Сахалина и Камчатки, большой интенсивностью и резкой дифференцированностью темпов осадконакопления в сопредельных акваториях, ослабленным проявлением вулканической деятельности.

Имеющиеся морские сейсмические материалы в принципе не подтверждают широко распространенные представления [Васильев, 1975; Андиева и др., 1977; Туезов и др., 1978] об интенсивном (до 2 тыс. м и более)

погружении рассматриваемых акваторий в новейшее (плиоцен-четвертичное) время.

На флангах, воздымающихся кайнозойских складчато-блоковых систем, действительно формировались зоны новейшего прогибания, в той или иной мере, наложенные на палеоморфоструктуры предшествующих стадий развития. При этом интенсивность прогибания и закономерного осадконакопления в принципе была уникальной: за позднеплиоцен-четвертичное время в Западно-Охотской синклинали, расположенной в 50 км восточнее северного Сахалина, накопилась толща мощностью более 6 тыс. м. Тем не менее в рассматриваемом регионе общая площадь современных морских акваторий, вероятно, даже уменьшилась по сравнению с предшествующими стадиями развития за счет орогенически приподнятых участков в кайнозойских складчато-блоковых системах.

Что же касается сравнения современных глубин и палеоглубин, то этот вопрос остается открытым. В одних случаях (шельф северного Приохотья, зоны прибрежного мелководья на обрамлениях Сахалина) современные глубины несомненно уменьшались, в других, — возможно, увеличивались.

На протяжении всей рассматриваемой стадии, т.е. со среднемиоценового времени все морфоструктурные элементы рассматриваемых акваторий развивались в целом унаследованно. При этом в мегавпадинах несомненно преобладали прогибания; в областях конседиментационной складчатости поднятия и прогибания имели равное значение, а в пределах предполагаемого Охотоморского массива доминировали положительные движения. Обычно невозможно определить значимость движений того или иного знака в зонах сочленения положительных и отрицательных структур. В частности, Курильская глубоководная котловина обособилась и приобрела современный облик в течение рассматриваемой стадии развития в результате прогибания в пределах котловины и воздымания сопредельных тектонических элементов. Последние развивались более активно, поэтому они в основном и предопределили современный облик Курильской глубоководной котловины, в то время как прогибание в ее пределах имело второстепенное значение и, судя по сейсмическим данным, в плиоцен-четвертичное время амплитуда прогибания вряд ли составляла более 1 тыс. м.

В центральной части Охотского моря и Татарского пролива темпы позднекайнозойского осадконакопления были значительно (в десятки раз) ниже, чем на их перифериях. Подобная же закономерность характерна и для современных осадков [Лисицын, 1974], что позволяет предположить незначительные перераспределения глубин морских бассейнов в течение позднекайнозойской стадии.

Выравненный характер выступов поверхности фундамента на поднятии Академии Наук СССР объясняется [Удинцев, 1957] субаэральной эрозией и приводится в качестве одного из основных аргументов интенсивных новейших погружений. По материалам сейсмических исследований создается впечатление, что эти выступы сформированы в результате конседиментационного воздымания блоков и положительных форм рельефа поверхности фундамента в условиях относительно глубоководного осадконакопления.

Вулканическая деятельность в позднекайнозойскую стадию, как и на современном этапе, была сосредоточена на южном обрамлении рассматриваемого региона. На других участках магматические процессы проявились очень слабо, в основном в начале ее. Длительно развивавшиеся вулканические палеоморфоструктуры продолжают проявляться в виде конседимента-

ционных поднятий, но для отдельных звеньев структур конседиментационное развитие не типично — они выражены в виде погребенных поднятий, не зависящих от современного структурного плана.

В конце позднекайнозойской стадии приобретают современный облик кайнозойские складчато-блоковые системы. Некоторые звенья вулканических палеоморфоструктур в современном структурном плане этих систем выглядят в виде региональных антиклиналей (Шмидтовская, Монеронская).

С современными островными дугами неразрывно связаны глубоководные желоба. Какие же данные по этому вопросу имеются для вулканических палеоморфоструктур?

Желобовидные прогибы предполагаются [Павлов, Парфенов, 1974] в основном, по гравиметрическим данным, на юго-восточных обрамлениях Насу-Западно-Сахалинской и Восточно-Сихотэ-Алинской палеоморфоструктур островодужного типа. По мнению М.Л.Красного [1979], Курильскую глубоководную котловину можно рассматривать в качестве желобовидного прогиба, сопряженного с Южно-Охотской дугой. Некоторые исследователи [Апрелков и др., 1979] выделяют палеожелоб палеоген-верхнемелового возраста в районе Пенжинской губы. Крупные отрицательные структуры вытянуты и вдоль других вулканических палеоморфоструктур (Удско-Мургальской, Сахалинской). Во всех случаях остается неясным, насколько близки отрицательные структуры, сопряженные с вулканическими палеоморфоструктурами, к современным желобам, в связи с отсутствием данных об их осадочном выполнении и в первую очередь о низах его разреза. Создается впечатление, что палеопары подобных структур существенно отличаются от современных систем дуга-желоб. Не исключено, что для некоторых из вышерассмотренных вулканических палеоморфоструктур в определенные этапы был характерен лишь подводный вулканизм.

В заключение следует подчеркнуть, что в процессе тектонического развития Охото-Северо-Япономорского региона отмечается чередование периодов усиленного и ослабленного проявления вулканической деятельности, что возможно взаимосвязано со сменой режима тектонического развития.

Весьма интересен и факт концентрации современных вулканических процессов на южном обрамлении Охото-Северо-Япономорского региона, в то время как в предшествующие стадии развития они широко были представлены и во внутренних зонах его. По характеру пространственного распространения палеовулканизма в олигоцен-среднемиоценовое время Охото-Северо-Япономорский регион больше напоминает современные субокеанические акватории, подобные Филиппинскому морю, а не типичные окраинные моря или какие-либо регионы суши, для которых в принципе не характерны [Атлас..., 1974] современные вулканические постройки. Этот факт не обязательно свидетельствует о сокращении площади Тихого праокеана за счет обособления окраинных морей в предшествующие стадии развития, так как вышеотмеченное сходство может объясняться и близким режимом тектонического развития регионов с существенно отличающейся предисторией. Всестороннее обоснование одного из этих двух предположений позволит существенно конкретизировать имеющиеся представления о направленности развития земной коры в Северо-Западном секторе Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д. Тектоника, история развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. (Тр. ВНИИГРИ; Вып. 217). Л.: Гостоптехиздат, 1963. 275 с.
- Андиева Т.А., Глазунова А.В., Немцев Ю.С. Распределение и состав осадочного чехла на акватории морей СССР. - В кн.: Геологическая структура и нефтегазоносность континентального шельфа внутренних морей СССР. Л.: Наука, 1977, с. 40-54.
- Апрелков С.Е., Ежов В.В., Лебедев М.М. Системы "Вулканический пояс - глубоководный желоб" на Камчатке. - XIУ Тихоок. науч. конгр. Секция В П: Тез. докл. М.: Наука, 1979, с. 65-67.
- Атлас океанов (Тихий океан). М., 1974. 321 с.
- Биофациальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов / Л.С.Жидкова, Г.С.Мишаков, Т.И.Неверова, Б.А.Сальников, Н.Б.Сальникова, Г.Н.Шереметьева. М.: Наука, 1974. 252 с.
- Васильев Б.И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и желобов северо-западного сектора Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1975, т.225, № 4-6, с. 899-901.
- Васильковский Н.П. О возможной геологической модели океанической коры. - В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 3-11.
- Геодекян А.А. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря / А.А.Геодекян, Г.Б.Удинцев, Б.А.Баранов и др. - Сов.геология, 1976, № 6, с.12-31.
- Красный М.Л. Природа региональных магнитных аномалий островных дуг. - XIУ Тихоок. науч. конгр. секция В 1: Тез. докл. М.: Наука, 1979, с. 15-16.
- Лисицин А.П. Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 1974. 309 с.
- Маргулис Л.С., Савицкий В.О., Маргулис Е.А. Кайнозойско-осадочные формации Южного Сахалина и их место в геологической истории региона. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973, с. 22-35.
- Марковский Н.И. Палеогеографические критерии оценки нефтегазоносности бассейнов. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 5, с.79-84.
- Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (Северная часть Охотского моря). - Докл. АН СССР, 1976, т.226, № 3, с. 647-650.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое. - Там же, 1977, т.235, № 5, с.1132-1135.
- Павлов Ю.А., Парфенов Л.И. О природе Хоккайдо-Сахалинского гравитационного минимума. - Там же, 1974, т.217, № 6, с. 1390-1393.
- Туезов И.К. и др. Геологическое строение и геологическая природа Курильской глубоководной котловины Охотского моря, по новым геолого-геофизическим данным / И.К.Туезов, Б.И.Васильев, М. Л.Красный, Ю.А.Павлов, Е.И.Попов. - В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным: Материалы III сов. - япон. симпоз. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 14-25.
- Тяпкин К.Ф. Новая ротационная гипотеза структурообразования и тектоника плит. - В кн.: Геофизика и катастрофические природные явления. М.: Наука, 1980, с. 79-85.
- Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. - Тр. ИО АН СССР, 1957, т. 22, с. 3-76.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ДРАГИРОВАНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ НА НИС «ПЕГАС» (21-Й РЕЙС)

Настоящая работа посвящена результатам морских геологических исследований, проведенных осенью 1980 г. в Охотской глубоководной котловине. Наибольшее количество станций драгирования было выполнено на ее восточном (прикурильском) склоне, значительно меньше драгирований проведено в северной части котловины в пределах южного склона возвышенности Академии Наук СССР. Для выбора местоположения станций использовались данные НСП, полученные перед драгированием в этом же рейсе; глубина драгирования составила от 500 до 3000 м. Координаты станций помещены в табл. 1.

Таблица 1
МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ СТАНЦИЙ ДРАГИРОВАНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ
(ОХОТСКАЯ КОТЛОВИНА)

Станция	Координаты, град., мин		Станция	Координаты, град., мин	
	С. Ш.	В. Д.		С. Ш.	В. Д.
Северный склон					
2101	48 00,6	147 41,0	2117	49 23,0	151 25,8
2102	48 09,8	149 27,5	2119	49 23,7	151 28,5
2103	48 15,2	149 27,9	2120	49 39,2	151 26,7
2104	48 28,5	151 00,9	2121	49 25,4	151 19,2
			2122	49 25,6	151 55,6
Юго-восточный склон					
			2126	48 47,9	152 58,1
2105	44 40,9	145 56,9	2127	48 29,0	153 08,96
2107	44 37,2	146 10,4	2130	47 28,1	151 51,0
2108	44 48,0	146 23,0	2132	47 06,4	150 47,9
2110	44 53,4	146 25,1	2133	47 05,3	150 28,1
2111	44 53,2	146 25,5	2134	47 06,5	150 27,5
2112	45 03,6	146 37,1	2135	46 56,1	150 24,3
2113	45 14,2	146 36,5	2136	46 01,3	149 20,7
2114	45 02,8	147 02,3	2137	46 01,2	147 59,5
2116	44 36,3	147 00,4	2138	46 03,7	147,57,8
2123	49 13,8	153 34,1	2139	46 01,7	147 56,2
2124	49 14,65	153 29,0	2140	46 03,7	145 45,2

Описание станций драгирования

На северном склоне котловины, переходящем в возвышенность Академии Наук СССР, проведено восемь результативных драгирований. Станции 2101, 2102, 2103, 2104 расположены в западной части южного склона возвышенности, станции 2117, 2120, 2122 — в восточной ее части (рис. 1).

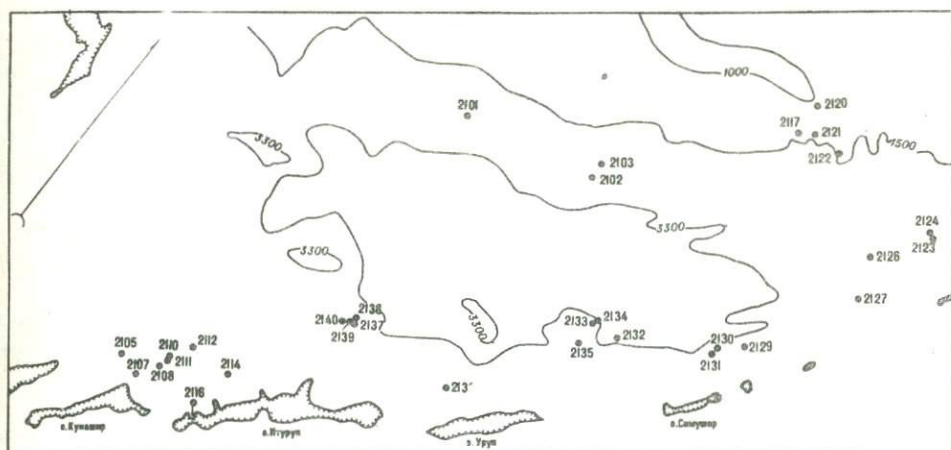


Рис. 1. Схема размещения станций драгирования в 21-м рейсе на НИС "Пегас" в Охотском море

В западной части были опробованы выделяющиеся на общем фоне пологого склона небольшие уступы, где по данным НСП предполагались выходы акустического фундамента. На станциях 2101, 2102 (глубина 2050, 2500 м) подняты глина, песок и галька.

Галечный материал представлен преимущественно андезитовыми порфиридами со следами зеленокаменного изменения, редко — гранитоидами, кварцитами, роговиками, слабо метаморфизованными песчаниками и глинистыми сланцами. На станциях 2103 и 2104 (глубина 1850, 3000 м) наряду с галькой встречены многочисленные угловатые обломки размером до 20 см. В составе обломков доминируют зеленокаменноизмененные туфы, главным образом андезитовые, базальтовые и дацитовые порфириды; меньше распространены дацитовые и кварцевые порфиры, фельзиты, туфы кислого состава; в незначительном количестве встречены граниты, гранодиориты, сиениты, диориты, кварциты, филлиты, в единичных обломках — аплиты (станция 2103) и роговообманковые мелкозернистые габбро (станция 2104). Галька представлена теми же породами, но в ее составе несколько больше интрузивных пород, преимущественно гранодиоритов.

В восточной части северного склона котловины при очень ровном (первые градусы) рельефе отмечаются многочисленные ступени и уступы сбросового характера с амплитудой от 50 до 100 м. К таким уступам, обусловившим выход на поверхность дна акустического фундамента, и приурочены станции драгирования (станции 2117, 2120, 2121, 2122).

На станции 2117 (глубина 1400 м) поднято свыше 120 кг каменного материала, представленного глыбами, щебнем и мелкой галькой эффузивных (до 70%), интрузивных (около 20%) и осадочных (менее 10%) пород. Среди эффузивных образований преобладают андезитовые порфириды,

подвергшиеся зеленокаменному изменению с новообразованиями хлорита, эпидота, иногда пирита и халькопирита. Широко распространены эффузивы кислого состава, содержащие во вкрапленниках биотит, роговую обманку, калишпат: дацитовые и кварцевые порфиры. Для них характерны зеленокаменное изменение и окварцевание. Менее распространены долериты, диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты, туфы среднего и кислого состава. На станции подняты также единичные обломки пироксеновых трахиандезитов с вкрапленниками калишпата.

Интрузивные породы представлены непрерывным рядом от габбро до гранитов. Это — мелкозернистые пироксеновые габбро, средне- и мелкозернистые пироксен-роговообманковые, реже — пироксеновые или амфиболовые диориты, биотитсодержащие кварцевые диориты, мелко- среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты. Среди гранитов часто отмечают лейкократовые разности с переходами в гранит-аплиты.

На станции обнаружены также единичные обломки сиенита и биотитового монцонита.

В составе осадочных пород преобладают роговики, сланцы, значительно реже встречаются кварциты, слабо метаморфизованные песчаники и алевролиты.

Состав гальки близок к составу коренных пород.

На станции 2120 (глубина 1950 м) драгировано около 1 т каменного материала. Наряду с валунами и галькой подняты неокатанные глыбы (до 40 см) коренных пород, в составе которых 95% составляют изверженные образования, и 65% из них — эффузивы. Последние представлены всеми разностями палеотипных пород ряда базальтовый порфирит — кварцевый порфир.

Эффузивы разной кислотности находятся в близких количественных соотношениях, отмечается лишь незначительное преобладание андезитовых порфиритов. Базальтовые и диабазовые порфириты, диабазы, долериты являются преимущественно пироксен-плагиоклазовыми породами, подвергшимися зеленокаменному изменению; по ним развиваются хлорит, эпидот, встречается пирит. Среди эффузивов среднего состава доминируют плагиоандезиты, реже встречаются пироксеновые и роговообманковые разности. Характер и степень вторичного изменения те же, что и в базальтовых порфиритах. Кварцевые и дацитовые порфиры обычно содержат во вкрапленниках биотит и роговую обманку, они пропилитизированы и окварцованы, в микропрожилках кварца обычен пирит, иногда присутствует халькопирит. Фельзиты наиболее интенсивно замещены вторичными минералами, содержат густую вкрапленность пирита.

Помимо перечисленных пород на станции встречены трахиандезиты с порфировыми выделениями калишпата и биотита.

Среди интрузивных пород различаются две группы: породы нормального ряда (габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты) и породы щелочного ряда (монцониты, сиениты, щелочные граниты). Интрузивы нормального ряда обычно мелкозернистой часто порфировидной структуры. Редкие образцы габбро представлены пироксеновыми разностями, для диоритов и кварцевых диоритов характерны пироксеновые и пироксен-роговообманковые разновидности, гранодиориты и граниты преимущественно биотитовые, реже — роговообманковые. Монцониты обладают среднезернистой структурой, сложены калишпатом, биотитом (до 20%), роговой обманкой, пироксеном, общее содержание темноцветных минералов в них от 30 до 50%. Породы значительно катаклазированы. Щелочные граниты и граносиениты по структуре подобны гранитам нормального ряда, по соотношению

темноцветных минералов относятся к биотит-роговообманковым породам. Здесь же поднята глыба (35 см) лерцолита.

На станции 2121 (глубина 1500 м) поднято около 150 кг глыб, щебня, валунов и гальки, по составу аналогичных породам станций 2117 и 2120 (65% каменного материала составляют эффузивы, 29% - интрузивные и 6% - осадочные породы).

Эффузивные породы представлены непрерывным рядом от базальтового порфирита до дацитового порфира и фельзитами при полном отсутствии кварцевых порфиров. Количественное соотношение основных групп эффузивов примерно равное.

Встречено также значительное количество туфов, главным образом кислого состава.

Среди интрузивных пород преобладают кварцевые диориты, широко распространены граниты, более редкими являются габбро, гранодиориты и сиениты.

На станции 2122 (глубина 1200 м) каменный материал (около 50 кг) представлен галькой и обломками, близкими по составу породам, поднятым на трех вышеописанных станциях. Среди эффузивов преобладают породы кислого и среднего состава, среди интрузивных образований - диориты, граносиениты, сиениты.

При изучении каменного материала, драгированного на северном склоне Охотской котловины, обращает на себя внимание аналогичность составов гальки и коренных пород. Ни на одной станции не обнаружено гальки, отличной по составу от коренных пород. Кроме того, как видно из табл. 2, количественное соотношение основных типов пород, встречающихся в виде гальки и в виде неокатанных обломков, также очень близки. Это позволяет утверждать местное происхождение гальки и отрицать существенную роль ледового разноса в акватории Охотского моря.

Таблица 2

СОСТАВ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА, ДРАГИРОВАННОГО НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ ОХОТСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Станция	Окатанность материала	Кол-во образцов	Кол-во интрузивных пород, %	Кол-во эффузивов, %	Кол-во осадочных пород %
2117	Галька	675	22	68	10
	Обломки	100	23	68	9
2120	Галька	526	31	60	9
	Обломки	214	31	65	9
2121	Галька	187	31	54	15
	Обломки	90	29	65	6
2122	Галька	154	16	74	10
	Обломки	78	17	78	5

Однородный обломочный материал на всех станциях драгирования свидетельствует о преимущественном развитии на северном склоне Охотской

котловины изверженных пород (главным образом палеотипных эффузивных образований ряда базальт-риолит), о присутствии двух интрузивных ассоциаций: гранит-гранодиорит-диорит-габбровую и граносиенит-сиенит-монзонит-габбровую. Терригенные осадки, играющие резко подчиненную роль в районе, обычно слабо метаморфизованы.

Эти комплексы пород принадлежат к андезитовой, габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-монзонит-сиенитовой формациям [Кузнецов, 1964], характерным для геоантиклинального развития подвижных зон.

Малочисленные, но постоянно встречающиеся трахиандезиты являются представителями трахиандезитовой формации, проявления которой известны в верхней части меловых отложений Камчатки, Малой Курильской гряды и Восточно-Сахалинских гор.

Те же ассоциации пород характерны для фундамента возвышенности Академии Наук СССР [Геодекян и др., 1974; Гнибиденко, Ильев, 1976]. Это позволяет рассматривать северный, примыкающий к возвышенности склон Охотской котловины как единое целое с мезозойским складчатым основанием возвышенности, погружающимся под осадки Охотского моря.

На юго-восточном склоне котловины, непосредственно переходящем в Курильскую островную дугу, осуществлено 22 станции драгирования; на 16 станциях (2105, 2107, 2108, 2110, 2111, 2114, 2123, 2124, 2126, 2127, 2130, 2131, 2133, 2134, 2135, 2136) подняты коренные породы, на трех станциях (2132, 2137, 2139) лишь галечный материал и на четырех (2113, 2116, 2138, 2141) — глина (рис. 1).

Станция 2105 (глубина 2400 м) расположена в 25 км севернее мыса Докучаева (о-в Кунашир) на склоне крутизной около 10°. Поднята синяя глина с многочисленными включениями мелких глыб, щебня и дресвы белесых плотных опоквидных пород, мергелевых конкреций, редких туфоалевролитов, подобных отложениям ловцовской свиты о-ва Кунашир и куйбышевской свиты о-ва Итуруп (N_1^1).

Станция 2107 (глубина 750 м) находится в 12 км севернее мыса Докучаева, на крутом склоне 150-метрового выступа. Около 100 кг поднятого материала представлено в основном синевато-серой глиной с галькой и редкими обломками светлозеленых мелкообломочных пропилитизированных туфобрекчий и туфов кислого состава, кварцевых и дацитовых порфиров. Среди гальки встречены плагиогранит и жильный кварц с сульфидами. По составу обломки сопоставлены с отложениями кунаширской свиты (N_1^1), принадлежащей к формации "зеленых туфов".

Станции 2108, 2110 и 2111 находятся в 40-45 км северо-восточнее мыса Докучаева, на подводной возвышенности размером 20 x 20 x 12 км и треугольной формы в плане.

На станции 2108 (глубина 1400-1000 м) с южного склона подводной горы с отметкой -192 м поднято около 150 кг крупных глыб и обломков роговообманковых дацитов свежего облика с массивной, иногда пористой, часто флюидалной структурами. Подобные породы слагают многочисленные плиоцен-четвертичные экструзивные куполы западного побережья о-ва Кунашир, на северо-восточном продолжении которого и находится подводная возвышенность с отметкой -192 м. На станциях 2110 и 2111, расположенных на северном склоне подводной горы "-307 м" (глубина 600 м), драгированы пемзосодержащие мелкообломочные брекчи, подобные миоплиоценовым брекчиям алексинской свиты с-ва Кунашира.

На станции 2111 (глубина 500 м) подняты главным образом глины (около 50 кг) с редкими обломками и галькой эффузивных пород свежего облика (андезитов, базальтов, дацитов). Среди гальки встречены пропилитизированные диабазы. В мелкогалечном конгломерате обнаружены обломки с отпечатками крупнорбистого пектена, характерного для парусной свиты о-ва Итуруп.

Станция 2112 (глубина 1500 м) находится в 45 км к западу от мыса Большой нос (о-в Итуруп) на склоне подводной горы с отметкой -985 м. Здесь подняты (около 100 кг) зеленовато-серые глины, пемзосодержащие туфобрекчи, галька (преимущественно андезитов). По своему составу каменный материал напоминает миоплиоценовые и плиоценовые отложения Курильских островов.

На станции 2114 (глубина 1000 м) опробована верхняя часть северо-восточного склона (крутизна 15°) подводной горы с куполообразной вершиной с отметкой -1400 м. Около 150 кг обломков и глыб (от 30 до 50 см в поперечнике) представлены роговообманковыми дацитами, аналогичными дацитам станции 2108, роговообманковыми андезито-дацитами и пироксеновыми андезитами.

Куполообразная форма вершины подводной горы и состав слагающих ее пород позволяют считать эту постройку вулканом, увенчанным дацитовым куполом.

Станции 2123 и 2124 расположены в 25 км к северу от о-ва Чиримкотан на подводной горе с двумя вершинами "-720 м" и "-880 м". На станции 2123 с глубины 2250 м подняты обломок и галька биотит-роговообманковых дацитов. На станции 2124 с глубины до 1000 м драгировано около 60 кг обломков и гальки, в составе которых преобладают андезиты, андезито-базальты и андезито-дациты свежего облика, встречаются обломки грубозернистых туфогенных песчаников плитчатой отдельности. Эти породы можно сопоставлять с плиоценовыми образованиями утесной серии Кунаширских островов [Сергеев, 1976]. Обнаружены также обломки пропилитизированных фельзитов и диабазов, которые, вероятно, являются представителями формации "зеленых туфов". Единичная галька гранит-аплита сохранила следы цемента и, скорее всего, была вымыта из конглобрекчи.

На станции 2126 (глубина 2300 м) опробована нижняя часть северного склона подводной горы Макарова. Поднятые здесь свежие эффузивные породы (андезиты, андезито-дациты, роговообманковые дациты), туфы среднего состава, сваренные туфы кислого состава слагают вулканическую постройку горы, а два обломка пропилитизированных дацитового порфира и фельзита, вероятно, представляют фундамент вулкана.

Станция 2127 находится в 20 км северо-северо-западнее о-ва Райкоке на подводной горе с отметкой -850 м. С глубины 1150 м драгированы обломки и глыбы (до 40 см в поперечнике) главным образом пироксеновых андезитов и андезито-базальтов, один обломок диоритового порфирита, несколько обломков интенсивно пропилитизированных фельзитов и сиенитов. Последние на Курильских островах в коренном залегании не известны.

Станция 2130 расположена в 40 км северо-западнее о-ва Симушир на глубине 2800 м. Подняты единичные обломки андезитовых туфобрекчий, видимо, относящихся к утесной серии (N_{1-2}).

Станция 2130 (глубина 2000 м) находится в 40 км севернее о-ва Броутон в нижней части склона горы с отметкой -1300 м. Эта подводная постройка представляет собой вулкан, сложенный преимущественно андезитами.

Судя по многочисленным обломкам пропилитизированных эффузивов, фундамент вулкана слагают образования формации "зеленых туфов".

Станции 2133 (глубина 2100 м) и 2134 (глубина 1500 м) расположены в 40 км северо-западнее о-ва Броутон на подводном вулк. Обручева. Состав пород (около 30 кг обломков и глыб), поднятых на станции 2133, очень разнообразен: несколько обломков андезито-базальтов и андезитов свежего неизмененного облика, большое (подавляющее) количество обломков фельзитов и дацитовых порфиров, подвергшихся зеленокаменному изменению, несколько обломков габбро, гранодиорита, сиенита, биотит-роговообманкового диорита, аплита, гранита. Подобные интрузивные породы на Курильских островах не встречаются и, по-видимому, вместе с зеленокаменными вулканическими образованиями слагают донегеновое мезозойское основание Курильской дуги.

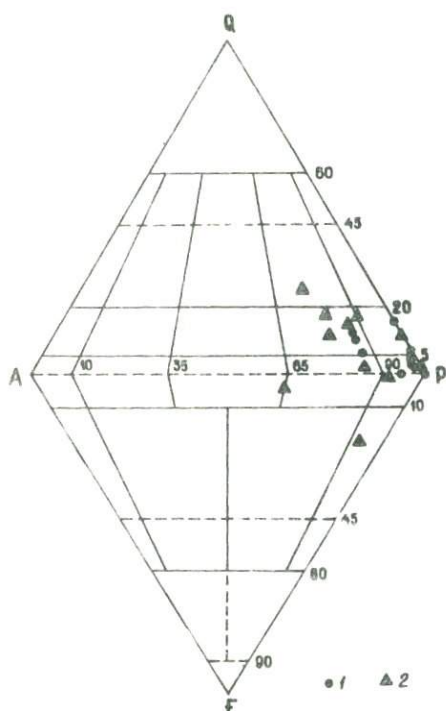


Рис. 2. Сдвоенный треугольник Штрекейзена: 1 - станции Курильского склона, 2 - станции северо-западного склона впадины

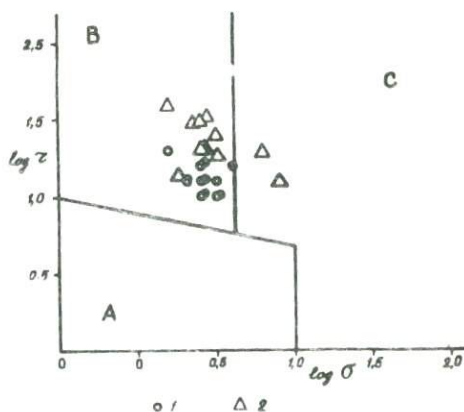


Рис. 3. Диаграмма Готтини-Ритмана: 1 - станции Курильского склона, 2 - северо-западного склона впадины

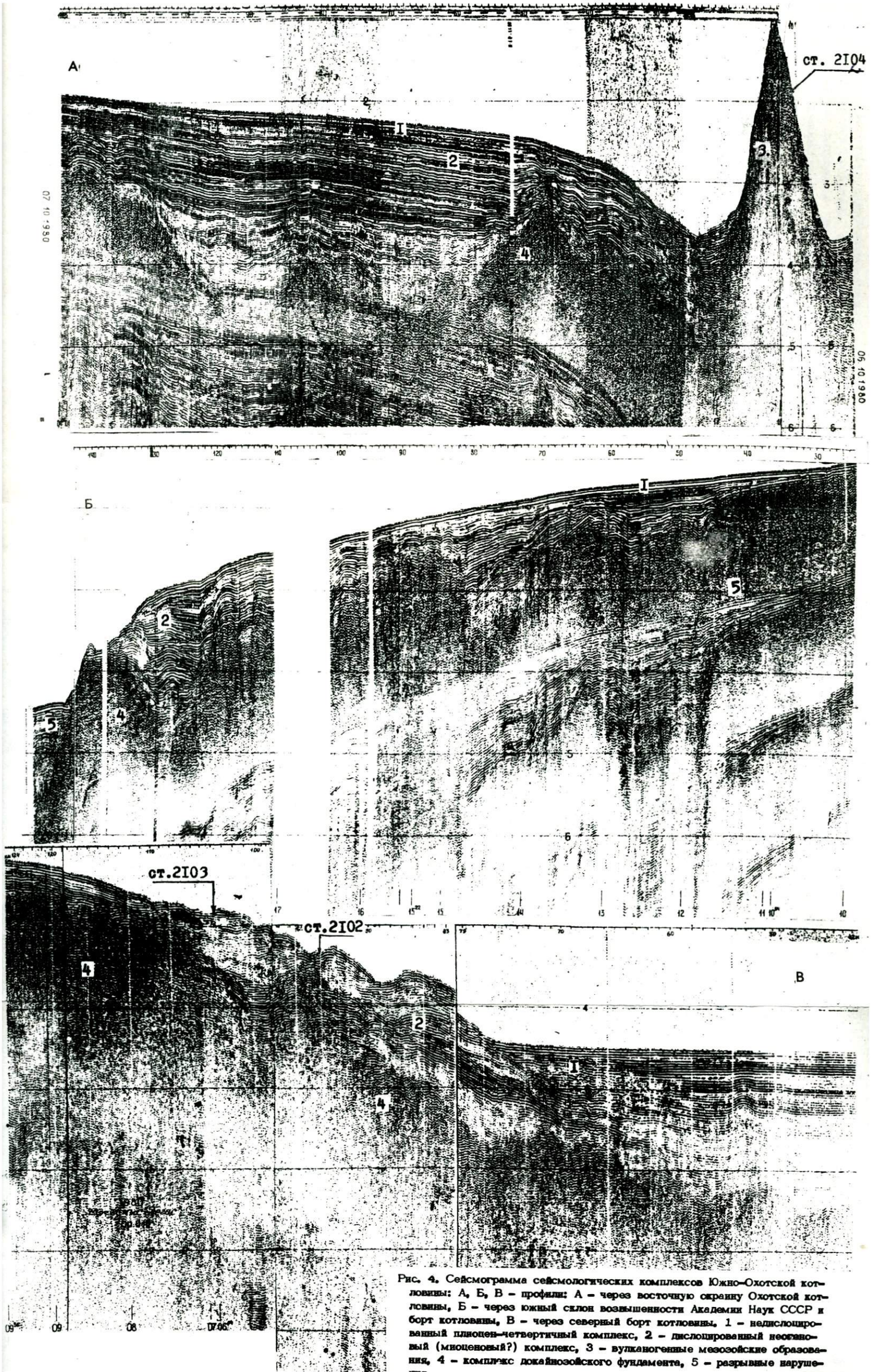


Рис. 4. Сейсмограмма сейсмологических комплексов Южно-Охотской котловины: А, Б, В - профили: А - через восточную склону Охотской котловины, Б - через южный склон возвышенности Академии Наук СССР и борт котловины, В - через северный борт котловины. 1 - недифференцированный плейстоцен-четвертичный комплекс, 2 - дислоцированный неогеновый (миоценовый?) комплекс, 3 - вулканогенные мезозойские образования, 4 - комплекс докайнозойского фундамента, 5 - разрывные нарушения.

На станции 2134 подняты единичные образцы гидротермально измененных эффузивов, туфобрекчий, иногда с редкой вкрапленностью самородной серы. Эти изменения обусловлены фумарольной деятельностью вулкана.

Станция 2135 (глубина 1800 м) находится на склоне подводного вулк. Вавилова. Каменный материал представлен несколькими мелкими обломками зеленокаменноизмененных диабазов, порфиритов, единичными обломками андезитовых порфиритов, кварцевых порфиров, туфов кислого состава, монцитов, небольшим количеством гальки, сходной по составу с породами фундамента соседнего вулк. Обручева.

Станция 2136 (глубина 1800 м) расположена в 30 км западнее мыса Севрюги (о-в Итуруп) на подводном хребте Шокальского. Хребет протягивается параллельно юго-западной половине острова. Здесь поднято около 100 кг плотных слабо хлоритизированных песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, алевролитов, гравелитов, напоминающих отложения луговской свиты о-ва Уруп (N_1^{1-2}). После пересчета химических анализов

(табл. 3 - 4) рассматриваемых пород на устойчивые минеральные ассоциации [Ритман, 1975], они были нанесены на сдвоенный треугольник Штрекгейзена, где видно, что породы образуют непрерывный ряд от основных до кислых разностей (рис. 2).

На диаграмме Готтини-Ритмана [Ритман, 1975] подавляющее большинство рассматриваемых пород попадает в поле орогенных поясов и островных дуг. Два образца наблюдаемых в поле "С" являются щелочными дериватами известково-щелочных пород (рис. 3).

В связи с этим можно заключить, что породы, драгированные как со склонов возвышенности Академии Наук СССР, так и со склонов Курильской островной дуги, являются представителями орогенных поясов и островных дуг, и ни в одном случае нами в этом районе не были обнаружены породы платформенных областей (как континентальных, так и океанических).

Определение абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом по образцам 21-го рейса (возвышенность Академии Наук СССР) и предыдущих исследований авторов (Курильский склон котловины) дают мезозойский возраст интервала магматических образований (табл. 5).

Сейсмогеологические комплексы

Анализ геологических и сейсмических данных по 21-му рейсу, а также материалы исследований тихоокеанского склона Курило-Камчатской островной дуги [Васильев и др., 1979; Тектоника ..., 1980; Корнев и др., 1980] позволяют выделить пять сейсмогеологических комплексов (рис. 4):

1) плиоцен-четвертичный практически недислоцированный, 2) неогеновый (миоценовый) дислоцированный, 3) мезозойский вулканогенный, 4) доайнозойский гетерогенный, 5) зоны разрывных нарушений.

1. Плиоцен-четвертичный комплекс, по данным НСП, имеет хорошо выраженную слоистость с разрешением отражающих горизонтов со скоростью прохождения волн до 0,02 с, местами слабую дислоцированность (углы наклона не более 3°). Максимум спектра регистрации - в районе 50 Гц. Сейсмический сигнал отличается многофазностью, которая с глубиной уменьшается. Взаимоотношение с нижележащим комплексом в пределах периферии прогибов и обрамления впадины, несогласное и согласное во внутренних ча-

стях прогибов и впадины. В последнем случае по картине отражающих горизонтов практически не удается провести границу между верхним и нижним комплексами. Мощность выделяемого комплекса на восточном фланге впадины составляет около 300 м. Образцы грунта, отобранные в области развития верхнего комплекса, представлены илами, насыщенными в разной степени туфогенным материалом. По палеонтологическим определениям из станции 2105, а также по аналогии с тихоокеанским склоном Курильской гряды [Корнев и др., 1980], где подобные отложения залегают непосредственно на фаунистически охарактеризованных миоценовых образованиях, верхняя толща осадочного чехла относится нами к верхнеплиоцен-четвертичному возрасту.

2. Неогеновый комплекс характеризуется значительной дислоцированностью сейсмогеологических горизонтов в обрамлении впадины и спокойным залеганием внутри нее. С глубиной отмечается ухудшение корреляции и фазовое смещение отражающих границ, появляются дифрагированные волны; частотный спектр регистрации — в интервале 30–70 Гц. На участках с большой мощностью чехла в нижних частях разреза, на профилограммах НСП в интервале времени 1,5–2с отражающие границы исчезают. Судя по размещению нижнего комплекса в структуре региона, на поверхность дна выходит лишь его верхняя часть, которая и отражена на схеме. Мощность комплекса в центральной части восточного фланга котловины определена в 1250 м.

В области развития нижней толщ подняты крупные обломки и глыбы-туфогенно-осадочных пород. Образцы туфодиазомита и песчаника из станций 2103, 2120, 2133, 2138 датируются средне- и верхнемиоценовым возрастом. По составу пород и своей структуре толща аналогична миоценовому комплексу, развитому в северной части хребта Витязь. На этом основании мы относим нижнюю (дислоцированную) толщу чехла к миоцену — нижнему плиоцену (см. ст. Г.Н. Шереметьевой с соавторами в наст. сб.).

3. Комплекс мезозойских вулканических образований характеризуется сложной волновой картиной из отраженных и дифрагированных волн. В рельефе вулканический комплекс выражен в виде конических гор с характерной ступенью на склоне, отражающей, по-видимому, многостадийность вулканической постройки. Внутренняя часть массива таких гор имеет, как правило, нерегулярные отражения, у подножия часто наблюдается тонкое чередование наклонных отражающих границ. С глубиной вулканические образования становятся акустически "прозрачными", хотя на эхограммах видно, что корни их массивов уходят на уровень пород нижней толщ осадочного чехла.

По форме рельефа, характеру отражений, взаимоотношению с миоценовой толщей и вулканогенному составу материала постройки, развитые на островном обрамлении впадины, рассматриваются как кайнозойские образования. На геологической схеме выделены также кайнозойские экструзивные купола (рис. 1, станции 2108, 2114).

Кроме дислоцированного комплекса на некоторых участках профилей НСП можно выделить сейсмогеологический комплекс, который условно нами назван как акустически "полупрозрачный". Он встречается в местах наибольшего погружения фундамента Охотской глубоководной котловины.

На сейсмограмме этот комплекс выражается редкими, незначительными по простиранию, дислоцированными акустическими границами. Отраженные волны от этих границ имеют очень слабую энергию, малое число фаз и нечеткую корреляцию.

25–30 Гц.

Максимум спектра смещается в область

Наблюдается несогласное залегание верхних

отражающих горизонтов данного комплекса с нижними границами вышележащего неогенового комплекса, а с глубиной увеличивается комформность границ с рельефом фундамента. Возраст этого комплекса, по-видимому, можно отнести условно к верхнему палеогену.

4. Докайнозойский гетерогенный комплекс на профилях НСП фиксируется как сейсмоакустический фундамент. Но сравнительно слабая интенсивность сигнала, незначительно отличающегося от уровня шумов, и наличие дифрагированных волн обуславливают нечеткую отражающую границу поверхности фундамента и слабую корреляцию. Граница поверхности фундамента по данным НСП проводится со значительным допущением. Породы, драгированные в области развития фундамента представлены гетерогенным комплексом метаморфизованных пород. Причем, степень метаморфизма образований комплекса различна, но в целом значительно выше, чем в породах осадочного чехла.

5. Разрывные нарушения выделены по ряду признаков. В волновой картине зоны разрывного нарушения отмечается потеря корреляции, развитие серии дифрагированных волн, расширение частотного спектра отраженных волн.

Обсуждение результатов

Полученные результаты, а также результаты предыдущих исследований авторов в этом районе (1971, 1972, 1977, 1980 гг.) свидетельствуют о том, что юго-восточный Курильский склон Охотской котловины сложен неогеновыми отложениями, аналогичными таковым Большой Курильской гряды и слагающими фундамент подводных вулканов.

Особый интерес представляют находки многочисленных глыб и обломков гранитоидных пород, не встречающихся в коренном залегании на Курильских островах. Возраст гранитоидов по калий-аргоновому методу (табл. 5) имеет широкий диапазон. Гранитоиды обычно ассоциируются с зеленокаменноизмененными эффузивными породами, степень их изменения несколько выше, чем образований формации "зеленых туфов". По-видимому, районы развития указанных пород (к северо-западу от островов Броутон и Симушир) представляют собой выступы консолидированного мезозойского фундамента, на котором заложился неогеновый прогиб. Отметим, что галька подобных гранитоидов встречается среди третичных (вплоть до плиоцена) грубообломочных отложений островов Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир, Шумшу [Неверов и др., 1964]. На западном побережье о-ва Итуруп, в районе реки Жемчужной, среди грубообломочных вулканогенно-осадочных отложений обнаружено русло древнего потока, имеющего направление северо-запад - юго-восток. Русло выполнено хорошо окатанной галькой гранитоидов и гранитоиднейсов. Ориентировка гальки свидетельствует о движении потока со стороны Охотского моря.

Таким образом, можно констатировать существование области сноса к западу от Курильских островов вплоть до плиоценового времени. Вероятное существование донеогенового консолидированного складчатого основания Курильских островов признается и доказывается рядом авторов [Рудич, 1962; Желубовский, 1964; Сергеев, 1976]. В районах развития "зеленых туфов" Японии неогеновые отложения повсеместно залегают на доверхнемеловом складчатом основании [Геологическое развитие ..., 1968]. Все это противоречит взглядам о заложении Курильской геосинклинали на океаническом основании.

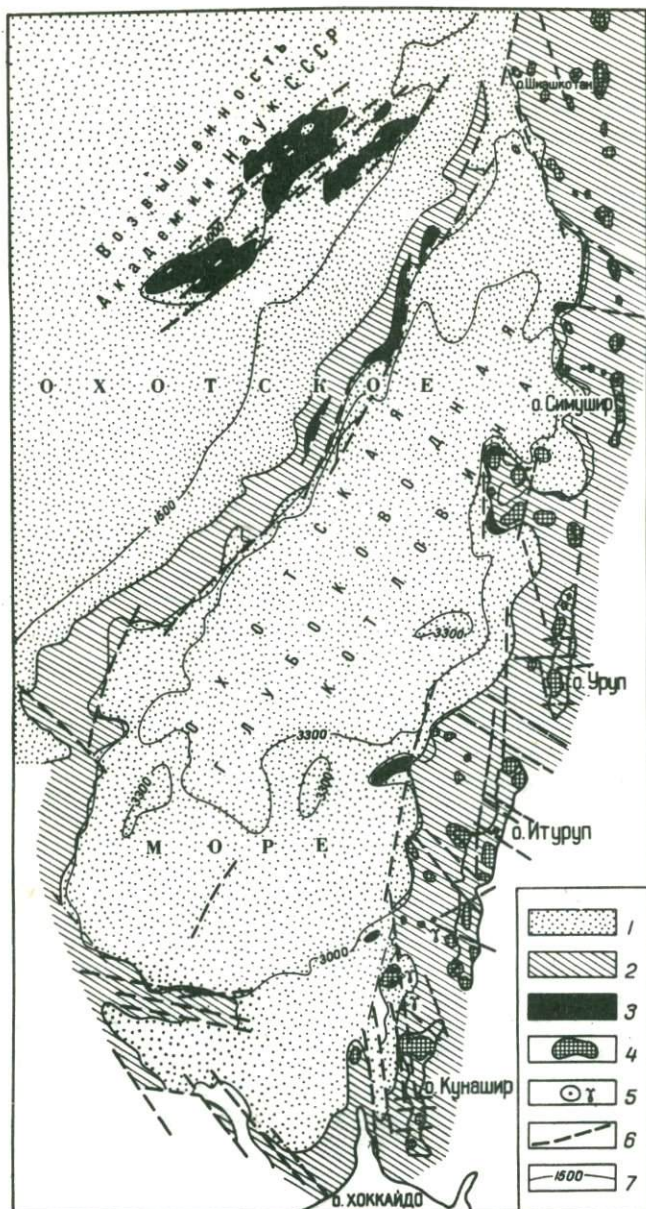


Рис. 5. Геологическая схема Курильской глубоководной котловины (сост. О.С.Корнев, М.Л.Красный, Ю.Л.Неверов, В.Ф.Остапенко): 1 - плиоцен-четвертичный осадочный комплекс, 2 - неогеновый (миоценовый) осадочный дислоцированный комплекс, 3 - докайнозойский гетерогенный фундамент, 4 - кайнозойские и мезозойские вулканогенные образования, 5 - субинтрузивные куполы, 6 - разрывные нарушения, 7 - изобаты и их значения

Таблица 3

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ЮЖНОГО СКЛОНА ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ
АКАДЕМИИ НАУК (вес. %)

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	2120-172	2120-33	2117-12	2117-20	2120-123	2120-56	2120-176	2120-31	2120-81
SiO ₂	51,36	52,10	52,23	53,05	53,87	54,60	54,88	55,27	57,10
TiO ₂	0,97	0,85	1,20	1,13	1,06	1,25	1,21	1,10	1,10
Al ₂ O ₃	19,11	19,20	19,80	19,16	17,30	17,64	16,73	16,17	16,09
Fe ₂ O ₃	5,34	7,34	2,95	3,90	3,23	2,92	3,28	1,08	5,64
FeO	4,13	4,06	5,34	4,38	4,52	5,37	4,71	5,43	3,96
MnO	0,14	0,22	0,04	0,17	0,16	0,21	0,15	0,18	0,22
MgO	2,30	3,50	3,10	4,09	5,80	3,25	5,31	4,06	3,30
CaO	10,99	7,18	7,63	7,95	8,06	7,90	7,38	7,89	4,94
Na ₂ O	3,78	3,62	4,17	3,75	2,77	5,03	4,07	4,96	3,94
K ₂ O	0,96	0,72	1,44	1,27	1,75	0,92	1,17	1,30	0,82
P ₂ O ₅	0,30	0,26	0,43	0,24	0,38	0,37	0,22	0,39	0,24
SO ₃	0,02	0,02	0,13	0,01	0,01	0,01	следы	0,41	0,03
H ₂ O	0,06	0,44	0,22	0,16	0,16	0,17	0,16	0,11	0,27
п.п.п.	1,05	0,85	1,50	0,48	1,31	0,85	0,55	1,28	2,60
Сумма	100,51	100,36	100,18	99,74	100,36	100,49	99,82	99,63	100,24

Компо- нент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	2121-1	2117-90	2120-87	2121-3	2122-3	2122-19	2120-30	2120-152	2117-13
SiO ₂	57,88	60,19	62,16	62,89	64,41	64,59	65,10	66,36	71,67
TiO ₂	0,98	0,60	0,95	0,83	0,73	1,06	0,68	0,40	0,65
Al ₂ O ₃	16,20	15,14	17,61	17,69	14,55	13,74	14,90	14,80	17,02
Fe ₂ O ₃	2,68	1,39	1,29	2,02	1,61	1,26	1,07	0,71	2,18
FeO	5,45	4,26	4,33	4,32	4,21	5,04	3,17	4,07	1,20
MnO	0,16	0,11	0,15	0,08	0,09	0,28	0,12	0,10	0,15
MgO	2,95	5,71	2,34	2,14	1,51	2,57	1,12	1,22	1,10
CaO	5,16	5,38	5,51	1,13	3,18	4,44	2,54	2,83	3,38

Продолжение табл. 3

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	2121-1	2117-90	2120-87	2121-3	2122-3	2122-19	2120-30	2120-152	2117-13
Na ₂ O	4,11	3,80	2,17	2,71	4,01	2,54	5,03	3,69	4,54
K ₂ O	1,72	1,65	1,44	2,89	2,58	1,46	4,62	2,12	2,26
P ₂ O ₅	0,24	0,16	0,28	0,27	0,15	0,21	0,17	0,20	0,26
SO ₃	0,02	0,03	0,01	0,18	0,01	0,01	0,01	0,32	0,03
H ₂ O	0,39	0,11	0,27	0,16	0,18	0,20	0,11	1,26	0,33
п.п.п.	2,34	1,43	1,56	2,71	2,45	2,21	1,57	3,12	1,50
Сумма	100,28	99,96	100,07	100,02	99,66	99,60	100,21	100,92	100,71

Компо- нент	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	2121-4	2117-8	2120-34	2120-138	2120-76	2117-2	2120-4	2117-1	2120-5	2120-150
SiO ₂	71,67	72,70	72,77	73,88	74,59	53,87	57,42	59,00	60,13	61,80
TiO ₂	0,65	0,20	0,27	0,23	0,21	0,67	0,85	0,73	0,54	0,68
Al ₂ O ₃	13,30	15,23	14,40	13,91	13,41	18,92	17,40	15,37	16,85	16,21
Fe ₂ O ₃	1,01	1,91	0,37	1,18	0,75	4,95	3,48	3,25	2,41	1,92
FeO	2,82	1,98	1,87	0,93	1,04	3,58	3,85	3,56	3,61	4,11
MnO	0,07	0,06	0,16	0,24	0,05	0,15	0,20	0,14	0,14	0,12
MgO	1,43	2,20	0,66	1,01	0,10	4,18	2,10	3,45	3,16	2,33
CaO	0,70	0,70	4,17	0,99	1,27	3,96	7,61	5,79	5,52	5,36
Na ₂ O	3,70	2,10	1,97	4,05	3,57	3,76	3,84	5,20	3,85	4,35
K ₂ O	2,37	1,64	2,28	2,23	4,05	2,37	1,26	2,17	1,99	2,20
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,11	0,05	0,05	0,31	0,35	0,25	0,12	0,28
SO ₃	0,24	0,60	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02
H ₂ O	0,16	0,55	0,19	0,16	0,38	0,41	0,11	0,28	0,16	0,22
п.п.п.	1,96	1,02	0,92	1,35	0,45	3,33	1,00	1,10	1,47	0,96
Сумма	100,22	100,99	100,12	100,24	99,94	100,49	100,01	100,32	99,96	100,56

Компонент	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
	2120-11	2120-3	2120-147	2122	2120-2	2121-67	2120-1	2120-27	2122-53	2120-210
SiO ₂	65,30	64,97	65,07	65,56	64,47	67,00	69,27	71,70	72,17	73,60
TiO ₂	0,67	0,57	0,50	0,78	0,61	0,57	0,40	0,31	0,48	0,23
Al ₂ O ₃	15,48	13,98	16,20	13,83	15,15	15,04	13,27	13,83	12,91	12,72
Fe ₂ O ₃	2,61	2,57	1,66	2,82	1,79	1,89	1,25	1,21	1,31	0,53
FeO	2,80	2,52	2,85	4,98	3,10	2,02	2,16	1,33	2,25	1,44
MnO	0,16	0,19	0,11	0,29	0,10	0,10	0,11	0,08	0,07	0,09
MgO	2,60	1,30	1,98	1,16	2,44	1,39	0,60	1,08	1,33	0,41
CaO	5,06	4,93	4,03	4,69	4,09	2,60	4,36	1,75	0,66	1,13
Na ₂ O	3,52	3,62	3,87	3,40	4,32	5,15	4,00	5,15	4,68	4,87
K ₂ O	2,80	3,48	2,77	2,40	3,08	3,19	2,80	3,38	3,47	4,19
P ₂ O ₅	0,41	0,20	0,18	0,11	0,19	0,17	0,13	0,13	0,13	0,17
SO ₃	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	0,01	0,02
H ₂ O	0,44	0,06	0,14	0,14	0,20	0,22	0,16	-	0,20	0,33
п.л.п.	0,85	1,14	0,79	0,21	0,79	1,01	1,20	0,48	0,73	0,64
Сумма	100,87	99,57	100,19	100,37	100,30	100,36	99,72	100,46	100,41	100,37

Примечание: 1-8 - базальтовые порфириты, долериты, базальты; 9-13 - андезитовые порфириты; 14-18 - дацитовые порфиры; 19-23 - кварцевые порфиры, фелизиты; 24-25 - диориты; 26 - диорит-монцониты; 27, 28 - кварцевые диориты; 29-32 - гранодиориты; 33,34 - граносиениты; 35-38 - граниты.

Таблица 4

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ФУНДАМЕНТА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	2133-32	2133-2	2124-3	2133-43	2135-5	2133-36	2133-39	2133-55	2133-61	2133-50	2133-60
SiO ₂	53,51	54,75	59,80	59,98	69,13	69,38	72,56	60,93	66,78	67,43	70,50
TiO ₂	1,26	0,75	0,60	0,58	0,65	0,42	0,27	0,45	0,41	0,50	0,36
Al ₂ O ₃	16,03	14,95	16,03	16,02	12,33	14,65	12,84	15,59	15,31	15,10	14,22
Fe ₂ O ₃	6,15	6,78	3,20	3,61	1,69	1,82	1,35	3,54	1,61	1,66	1,81
FeO	3,25	2,41	3,42	2,96	3,56	3,20	1,62	1,94	2,33	2,63	1,58
MnO	0,12	0,13	0,16	0,15	0,27	0,13	0,03	0,13	0,14	0,09	0,09

КОМПОНЕНТ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	2133-32	2133-2	2124-3	2133-43	2135-5	2133-36	2133-39	2133-55	2133-61	2133-50	2133-60
MgO	3,97	3,17	1,86	2,55	1,68	1,06	0,75	1,30	0,04	1,56	0,81
CaO	6,22	5,17	8,04	6,36	0,73	0,70	1,34	3,38	1,96	3,66	2,41
Na ₂ O	6,60	4,53	3,64	5,41	4,04	6,10	3,62	4,76	4,77	4,09	4,06
K ₂ O	1,16	1,22	1,59	0,96	4,06	0,84	4,22	5,58	5,51	2,26	3,15
P ₂ O ₅	0,86	0,13	0,14	0,26	0,46	0,14	0,14	0,30	0,14	0,13	0,08
SO ₃	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,16	0,08	0,05	0,01	0,01	0,05
H ₂ O	0,67	0,45	0,19	0,17	0,15	0,33	0,25	0,55	0,22	0,19	0,16
п.п.п.	0,67	3,28	0,83	0,76	1,12	1,38	1,13	1,59	0,31	0,89	0,87
Сумма	100,39	99,63	99,50	99,89	99,87	100,32	100,20	100,09	99,53	100,20	100,15

Примечание: 1 - диабаз, 2 - диабазовый порфирит, 3, 4 - андезитовые порфириты, 5 - кварцевый порфир, 6 - фельзит, 7 - кварцевый порфир, 8 - сиенит, 9 - граносиенит, 10 - гранодиорит, 11 - гранит

Таблица 5

ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Станция, образец	Порода	Возраст, млн. лет	Место взятия образца
5245	Биотитовый гранит	199 ± 2	Вулк. Вавилова
5246	Биотит-амфиболовый гранит	128 ± 3	- " -
5247	То же	127	- " -
5248	- " -	160 ± 3	- " -
5250	Амфибол-биотитовый гранит	94	Вулк. Обручева
7725/1	Биотит-роговообманковый гранодиорит	146 ± 2	Вулк. Случайный
7725/2	Биотитовый гранит	219 ± 2	- " -
2120-30*	Дацииты	149 - 124,5	Возвышенность АН СССР
2120-147	Гранит	68	- " -
2120-67	Базальт	149	- " -
2122-4	- " -	117	- " -

* Образцы со станций 2120 и 2122 проанализированы в СО АН СССР В.Н.Меленевским и Н.Н.Амшенским.

Полученные результаты дают основание построить геологическую схему (рис. 5), согласно которой Охотская глубоководная котловина предоставляет собой тектонический прогиб мезозойского основания континентального происхождения, перекрытого чехлом неогеновых осадков. По бортам прогиба породы основания нарушены серией кулиснорасположенных сбросов, а неогеновый чехол интенсивно дислоцирован и размывает частично на прикурильском и в большей мере на северном склонах. Четвертичные осадки выполняют впадину, перекрывая неоген.

Состав пород мезозойского основания и неогена свидетельствуют о близкой истории развития противоположных бортов котловины в это время и различную в постнеогеновое время.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.

Геодакян А.А. и др. Геолого-геофизические и геохимические исследования в Охотском море / А.А.Геодакян, Г.Б.Удинцев, А.Ф.Береснев, В.Я.Троцюк. - Сов. геология, 1974, № 1, с. 43-52.

Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.

Гнибиденко Г.С., Ильев А.Я. О составе, возрасте и скорости сейсмических волн "акустического" фундамента центральной части Охотского моря. - Докл. АН СССР, 1976, т.229, № 2, с. 431-434.

Желубовский Ю.С. История геологического развития. - В кн.: Геология СССР. М.: Наука, 1964, т. 31, ч. 1.

Корнев О.С., Подзорова Д.И., Шереметьева Г.Н. Основные черты геологического строения северной части подводного хребта Витязя. - В кн.: Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 10-17.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Госгеолтехиздат, 1964. 387 с.

Неверов Ю.Л., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф. Об "экзотических" породах Большой гряды Курильских островов. - Геол. и геофиз., 1964, № 5, с. 126-129.

Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М.: Мир, 1975. 285 с.

Рудич Е.М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии, как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 270 с.

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.

Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Г.С.Гнибиденко, Т.Г.Быкова, О.В.Веселов, В.М.Воробьев, Ким Чун Ун, Р.З.Тараканов. М.: Наука, 1980. 179 с.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Формационный анализ (по структурно-вещественным признакам) является наиболее объективным и перспективным (почти в общепринятом порядке) методом для решения самого широкого круга геологических задач. Проведенный ранее такого рода формационный анализ для кайнозойских отложений Сахалина [Мельников, Захарова, 1977; Мельников, 1979] основан на выделении по опорным разрезам эталонов элементарных формаций по двум структурно-вещественным признакам: вещественному (литологическому) составу (наборам, ассоциациям, парагенезам горных пород) и структуре (характеру или порядку переслаивания в стратифицированных ассоциациях). Наибольшее сходство с формациями по объему, положению границ и литологическому составу, хотя и без учета структурного признака, имеют литологические комплексы, выделенные в 1980 г. Ю.Н.Самойленко. Наряду с элементарными формациями по тому же структурно-вещественному признаку были выделены формационные единицы более крупного ранга — формационные ряды или мегаформации. В отличие от выделяемых свит и подсвит, возраст которых считается более или менее синхронным (или даже строго синхронным) в пределах их распространения [Биофациальные особенности..., 1974], возраст формаций как в целом, так и в отношении ограничивающих их поверхностей является асинхронным (скользящим), причем степень асинхронности может быть существенно разной для различных формаций, в зависимости от взаимоотношений между ними (фациальные замещения, постепенные переходы, несогласные залегающие, размыты и перерывы в осадконакоплении) (рис. 1).

В качестве опорных по Северному Сахалину использованы разрезы по данным бурения 70 месторождений и поисковых площадей, построенные на основе электрокаротажа и кернового материала, а также учтены разрезы в обнажениях. Приведенный материал в дополнение к тому, что было сделано ранее [Мельников, Захарова, 1977], позволил более детально разобраться в формационной принадлежности кайнозойских отложений Северного Сахалина.

Формации и мегаформации

В основании палеогеновых и неогеновых отложений в большинстве районов Сахалина залегает однообразно построенная толща (крупноритмичное переслаивание), сложенная в основном конгломератами и гравелитами составляющими, как правило, не менее 50% разреза. Песчаники имеют несколько меньшее, а алевролиты и аргиллиты (иногда с тонкими линзовид-

¹ См. приложение в конце статьи.

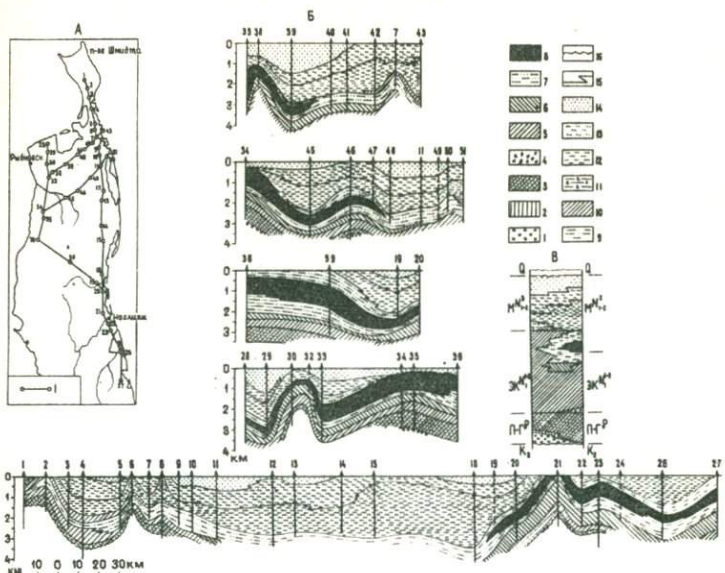


Рис. 1. Схема расположения профилей (А, 1 - месторождение разрезов по скважинам; см. приложение), латеральный ряд формаций (Б), вертикальный ряд формаций (В). Условные обозначения: 1 - крупноритмостлая песчано-конгломератная (ПК^P), 2 - нижняя крупноритмостлая угленосно-песчано-глинистая (НУПГ^P), 3 - слабо сцементированных неяснослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (ПАА^P), 4 - нижняя вулканомиктовая (НВ^{N₁}), 5 - нижняя тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов (КАА^{N₁₋₂}), 6 - тонкослоистых глинистых алевролитов и аргиллитов (ГАА^{N₁₋₂}), 7 - нижняя крупноритмичная алевролитопесчаниковая (АП^{N₁}), 8 - верхняя крупноритмостлая угленосно-песчано-глинистая (ВУПГ^{N₁}), 9 - верхняя крупноритмичная алевролитопесчаниковая (АП^{N₂}), 10 - верхняя тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов (КАА^{N₂₋₃}), 11 - тонкослоистых кремнистых и диатомовых алевролитов (КДА^{N₃}), 12 - крупнофлюшоднослоистая песчано-глинистая (ПГ^{N₁}), 13 - крупнофлюшоднослоистая глинисто-песчаная (ПГ^{N₁₋₂}), 14 - неяснослоистая лигнит-конгломерато-песчаная (ЛКП^{N₁₋₂}), 15 - границы формаций, 16 - основные поверхности несогласного напластования пород. Мегаформации: песчано-глинистая (ПГ^P), эффузивно-кремнистая (ЭК^{N₁₋₂}), молассовая (М^{N₃}, М^{N₁₋₂})

выми прослоями каменного угля и углистых сланцев) - резко подчиненное значение. По своему составу (конгломераты с подчиненными песчаниками) и строению (крупноритмичное переслаивание) эта толща отвечает песчано-конгломератной (ПК) формации, эталонный разрез которой близок разрезу конгломератной (каменной) свиты Лесогорского района Южного Сахалина.

Сведения о распространении, составе и строении ПК формации в северных районах Сахалина весьма ограничены. Следы ее фиксируются в ряде глубоких разведочных скважин (рис. 2) прослоями конгломератов в ба-

зальном горизонте выделяемой здесь в основании кайнозойского разреза мацигарской свиты (верхний олигоцен). Аналогичного рода образования наблюдаются в основании мацигарской свиты и в некоторых районах п-ова Шмидта. В Пограничном районе к ПК формации отнесена пачка конгломератов мощностью 50 м в основании локаминской свиты.

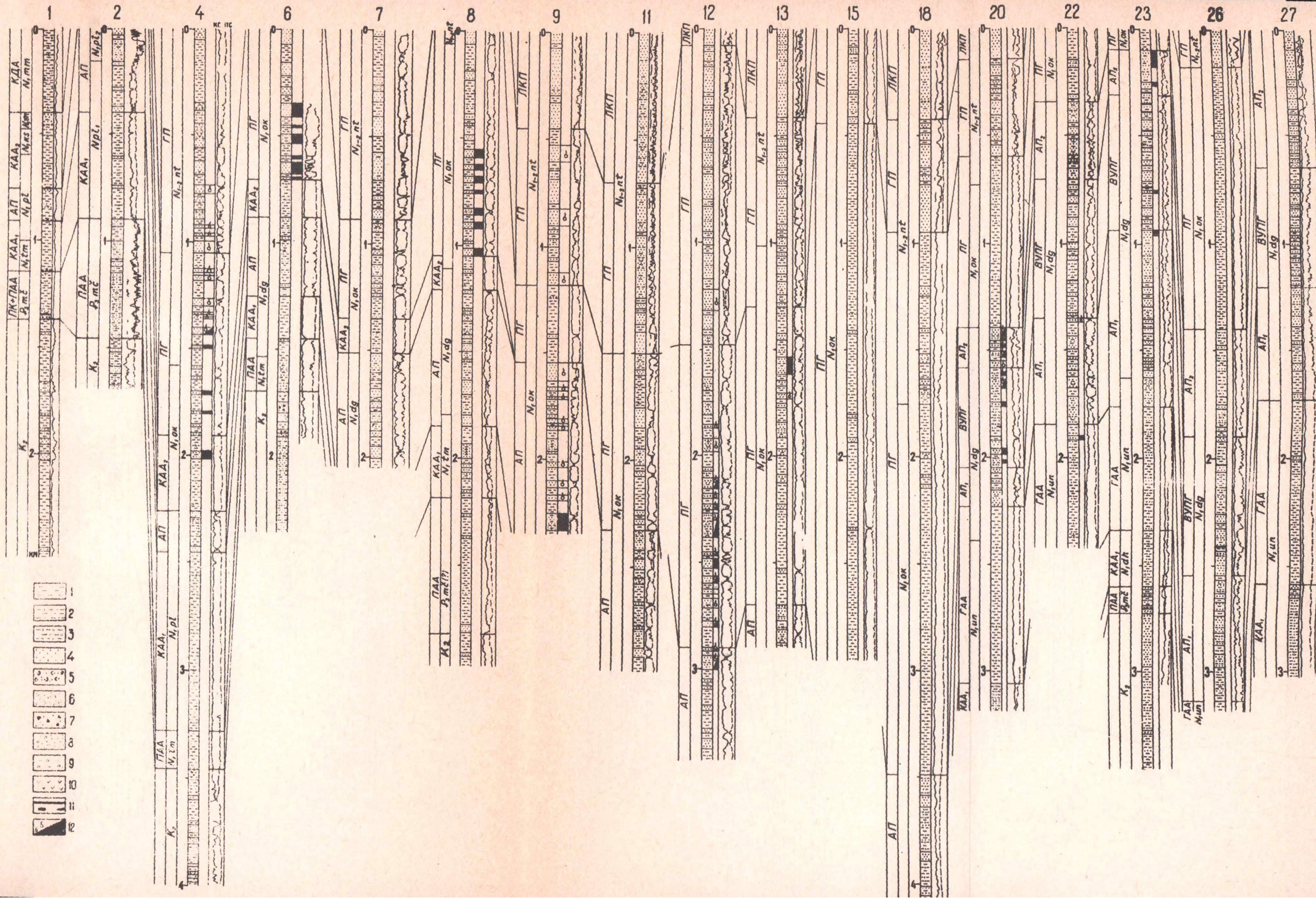
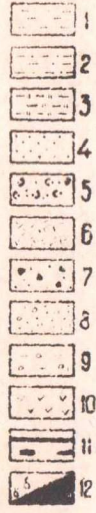
Конгломераты представлены средне- и мелкогалечными разновидностями с галькой сургучно-красных и бурых яшм, эффузивов кислого состава и осадочных пород; встречаются прослои разнозернистых песчаников.

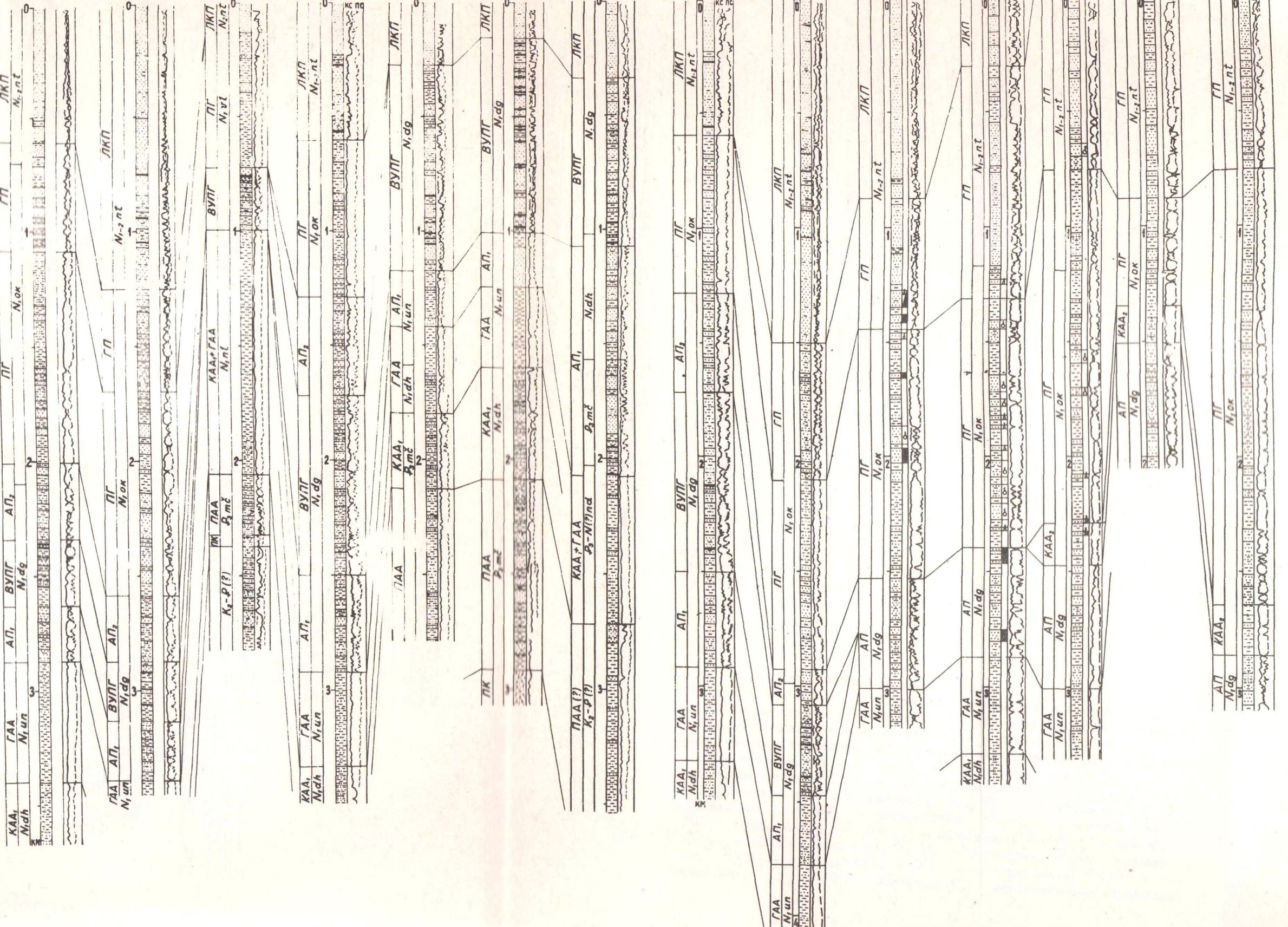
По электрокаротажу эти породы в Притокской параметрической скважине 1, где их вскрытая мощность максимальна и составляет около 250 м характеризуются повышенными значениями КС и ПС и их слабой дифференцированностью (рис. 2,46).

Намечаются три максимума мощностей ПК формации (рис. 3,А): на северо-западе (Энгизпальский и Лангрыйский районы), на п-ове Шмидта и на восточных склонах Восточно-Сахалинских гор. В первом из них неполная вскрытая мощность песчано-конгломератных пород составляет 250 м с тенденцией к увеличению в западном и выклиниванию в других направлениях. В целом вскрытое глубокими скважинами геологическое тело по своей форме напоминает конус выноса грубообломочного материала, источник которого, видимо, располагался на территории Северного Сихотэ-Алиня, а два других - на востоке: один - северо-восточнее п-ова Шмидта, другой - на территории Восточно-Сахалинских гор.

Нижняя крупноритмостроистая угленосно-песчано-глинистая (НУПГ) формация наиболее полно представлена на западных склонах Западно-Сахалинских гор, где ее эталону отвечают отложения нижнедуйской свиты. На территории Северного Сахалина эта формация развита изолированно. К ней относятся угленосно-песчано-глинистые образования локаминской и ратмановской свит Пограничного района и угленосные слои мацигарской свиты (верхний олигоцен) на п-ове Шмидта мощностью до 100 м. На остальной территории Северного Сахалина достоверно отложения НУПГ формации неизвестны, хотя наличие их следов не исключается в отдельных буровых скважинах.

Формация слабо сцементированных неясностроистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (ПАА) по сравнению с нижележащими ПК и НУПГ имеет гораздо более широкое распространение. На п-ове Шмидта и в Пограничном районе к ней отнесены отложения мацигарской свиты (верхний олигоцен), за исключением конгломератных и угленосных образований в низах ее разреза, относимых соответственно к формациям ПК и НУПГ, да вулканогенных образований в самой верхней части разреза свиты по р. Водопадной (п-ов Шмидта), принадлежащих вышележащей вулканомиктовой формации. Верхняя часть формации в виде разрозненных выходов обнажается в ядрах двух антиклиналей: Дагинской на востоке (среднее течение р. Даги) и Энгизпальской на западе (р. Средний Вагис). На остальной территории Северного Сахалина формация ПАА перекрыта мощной толщей более молодых отложений. Здесь к формации ПАА, по результатам бурения разведочных и параметрических скважин, условно отнесена вся мацигарская свита, включая и нижние сравнительно грубообломочные ее горизонты, которые, возможно, являются следами подстилающих ПК или НУПГ формаций (рис. 2). На Колендинской и Охинской площадях, где мацигарская свита не выделяется, к формации ПАА отнесена тумская свита, а в Притокской скважине 1 - низы даехуриинской (выше грубообломочных пород) формации ПК (рис. 2).





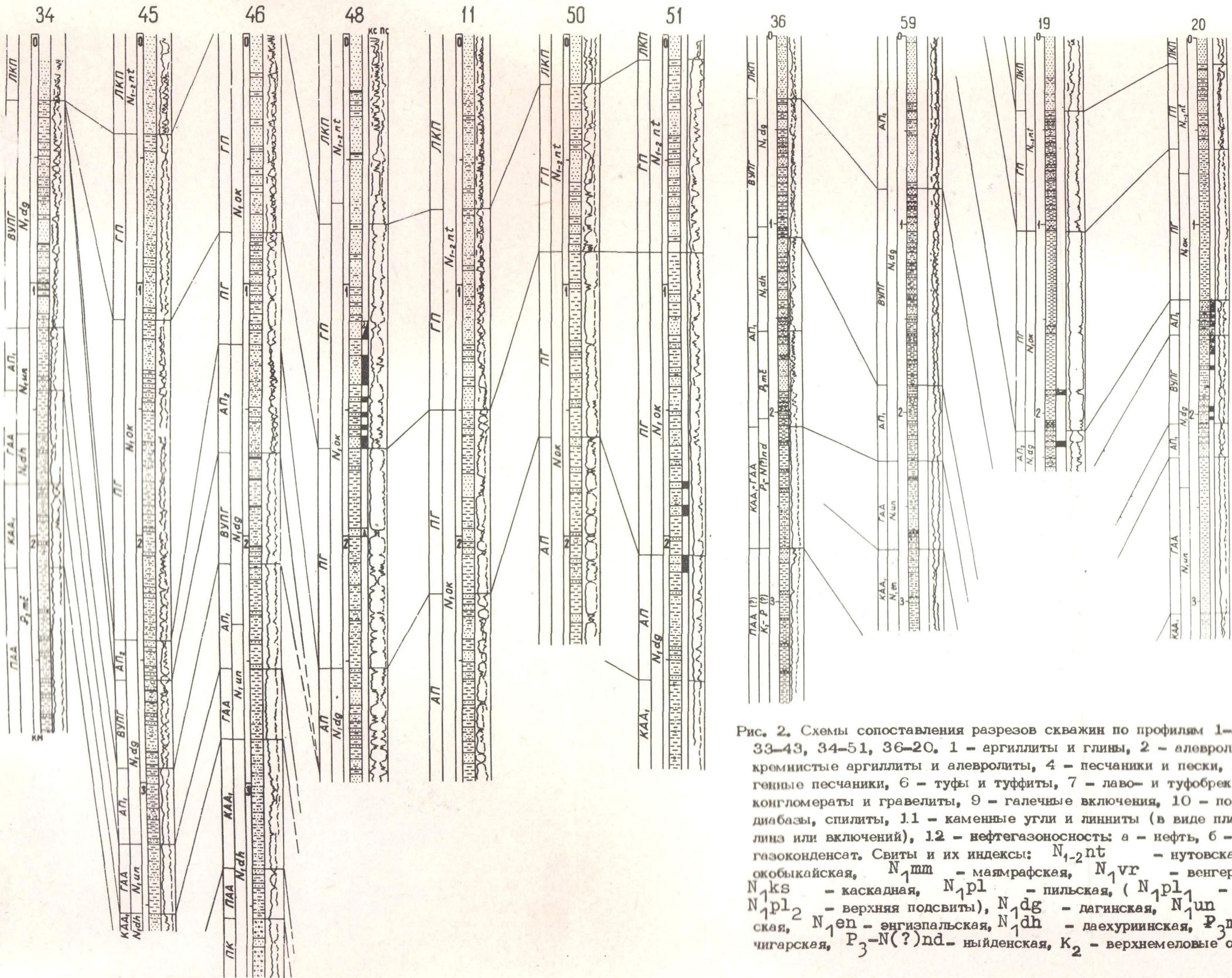


Рис. 2. Схемы сопоставления разрезов скважин по профилям 1-27, 28-30, 33-43, 34-51, 36-20. 1 - аргиллиты и глины, 2 - алевролиты, 3 - кремнистые аргиллиты и алевролиты, 4 - песчаники и пески, 5 - туфо-генные песчаники, 6 - туфы и туффиты, 7 - лаво- и туфобрекчии, 8 - конгломераты и гравелиты, 9 - галечные включения, 10 - порфириды, диабазы, спилиты, 1.1 - каменные угли и линниты (в виде пластов, линз или включений), 1.2 - нефтегазоносность: а - нефть, б - газ или газоконденсат. Свиты и их индексы: N_{1-2nt} - нутовская, N_{1ок} - окобыкайская, N_{1шт} - маямрафская, N_{1вг} - венгерийская, N_{1кс} - каскадная, N_{1р1} - пильская, (N_{1р1}₁ - нижняя, N_{1р1}₂ - верхняя подсвиты), N_{1дг} - дагинская, N_{1ун} - уйинская, N_{1ен} - энгизпальская, N_{1дх} - даехурийнская, P_{3мс} - ма-чигарская, P_{3-N(?)nd} - ныйденская, K₂ - верхнемеловые отложения

На большей части Северного Сахалина формация ПАА (там, где к ней явно отнесены нижние грубообломочные горизонты мачигарской свиты) слагает трансгрессивно на верхнемеловых образованиях с явными следами размыва и большого стратиграфического перерыва (Катанглинская, Музыкальная площади), а на Охинской — даже с угловым несогласием [Мишакин и др., 1969]. На п-ове Шмидта и в Пограничном районе формация ПАА предпологаемыми следами размыва сменяет НУПГ, а за пределами распространения последней с постепенным переходом — ПК формацию.

На электрокаротажных диаграммах ПАА формация за небольшими исключениями выделяется сравнительно высокими значениями КС и ПС при их слабой дифференцированности. Повышение кажущегося сопротивления, по видимому, связано с наличием в разрезе глинистых песчаников и алевролитов.

На карте мощностей формации ПАА отмечаются два максимума (рис. 3). Один из них располагается в западной части и совпадает с максимумом распространения ПК формации в Рыбновском районе, другой, восточный, приурочен к западной части п-ова Шмидта и к Байкальской депрессии. Разделяющий их минимум с изопахитой 200 м, зафиксированный лишь в одной скважине (Притокская площадь), предположительно имеет северо-западное простирание.

Рассмотренные элементарные формации объединены в песчано-глинистую мегаформацию, специфической особенностью которой является преобладающее влияние терригенного фактора в осадкообразовании. Ее место в тектоническом развитии Северного Сахалина в начале кайнозоя отвечает началу постепенно расширяющейся морской трансгрессии, что зафиксировано в разрезе сменой континентальных и лагунно-континентальных образований ПК и НУПГ формаций сравнительно мелководными прибрежно-морскими отложениями формации ПАА. В целом песчано-глинистая мегаформация Северного Сахалина по сравнению с южными районами представлена в сокращенном объеме и более мелководными литофациями, что, скорее всего, было связано с влиянием на условия осадконакопления рядом расположенной материковой суши Северного Сихотэ-Алиня.

Следующий в вертикальном ряду формаций Северного Сахалина является формация тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов (КАА). В соответствии с принятым ранее эталоном ей отвечают даехурийская свита (нижний миоцен) Дагинского и Катанглинского районов, мутновская и пиленгская Пограничного, хандасинская свита Энгизпальского района, нижнелангерийская Рыбновского района, верхи тумской, низы пильской, каскадная и венгерийская свиты п-ова Шмидта, нижние и верхний горизонты окобыкайской свиты (верхний миоцен) Охинского района (рис. 2).

Интересной особенностью данной формации является то, что она представляет собой сложно построенное геологическое тело, состоящее из двух частей: нижней (КАА₁) и верхней (КАА₂). Обе эти части формации имеют идентичный состав и одинаковое строение, хотя и разделены севернее месторождения Тунгор вклинивающейся между ними алевролито-песчаниковой (АП) формацией (рис. 1, 2). Последняя на п-ове Шмидта (севернее Троптуна) полностью выклинивается, и обе эти толщи, соединяясь, образуют единую формацию КАА. Почти на всей территории своего распространения формация КАА связана постепенными переходами с подстилающей формацией ПАА, за исключением Рыбновского и Пограничного районов, где между этими формациями зафиксированы следы размыва и перерыва. В краевых частях переходов на дневную поверхность доверхнемелового складчатого фунда-

мента (среднее течение р. Тымь и восточные склоны Восточно-Сахалинских гор) формация КАА залегает согласно на грубообломочных породах ПК формации.

Электрическая характеристика КАА формации определяется, как правило, низкими значениями КС и высокими ПС; обе кривые не дифференцированы или слабо дифференцированы. Участки повышенных значений КС и пониженных ПС можно отнести на счет появления в разрезе прослоев песчаников или трещиноватых кремнистых алевролитов.

Максимальные мощности формации КАА до 1100 м зафиксированы на западном побережье п-ова Шмидта (рис. 3, Г). Этот максимум, по-видимому, продолжается в Байкальскую депрессию и далее, постепенно уменьшаясь до 400 м, — до района Катангли и нижнего течения р. Тымь. В западном и восточном направлениях, в сторону Татарского пролива и Охотского моря, намечается тенденция к уменьшению мощностей формации до 200 м.

Формация тонкослоистых глинистых алевролитов и аргиллитов (ГАА) от формации КАА отличается лишь отсутствием окремнения слагающих ее пород. В остальном же их формационные признаки (резкое преобладание монотонно переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, их тонкая слоистость) полностью совпадают. Представленному эталону формации ГАА отвечают отложения уйнинской свиты Дагинского и Катанглинского районов и нижние горизонты верхнелангерийской Рыбновского, а также борская свита Пограничного районов. Аналоги формации ГАА на юге острова не известны, единственным ее формационно-определяющим признаком остается отсутствие окремнения пород. По этой причине выделение формации ГАА в качестве самостоятельного геологического тела в какой-то мере условно. И далеко не всегда, как это видно на схемах сопоставления разрезов по скважинам (рис. 2), удается провести достаточно уверенно границу между этими двумя формациями. Тем не менее по полному или частичному вскрытию отложений формации в скважинах можно построить карту мощностей (рис. 3, Г). Здесь вырисовываются три максимума: один (до 400 м), приуроченный к району Байкальской депрессии и Рыбновска, другой (до 800 м) — к району Ноглик-Катангли и Набиля, третий (до 2000 м) — к Пограничному району. Выклиниваясь в северо-восточном и юго-западном направлениях, отложения формации залегают в виде линзы. Выше формация ГАА сменяется нижней крупноритмичной алевролитопесчаниковой (АП₁) формацией мощностью до 1000 м (рис. 3, Д). Ее эталонный разрез составляют переслаивающиеся между собой в виде отчетливо выраженных крупных (до 10-20, иногда 30-40 м) трансгрессивных ритмов аргиллиты, алевролиты и песчаники. Песчаники занимают 40% объема, алевролиты и аргиллиты суммарно — до 50%, а остальные породы (гравелиты и конгломераты) — не более 10%. Принятому эталону отвечают отложения нижней части дагинской свиты (средний миоцен) в Дагинском и Катанглинском районах (рис. 2), средней ее части в Охинском верхней части пильской свиты на п-ове Шмидта, энгизпальской в Энгизпальском районе.

Отложения АП₁ формации и подстилающих — ГАА и КАА — связаны постепенным переходом.

Электрическая характеристика АП₁ формации изменяется по площади в зависимости от степени глинистости входящих в ее состав песчаников. Но в целом формация отличается повышенными значениями КС и ПС при сравнительно хорошей дифференцированности обеих кривых. Подошва формации отбивается очень четко по смене записи кривых КС и ПС на недифференциро-

ванную или слабодифференцированную ГАА и КАА₁ формаций как хороших маркирующих горизонтов. Кровля формации по каротажу практически не фиксируется, а по керну проводится по появлению в разрезе пластов каменного угля и углистых включений.

Рассмотренные элементарные формации — кремнистая алевролито-аргиллитовая (КАА), глинистая алевролито-аргиллитовая (ГАА), нижняя алевролито-песчаниковая (АП₁) — образуют ряд, получивший наименование эффузивно-кремнистой мегаформации, по составу (преобладание алевролитов и аргиллитов) отвечающей максимуму развития неогеновой трансгрессии.

В целом эффузивно-кремнистая мегаформация Северного Сахалина по сравнению с южными районами сокращена в объеме за счет отсутствия средней и локального развития нижней вулканомиктовой (СВ и НВ) формаций; отсутствуют примесь вулканогенного материала в АП₁ формации и окремнение глинистой алевролито-аргиллитовой (ГАА).

Из угленосных формаций кайнозоя Северного Сахалина наиболее полно представлена верхняя крупноритмостойкая (ВУПГ), а ее эталон полностью идентичен эталону НУПГ формации. Это ритмично переслаивающиеся между собой песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы и каменные угли. Приведенному эталону отвечают отложения вагисской свиты Энгизпальского, большей части верхнелангерийской свиты Рыбновского района и средней (угленосной) части дагинской свиты Дагинского района (рис. 2).

ВУПГ формация чаще всего перекрывается АП₂ формацией с постепенным переходом. В Рыбновском районе ВУПГ формация сменяется непосредственно ПГ, а в Энгизпальском — даже ЛКП формациями. В этих случаях отложения ВУПГ формации, как правило, несут следы размыва.

Наиболее грубозернистый состав ВУПГ формация имеет в Рыбновском и Энгизпальском районах, где ее мощность достигает 1100 м (рис. 3, Е). Наибольшее число прослоев углистых сланцев и бурых каменных углей содержит средняя часть формации. В восточном направлении ВУПГ формация становится более глинистой. Постепенно уменьшается мощность угольных прослоев и всей формации в целом — вплоть до полного ее выклинивания. ВУПГ формация залегает на АП₁ с постепенным переходом, в Рыбновском районе с размывом перекрывает ГАА, а в Охинско-Эхабинском, где ВУПГ формация выклинивается, АП₁ и АП₂, соединяясь, образуют единое геологическое тело (рис. 1).

Особенности состава и строения ВУПГ формации на диаграммах электрокаротажа фиксируются дифференцированной записью кривых КС и ПС (рис. 2). Границы формации не везде одинаково контрастны — наиболее отчетливы они там, где в разрезе резко преобладают глинистые разновидности пород или подстилающие и перекрывающие отложения представлены формациями ГАА, ПГ или ЛКП. На Пыркинской площади (рис. 2, 34–35) отложения формации характеризуются аномально высоким КС, связанным, по-видимому, с опреснением пластовых вод в зоне свободного водообмена.

Следующая в вертикальном ряду верхняя крупноритмичная алевролитопесчаниковая (АП₂) формация имеет эталонный разрез, полностью идентичный по электрокаротажу и керну эталонному разрезу АП₁ формации. Это переслаивающиеся в виде крупных (мощностью до 150 м) ритмов песчаники, алевролиты и аргиллиты суммарной мощностью до 800 м (рис. 3, Ж) с резким преобладанием песчаников. К АП₂ формации относятся отложения надугленосной подсвиты дагинской свиты (средний миоцен) в Дагинском и Катанглинском районах, с постепенным переходом или небольшим размывом

перекрывающие или замещающие отложения ВУПГ формации (рис. 1, 2), и уранайской свиты в Пограничном.

Распространение формации твердых кремнистых и диатомовых алевролитов (КДА) на Северном Сахалине ограничивается п-овом Шмидта, где ее эталону соответствует разрез маякрафской или диатомовой свит (верхний миоцен) мощностью до 500 м, представленный толщей монотонных преимущественно тонкозернистых (алевролиты, диатомовые алевролиты и аргиллиты) осадочных пород, отличающихся высокой степенью окремнения (рис. 1, 2).

Предположительно согласно формация КДА перекрывает на п-ове Шмидта формацию КАА и связана согласным постепенным переходом с вышележащей крупнофлюиднослоистой песчано-глинистой (ПГ) формацией.

Крупнофлюиднослоистой песчано-глинистой (ПГ) формации отвечают отложения нижней части окобыкайской свиты (верхний миоцен), верхних горизонтов верхнелангерийской в Рыбновском районе, нижней и средней части матитукской п-ова Шмидта, хузинской свиты в Пограничном районе. Эталонный разрез ПГ формации состоит из крупноритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием тонкозернистых пород. Элементарные ритмы состоят, как правило, из слабо уплотненных песчаников в основании (мощностью 5-50 м), сменяющихся вверх по разрезу значительно большими по мощности (20-100 м) пачками тонко переслаивающихся (мощность прослоев 1-5 см) слабо уплотненных алевролитов и аргиллитов, а иногда и тонкозернистых песчаников. Отмеченные особенности состава и строения ПГ формации на электрокаротажных диаграммах отображаются дифференцированной записью: пачкам песчаников, как правило, отвечают нормальные или повышенные значения КС и пониженные ПС, а глинистых пород (алевролиты и аргиллиты) - нормальные КС и высокие ПС (рис. 2). Преобладание в разрезе глинистых пород (алевролиты и аргиллиты) на электрокаротажных диаграммах фиксируется отчетливыми границами с подстилающими и перекрывающими формациями. При этом содержание песчаных коллекторов имеет общую тенденцию к уменьшению в юго-восточном направлении, достигая минимума в Горомай-Дагинском районе.

Максимальные мощности формации приурочены в следующем порядке: до 2400 м - к Горомай-Дагинскому району, до 1600 м - к Байкальской депрессии и Одоптинскому району, до 800 м - к Охинско-Эхабинскому району (рис. 3, К). На большей части территории своего распространения ПГ формация перекрывает с постепенным переходом или со следами размыва (Катанглинский район) АП₂, а на п-ове Шмидта и в Охинско-Эхабинском районе - КДА и КАА₂ формации. С размывом и перерывом ПГ формация залегает на ВУПГ в Рыбновском районе (рис. 1, 2).

Залегающая выше по разрезу глинисто-песчаная (ПП) формация отличается от предыдущей обратными количественными соотношениями между песчаными и алевролитно-аргиллитовыми породами. Песчаники преобладают, составляя от 51 до 87% объема, а их мощность изменяется от нескольких метров до 200 м. Тонко переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты образуют пачки мощностью 10-50 м. В остальном же структурно-вещественные признаки обеих формаций совпадают, что подтверждается и данными электрокаротажа (рис. 2). В ряде случаев на электрокаротажных диаграммах в разрезе ПП формации пачки песчаных пород имеют аномально высокое сопротивление, связанное скорее всего с пониженной минерализацией пластовых вод. Эталонному разрезу ПП формации отвечают отложения верхней части окобыкайской (верхний миоцен) и низов натовской (верхний миоцен - плио-

цен) свит (рис. 2), нижней части нанивской свиты в Рыбновском районе, верхней части матитукской и низов помырской свит на п-ове Шмидта. Максимальные мощности (до 1200 м) приурочены к Горомай-Дагинскому и Охинско-Эхабинскому районам, а в западном направлении мощность уменьшается вплоть до полного выклинивания формации (рис. 1, 3, Л).

Разрез неогена Северного Сахалина венчает неяснослоистая лигнит-конгломерато-песчаная (ЛКП) формация максимальной мощностью до 1600 м (рис. 3, М). Ее эталонный разрез представлен в основном песчаными породами с линзовидными прослоями конгломератов и гравелитов, тонкими прослоями лигнитов и редко — песчанистых алевролитов и аргиллитов. Вверх по разрезу наблюдается смена мелководных морских и прибрежно-морских отложений лагунно-морскими и субконтинентальными. По данным электрокаротажа, резко преобладающие в разрезе песчаные породы, как правило, характеризуются аномально высокими сопротивлениями, обусловленными пониженной минерализацией пластовых вод в зоне свободного водообмена (рис. 2). Почти повсеместно формация ЛКП залегает согласно, с постепенным переходом на ПП или со следами размыва и перерыва, как в Энгизпальском районе, на более древних формациях — ПГ и ВУПГ (рис. 1, 2).

Рассмотренные элементарные формации — верхняя угленосно-песчано-глинистая (ВУПГ), верхняя алевролито-песчаниковая (АП₂), кремнистая диатомито-алевролитовая (КДА), песчано-глинистая (ПГ), глинисто-песчаная (ПП) и лигнит-конгломерато-песчаная (ЛКП) — составляют вертикальный и латеральный ряды, отвечающие молассовой мегаформации (рис. 1).

Данная мегаформация включает в себя не только отложения завершающей (конечной) стадии развития внешних, или краевых, прогибов (ПП и ЛКП формации), но и отложения, непосредственно предшествующие этой стадии и отвечающие продолжающемуся опусканию геосинклинальной области и составляющих ее прогибов (ВУПГ, АП₂, КДА и ПГ формации).

Сложные взаимоотношения молассовой мегаформации со смежными, особенно с эффузивно-кремнистой, в виде двойного вклинивания в отложения последней обуславливают значительную асинхронность их границ как в широтном, так и в меридианальном направлениях (рис. 1).

Нефтегазоносные формации

Открытые в кайнозойских отложениях Северного Сахалина залежи нефти и газа по приуроченности к выделяемым формациям распределяются следующим образом. Максимальное количество залежей (61,5%) приурочено к песчано-глинистой (ПГ) формации; 20,3% — к алевроито-песчаниковой (АП); 11,3% — к глинисто-песчаной (ПП); 2,3% — к верхней угленосно-песчано-глинистой (ВУПГ); 2,3% — к формации глинистых алевролитов и аргиллитов; 1,3% — к формации кремнистых алевролитов и аргиллитов (КАА) (см. таблицу). В остальных формациях скопления нефти и газа не обнаружены. При этом следует заметить, что залежи нефти и газа в ВУПГ формации локализируются либо в зоне ее выклинивания, либо вблизи разломов, что скорее всего связано с вертикальной и латеральной миграцией углеводородов из смежной АП формации. Не исключено, что небольшие залежи нефти и газа в песчаных пластах ГАА и КАА формаций на Колендинском, Северо-Охинском и Прибрежном месторождениях (см. таблицу) на самом

деле принадлежат формации АП, сложно вклинивающейся или замещающейся отложениями двух первых.

РАЗМЕЩЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА В КАЙНОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЯХ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Месторождение	Ф о р м а ц и я							
	ГП	ПГ	АП ₂	ВУПГ	АП ₁	АП на С-В	ГАА	КАА
Северо-Колендинское	-	1	-	-	-	-	-	-
Колендинское	4	9	-	-	-	-	-	1
Северо-Охинское	2	2	-	-	-	-	-	1
Охинское	5	8	-	-	-	-	-	-
Южно-Охинское	-	5	-	-	-	-	-	-
Эхабинское	-	7	-	-	-	-	-	-
Восточно-Эхабинское (надвиг)	-	12	-	-	-	4	-	-
Восточно-Эхабинское (поднадвиг)	-	11	-	-	-	2	-	-
Тунгорское	3	-	-	-	-	11	-	-
Одоптинское	-	2	-	-	-	1	-	-
Кадыланьинское	1	16	-	-	-	3	-	-
Мухтинское (надвиг)	-	2	-	-	-	-	-	-
Мухтинское (поднадвиг)	-	18	-	-	-	-	-	-
Паромайское	-	12	-	-	-	-	-	-
Гиляко-Абунанское	1	4	-	-	-	-	-	1
Абановское	-	2	-	-	-	-	-	-
Нельминское	-	8	-	-	-	-	-	-
Южно-Эрринское	-	7	-	-	-	3	-	-
Сабинское	-	15	-	-	-	4	-	-
Западно-Сабинское	6	1	-	-	-	-	-	-
Мало-Сабинское	-	5	-	-	-	3	-	-
Южно-Кенигское	-	1	-	-	-	1	-	-
Некрасовское	-	10	-	-	-	-	-	-
Волчинское	-	11	-	-	-	2	-	-
Шхунное	3	4	-	-	-	-	-	-
Крапивненское	3	7	3	-	-	-	-	-
Северо-Глухарское	-	1	-	-	-	-	-	-
Центрально-Гыргылань- инское	-	-	2	-	-	-	-	-
Восточно-Дагинское	-	1	1	-	-	-	-	-
Монгинское	-	-	5	5	-	-	-	-
Ноглинское	-	-	-	-	2	-	-	-
Уйглекутское	-	-	4	-	-	-	-	-
Западно-Катанглинское	-	-	1	-	-	-	-	-
Катанглинское	-	-	2	1	1	-	-	-
Северо-Имчинское	-	-	-	-	1	-	-	-

Месторождение	Ф о р м а ц и я							
	ГП	ПГ	АП ₂	ВУПГ	АП ₁	АП на С-В	ГАА	КАА
Прибрежное	-	-	-	1	-	-	1	-
Астрахановское	-	-	-	-	2	-	-	-
Узловое	5	8	1	-	1	-	-	-
Березовское	-	-	-	-	1	-	-	-
Лангрийское	-	-	-	-	1	-	-	-
Окружное	-	-	-	-	-	-	6	1
Суммарное количество продуктивных пластов	34	190	19	7	9	34	7	4
% от общего кол-ва продуктивных пластов	11,1	61,5	6,2	2,3	3,0	11,1	2,3	1,3

Примечание: Цифрами обозначено суммарное количество продуктивных пластов.

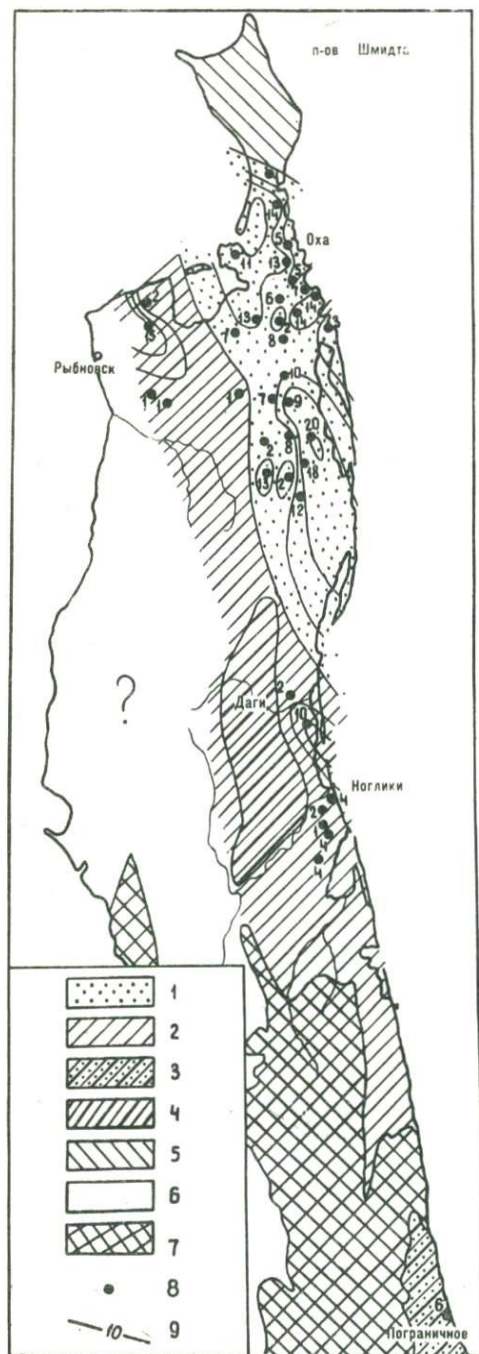
Такой характер распределения залежей нефти и газа в кайнозойском формационном разрезе Северного Сахалина, очевидно, зависит от структурно-вещественных признаков, непосредственно используемых при выделении формации. По структурному признаку наиболее богатые нефтяными и газовыми залежами формации — ПГ, АП и ГП — относятся к крупнофлишoidalно-слоистым и крупноритмичным. Формации, в которых нефтяные и газовые залежи не обнаружены или встречаются в единичных случаях, относятся либо к неслоистым или неяснослоистым (ЛКП, ПАА), либо к тонкослоистым (КАА, ГАА, КДА). По вещественному признаку (наборам или ассоциациям горных пород) наиболее богатые нефтяными и газовыми залежами формации (ПГ, АП и ГП) характеризуются набором (ассоциацией) "песчаники-глины (алевролиты + аргиллиты)", причем для каждой из формаций соотношение между песчаниками и глинами в ассоциации выглядит различно. В ритмах, составляющих ПГ формацию, преобладают глины (алевролиты + аргиллиты) — 53-90% при мощности пластов или пачек 20-100 м, а песчаники составляют 10-47% при мощности пластов 5-50 м; в ритмах, составляющих АП формацию, соотношение между песчаниками и глинами (алевролитами + аргиллитами) примерно одинаковое, а мощность пластов, варьируя в широких пределах, составляет 20-200 м; в ритмах, составляющих ГП формацию, преобладают песчаники (51-87%), образующие пласты мощностью до 500 м, а глины — не более 50 м.

Формации, в которых нефтяные и газовые залежи не обнаружены или встречаются в единичных, граничащих с исключением, случаях характеризуются, как правило, иными ассоциациями (наборами) пород: конгломераты-песчаники-глины (формация ПК), конгломераты-песчаники-глины-каменные угли или лигниты (формация НУПГ, ВУПГ, ЛКП), кремнистые или глинистые алевролиты и аргиллиты (формации КАА, ГАА, отчасти КДА). Некоторое исключение составляет формация ПАА, в которой набор (ассоциация) пород близок к формациям ПГ, АП и ГП, но она резко отлична от них по структурному признаку. Кстати, на зависимость распределения залежей нефти и газа

от литологического (вещественного) состава вмещающих отложений на Северном Сахалине неоднократно указывалось и ранее [Арешев и др., 1973; Алексейчик и др., 1974; Евдокимова, 1969; Шеремета и др., 1981], правда, без выделения самостоятельного структурного признака и использования методики формационного анализа. На необходимость учета структурного признака, выраженного в цикличности осадочного разреза при оценке перспектив нефтегазоносности, включая нефтегеологическое районирование, указывают А.А.Трофимук и Ю.Н.Карогодин [1976].

Приведенная на рис. 4 схема перспектив нефтегазоносности и основана на выделении наиболее перспективных на нефть и газ формаций и их распространении в пределах Северного Сахалина. Обозначенные на ней две перспективные на нефть и газ зоны северо-восточная (Охинско-Эхабинская) и юго-западная (Рыбновско-Дагинская) отражают развитие нефтегазоперспективных формаций: первая - преимущественно ПГ формации, с которой здесь связаны многопластовые (от 5 до 20) месторождения (Колендинское, Охинское, Эхабинское, Восточно-Эхабинское, Тунгорское), вторая - преиму-

Рис. 4. Схема перспектив нефтегазоносности Северного Сахалина: 1 - перспективная зона, связанная главным образом с песчано-глинистой (ПГ) формацией, 2 - то же с алевролитопесчанниковой (АП) формацией, 3 - перспективная зона, связанная главным образом с кремнистой алевролито-аргиллитовой (КАА) формацией, 4 - зона эродированных перспективных формаций, 5 - малоперспективная зона, 6 - зона невыясненных перспектив, 7 - докайнозойский фундамент, 8 - газонефтяные месторождения, 9 - изолинии равного количества установленных продуктивных пластов



шественно АП формации, промышленно-нефтегазоносной в Рыбновском и Дагинском районах (см. таблицу).

Исключение составляет Пограничный район (третья перспективная зона), где основным промышленно-нефтегазоносным объектом являются трещиноватые кремнистые отложения КАА формации (пиленгская свита) на Окружном месторождении — единственном пока что месторождении такого типа на Сахалине [Овчаренко и др., 1974; Свитенко и др., 1981]. Возможно, это новый тип нефтегазоносной формации.

В пределах этих трех зон, а также на их продолжении и представляется целесообразным в первую очередь сосредоточить поисково-разведочные работы. Остальные районы Северного Сахалина относятся либо к малоперспективным (п-ов Шмидта — в связи с выклиниванием или размывом в его пределах нефтегазоносных формаций), либо к районам невыясненных перспектив. Выявленные нефтегазоносные формации — (ПГ, АП и ПП, особенно ПГ) позволяют определить формационный тип (или эталон) нефтегазоносной или возможно нефтегазоносных формаций [Мельников, 1973]. Он характеризуется крупнофлюидным или крупноритмичным переслаиванием такой ассоциации горных пород, как песчаники-глины (алевролиты + аргиллиты), в которой песчаники (коллекторы) составляют 10–87% при мощности пластов 5–200 м, алевриты и аргиллиты (покрышки) — 13–90% при мощности 10–150 м. Этот тип или эталон нефтегазоносной формации и должен стать в первую очередь непосредственно объектом поисков любыми методами в смежных с Сахалином районах Охотоморского региона. Не исключено, что вторым объектом по аналогии с Окружным месторождением Сахалина окажется кремнистая алевритно-аргиллитовая (КАА) формация.

ЛИТЕРАТУРА

Алексейчик С. Н., Евдокимова Т. И., Ковальчук В. С. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Сахалина. Л.: Недра, 1974. 183 с.

Аршев Е. Г., Брутман В. Ш., Клешев А. А. и др. Некоторые особенности размещения залежей нефти и газа в неогеновых отложениях Северного Сахалина. — В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений Сахалина. Южно-Сахалинск, 1973, с. 22–32.

Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.

Евдокимова Т. И. Размещение залежей нефти и газа в зависимости от литолого-фациального состава продуктивной толщи Северного Сахалина. — Тр. ВНИГРИ, Южно-Сахалинск, 1969, вып. 255, с. 105–109.

Мельников О. А. Основные продуктивные и вероятно продуктивные на нефть и газ формации в палеогеновых и неогеновых отложениях Сахалина. — В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности, рудного и нерудного сырья Советского Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1973, с. 39–43.

Мельников О. А. К вопросу о классификации геологических формаций. — В кн.: Геология и магматизм западного обрамления Тихого океана. Южно-Сахалинск, Тр. СахКНИИ 1979, с. 75–80.

Мельников О. А., Захарова М. А. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М.: Наука, 1977. 243 с.

Мишаков Г. С., Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Новые данные по геологии до-неогеновых образований Северного Сахалина по результатам глубинного бурения. — В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1969, с. 127–134. (Тр. СахКНИИ; Вып. 21).

Овчаренко А.В., Табожков А.Я., Тютрин И.И. Перспективы нефтегазоносности Пограничного кайнозойского прогиба Сахалина. — Нефтегаз, геол. и геофиз., 1974, № 1, с. 9–12.

Свитенко В.С., Маштакова Р.В., Гордина Р.И. Гидродинамические особенности кремнистых отложений пиленгской свиты Пограничного района Сахалина. — Геол. нефти и газа, 1981, № 2, с. 18–21.

Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н. Принципы нефтегеологического районирования в аспекте цикличности седиментогенеза. — В кн.: Принципы нефтегеологического районирования в связи с прогнозированием нефтегазоносности недр. М.: Недра, 1976, с. 8–16.

Шеремета О.О., Тронов Ю.А. и др. Перспективы открытия новых месторождений нефти и газа на Северном Сахалине. — Геол. нефти и газа, 1981 № 2, с. 1–6.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Список разрезов Северного Сахалина (см. рис. 1 и 2). 1–27:

1 – Полянская параметрическая скв. 1, 2 – Троптунская площадь (скв. 6), 3 – Северо–Колендинское месторождение (сводный разрез), 4 – Колендинское месторождение (скв. 300), 5 – Северо–Охинское месторождение (сводный разрез), 6 – Охинское месторождение (скв. 1015), 7 – Южно–Охинское месторождение (скв. 10), 8 – Эхабинское месторождение (скв. 510), 9 – Тунгорское месторождение (скв. 18), 10 – Восточно–Эрринская площадь (скв. 1), 11 – Малоэрринская площадь (скв. 1), 12 – Кыдыланьинское месторождение (сводный разрез), 13 – Западно–Мухтинское месторождение (сводный разрез), 14 – Пильтунское месторождение (сводный разрез), 15 – Горомайское месторождение (скв. 11), 18 – Нижне–Эвайская площадь (скв. 3), 19 – Восточно–Дагинское месторождение (скв. 10), 20 – Монгинское месторождение (скв. 1), 21 – площадь Чемерни (скв. 1), 22 – Северо–Имчинское месторождение (сводный разрез), 23 – Катанглинское месторождение (скв. 700), 24 – Прибрежное месторождение (скв. 40), 26 – Набильское месторождение (скв. 26), 27 – площадь Ясынди (сводный разрез); 28–36: 28 – Астрахановское месторождение (сводный разрез), 29 – Узловое месторождение (скв. 10), 30 – Центрально–Тамлевская площадь (скв. 1), 32 – Северо–Лангрыйская площадь (скв. 16), 33 – Средне–Лангрыйская площадь (скв. 1), 34 – Пыркинская площадь (скв. 4), 35 – Пыркинская площадь (скв. 5), 36 – Ныйденская параметрическая скв. 1; 33–43: 33 – Средне–Лангрыйская площадь (скв. 1), 39 – Пойменная площадь (скв. 1), 40 – месторождение Шхунное (сводный разрез), 41 – Волчинское месторождение (сводный разрез), 42 – Гиляко–Абуанское месторождение (сводный разрез), 7 – Южно–Охинское месторождение (скв. 10), 43 – Кеутинская площадь (скв. 1, 3); 34–51: 34 – Пыркинская площадь (скв. 4), 45 – Блокпостовая площадь (скв. 3), 46 – Притокская параметрическая скв. 1, 47 – Южно–Глухарская площадь (сводный разрез), 48 – Западно–Сабинское месторождение (сводный разрез), 11 – Малоэрринская площадь (скв. 1), 49 – Охотская площадь (сводный разрез), 50 – Обзорная площадь (сводный разрез), 51 – Одоптинское месторождение (скв. 27); 36–20: 36 – Ныйденская параметрическая скв. 1, 59 – Аскасайская площадь (скв. 1), 19 – Восточно–Дагинское месторождение (скв. 10), 20 – Монгинское месторождение (скв. 1).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХОККАЙДО-САХАЛИНСКОЙ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ

Сведения о геоморфологии Хоккайдо-Сахалинской подводной окраины в Охотском море до настоящего времени основывались на материалах эхолотного промера, выполненного в период Международного геофизического года [Удинцев, 1957; Затонский и др., 1961]. Генетическая интерпретация рельефа была во многом условна, поскольку в основу геоморфологического анализа были положены косвенные морфологические признаки [Канаев, Удинцев, 1960]. Применение сейсмоакустической геолокации в многочисленных рейсах НИС "Пегас" в Охотском море [Красный и др., 1975] позволили охарактеризовать геологическую структуру континентальной окраины в этом районе, выполнить структурно-геоморфологический анализ и более обоснованно синтезировать генезис выделенных форм (рис. 1). Структурно-геоморфологический анализ проведен по методике в общих чертах опубликованной ранее [Сваричевский и др., 1979] и дополненной применительно к областям активного вулканизма.

Рельеф дна

Подводная окраина Хоккайдо-Сахалинского поднятия представляет собой континентальную террасу с довольно отчетливо выраженным шельфом и континентальным склоном. На границе с Курильской котловиной она в общих чертах повторяет извилистые очертания береговой линии, заметно расширяясь у крупных заливов и сокращаясь у полуостровов. Извилистость внешнего края континентальной террасы обусловлена существованием на склоне крупных впадин и выступов, таких как впадины Терпения, Левенорна, Сиретоко, возвышенности Пегаса, плато Китами-Ямато, Северо-Хоккайдское, Терпения, и ряда более мелких форм. Высота террасы непостоянна и зависит от гипсометрического уровня отдельных участков шельфа, с одной стороны, и глубины залегания подошвы склона - с другой. Она составляет всего 1700 м у Северо-Хоккайдского плато, а у Тонино-Анивского полуострова достигает 3000 м.

Шельф вполне закономерно делится на три части: верхнюю слабонаклонную, которая прослеживается до отметок -100 м, среднюю субгоризонтальную на глубине 100-160 м и нижнюю, наиболее сложно построенную на глубине до 1500 м. Эта закономерность определяется главным образом глубиной современного залегания отдельных участков шельфа, которая в основном находится в зависимости от удаленности береговой линии.

Верхняя зона шельфа располагается главным образом у побережья. Ширина зоны заметно увеличивается в крупных заливах Терпения и Анива, т.е. в наиболее узкой части Южного Сахалина (перешеек Поясок) и прол. Лаперуза, отделяющего его от о-ва Хоккайдо. Здесь же располагаются вы-

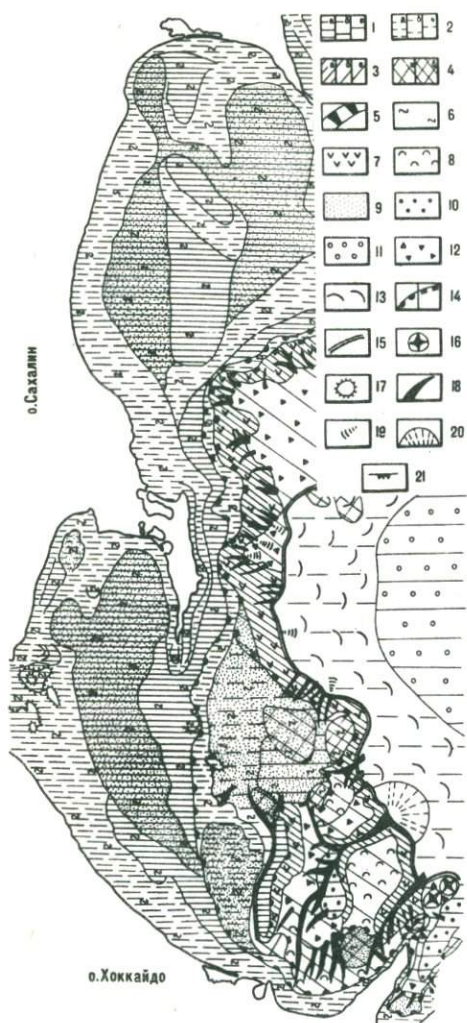


Рис. 1. Геоморфологическая схема: 1 - горизонтальные равнины (а - верхнего шельфа, б - нижнего шельфа, в - глубоководной котловины); 2 - субгоризонтальные равнины (а - верхнего шельфа, б - нижнего шельфа, в - континентального поднятия); 3 - склоны (а - средней крутизны, б - отлогие, в - очень отлогие); 4 - возвышенности (а - пологосклонные, б - со склонами средней крутизны);

5 - крутые склоны; 6-21 - генетически однородные поверхности: 6-7 - денудационные (6 - абразионные, 7 - обвально-оползневые), аккумулятивные (8 - склоновой аккумуляции, 9 - субаквальной аккумуляции, 10 - аквального батимального осадконакопления с неполным выравниванием, 11 - абиссального осадконакопления с предельным выравниванием, 12 - оползневой аккумуляции, 13 - накопление дистальных турбидитов), 14 - внешний край верхнего (а) и нижнего (б) шельфа, 15 - граница дна глубоководной котловины, 16 - вулканические постройки, 17 - возвышенности, 18 - подводные долины, 19 - отдельные оползни, 20 - конус выноса, 21 - уступ

ходы к побережью крупнейших межгорных депрессий Сахалина — Поронайской и Сусунайской. Общий наклон равнин верхней зоны не превышает $0,5^{\circ}$. Поверхность их слабоволнистая, но довольно часто встречаются участки мелкогрядового интенсивно расчлененного рельефа. Кроме того, здесь довольно часто встречаются отдельные выступы скалистого дна, возвышающиеся иногда над уровнем моря в виде скал (скала Камень Опасности, о-в Тюлений). Для этой зоны характерна общая слабо выраженная ступенчатость, представленная чередованием субгоризонтальных площадок на глубине 15, 30–35, 40–43, 50–60, 80, 90–110 м включая вершины возвышенностей, и пологих откосов. Крутые уступы встречены лишь у обреза самой верхней террасы вблизи скалы Камень Опасности. Более подробно сведения о рельефе верхней зоны шельфа опубликованы ранее [Сваричевский, 1976].

Средняя зона шельфа наиболее широко представлена южнее п-ова Терпения и у о-ва Хоккайдо. К ней также отнесена вершина плато Китами-Ямато. Равнины в ее пределах слабоволнисты, а на отдельных возвышенностях имеют мелкобугристый или мелкогрядовый микрорельеф. Их контакт с равнинами верхней зоны выражен в виде тылового шва на строго определенном батиметрическом уровне 100–120 м. Довольно строго также выдерживается внешний край средней зоны на глубине 120–170 м, причем для него наиболее характерны отметки 140–150 м. В верхней части диапазона глубины этот край представлен резкой бровкой, ниже отметок 150 м он, как правило, выражен главным перегибом поверхности.

Нижняя зона, как правило, располагается во внешней части шельфа, поэтому к ней применено название "аваншельф" (внешний шельф), используемое В. Д. Дибнером [Дибнер, 1974] для аналогичных образований. В пределах Хоккайдо-Сахалинского поднятия выделяются два типа аваншельфа: в виде слабовыпуклой пологой наклонной равнины и в виде увалистой субгоризонтальной площадки краевого плато.

Оба типа аваншельфа иногда имеют общий контакт. Аваншельф первого типа обрамляет равнины средней зоны шельфа в виде довольно узкой полосы на севере, и заметно расширяется на юге. Его наклон не превышает $1-2^{\circ}$. Он прослеживается до глубины 200–400 м, а на юге — до 700–1000 м, причем там аваншельф этого типа плавно переходит в аваншельф второго типа. Верхняя часть его на юге осложнена неглубокими поперечными ложбинами. Аваншельф второго типа выделяется только на юге и занимает площадку Северо-Хоккайдского краевого плато. Здесь аваншельф осложнен пологосклонными сглаженными возвышенностями Китами и Воробьевы Горы и довольно крупной платообразной возвышенностью Новой. Вершины всех возвышенностей не поднимаются выше отметок 750–800 м [Удинцев, 1957]. Возвышенность Новая на глубине более 1000 м ограничена уступом высотой 50–100 м.

Склон рассматриваемой части континентальной террасы имеет крутизну $10-20^{\circ}$. На юго-востоке он значительно положе ($3-4^{\circ}$) и на глубине 1500–1700 м образует обширную ступень, отделенную от Северо-Хоккайдского краевого плато крутым уступом. Простираение последнего совпадает с ориентировкой южных островов Большой Курильской гряды. Такое же простираение имеет корытообразная долина глубиной около 500 м и шириной дна до 4,5 км, берущая свое начало в пределах отмеченной выше ступени. Возвышенности, обрамляющие ступень, придают ей облик обширной котловины, выход из которой возможен только через эту крупную долину. Склон континентальной террасы интенсивно расчленен многочисленными поперечными

ми долинами (рис. 1).

Во впадине Терпения уступ континентального склона на глубине примерно 1500 м переходит в волнистую равнину, местами осложненную холмами. Ее наклон составляет всего 1,5–2°. Если придерживаться терминологии Б.Хизена и его коллег [Heezen et al., 1959], то эту равнину следует отнести к верхнему континентальному подножию. В других местах подножие континентального склона не поднимается выше отметок 3000 м и к тому же оно гораздо положе.

Происхождение рельефа

Эндогенный морфогенез. Как известно, основные закономерности рельефа континентальной террасы обусловлены взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов. Эндогенная составляющая морфогенеза вполне заметно выделяется при сопоставлении морфологии современной поверхности подводной окраины и рельефа кровли фундамента, подстилающего толщу слабодеформированных слоистых пород.

В рельефе фундамента Хоккайдо–Сахалинской континентальной террасы в Охотском море на западе выделяются крупные впадины северо-западного простирания заведомо тектонического происхождения: Терпения и Лаперуза (Анивская), ограниченные крупными выступами о-ва Хоккайдо, полуостровами Тонино–Анивским и Терпения. Их пересекают, нападываясь, структурные элементы субмеридионального простирания [Тузев, 1978], продолжающиеся на суше главными депрессиями Южного Сахалина: Поронайской, Сусунайской, Муравьевской и горными сооружениями Сусунайского хребта, гряд полуостровов Тонино–Анивского и Терпения. К местам пересечения впадин различных планов пространственно приурочены крупные заливы Терпения и Анива с прол. Лаперуза, а также наиболее расширенные участки континентальной террасы. Здесь накоплены максимальные толщи слоистых осадков (до 3000 м), почти полностью компенсирующие эти впадины (рис. 2, III, У). Они располагаются вблизи областей интенсивного сноса осадков и имеют, очевидно, относительно древний возраст. Лишь в пределах Северо–Хоккайдского плато, где юго-восточный фланг впадины Лаперуза отделен от глубоководной котловины субмеридиональным поднятием, наблюдается ее недокомпенсация осадконакоплением.

Пересечение выступов различных структурных направлений отражено в существовании горных сооружений суши, обуславливающих извилистость береговой линии. К этим участкам приурочено резкое сокращение ширины континентальной террасы за счет шельфа, как, например, к востоку от полуостровов Тонино–Анивского и Терпения. Здесь же наблюдается полное отсутствие слоистых осадков на фундаменте.

В местах пересечения структурных элементов разного знака над положительными структурами наблюдается сокращение мощности толщ осадков вплоть до полного их выклинивания и обнажения пород основания (рис. 2). Однако эти положительные элементы все же не поднимаются выше уровня шельфа, за исключением скалы Камень Опасности. Это возвышенности в зал. Терпения, подводные продолжения полуостровов Тонино–Анивского и Терпения, плато Китами–Ямато.

Существующей схеме распределения основных тектонических элементов

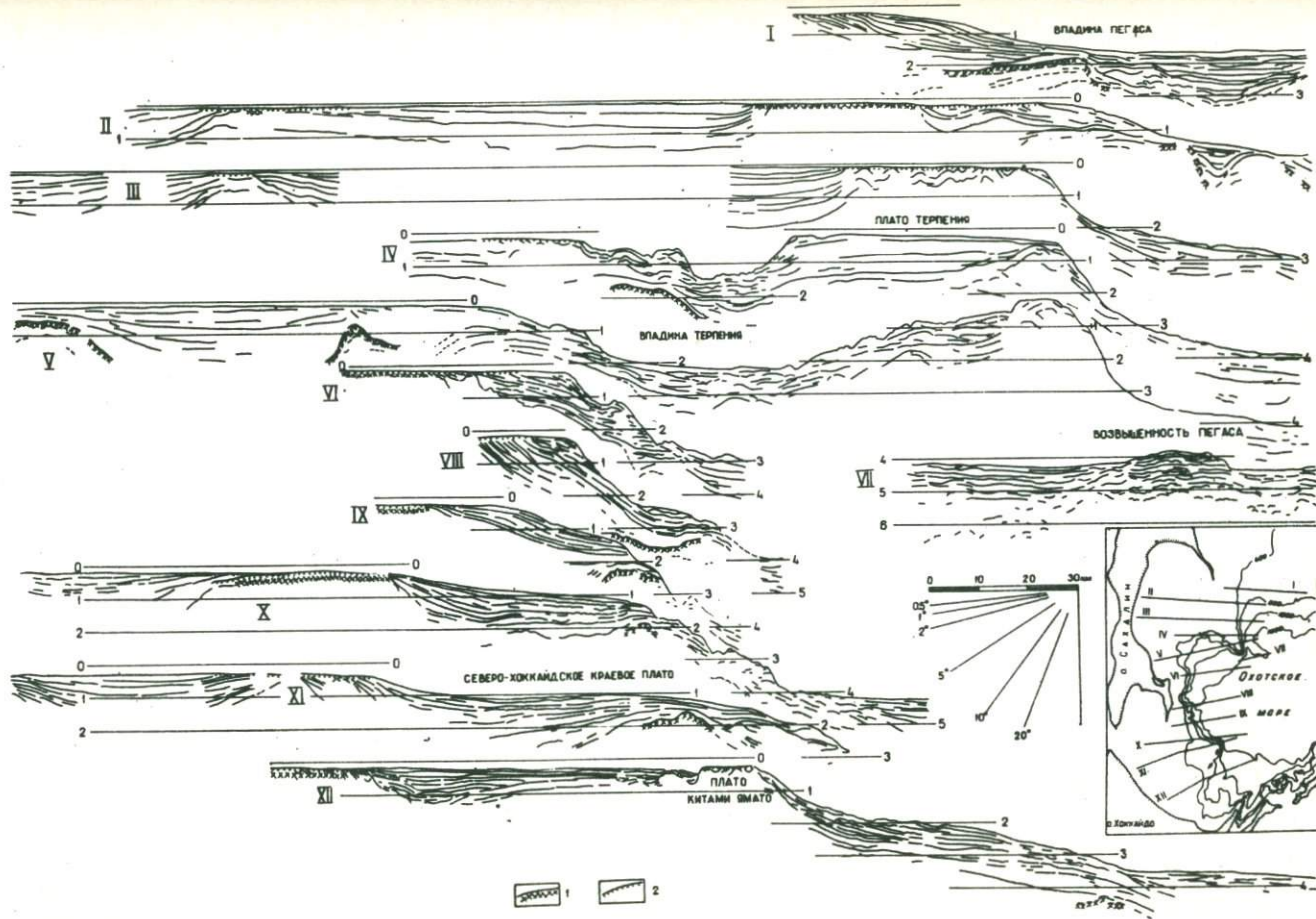


Рис. 2. Подборка сейсмоакустических разрезов. Глубина, с. Искажение масштабов примерно 1 x 7. На врезке приведено положение разрезов: 1 - абразионные поверхности, 2 - фундамент

рельефа наиболее полно соответствует структурная схема Южного Сахалина, предложенная О. А. Мельниковым [1968, 1970]. Последняя также предполагает существование двух структурных планов — древнего мелового с северо-западной ориентировкой элементов и более молодого кайнозойского с преимущественным их субмеридиональным простиранием.

На юго-востоке континентальной террасы в рельефе фундамента также намечается существование двух структурных планов: Сахалинского субмеридионального и Курильского — северо-восточного направления. Здесь выделяется впадина Абасири северо-восточного простирания, осложненная элементами структуры, ориентированными в субмеридиональном направлении. В отличие от впадин северо-западного направления вблизи Сахалина она в значительной степени недокомпенсирована аккумуляцией осадков и поэтому отчетливо отражена в рельефе в виде низкой обширной вогнутой ступени. Обрамлением впадины Абасири являются системы выступов фундамента того же северо-восточного простирания: на севере — Китами и Воробьевы Горы, а на юго-востоке — Сиретоко. Эти выступы еще не разрушены денудацией и поэтому выражены в рельефе.

Таким образом, современный рельеф кровли фундамента образован сложением разновозрастных структурных планов. Образованная их наложением друг на друга сложная интерференционная картина представляет собой скелет современного рельефа (рис. 3). Наиболее контрастные формы — горные сооружения с полуостровами и крупные заливы — обусловлены сложением тектонических деформаций одного знака. Сложение тектонических элементов противоположных знаков привело к образованию промежуточных форм, снивелированных к тому же в настоящее время осадконакоплением и денудацией.

Экзогенный морфогенез. Участие экзогенного морфогенеза в формировании длительно развивающегося рельефа дна выражено в степени отклонения от полного соответствия его элементов и морфологии кровли фундамента. Такое сравнение показывает, что в области Хоккайдо-Сахалинского поднятия (по крайней мере среди крупных форм) экзогенных обращенных элементов нет. Однако экзогенный процесс привел к формированию вполне зрелой континентальной террасы, которая лишь на юго-восточной окраине вблизи Большой Курильской гряды имеет облик континентального бордерленда. В этом районе, очевидно, тектоническая подвижность еще достаточно высока, а районы сноса, с которых поступает обломочный материал невелики.

Формирование континентальной террасы происходило путем аккумуляции в структурных впадинах главным образом терригенного материала, сносимого с обрамляющих их возвышенностей. По мере заполнения этих впадин, например в зал. Анива, этот материал погребал фронтальные тектонические выступы и формировал таким образом вторичный аккумулятивный склон. В тех районах, где такие впадины отсутствуют, первичный склон крут и высок, районы денудации незначительны, а прилегающие со стороны субокеанической котловины области возможной аккумуляции обширны, происходит главным образом деградация первичного тектонического склона. Такая ситуация сложилась, в частности, к востоку от Тонино-Анивского полуострова.

Законченный облик континентальной террасы придает шельф. В его образовании основную роль играла абразия, приуроченная к определенному гипсометрическому уровню волноприбойной зоны в прошлом. Именно этот уровень имеет глобальное распространение, чего не могло бы существовать в случае обычной аккумуляции.

Классический шельф выработан на уровне, находящемся в настоящее

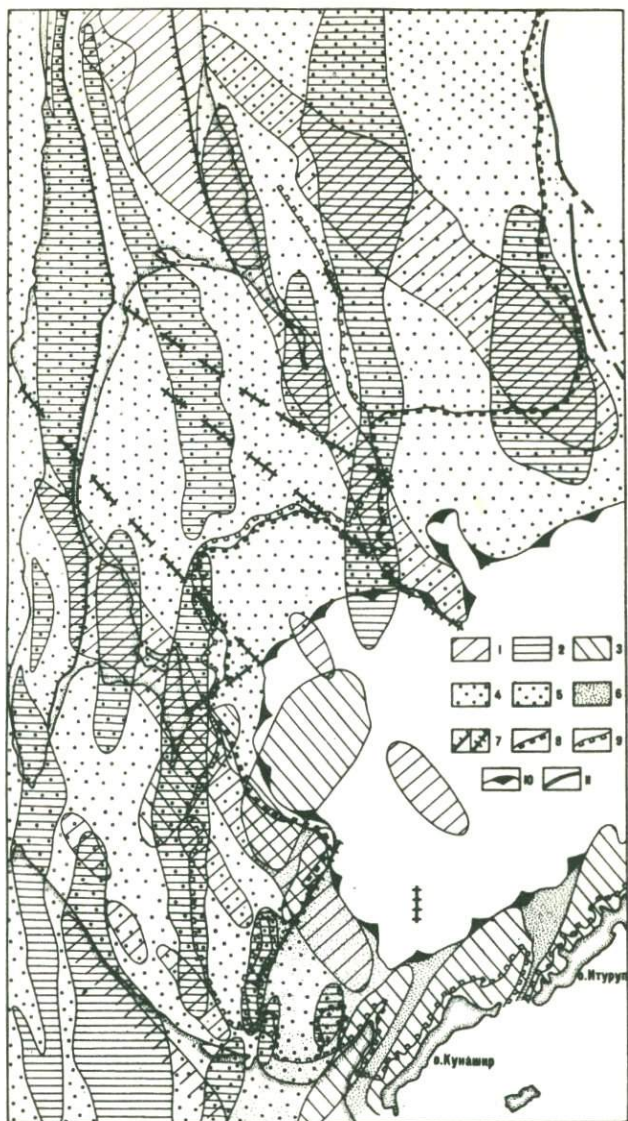


Рис. 3. Структурный план Хоккайдо-Сахалинского поднятия: 1-3 - положительные структурные элементы (1 - мезозойского возраста, 2 - кайнозойского, 3 - позднекайнозойского); 4-6 - отрицательные структурные элементы (4 - мезозойского возраста, 5 - кайнозойского, 6 - позднекайнозойского); 7 - разрывные нарушения (а - достоверные, б - предполагаемые в фундаменте); 8-9 - бровка шельфа (8 - нижнего, 9 - верхнего); 10 - граница глубоководной котловины; 11 - ось внутриконтинентального желоба

время ниже уровня моря на 150–160 м. Его ступенчатость, представленная "лестницей" подводных морских террас существенно отличается от надводных аналогов. Эти различия хорошо объясняются при рассмотрении направленности процесса террасообразования уровня моря. Так, надводные террасы формируются при скачкообразном последовательном отступании уровня моря, которое подмывает их откосы. Подводные же террасы образуются в тылу наступающего моря. Их откосы выположены абразией при подъеме уровня и к тому же заваливаются продуктами размыва. Именно такая картина наблюдается среди подводных террас Хоккайдо–Сахалинского шельфа, где откосы представляют слабонаклонные равнины, а не крутые уступы (рис. 2, II). Исключения представляют лишь самые верхние из них на 15-метровой глубине вблизи скалы Камень Опасности.

В настоящее время следы субаэральных платформ располагаются на глубине гораздо более значительной, чем та, на которой происходит интенсивный абразионный размыв. Что касается верхнего шельфа, то ни у кого не вызывает сомнения его затопление вследствие гляциоэвстатического подъема уровня Мирового океана. Гораздо более дискуссионны объяснения, касающиеся гипсометрического положения нижнего шельфа. Так, Б.Хизен со своими коллегами [Heezen et al., 1959] объясняет формирование выровненной площадки краевого плато Блейк в Атлантике замедленной аккумуляцией и частичным размывом осадков придонными ветвями Гольфстрима. Положение глубоководных террас на значительной глубине в Средиземном море Ж.Буркар [Bourcart, 1949] связывает с флексурным изгибанием континентальной окраины (предконтинента). Опускание блоков континентальной окраины по разломам обуславливает перемещение шельфа на значительную глубину — так считает В. Д. Дибнер [1978]. Все эти гипотезы не объясняют единство гипсометрического уровня распространения следов субаэрального выравнивания в различных геотектонических обстановках и не учитывают свидетельства о более древнем возрасте нижнего шельфа. Этих недостатков лишена гипотеза низкого положения уровня Мирового океана в позднем миоцене, поддерживаемая М. Хосино [Hoshino, 1975].

В пределах Хоккайдо–Сахалинской континентальной террасы следы абразионной платформы располагаются не ниже 1500 м, что характерно также и для уровня смежных районов Охотского моря [Сваричевский, 1980, 1981] и Курильской кордильеры. Это вполне соответствует уровню абразионных плато в других районах Мирового океана и также должно объясняться глобальными причинами. Несмотря на дискуссионность этого вопроса, в целом разновозрастность верхнего и нижнего шельфа не вызывает сомнения. На это, в частности, указывает многофазность абразионного процесса в пределах континентальной террасы, следы которого обнаруживаются в виде погребенных поверхностей несогласия (рис. 2, X, XII).

Помимо цикловых уровней на шельфе довольно часто встречаются псевдотеррасы, обусловленные литоморфными свойствами крутопадающих слоев. Такие псевдотеррасы на разных уровнях обнаружены к востоку от Тонино-Анивского полуострова. В целом литоморфный интенсивно расчлененный микрорельеф распространен довольно широко. Он занимает абразионные площадки в районе выхода плотных пород фундамента или других крутопадающих толщ, в том числе сводов антиклиналей.

В. В. Соловьевым и Г. С. Ганешиним [1971], а ранее Л. К. Затонским с соавторами [1961] было высказано предположение о существовании в зал. Терпения довольно разветвленной сети затопленных речных долин. При не-

скольких пересечениях предполагаемых субаэральных водотоков каких-либо врезов как на поверхности дна, так и в подстилающих его толщах, обнаружено не было.

Происхождение поверхности дна. В отличие от длительно развивающихся форм происхождение поверхности дна обусловлено каким-либо одним, как правило, экзогенным процессом денудационного или аккумулятивного характера, протекавшим на последнем этапе развития. Распознавание направленности экзогенного процесса, формирующего современную поверхность дна возможно путем сопоставления ее с самым верхним структурным комплексом. Выявление конформности или дисконформности поверхности с подстилающими осадками указывает на ее насыпной или выработанный характер. Таким же образом уточняется генезис современных наложенных экзогенных форм, коррелятных поверхности. Иногда генезис поверхности отличается от генезиса форм.

В пределах шельфа Хоккайдо-Сахалинского поднятия даже самая типичная абразионная платформа, как правило, перекрыта аккумулятивным челом.

Изучение осадочного покрова в его пределах показывает, что механический состав, обусловленный гидродинамическим режимом в момент отложения, самый разнообразный — от тонких илов до гравийно-галечников [Безруков, 1960]. Однако наблюдается основная закономерность — отложение тонкого материала даже в самых незначительных депрессиях и формирование грубых грунтов на возвышенностях. В настоящее время процессы перераспределения материала, ответственные за формирование поверхности, активно протекают лишь в узкой волноприбойной зоне и в проливах с интенсивными придонными течениями. Остальные части шельфа, особенно с грубыми осадками, находятся в реликтовом состоянии.

Экзогенные процессы интенсивно протекают на континентальном склоне. В большинстве случаев крутые уступы в его пределах представляют собой стенки отрыва многочисленных оползней, которые могут происходить даже при незначительных уклонах [Lewis, 1971]. Эти оползни и обвалы формируются в некрепких туфогенных алевролитах, песчаниках и аргиллитах, средне миоцен-позднеплиоценового возраста [Васильев и др., 1975], толща которых наклонена к Курильской котловине (рис. 2, У1, УШ). С процессами гравитационного перемещения материала вниз по склону, очевидно, связана интенсивная его расчлененность подводными долинами и мелкими впадинами, хотя структурная предопределенность их очевидна. Эти подводные долины в значительной степени разрушают внешний край шельфа, далеко вдаваясь в его пределы. В зависимости от глубины проникновения их вершин гипсометрический уровень бровки шельфа меняется, поскольку переработке подвергаются разновысотные зоны шельфа: нижняя, средняя и даже верхняя — прибрежная. Это хорошо видно в пределах верхнего края впадины Левенорна, где наиболее близкие к побережью участки бровки шельфа располагаются гораздо выше, чем удаленные. Таким образом, гипсометрическое положение внешнего края шельфа не всегда свидетельствует о его деформациях эндогенного характера, с одной стороны, и первичному положению активной абразии — с другой.

Напрашивается вывод, что глубина внешнего края шельфа не может служить признаком его тектонических деформаций — в ряде случаев она обусловлена интенсивностью экзогенных процессов на нижележащем склоне.

Обломочный материал, перемещаемый вниз по континентальному склону, аккумулируется в многочисленных структурных ловушках, в основании

склона образуют седиментационные ступени и высокие подножия склона (например, во впадине Терпения) с многочисленными невысокими холмами. У долины Абасири они формируют мощный конус выноса в основании склона в виде очень пологого шлейфа.

Основные выводы, вытекающие из структурно-геоморфологического анализа сводятся к следующему:

1. Рельеф южной части Охотоморской окраины Хоккайдо-Сахалинского поднятия гораздо сложнее и разнообразнее, чем предполагалось ранее.

2. Он обусловлен, с одной стороны, наложением разновозрастных и разно ориентированных структурных планов, создающих сложную интерференционную картину.

Наличие интенсивной аккумуляции привело к заполнению крупных впадин в рельефе фундамента, связав выступы фундамента в единую континентальную террасу. На юге континентальная терраса находится в эмбриональном состоянии в виде континентального бордерленда.

3. Формирование шельфа многообразно, обусловлено абразионной обработкой как структурных выступов, так и аккумулятивных толщ во впадинах. Наиболее древний нижний шельф располагается на глубине до 1500 м; он образовался, вероятно, при более низком уровне Мирового океана, чем верхний шельф.

4. Современный континентальный склон формировался в процессе переработки внешнего края континентальной террасы интенсивно протекающими гравитационными процессами, главным образом обваливанием и оползанием. Реже (на самом юге) склон наследует структурные черты фундамента.

5. Гипсометрическое положение бровки шельфа определяется в основном степенью отступления склона в сторону воздымания шельфа или структурными особенностями первичного склона. На аккумулятивных участках она представлена слабым перегибом на случайном уровне.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря. - В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1960. с. 15-95. (Тр. ИО АН СССР; Т. 32).

Васильев Б.И. и др. Геологическое строение присахалинской части Южно-Охотской котловины / Б.И.Васильев, И.К.Туезов, М.Г.Егорова, Д.И.Подзорова, Л.А.Табоякова, В.П.Болдырева. - Сов. геология, 1975, № 10, с. 59-71.

Дибнер В.Д. Континентальная окраина: морфоструктурные подразделения и вопросы терминологии. - В кн.: Геология моря. Л., 1974, вып. 3, с. 84-92.

Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцова моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.

Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. - В кн.: Океанические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961, № 3, с. 124-136.

Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Изучение подводного рельефа в океанографических экспедициях. - Тр. ИО АН СССР, 1960, т.44, с. 3-53.

Красный М.Л. и др. Комплексные геофизические, геологические и гидрофизические исследования в Охотском море (6-й рейс НИС "Пегас")

/ М.Л.Красный, С.Л.Соловьев, И.К. Туезов, Ю.С.Шумилов. - Океанология, 1975, № 4, с. 157-159.

Мельников О.А. Основные структурные элементы Сахалина. - В кн.: Вопросы геологии и газонефтеносности южной части Сахалина. - Тр.СахКНИИ АН СССР, 1968, вып. 18, с. 22-34.

Мельников О.А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970. 170 с.

Сваричевский А.С. О морфоструктуре шельфа юго-восточного Сахалина. - Изв. ВГО, 1976, т. 108, № 5, с. 429-434.

Сваричевский А.С. Геоморфологические особенности дна Охотского моря у берегов Среднего Сахалина. - В кн.: Геологическое строение и вещественный состав дна Северо-Запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 18-28.

Сваричевский А.С. Рельеф возвышенности Академии Наук СССР и его происхождение. - В кн.: Рельеф и структура осадочного чехла экваториальной части Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 28-34.

Сваричевский А.С. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новые данные по геоморфологии южной части Курильского глубоководного желоба. - В кн.: Структура осадочных отложений Курило-Камчатского желоба. Южно-Сахалинск, 1979, с. 37-50.

Соловьев С.Л., Ганешин Г.С. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. М.: Недра, 1971. 157 с.

Туезов И.К. Взаимосвязь Сахалино-Хоккайдской области и охотоморской плиты с Курильской глубоководной котловиной Охотского моря. - В кн.: Геологическая интерпретация сейсмических наблюдений в Дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск, 1978, с.62-65.

Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. - В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с.3-76. (Тр. ИО АН СССР; Т.22).

Bourcart J. Geographie du fond des mers. Etude du relief des oceans. Paris: Payot, 1949, 307 p.

Heezen B., Tharp M., Ewing M. The floors of the oceans. 1. The North Atlantic. - Geol.Soc.Am., Sp. Paper 65. N.-Y., 1959.

Hoshino M. Eustacy in relation to orogenic stage. Tokyo: Tokai.Univ.Press, 1975, 321 p.

Lewis K. Slumping on a continental slope inclined at 1-4°. - Sedimentology, 1971, v.16, № 1-2, p.97-110.

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД ОБРАМЛЕНИЯ КУРИЛЬСКОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ

Курильская глубоководная котловина имеет сложное аномальное магнитное поле [Красный, Кочергин, 1975], интерпретация которого может дать ценный материал для понимания геологического строения региона. Правильность же интерпретации во многом зависит от изученности магнитных свойств различных по генезису горных пород этой котловины.

Изучались образцы горных пород 31 станции драгирования подводного обрамления Курильской котловины, выполненные в 21-м рейсе на НИС "Пегас" в 1980 г. Эти станции охватывают часть северного обрамления котловины, концентрируясь главным образом в пределах возвышенности Академии Наук СССР и подводного склона Большой Курильской островной дуги, от о-ва Кунашир до о-ва Броутон.

Драгированный материал представлен целым рядом генетических комплексов, среди которых встречаются эффузивные породы и их пирокластические производные, интрузивные образования, комплекс метаморфических пород слаболитофицированных осадки неогена и плейстоцена, рыхлые осадки и современные железо-марганцевые образования.

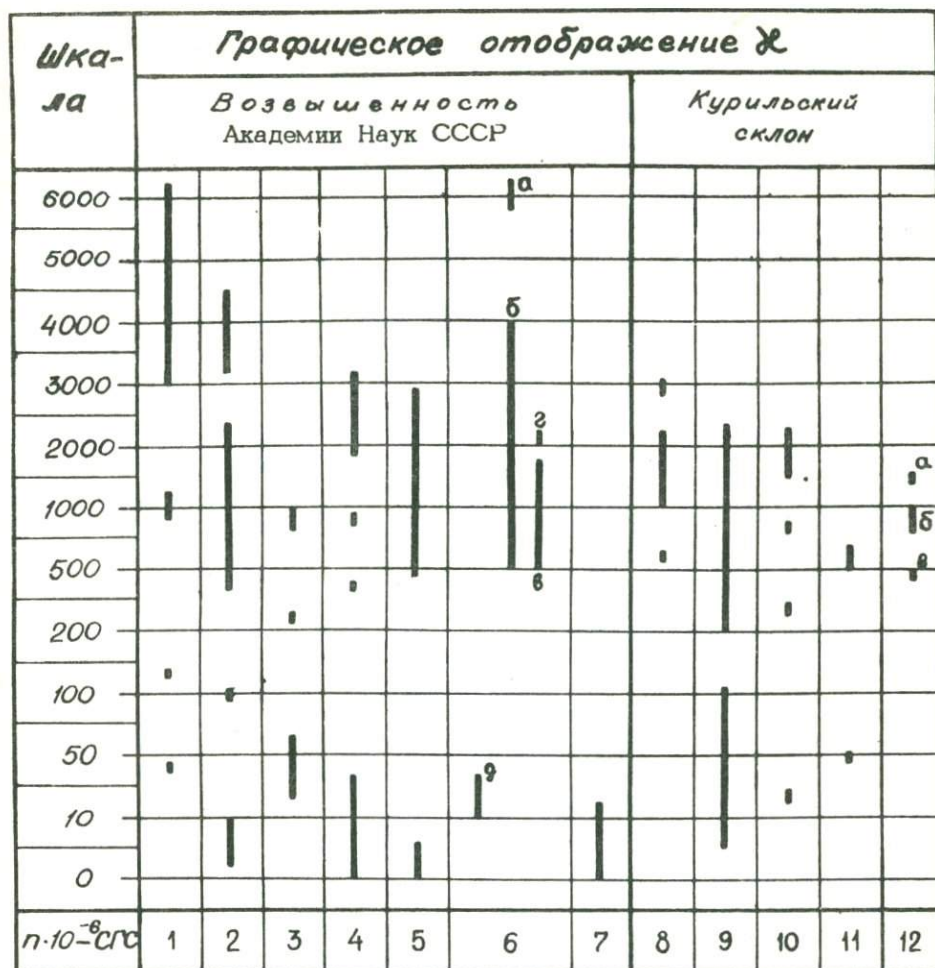
В целом магнитная восприимчивость драгированных образцов представляет ряд от 0 до $6200 \cdot 10^{-6}$ ¹. Отмечается большая дифференцированность значений магнитной восприимчивости у петрографических аналогов, что свидетельствует о различных условиях становления, а возможно, развития геологических тел.

Обобщенные данные о магнитной восприимчивости различных комплексов пород приведены на гистограмме.

Наиболее широко представлен комплекс вулканогенных пород с низкой магнитностью. Максимальное значение магнитной восприимчивости среди них имеют эффузивы базальтового состава. Низкая магнитность связана с присутствием вулканогенных пород: туфы и измененные (хлоритизированные) эффузивы. Однако следует отметить, что магнитная восприимчивость пород этой группы, представленных с возвышенности Академии Наук СССР, значительно выше, чем у аналогов Курильского склона. Это можно расценивать, как признак образования этих пород в различных геоструктурных обстановках.

Если рассматривать гистограмму в целом, то следует заметить, что и другие группы пород возвышенности Академии Наук СССР имеют верхний предел магнитной восприимчивости несколько больше, чем их аналоги на Курильском склоне. Исключение составляют породы дацитового состава, которые на Курильском склоне имеют более высокие значения магнитной восприимчивости ($500-2300 \cdot 10^{-6}$ с модальным значением около $200 \cdot 10^{-6}$).

¹ Здесь и далее магнитная восприимчивость приводится в системе СГС



Гистограмма магнитной восприимчивости (χ) горных пород возв. Академии Наук СССР и Курильского склона глубоководной котловины: 1 - базальты и андезитобазальты; 2 - андезиты, андезитодациты; 3 - дациты и их туфы; 4 - кварцевые порфиры, фельзиты, кислые лавы; 5 - граниты, гранитоиды; 6 - интрузии (а - ультраосновные, б - габбро-диабазы, в - микродиориты, г - субинтрузивные диориты, д - дайковые породы); 7 - окварцованные и глубокометаморфизованные породы; 8 - базальты, андезитобазальты; 9 - андезиты, андезитодациты; 10 - дациты; 11 - кварцевые порфиры, кислые лавы; 12 - интрузии: (а - диоритпорфиры; б - граниты, гранитоиды, граносиениты, в - аплитовидные породы)

Столь небольшой диапазон значений говорит об однотипности условий образования этих пород.

Из комплекса интрузивных пород максимальное значение ($5800-6200 \cdot 10^{-6}$) имеет образец ультраосновных пород с возвышенности Академии Наук СССР (станция 2120). Высокие значения могут отражать либо приповерхностное происхождение этой породы, либо влияние вторичных процес-

сов на породу глубинного происхождения². Среди пород с низкой магнитной восприимчивостью, как правило, распространены лейкократовые разновидности. Однако встречаются отдельные образцы обычных, практически немагнитных гранитоидов (см. гистограмму п. 5), сходные внешне по содержанию темноцветных компонентов с высокомагнитными гранитоидами. Это говорит о слабой окисленности и, по-видимому, о большей глубине становления плутонов.

Комплекс метаморфизованных пород, драгированных на возвышенности Академии Наук СССР, немногочислен и представлен главным образом окремненными и ороговиковыми образованиями, магнитная восприимчивость которых составляет $0-22 \cdot 10^{-6}$.

Комплекс слаболитофицированных пород кайнозоя, который, по предварительным данным, принадлежит к возрастному интервалу от миоцена до плейстоцена, имеет сильно дифференцированные значения магнитной восприимчивости ($2 - 2000 \cdot 10^{-6}$).

Максимально высокие значения принадлежат туфогенным разновидностям осадков: туфопесчаникам, туфоалевролитам. При этом, как и на тихоокеанском склоне Курил, наблюдается прямая связь между содержанием туфогенного и грубозернистого материала и значением магнитной восприимчивости. Низкие значения отмечены у мергелей, тонкозернистых терригенных осадков — аргиллитов, туфодиазомитов.

Современные рыхлые осадки представлены пелитовыми, алевропелитовыми и алевритовыми разновидностями илов с различной примесью туфогенного материала. С последней несомненно связаны повышенные значения магнитной восприимчивости, которая варьирует в пределах трех порядков — ($8 - 800 \cdot 10^{-6}$). Интересно отметить, что пелитовые илы самого верхнего слоя осадков кальдеры Львиная пасть (станция 2116), включающие спорадическую мелкую гальку эффузивных пород, имеют магнитную восприимчивость всего $55 \cdot 10^{-6}$. В то же время туфоалевритовые илы подводного склона южных Курил, расположенные вдали от Кунашира и Итурупа на многие десятки километров (станции 11-13), имеют магнитность до $50 - 800 \cdot 10^{-6}$. Совершенно очевидно, что размещение ферромагнетика связано с разносом пирокластического материала при вулканических извержениях.

Помимо рыхлых осадков, магнитная восприимчивость изучалась в современных железо-марганцевых образованиях, которые представлены двумя формами нахождения: железо-марганцевыми корками и агрегатами, обволакивающими обломки горных пород, и скелетной тканью отмерших губок, пропитанной железо-марганцевым веществом. Магнитная восприимчивость этих образований варьирует в пределах $35-1000 \cdot 10^{-6}$. При этом она не связана с магнитностью субстрата. Так, железо-марганцевые образования из станции 24, развитые на субстрате с магнитностью $150-270 \cdot 10^{-6}$ имеют значения этого параметра $800-1000 \cdot 10^{-6}$. В другом случае (станция 33) на аналогичном субстрате с магнитной восприимчивостью $400-420 \cdot 10^{-6}$ железо-марганцевая корка имеет магнитность $200 \cdot 10^{-6}$. Сравнительно низкая величина магнитной восприимчивости железо-марганцевых образований дает основание предполагать гидроокисную форму нахождения железа.

Даже без учета петрохимических характеристик горных пород приведенные данные о магнитной восприимчивости указывают на полигенность условий формирования геологических тел и наличие среди магнитовозмущающих масс эффузивных и титрузивных образований. Их положение и форму в

² Более определенный ответ возможен после петрографического исследования

ряде случаев, по-видимому, можно распознавать по аномалиям магнитного поля. В частности, положительная аномалия, субширотная дипольная аномалия в районе возвышенности Академии Наук СССР [Красный, Кочергин, 1975] может быть интерпретироваться как уплощенное тело, по-видимому, вулканогенного происхождения. Породы осадочного комплекса, несмотря на наличие вулканогенного материала, практически остаются немагнитными, причина чего рассматривалась нами раньше [Корнев, Шкуть, 1979].

ЛИТЕРАТУРА

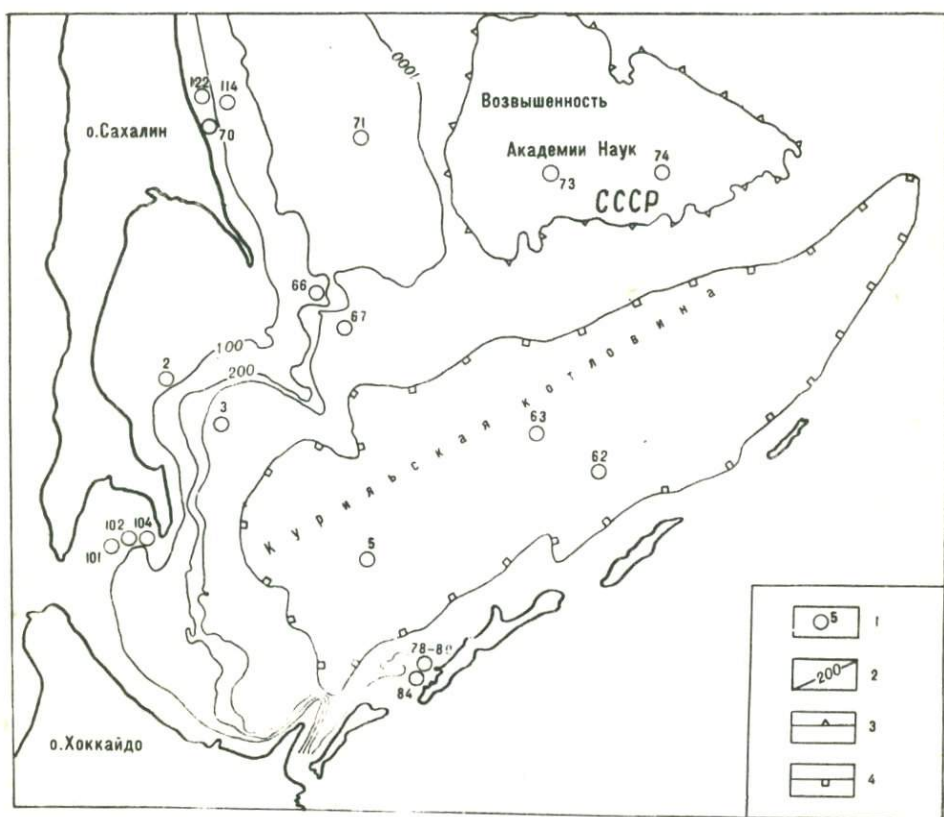
Корнев О.С., Шкуть Г.И. О магнитной восприимчивости горных пород северной части Большой Курильской дуги. — В кн.: Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с.25-30.

Красный М.Л., Кочергин Е.В. Общие закономерности аномального магнитного поля северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, 1975, 98-124 с.

БИТУМОИДЫ ОСАДКОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Битумоиды осадков Охотского моря изучались А.И.Горской [1956]. На основании анализа битумоидов 20–30-сантиметрового слоя осадков, поднятых с глубин 1000–2500 м, был сделан вывод об отсутствии процесса восстановления в этих осадках. По данным компонентного анализа, в битумоидах содержится 11,7–34,2% масел, 17,8–44,6% смол и 30–52% асфальтенов и асфальтогеновых кислот.

Нами были изучены битумоиды в осадках южной части Охотского моря, поднятых грунтовыми трубками (максимальная длина 3,4 м) в рейсах НИС "Витязь" (1972 г.) и НИС "Пегас" (1974 г.) сотрудниками лаборатории литологии и геохимии пород морского дна СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Станции (см. рисунок) находятся в различных геоморфологических



Расположение станций: 1 - номер станции, 2 - изобата, 3 - возвышенность, 4 - котловина

участках: шельф, мелководные полузамкнутые заливы Анива и Львиная пасть, континентальный склон с возвышенностью Академии Наук СССР, Курльская глубоководная котловина. Анализ проводился люминесцентным и химическим методами с использованием в качестве растворителей в основном хлороформа и спирто-бензола (1:1).

Шельф. В формировании органического вещества (ОВ) осадков района Пограничное, помимо диатомового планктона, значительную роль играют фрагменты крупной водной растительности, что сказывается в розовых, красных и сиреневых цветах люминесценции, характерных для битумоидов поверхностных осадков и связанных с хлорофиллом [Методическое руководство ..., 1979]. Содержание хлороформенного битумоида (ХБ), по данным люминесцентно-битумологического анализа (ЛБА), колеблется от следов в крупных алевролитах прибрежной части до 0,02% на участке, выполненном мелкоалевритовыми илами. Количество спирто-бензольного битумоида (СББ) равно 0,08% в алевролитах и 0,07% в мелкоалевритовых илах.

Таблица 1

ХАРАКТЕРИСТИКА БИТУМОИДОВ ОСАДКОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Станция	Интервал, см	Литотип осадка (ил)	Содержание битумоидов (ХБ+СББ), %		ХБ / СББ
			осадок	ОВ	
<u>Шельф</u>					
122	0 - 40	Мелкоалевритовый	0,045	4,5	0,95
122	40 - 90	- " -	0,035	4,2	0,59
122	90 - 140	- " -	0,026	3,5	1,3
122	140 - 185	- " -	0,026	3,0	0,85
114	0 - 47	- " -	0,050	7,2	0,13
114	87 - 131	- " -	0,076	10	0,49
70	сборная проба	- " -	0,078	7,8	0,11
71	0 - 29	Глинистый	0,098	5,9	0,81
71	172 - 193	- " -	0,113	10,2	0,66
2/106	0 - 40	Крупный песок с мелкоалевритовым илом	0,025	3,5	2,1
101	0 - 48	Алевритово-глинистый	0,069	3,8	1,2
101	96 - 142	- " -	0,074	5,9	0,15
102	0 - 55	Глинистый	0,102	4,8	0,29
102	155-208	- " -	0,033	2,1	1,2
104	100-150	Алевритово-глинистый и мелкоалевритовый	0,085	5,9	0,11
104	150-200	Алевритово-глинистый	0,111	9,1	0,38
104	200-250	Глинистый	0,084	7,00	0,64
104	250-300	Алевритово-глинистый	0,078	4,4	0,44
80	0 - 45	- " -	0,111	7,0	0,56
80	89 - 135	Мелкоалевритовый с алевритово-глинистым	0,077	5,3	0,92
80	135 - 169	Глинистый	0,132	9,1	0,85

Продолжение табл. 1

Станция	Интервал, см	Литотип осадка (ил)	Содержание битумоидов (ХБ + СББ), %		ХБ / СББ
			осадок	ОВ	
78	0 - 40	Крупный алевроит с прослоем мелкоалевритового ила	0,033	6,2	0,57
84	0 - 35	Мелкоалевритовый	0,057	7,4	0,22
<u>Континентальный склон</u>					
3	0 - 40	Глинистый	0,028	1,8	1,5
66	0 - 37	В основном мелкоалевритовый	0,062	6,5	0,26
67	55 - 65	Алевроитово-глинистый	0,024	3,8	1
67	87 - 132	Мелкоалевритовый с глинистым	0,028	4,5	1,8
67	142 - 178	Алевроитово-глинистый	0,025	4,0	0,92
73	0 - 40	Глинистый	0,034	3,4	0,60
74	0 - 42	- " -	0,039	5,2	0,56
74	230 - 276	- " -	0,013	2,4	0,85
<u>Курильская глубоководная котловина</u>					
62	0 - 40	Глинистый	0,04	3,5	0,73
62	166 - 203	Алевроитово-глинистый с глинистым	0,08	7,1	0,53
63	72 - 110	Глинистый	0,071	5,4	0,61
5	127 - 169	- " -	0,143	11,9	0,1

По данным химического анализа (табл. 1), содержание битумоидов (ХБ+СББ) в осадках станции 122 уменьшается книзу от 0,045 до 0,026%, максимум восстановленности наблюдается в интервале 90-140 см (отношение ХБ/СББ достигает 1,3). В осадках станций 114 и 70, расположенных здесь же, при большем содержании битумоидов, как на осадок - 0,076% так и на ОВ - 10%, они менее восстановлены, так как увеличение битуминозности здесь происходит за счет кислой спирто-бензольной части, что связано, по-видимому, с местными факторами. В песке из интервала 0-40 см станции 2 (зал, Терпения) отмечается максимальное для осадков шельфа значение отношения ХБ/СББ - 2,1. ХБ, выделенный из этой пробы в количестве 0,017%, представляет собой подвижное блестящее вещество с яркой светло-желтой окраской и лимонно-желтой (такой же яркой) люминесценцией.

Станция 71 расположена на внешней переуглубленной части шельфа. Осадки здесь представлены глинистыми илами. Содержание битумоидов увеличивается вниз по колонке от 0,08 до 0,113%, более значительно возрастает β ХБ+СББ, но восстановленность битумоидов книзу несколько уменьшается (табл. 1). ХБ - зеленовато- или темно-коричневый, смоло-видный.

Заливы Анива и Львиная пасть относятся к полузамкнутым бассейнам. Это обеспечивает спокойную гидродинамическую обстановку и распределение ОВ по типу внутреннего водоема. В зал. Анива среднее содержание ХБ, по данным ЛБА, составляет 0,08%, СББ — 0,19% (пробы представлены в основном мелкоалевритовыми и глинистыми илами). Отношение ХБ/СББ — 0,42. Люминесценция хлороформенных и спирто-бензольных растворов из осадков верхних интервалов (в основном до 30 см) также, как на участке Пограничное, имеет яркие красный, сиреневый, розовый цвета, капиллярные вытяжки — оранжевые. Изменение отношения ХБ/СББ имеет довольно широкие пределы колебаний. В отдельных колонках, сложенных однородными глинистыми илами, отношение ХБ/СББ книзу увеличивается. Результаты химико-битуминологических анализов (табл. 1) подтверждают это.

В зал. Львиная пасть, представляющем собой кальдеру потухшего вулкана, станции вскрывают алевритово-глинистые илы с запахом сероводорода, гидротроилитом и пиритом. В ОВ большую роль играет растительный материал — в осадках встречаются слабо измененные остатки растительных тканей.

Максимальное содержание битумоидов наблюдается (табл. 1) в илах центральной части залива (станция 80), минимальное — в крупном алеврите поверхностного слоя (станция 78) — на выходе из кальдеры. Битумоиды осадков станции 80 более восстановлены — в интервале 89–135 см отношение ХБ/СББ близко к 1.

Для битумоидов всех проб осадков кальдеры характерна интенсивная ярко-красная люминесценция как хлороформенных, так и спирто-бензольных экстрактов, причем она не ограничивается верхним слоем, а прослеживается в отдельных колонках до глубины 2 м. По внешнему виду ХБ матовый, мажущийся, зеленовато-коричневого цвета, с округлыми включениями.

Таким образом, в осадках шельфа большее количество битумоидов (как на осадок, так и на ОВ) приходится на мелководные заливы, но сами битумоиды являются более кислыми по сравнению с открытой частью шельфа, так как подавляющую роль здесь играет СББ, что характерно для этих участков акватории со специфическими условиями накопления исходного ОВ.

Континентальный склон. Осадки континентального склона изученного района можно рассматривать по двум участкам: возвышенность Академии Наук СССР (станции 73, 74) и участка, расположенного восточнее зал. Терпения (станции 3, 66, 67). Осадки станции 73 представлены только верхним интервалом. Содержание битумоидов в них такое же, как и в осадках станции 74. В колонке этой станции количество битумоидов уменьшается от верхнего интервала (0–42 см) к нижнему (230–276 см) в 3 раза, значение β ХБ+СББ снижается более чем в 2 раза, но восстановленность битумоидов, выражающаяся отношением ХБ/СББ, значительно возрастает. Следовательно, раннедиагенетическое преобразование ОВ в данном случае направлено по пути накопления восстановленной части битумоидов.

В осадках, поднятых станциями к востоку от зал. Терпения, значительно обогащен битумоидами поверхностный слой станции 66 по сравнению с осадками станции 3, расположенной на выходе из залива. Отношение же ХБ/СББ, напротив, для станции 66 меньше. ХБ из ила станции 3 по внешнему виду восстановленный. Он маслянистый, прозрачный, светло-желтый, с яркой лимонно-желтой люминесценцией.

Нижние горизонты станции 67 можно рассматривать как продолжение вниз колонки станции 66 (они расположены в непосредственной близости

друг от друга). При уменьшении количества битумоидов книзу резко возрастает отношение ХБ/СББ. В осадках станции 67 битумоид экстрагировался хлороформом на холоде, выделяющим наиболее восстановленные, близкие к нефти, компоненты. Их содержание оказалось равным 44% всего ХБ, что также подтверждает наличие восстановления битумоидов.

Курильская глубоководная котловина. В осадках котловины максимальное количество битумоидов приурочено к глинистым илам (станции 5) на юго-западном склоне, β ХБ+СББ достигает здесь 11,9%, но битумоиды представлены в основном СББ, отношение ХБ/СББ составляет всего 0,1, в отличие от осадков станций 62, 63, где, несмотря на меньшее содержание битумоидов, они более восстановлены (отношение ХБ/СББ достигает 0,73). ХБ темно-коричневые, твердые, почти не люминесцируют.

Таким образом, по содержанию битумоидов на осадок и ОВ, по отношению в них нейтральных (ХБ) и кислых (СББ) компонентов осадки различных участков несколько отличаются. В табл. 2 приведены их средние величины. В осадках шельфа максимальное количество битумоидов приходится на мелководные заливы, но в составе их большую роль по сравнению с открытым шельфом играют кислые компоненты, вследствие чего отношение ХБ/СББ в осадках открытого шельфа составляет 0,79, в осадках заливов - всего 0,55 (Анива) и 0,62 (Львиная пасть).

Таблица 2

СОДЕРЖАНИЕ БИТУМОИДОВ В РАЗЛИЧНЫХ УЧАСТКАХ

Участок акваторий	Содержание ХБ + СББ, %		ХБ / СББ
	осадок	ОВ	
Шельф (без заливов)	0,055	6,0	0,79
Зал. Анива	0,079	5,3	0,55
Зал. Львиная пасть	0,082	7,0	0,62
Континентальный склон	0,033	4,1	1
Возвышенность Академии			
Наук СССР	0,028	3,6	0,67
Курильская глубоководная котловина	0,080	6,9	0,49

Минимальное содержание битумоидов для всего изученного района наблюдается в осадках континентального склона, но они (за исключением осадков возвышенности Академии Наук СССР) отличаются большей восстановленностью битумоидов.

Наименьшим значением отношения ХБ/СББ характеризуются, несмотря на довольно высокую в общем битуминозность, осадки Курильской котловины (табл. 3).

Общей чертой изученных осадков и битумоидов является большое количество серы во всех экстрактах, начиная с петролейно-эфирного. Освобождение от серы в процессе анализа производилось многократным встряхиванием с ртутью и центрифугированием для отделения сернистой ртути. Так, в осадке, поднятом на станции 80 (Львиная пасть), количество серы в 3

Таблица 3

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ХБ ИЗ ОСАДКОВ РАЗЛИЧНЫХ УЧАСТКОВ

Станция	Интервал, см	Литотип осадка (ил)	Элементный состав, %			Н/С
			С	Н	+О+	
71	0 - 200	-	69,85	9,97	20,18	0,14
63	35 - 72	Глинистый	68,50	9,75	21,75	0,14
79	98 - 135	Алевритово-глинистый	68	10	22	0,14

раза превышает навеску битумоида (хлороформенный экстракт). Сера присутствует в двух формах - в виде кристаллов и оолитов (элементарная) в петролейно-эфирном и хлороформленном экстрактах и в виде черных хлопьев сернистой ртути (биоорганическая) в хлороформенном и спирто-бензольном. Высокое содержание серы в осадках и битумоидах северо-западной части Тихого океана связано с вулканизмом, характерным для данного региона, и слабой железистостью осадков. В пробе из зал. Анива битумоид более кислый: в нем всего 4,9% масел, тогда как на станции 63 (глубоководная впадина) и на станции 74 (возвышенность Академии Наук СССР) - 15%. Содержание смол соответственно на станции 101 - 54,49%, на станции 63 - 57%, на станции 74 - 61%, асфальтенов - на станции 101 - 38,14%, на станции 63 - 22% и на станции 74 - 23%.

Содержание смол в битумоидах всех проб приблизительно одинаково. Масла отличаются по внешнему виду. В пробе из зал. Анива они бесцветные, прозрачные, люминесценция серо-голубая, слабой интенсивности. Масла из осадков станции 63 и 74 бледно-желтые, с яркой небесно-голубой люминесценцией. Асфальтеновая фракция во всех трех случаях представлена в основном асфальтогеновыми кислотами.

На основании полученного материала можно сделать следующие выводы.

1. Среднее содержание битумоидов (ХБ+СББ) в 3-метровом слое осадков южной части Охотского моря, по нашим данным, составляет 0,063%,

β ХБ+СББ - 5,7%, отношение ХБ/СББ - 0,71%. По литотипам осадков среднее содержание битумоидов (ХБ+СББ) распределяется следующим образом: в песках и крупных алевритах оно составляет 0,029%, в мелкоалевритовых илах - 0,050%, в алевритово-глинистых - 0,073%, в глинистых - 0,078%.

2. Содержание битумоидов, соотношение в них нейтральных (ХБ) и кислых компонентов (СББ) несколько отличается в осадках различных геоморфологических участков. Наибольший интерес в смысле восстановленности битумоидов представляют собой осадки континентального склона.

3. В отдельных колонках наблюдается тенденция к восстановленности битумоидов вниз по разрезу.

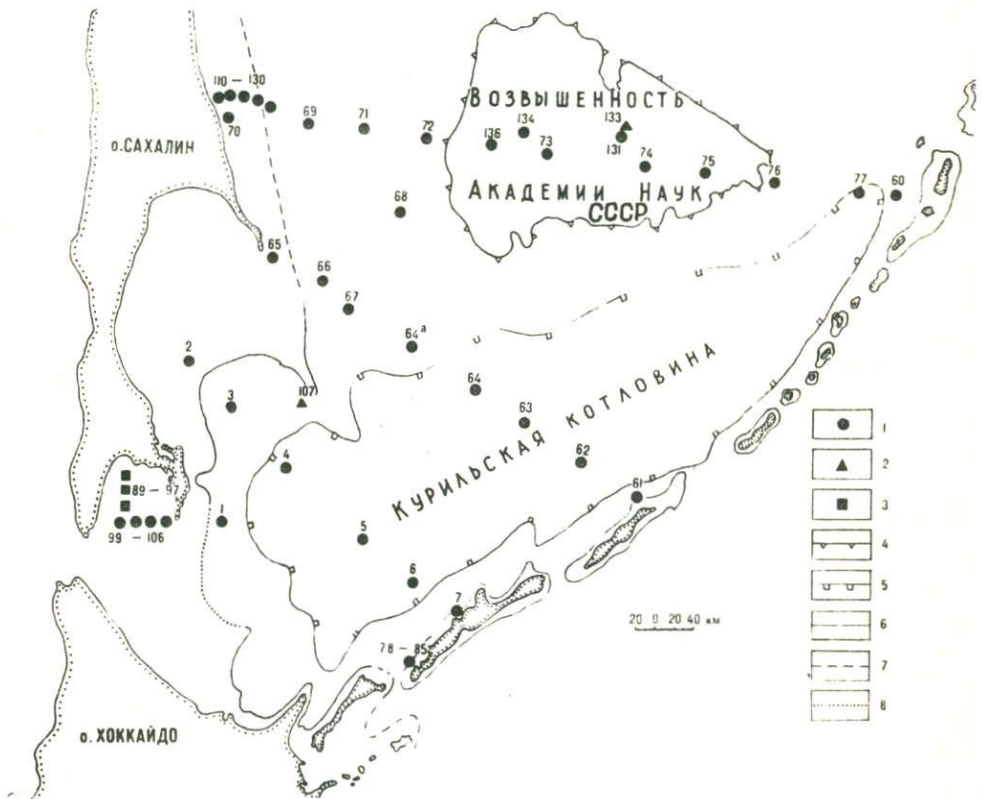
ЛИТЕРАТУРА

Горская А.И. Изучение органического вещества современных морских осадков. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М.: Гостехиздат, 1956, с. 168–202.

Методическое руководство по люминесцентно-битуминологическим и спектральным методам исследования органического вещества пород и нефтей. М.: Недра, 1979. 203 с.

ИЗМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ КОЭФИЦИЕНТОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Объектом изучения явились донные осадки южной части Охотского моря, поднятые прямоточными трубками (см. рисунок).



Расположение станций: 1 - трубки, 2 - коренные породы, 3 - черпаки, 4 - границы подводной возвышенности, 5 - границы впадины, 6-8 - внешний край островной отмели (6 - резкий перелом, 7 - нерезкий перелом, 8 - плавный перегиб поверхности дна)

По данным химического анализа проводились литохимические пересчеты; в осадках поверхностного слоя (0-15 см) определялись титановый (Al_2O_3/TiO_2), кремниевый (SiO_2/Al_2O_3), железо-марганцевый ($Fe + Mn/Ti$) модули, окисный коэффициент (Fe^{3+}/Fe^{2+}), отношение MnO к MgO и показатель специфики карбонатности (CaO/MgO).

Изучение закономерностей распределения в осадках глинозема и двуокиси титана может служить [Мигдисов, 1960] важным палеогеографическим показателем, позволяющим судить об интенсивности химического выветривания пород в пределах областей сноса, об удаленности последних от бассейна седиментации. Эти компоненты указывают и на степень преобразования (гальмиролиза) первичных частиц в самом водоеме.

В распределении Al_2O_3 и TiO_2 основную роль играют терригенные и вулканогенные компоненты (преимущественно полевые шпаты), глинистые минералы, особенно каолинит.

Содержание алюминия и титана увеличивается по мере удаления от берега (проявляется циркумконтинентальная зональность), для первого элемента — более интенсивно. Отсюда титановый модуль растет тоже в этом направлении — от песчаных образований к глинистым, что характерно для осадков геосинклинальных бассейнов.

В крупных алевритах модуль составляет 13,66–15,61, мелкоалевритовых илах — 15,61–23,46, алевритово-глинистых — 18,64–26,23, глинистых — 15,61–23,46 (см. таблицу). Увеличиваясь к центру бассейна, в пределах возвышенности Академии Наук СССР он несколько снижается, так как алюминий "избегает" подводных поднятий, а содержание титана на таких участках обычно увеличивается. Кроме того, осадки здесь становятся более крупнозернистыми. Но и у подножия возвышенности и у берегов Сахалина для отдельных станций (72, 120, 114, 118) отмечены высокие значения модуля, по-видимому, обусловленные значительным содержанием (фиксируется на термоквивных глинистой фракции) аллотигенного каолинита, поступающего в бассейн стока при размыве коренных пород, особенно угленосных. Наблюдаемое относительно повышение модуля к Курильским островам, видимо, связано с обогащенностью осадка вулканогенным материалом.

Полученные нами значения модуля близки к литературным данным для осадков морских бассейнов и средним значениям этих данных (≈ 20) для глинистых образований континентальных платформ [Лисицын, 1978].

Величины кремневого модуля, как и титанового, тоже в значительной степени зависят от интенсивности химического выветривания на водосборе и гальмиролиза в водоеме. Увеличивается он от глинистых к песчаным образованиям — в сторону суши. В пределах изученной части бассейна этот коэффициент изменяется постепенно (см. таблицу), увеличиваясь к берегам Сахалина и Курильских островов. Это связано как с погрублением материала в этом направлении, так и с увеличением содержания в прибрежных осадках аморфного кремнезема (в основном органогенного). Следует отметить, что в осадках одного гранулометрического типа (алевритово-глинистый ил) у берегов Сахалина содержание аморфного SiO_2 увеличивается с юга на север от 0,3 до 18,17%. В осадках станции 77 содержание аморфного кремнезема достигает 50%. Значение кремневого модуля в связи с этим повышено.

Определенное количество аморфной кремнекислоты может выделяться и при разложении вулканических стекол, при трансформации монтмориллонитов. Однако в изучаемых осадках вулканическое стекло обычно сохраняется (оно более стойкое, чем остатки организмов).

Значение железо-марганцевого модуля невелико и колеблется от 5,02 до 16,59 (см. таблицу). Возрастает модуль к периферии бассейна, особенно к Курильским островам. Полученные нами данные близки к литературным [Страхов, 1974], по которым модуль составляет 10–13, крайние откло-

ЗНАЧЕНИЕ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ КОЭФФИЦИЕНТОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ
(0 - 15 см)

Стан- ция	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{TiO}_2}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Ti}}$	$\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+}}$	$\frac{\text{MnO}}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{CaO}}{\text{MgO}}$	Гранулометрический тип осадков (ил)
1	20,76	5,83	9,96	2,53	0,018	0,325	Алевритово-глинистый
3	18,64	6,21	8,52	2,36	0,017	0,741	"
6	26,23	3,79	9,73	1,51	0,053	0,407	"
62	24,16	4,15	7,62	1,99	0,088	0,520	Глинистый
66	13,66	3,12	8,85	2,13	0,019	0,773	Алеврит крупный
67	15,61	3,59	7,16	2,54	0,074	2,185	Мелкоалевритовый
68	24,13	5,56	5,58	2,10	0,047	2,379	Алевритово-глинистый
69	22,71	3,19	6,14	2,13	0,026	0,939	"
70	22,43	5,31	6,93	2,89	0,060	0,513	Мелкоалевритовый
71	19,29	7,18	9,49	2,79	0,026	0,611	Глинистый
72	26,40	7,51	5,11	8,18	0,027	0,514	"
73	21,60	5,92	8,14	6,10	0,040	1,420	"
74	14,53	6,89	7,73	2,74	0,031	4,454	"
76	15,23	4,47	7,15	2,25	0,041	2,525	"
77	17,81	11,36	10,16	2,29	0,052	1,971	"
110	15,61	6,03	5,02	2,25	0,029	0,493	Алеврит крупный
114	21,29	5,67	9,57	2,11	0,019	1,179	Мелкоалевритовый
116	20,19	5,70	5,13	1,60	0,034	1,508	"
118	21,52	6,86	10,45	2,50	0,019	1,109	"
120	23,46	5,52	7,12	2,75	0,052	3,736	"
122	19,30	5,60	6,89	1,51	0,029	1,295	Алевритово-глинистый
123	16,79	6,62	13,85	2,65	0,030	2,659	Мелкоалевритовый
126	15,21	7,84	8,65	2,79	0,032	0,972	"
130	19,30	5,17	9,14	2,89	0,040	1,382	"

нения 8-17. Такие низкие ¹ градации коэффициента (10-20) характерны для водоемов, лишенных проявлений вулканизма, или для бассейнов с вулканизмом взрывного типа андезитовой зоны (Охотское, Японское, Берингово море), а также для областей спокойного излияния океанических базальтов - северная часть Тихого океана [Страхов, 1974].

Для осадков поверхностного слоя станций 2, 5, 6, 66, 69, 71 характерно повышенное (по сравнению с нижележащими горизонтами) содержание марганца и железа, а отсюда и модуля вообще.

Накопление здесь названных элементов происходит [Страхов, 1974] вследствие перераспределения их при диагенезе, когда более подвижные двухвалентные формы восстановленных горизонтов мигрируют в поверхностный слой и окисляются, теряя подвижность и обогащая его.

Коэффициент обогащения Mn и Fe поверхностного слоя невелик (не превышает 2), что, видимо, отражает слабую интенсивность диагенетических процессов.

Существует однако мнение, что в осадках Охотского моря перераспределение марганца при окислительно-восстановительных процессах происходит очень интенсивно, и в окисленном слое концентрация марганца в 20-30 раз выше, чем в подстилающих восстановительных горизонтах [Остроумов, 1955].

Показателем интенсивности окислительной и восстановительной обстановки, возникающей при диагенезе осадков, является соотношение окисного и закисного железа [Марченко, 1965]. Окисный коэффициент (ОК) в поверхностном слое осадков южной части Охотского моря невелик, относительно постоянен (колеблется от 1 до 3). Такие значения свидетельствуют о слабоокислительной среде в осадке на начальных стадиях диагенеза. Наиболее низкие значения (до 2) приурочены к глинистым илам Курильской глубоководной впадины. Абсолютные значения коэффициента увеличиваются к периферии водоема, достигая 2;9. Несколько повышены (6-8) значения в осадках подводной возвышенности Академии Наук СССР. Видимо, это обусловлено значительной карбонатностью осадков, а для последних, по литературным данным [Марченко, 1965], значения коэффициента достигают 9.

По этой же схеме изменяется коэффициент MnO/MgO (см. таблицу), тоже характеризующий окислительно-восстановительный потенциал в осадке (при увеличении концентрации в последнем содержании углекислого магния условия становятся более восстановительными).

С осадками возвышенности Академии Наук СССР связаны и максимальные значения ($> 2 < 6$) показателя специфики карбонатности (CaO/MgO). Высокая карбонатность осадков этого участка обусловлена присутствием мелкораковинных организмов (преимущественно планктонных и бентосных фораминифер), вносимых из Тихого океана через Курильские проливы и распространяющихся в сторону северного окончания впадины Дрюгина [Саидова, 1957].

Среди карбонатных минералов, судя по конфигурации термических кривых, значительно превалирует кальцит; в небольшом количестве встречаются сидерит, родохрозит, энкерит (данные специального окрашивания).

Коэффициент CaO/MgO уменьшается от центра к периферийной части бассейна.

¹ Значение модуля > 25 , по Н.М.Страхову [1974], свидетельствует о присутствии в осадках эксгалтативных компонентов.

ВЫВОДЫ

Низкие значения титанового модуля в изучаемых осадках указывают на незначительное развитие процессов химического выветривания материнских пород на суше, первичных седиментационных частиц в самом водоеме. Постоянство коэффициента в пределах глубоководной Курильской котловины связано с устойчивым составом глинистой составляющей осадков (группа гидрослоды) и свидетельствует о постоянстве источников сноса и условий осадконакопления в этой части бассейна. Для осадков северного профиля модуль более изменчив, что обусловлено более сложным рельефом дна, активным гидродинамическим режимом.

На периферии изучаемого бассейна процесс терригенного осадконакопления дополняется влиянием биогенного и вулканогенного факторов.

Невысокое значение железомарганцевого модуля свидетельствует об отсутствии в осадках экзальтивных компонентов; для бассейна характерен вулканизм эксплозивного типа [Страхов, 1974].

Поверхностный слой характеризуется слабоокислительной средой в осадке; для отдельных станций в нем концентрируются такие элементы, как марганец, хром, никель, связанные с родохрозитом, лимонитом, хромитом, сидеритом.

ЛИТЕРАТУРА

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Марченко В.И. Значение окисного коэффициента для фациального анализа морских отложений. - Литол. и полезн. ископаемые, 1965, № 3, с. 125-138.

Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. - Геохимия, 1960, № 2, с. 149-164.

Остроумов Э.А. Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5, с. 82-88.

Саидова Х.М. О распределении фораминифер в толще осадков Охотского моря. - Докл. АН СССР, 1957, т.114, № 6, с. 1302-1305.

Страхов Н.М. Об экзальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. - Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 3, с. 20-37.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОСАДКОВ ПРОФИЛЯ НА ШИРОТЕ ПОС. ПОГРАНИЧНОЕ (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

При изучении донных осадков (мощностью до 3 м), поднятых прямоочными трубками, установлено, что литофации на этом участке последовательно сменяют друг друга в направлении от берега к центру бассейна (рис.1).

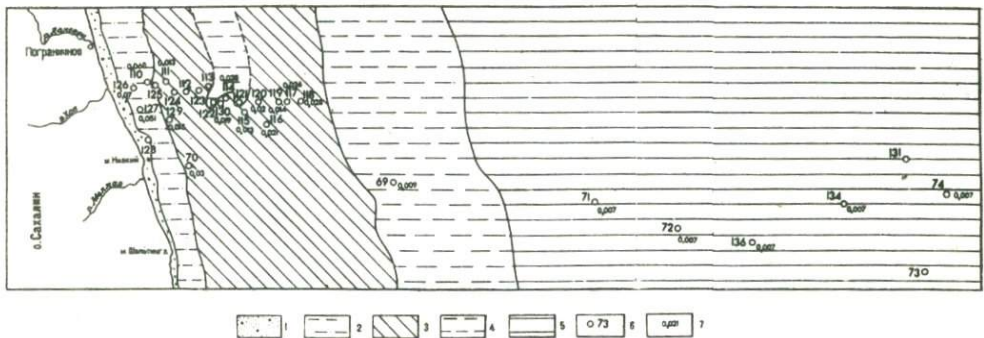


Рис. 1. Распределение типов донных осадков: 1 – галька и песок, 2 – крупный алеврит, 3 – мелкоалевритовый ил, 4 – алевритово-глинистый ил, 5 – глинистый ил, 6 – номер станции, 7 – средний размер зерен

Наблюдается усеченный набор гранулометрических типов, отсутствуют песчано-глинистые разновидности осадков.

Песчаные образования развиты узкой полосой, выклинивающейся в южном направлении к мысу Шельтинга. Осадки уплотненные, несупучие, серой и зеленовато-серой окраски. Они содержат остатки фауны моллюсков (*Ostrea sp.*) и обрывки растительных тканей. Соотношение слагающих осадки фракций отражено в табл. 1. Как видно, преобладают песчаная и крупная алевритовая размерности; значительна примесь мелкого алеврита и глины. Кроме того, содержится гравийно-галечный материал, представленный обломками андезитов, сланцев, кварцитов, песчаников и аргиллитов. Песчано-алевритовая фракция сложена теми же породами и минералами, поступающими при их разрушении (кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит, эпидот и др.). Глинистая фракция представлена гидрослюдами, хлоритом, монтмориллонитом.

Осадки фактически бескарбонатны.

Крупноалевритовые отложения развиты на более значительной площади. Они уплотнены, с включениями гравия и мелкой (до 2,5 см) гальки различной окатанности. Окраска осадков светло- и темно-серая, на отдельных участках с пятнами лимонита и гидротроилита. Иногда отмечается неясная тонкая слоистость, обусловленная ориентированным расположением зерен и растительного детрита. Встречаются остатки

Таблица 1

ПРЕДЕЛЫ ЗНАЧЕНИЙ (В ЧИСЛИТЕЛЕ) И СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ (В ЗНАМЕНАТЕЛЕ) ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ В ИЗУЧАЕМЫХ ОСАДКАХ (%)

Тип осадка	Кол-во образцов	Размерность, мм						
		0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,001	<0,001
Песок	2	<u>25,90-41,23</u>	<u>9,39-11,75</u>	<u>2,11-11,62</u>	<u>17,34-25,54</u>	<u>9,69-20,68</u>	<u>3,41-4,40</u>	<u>2,47-14,17</u>
		33,56	10,57	7,01	21,44	15,18	3,90	8,32
Крупный алеврит	12	<u>4,10-25,58</u>	<u>4,18-21,27</u>	<u>2,15-11,75</u>	<u>13,66-56,39</u>	<u>10,95-32,99</u>	<u>1,71-11,38</u>	<u>1,30-24,57</u>
		11,89	9,59	5,45	33,13	20,51	5,55	10,16
Мелкоалевритовый ил	247	<u>0,004-19,00</u>	<u>0,001-21,45</u>	<u>0,03-13,25</u>	<u>0,85-43,92</u>	<u>5,93-80,96</u>	<u>0,44-33,81</u>	<u>0,14-48,09</u>
		1,33	1,65	1,43	17,00	44,37	5,14	20,88
Алевритово-глинистый ил	63	<u>0,03-16,58</u>	<u>0,03-15,82</u>	<u>0,01-8,25</u>	<u>0,34-29,20</u>	<u>2,90-47,42</u>	<u>1,32-54,43</u>	<u>13,14-63,51</u>
		1,63	1,70	1,20	9,63	28,68	13,51	43,30
Глинистый ил	78	<u>0,01-5,03</u>	<u>0,01-6,37</u>	<u>0,02-2,36</u>	<u>0,04-18,1</u>	<u>2,30-26,25</u>	<u>1,14-79,70</u>	<u>3,55-79,56</u>
		0,37	0,51	0,53	3,63	12,31	23,35	60,56

фауны моллюсков плохой сохранности. Соотношение основных фракций варьирует в широких пределах (табл. 1), отсортированность — от слабой до значительной. Коэффициент сортировки (S_o) изменяется от 2 до 5 и более. Медианный размер зерен (Md) — от 0,02 до 0,07 мм.

Состав обломочной части полимиктовый, отражает состав пород, разрушаемых в пределах водосбора. В тяжелой подфракции преобладают минералы группы эпидота, роговая обманка, пироксены; в единичных зернах встречаются гранат, циркон, сфен и др. (табл. 2).

Осадки практически бескарбонатны, $CaCO_3$ содержится в количестве до 3%.

Мелкоалевритовые илы наиболее распространены по площади и разрезу (рис. 2) типов осадков. Например, до глубины 200 см ими представлены колонки станций 70 и 113, в других — они чередуются с крупными алевритами, алевритово-глинистыми и глинистыми илами. Осадки непластичные, мягкие и уплотненные, темно-серые и зеленовато-серые, с большим количеством гидротроилита. Содержат гравий и гальку размером до 2 см, остатки фауны *Yoldia*, обрывки растительных тканей.

Отсортированность слагающих зерен от значительной до слабой (S_o изменяется в пределах 3–5). В последнем случае велика примесь глинистого (до 50%) и мелкопесчаного (до 15%) материала, Md изменяется от 0,013 до 0,028 мм.

Тяжелая подфракция представлена роговыми обманками (39,9–48,6%), эпидотом (22,4–29,0%), пироксенами (1,7–14,1%); в небольшом количестве содержатся циркон, гранат, сфен, рутил и др. (табл. 2).

Карбонатность осадков увеличивается, но не превышает 5%.

Алевритово-глинистые илы в гранулометрическом спектре примерно равнозначны охарактеризованному выше типу осадков. Они широко развиты по площади, чередуются со смежными гранулометрическими разностями в колонках станций 72, 74, 113, 118 и 121.

Осадки уплотненные, но на отдельных участках — пластичной консистенции. Окраска серая с пятнами гидротроилита синевато-черного цвета. Последний иногда обуславливает неясную тонкую слоистость. Наблюдается нарушение грунта различными организмами (биотурбация). Текстуры мелко- и среднеихитовые (размеры 1–3 мм). Осадки включают гравий и мелкую (до 1 см) гальку сланцев, разрушенные раковины моллюсков.

Состав обломочной части и глинистой составляющей аналогичен таковому в охарактеризованных выше гранулометрических разностях.

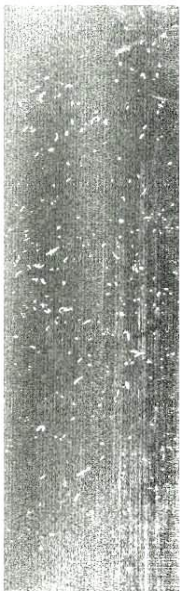
Глинистые илы — наиболее распространенный на изучаемой площади гранулометрический тип. В зависимости от содержания аморфного кремнезема и карбонатов они имеют различную консистенцию — от жидкой и вязкой до плотной. Встречаются обломки стеблей растений, раковины моллюсков и фораминифер, разномерные ходы илоедов (гиероглифы), гравий и мелкая галька сланцев светло- и темно-серого цвета. Осадки хорошо отсортированы; галька, видимо, поступила в осадок при ледовом или водорослевом разnose. Md изменяется от 0,006 до 0,007 мм. Осадки отдельных станций (например, 74) сильно известковистые (19–25% $CaCO_3$), что обусловлено присутствием раковин фораминифер. Существует мнение [Саидова, 1969], что в Охотском море фораминиферы вносились через Курильские проливы из Тихого океана и распространялись в сторону северного окончания впадины Дерюгина.

Соотношение осадкообразующих компонентов по данным химического

Продолжение табл. 2

Минерал	Станция											
	127	125	111	113	114	118	70	69	72	73	74	
Силлиманит	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Везувиян	-	0,2	0,3	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-
Хлорит	0,6	-	-	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-
Апатит	0,4	0,7	-	1,4	1,9	1,1	2,0	1,8	1,3	0,3	2,0	-
Хромшпинель	-	0,2	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2
Биотит	-	0,2	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-
Барит	-	0,2	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Прочерк обозначает - не обнаружено



(силикатного) анализа показано в табл. 3.

Среднее содержание глинозема от песчаных к глинистым разностям растёт соответственно от 10,86 до 13,48%. Для поверхностного слоя (0–15 см) площади развития песчано-алевритовых осадков значения колеблются в пределах 9,39–13,69%, не подчиняясь определенной закономерности¹ (табл. 4). Низкие абсолютные значения Al_2O_3 на площади распространения алевритово-глинистых и глинистых илов (7–8%) обусловлены значительной карбонатностью последних. Содержания $CaCO_3$ в них растёт к центру бассейна от 10 до 25%. При пересчете на бескарбонатное вещество концентрации Al_2O_3 выравниваются, не превышая 13% и попрежнему не подчиняясь определенной закономерности в распределении.

Относительно низкое содержание глинозема в осадках Охотского моря свидетельствует о слабом развитии процессов химического выветривания в пределах областей сноса и гальмиролиза – в самом бассейне. На это же указывает невысокое содержание TiO_2 , изменяющееся по гранулометрическому ряду от 0,47 до 0,64%.

Содержание кремнезема по гранулометрическим типам изменяется от 48,64 до 75,13%, увеличиваясь от глинистых к песчаным разностям. В поверхностном слое на участке распространения алевритово-песчаных отложений оно колеблется от 62,27 до 75,13%, увеличиваясь в общем в сторону суши. Относительно высокие содержания SiO_2 на этом участке объясняются тем, что до 15% из этого количества составляет аморфный кремнезём, продуцируемый зоо- и фитопланктоном (диатомовые, радиолярии и др.).

В поверхностном слое алевритово-глинистых и глинистых осадков, к центру бассейна, содержание аморфного кремнезема и абсолютные значения SiO_2 постепенно снижаются.

В этом направлении, как уже отмечалось выше, увеличивается карбонатность пород (соответственно увеличивается содержание CaO и MgO). Максимальные концентрации их связаны с алевритово-глинистыми и глинистыми разностями, но контролируются не гранулометрическим фактором, а размером раковин донных организмов.

Судя по термокривым карбонатов этого участка, $MgCO_3$, $MnCO_3$, $FeCO_3$ самостоятельных минералов не образуют, а входят изоморфно в состав низкомагнезиального кальцита.

Содержание K_2O постепенно увеличивается с уменьшением размерности частиц, что связано с увеличением содержания глинистой составляющей, а в последней – гидрослод. Наблюдается преобладание Na_2O над K_2O , что, видимо, связано с известковистостью осадков.

Общее содержание железа тоже постепенно возрастает к пелитовым осадкам и колеблется в пределах 5%.

Среди элементов железо-марганцевой группы по закономерностям распределения в ряду песок-алеврит-пелит намечается несколько групп. Содержание ванадия, хрома и титана уменьшается в этом направлении (табл. 5). Средние значения элементов колеблются в пределах кларковых величин и приводимых в литературе для осадков Охотского моря [Страхов, Нестерова, 1968].

¹ Исходя из литературных данных [Лисицын, 1958], можно было бы ожидать, что они будут повышаться с удалением от источников сноса.

Таблица 4
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ (0-15см) (%)

Стан- ция	Компонент														Сумма	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	S	H ₂ O		п.п.п.
110	70,97	0,75	11,77	2,41	1,29	0,07	2,38	1,15	2,91	2,53	0,13	-	0,01	0,07	4,20	100,64
113	66,50	0,39	11,81	3,34	1,16	0,04	1,97	2,34	3,56	2,75	0,06	-	0,27	1,32	5,07	100,58
114	67,04	0,45	11,83	2,90	1,37	0,04	2,07	2,44	3,49	2,85	0,06	-	0,25	1,30	4,43	100,52
115	66,34	0,26	12,55	1,16	3,24	0,09	1,47	1,60	3,41	2,74	0,04	-	0,16	1,42	5,63	100,11
116	68,36	0,59	11,81	1,84	1,15	0,04	1,16	1,75	3,76	2,63	0,16	-	0,15	0,82	5,39	99,62
117	70,69	0,54	11,06	2,00	1,12	0,04	0,64	1,93	3,11	3,07	0,12	0,17	0,17	0,74	4,58	99,98
118	67,95	0,46	9,90	3,41	1,36	0,04	2,08	2,30	3,23	2,14	0,01	0,12	0,26	1,34	5,35	99,95
119	68,82	0,46	10,87	2,01	1,37	0,03	2,26	2,01	3,80	2,03	0,01	0,26	0,10	1,19	4,68	100,50
120	64,80	0,50	11,73	2,59	0,94	0,03	0,57	2,13	3,10	2,40	0,25	0,08	0,20	4,73	5,77	99,82
121	65,58	0,54	10,92	4,27	0,40	0,04	1,95	1,81	3,34	2,55	0,09	0,06	0,12	3,29	5,21	100,17
122	63,82	0,59	11,39	2,43	1,60	0,04	1,95	2,41	2,96	2,38	0,15	0,10	0,43	3,67	5,52	100,44
123	62,26	0,56	9,39	6,92	0,80	0,04	1,32	3,51	3,09	2,47	0,15	0,51	0,21	3,83	5,40	100,47
125	63,00	0,44	13,65	4,70	1,35	0,04	1,59	1,74	3,89	2,30	0,12	-	0,23	1,47	6,06	100,58
126	75,13	0,38	9,58	2,39	0,86	0,04	1,22	1,21	2,72	2,58	0,07	-	0,05	0,82	2,75	99,80
129	63,89	0,52	11,58	3,13	1,07	0,05	1,52	2,11	4,04	2,77	0,08	-	0,05	2,02	6,68	99,51
130	63,71	0,42	12,31	2,81	0,97	0,06	1,50	2,08	4,16	2,53	0,07	-	0,08	2,65	6,73	100,08
70	63,23	0,53	11,89	3,59	0,70	0,16	2,65	1,36	3,61	1,90	0,24	-	0,18	3,82	5,96	99,82
71	65,61	0,37	7,14	2,57	0,92	0,02	1,14	2,43	4,65	1,48	0,04	-	0,54	3,20	10,40	100,51
72	59,5	0,30	7,92	5,73	0,70	0,07	1,72	2,45	8,08	1,2	следы	-	0,34	3,70	8,77	100,48
73	48,64	0,38	8,21	3,42	0,56	0,26	2,61	7,75	6,17	1,05	0,16	-	0,25	6,31	14,23	100,50
74	53,30	0,53	7,70	2,95	1,08	0,07	2,20	9,80	5,75	1,37	0,10	-	0,06	1,88	13,74	100,53
76	57,48	0,84	12,83	4,17	1,85	0,09	2,15	5,43	5,37	1,61	0,08	-	0,17	2,01	6,44	100,52

Концентрации никеля и меди отчетливо растут от песчаных к пелитовым разностям, немного превышая кларковые значения. Обычно по этой схеме распределяется и марганец. По нашим данным для него наблюдается два максимума: первый приходится на пески, второй — на глины.

Обогащенность поверхностного горизонта (0–15 см) марганцем и железом (для их накопления наиболее благоприятны окислительные условия) отмечается только для отдельных станций (71, 113, 118). В колонках станций 72, 73, 74 некоторые интервалы осадков обогащены никелем (0,0096–0,01%), медью (0,0097–0,016%), кобальтом (0,0026–0,0060%). Видимо, это связано с обогащением осадка вулканогенным материалом (рис. 2).

В ы в о д ы

Нестабильность значений средних размеров зерен и коэффициентов сортировки изучаемых осадков свидетельствует о неустойчивости динамики среды осадкообразования. Об изменчивости и условий седиментации говорит и отсутствие прямой корреляции содержания таких элементов, как медь и остаточный органический углерод.

Небольшое содержание хемогенно-биогенных компонентов в составе осадков указывает, что основную роль в их формировании играл терригенный фактор. Петрографический состав осадков отвечает составу разрушаемых пород питающих провинций суши. Отмечается уменьшение содержания эпидота и амфиболов, увеличение пироксенов и рудных минералов в направлении от берегов о-ва Сахалин к центру водоема (видимо, за счет обогащения вулканогенным материалом, поступающим с Курило-Камчатской дуги).

Постоянство состава образований по разрезу указывает на непрерывность осадкоаккумуляции, постоянство источников сноса и условий седиментации.

Элементы железо-марганцевой группы обнаруживают тесную связь содержания с изменением гранулометрии осадков, что свидетельствует о решающей роли механического фракционирования взвесей. Меньшее значение имели биогенный и физико-химический (коагуляция коллоидов железа и марганца и сорбирование на них и глинистых мицеллах микроэлементов) факторы.

Распределение элементов пестрое, с некоторыми чертами упорядоченности (переходная модификация). Железо, ванадий, титан дают наивысшие концентрации в песках. Кобальт распределяется более или менее равномерно по гранулометрическому спектру. Никель, медь прогрессивно накапливаются по мере утоньшения частиц, достигая максимума в глинистых илах. Марганец обнаруживает два максимума: один приходится на песчаные, второй — на глинистые разности.

Невысокие концентрации железа, титана, марганца указывают на значительную скорость осадконакопления (кратковременность нахождения частиц в зоне контакта грунт — вода).

ЛИТЕРАТУРА

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

Саидова Х.М. Закономерности распределения фораминифер в донных отложениях Охотского моря. - Тр. ИО АН СССР, 1960, т. 32, с.96-159.

Страхов Н.М., Нестерова И.Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений на примере Охотского моря. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 223-252.

ФОРМЫ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОХОТСКОГО МОРЯ

С охотоморского склона Курильской гряды в 21-м рейсе НИС "Пегас" подняты исключительно корковые образования, сформировавшиеся по гальке и обломкам пород, по кремнистым губкам и по поверхности донных отложений. Собственно конкреции отсутствуют, очевидно, вследствие высоких скоростей осадконакопления.

Большую часть поднятого драгированием материала (глубины 1200–2300 м) составляют кремнистые губки. Степень оруденения губок с поверхности и внутри различна и не зависит от их величины. Образования железа и марганца покрывают губки либо тончайшими пленками (станции 2126, 2129, 2132 на четвертичных вулканических породах), либо корками мощностью до 2 см (станции 2117, 2120, 2121, 2122 на породах мелового возраста)¹. Гладкие или бугристые, с наростами – ботридами – корки покрывают лишь верхние части губок, плавно переходя книзу в пленки и сажистые налеты. Сложены корки главным образом алевритово-глинистым материалом с хорошо или слабо выраженной слоистостью, образованной чередованием более или менее минерализованных прослоев, причем внутренние части корок темнее и плотнее внешних. Твердость сырых корок около 1 (по Моосу), по мере высыхания возрастает до 2–3.

Минерализованные гравийно-песчано-глинистые осадки и продукты выветривания вулканогенно-осадочных образований подняты с подводных гор (станции 2124, 2134, 2136) на глубине 1000–1800 м. Ориентировка кусков (верх – низ) определяется по остаткам фауны (мшанки, раковины и т.п.). Сверху осадки покрыты ржавой охристой коркой мощностью до 2 мм с ботридами, снизу развиты черные сажистые пленки.

Со склона экструзивного купола на глубине 600 м (станция 2110) подняты галька и обломки пород основного и среднего состава с тонкими ржавыми корками толщиной до 5 мм. На плоских гальках и обломках корки иногда кольцеобразные. Породы галек и обломков слабо ожелезнены по периферии.

Таким образом, по морфологическим признакам можно выделить три типа железо-марганцевых образований: 1-й – корки на оруденелых кремнистых губках, 2-й – корки на донных отложениях, 3-й – корки на гальке и обломках пород. Кроме того, следует отметить приуроченность морфологических типов к определенным интервалам глубин: 1-й – 1200–2300 м, 2-й – 1000–1800 м, 3-й – около 600 м.

Вещественный состав железо-марганцевых образований, по данным химического и спектрального полуколичественного анализов, выполненных в лаборатории СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, подвержен значительным колебаниям (см. таблицу). В сравнении с океанскими конкрециями и корками железо-марганцевые образования Охотского моря существенно обеднены рудной

¹ См. рис. 1 в ст. О.С. Корнева и др. в наст. сб.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ (вес. %)

Элемент	Тихий океан [по Н.С. Скорняковой, 1976]				Охотское море			
	Кол-во анализов	C max	C min	\bar{C}	Кол-во анализов	C max	C min	\bar{C}
Mn	573	42,3	0,47	17,8	18	28,57	5,54	15,85
Fe	573	33,17	0,60	11,83	18	29,08	1,54	9,80
Si	124	20,56	0,52	8,27	18	25,81	7,51	16,62
Al	124	7,93	0,48	3,27	18	8,04	2,08	4,78
Mg	92	2,40	0,42	1,76	18	5,75	0,42	2,73
Ca	124	12,6	0,63	1,98	18	4,01	0,14	1,68
Na	79	2,4	0,42	1,76	18	2,78	1,72	2,09
K	107	2,41	0,20	0,74	18	1,80	0,61	1,17
Ti	479	2,65	0,02	0,81	18	0,67	0,23	0,42
P	65	0,38	0,031	0,18	18	0,36	0,04	0,14
Ni	571	2,48	0,025	0,59	18	0,15	0,003	0,06
Cu	565	1,80	0,01	0,38	18	0,20	0,001	0,025
Co	565	2,53	0,0069	0,33	16	0,045	0,001	0,026
V	129	0,15	0,01	0,056	18	0,02	0,004	0,008
Pb	245	0,28	0,005	0,11	18	0,06	0,0008	0,02

составляющей: марганцем, никелем, медью, кобальтом.

Наличие восстановительной зоны почти по всему дну Охотского моря подтверждается как внешним видом поднятых образований, так и данными химического анализа. Окислительная зона маломощна и, очевидно, не превышает в осадках первых десятков сантиметров, причем с удалением от побережья мощность окислительной зоны увеличивается, а восстановительной уменьшается. Естественно, что поведение химических элементов в зонах существенно различно.

Ограниченный объем аналитического материала позволил лишь в общих чертах наметить распределение элементов по площади морского дна, между окислительной и восстановительной зонами, между внешними и внутренними частями корок.

Сопоставление содержания железа и марганца в разных типах железо-марганцевых образований Охотского моря показывает, что в них, как и в океанских образованиях, с удалением от побережья содержание марганца возрастает, а содержание железа падает (рис. 1). Соотношения между железом и марганцем характеризуются марганцевым модулем (Mn/Fe), величина которого в железо-марганцевых образованиях Охотского моря колеблется от 0,05 до 5,25. Значения модуля $Mn/Fe \geq 1$ характерны лишь для внутренних частей корок, что определенно указывает на перераспределение в них рудного вещества (рис. 2). В восстановительной зоне, где кроме гидроокислов осаждаются и сульфиды железа, значения модуля падают до 0,05. Таким образом, в железо-марганцевых образованиях Охотского моря у марганца преобладают литофильные, а у железа халькофильные свойства.

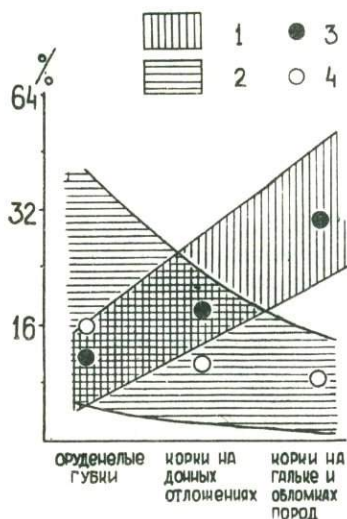


Рис. 1. Содержания железа и марганца в разных типах железо-марганцевых образований Охотского моря: 1 - содержания железа, 2 - содержания марганца, 3 - средние содержания железа, 4 - средние содержания марганца

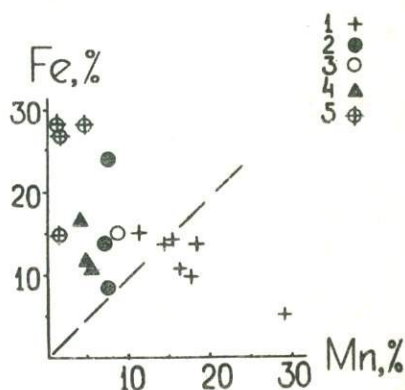


Рис. 2. Соотношения железа и марганца в железо-марганцевых образованиях Охотского моря: 1 - внутренние части корок, 2 - внешние части корок, 3 - осадки окисленной зоны, 4 - слаборуденелые губки, 5 - осадки восстановительной зоны

Распределение никеля, меди и кобальта определяется распределением марганца, что следует из представленных графиков (рис. 3, а, б, в), где максимальные содержания (никеля - 0,15%, меди - 0,2, кобальта - 0,015%) приурочены к внутренним частям корок. В восстановительной зоне, поскольку сера соединяется в первую очередь с железом, содержания этих металлов не превышает 0,001%. Следует отметить, что в слабообустроенных губках содержание кобальта сравнимо с содержанием его внутри корок (рис. 3, в). Наиболее четко различия в геохимии главных химических элементов железо-марганцевых образований выделяются при анализе геохимических спектров [Соловьев и др., 1978]. В спектре из 16 элементов можно выделить две группы: информативные - Fe, Mn, Ca, P, Ni, Cu, Co, Pb, Mo, четко реагирующие на изменение физико-химических условий, и неинформативные - Al, Na, Si, Mg, K, Ti, V, поведение которых более или менее стабильно в различной обстановке (рис. 4).

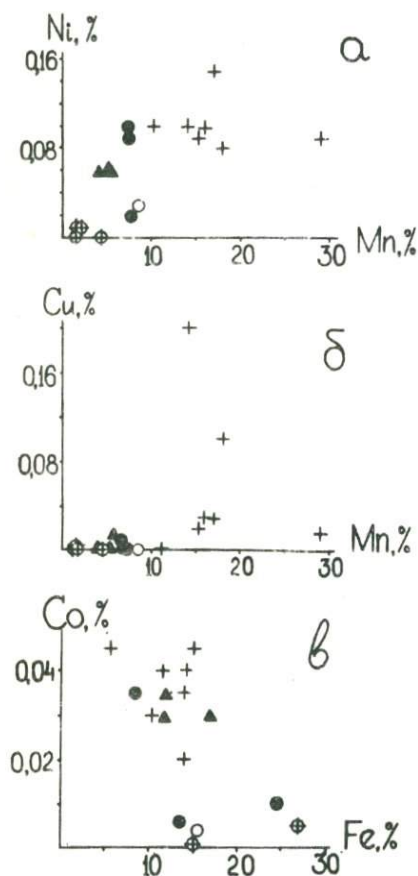


Рис. 3. Соотношения марганца и никеля (а), марганца и меди (б), кобальта и железа (в) в железо-марганцевых образованиях Охотского моря (усл. обозн. см. на рис. 2)

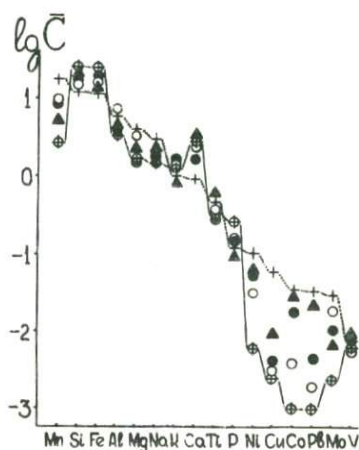


Рис. 4. Геохимические спектры железо-марганцевых образований Охотского моря (усл. обозн. см. на рис. 2)

Сопоставление геохимических спектров окислительной (внутренние части корок) и восстановительной зон показывает, что в окислительной зоне концентрируются Mn, Ni, Cu, Co, Pb, Mo , а в восстановительной — Fe, Ca, P . Повышение роли кальция и фосфора в восстановительной зоне обусловлено ее спецификой — органическим веществом. Окислительная зона представляет собой двойной накопительный геохимический барьер. С одной стороны, осаждение рудного вещества из морской воды на гравитационном барьере, с другой — осаждение при изменении миграционной способности на окислительном барьере.

По взаимному расположению геохимических спектров можно косвенно судить о степени окисленности железо-марганцевых образований. Положение спектров (рис. 4) показывает, что степень окисленности возрастает в ряду: осадки из восстановительной зоны → осадки из окислительной зоны → внешние части корок → слабоминерализованные губки → внутренние части корок.

Наличие такого рода постепенного перехода между резко окислительной и резко восстановительной обстановками указывает на неравновесность окислительно-восстановительных процессов, приводящую к вертикальным колебаниям границы между зонами. Для разделения окислительной и восстановительной зон по аналитическим данным применим показатель γ , отражающий степень геохимической близости сравниваемых объектов:

$$\gamma = \frac{Fe \cdot Si \cdot Ca \cdot P}{Co \cdot Ni \cdot Pb \cdot Cu}$$

Наибольшие значения показателя γ характерны для восстановительной зоны (восст. $\gamma = 4,8 \cdot 10^{12}$), а наименьшие — для окислительной зоны (окисл. $\gamma = 1,6 \cdot 10^5$).

Определив значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и рассчитав значения показателя γ в окислительной и восстановительной зонах и в некоторых промежуточных точках можно рассчитать зависимость между величинами Eh и γ . Это даст возможность определять окислительно-восстановительную обстановку по химическому составу.

ВЫВОДЫ

1. В Охотском море развиты исключительно корковые железо-марганцевые образования;
2. Железо-марганцевые образования Охотского моря формируются в сложной окислительно-восстановительной обстановке, на фоне высоких скоростей осадконакопления;
3. Никель, медь и кобальт сорбируются соединениями марганца и накапливаются во внутренних частях корок;
4. Рудная составляющая концентрируется в окислительной зоне (в основном во внутренних частях корок), а нерудная — в восстановительной зоне;
5. Окислительно-восстановительная обстановка может быть определена по химическому составу (показатель γ).

ЛИТЕРАТУРА

Соловьев А.П., Матвеев А.А., Ряховский В.М. Геохимические методы поисков рудных месторождений: Сб. задач. М.: Изд-во МГУ, 1978.

Скорнякова Н.С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана. - В кн.: Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. 191 с.

МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОЙ
ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ (21-Й РЕЙС НИС «ПЕГАС»)
(КРАТКОЕ СООБЩЕНИЕ)

В 1980 г. экспедицией СахКНИИ ДВНЦ АН СССР на НИС "Пегас" в результате драгирования дна на юге Охотского моря в пределах Курильской глубоководной котловины получен большой каменный материал изверженных и осадочных пород. В последних содержится значительное количество ископаемых остатков.¹

На станции 2138 подняты туфодиадомиты белого цвета, слаболитифицированные, с землистым изломом. Цемент глинисто-опаловый; глинистая примесь имеет микрочешуйчатое строение. Пирокластический материал алевроито-песчаной размерности, представлен обломками кристаллов плагиоклазов, кварца, пироксенов, роговой обманки, обломками эффузивов, кварцитов, единичными зернами цоизита и граната. Отмечены редкие округлые зерна глауконита травяно-зеленого цвета микроагрегатного строения с трещинами усыхания. В породе довольно много гиалокластов. Органогенная часть представлена остатками диатомей и спикулами губок различной сохранности. Количество органических остатков и пирокластического материала составляет около 50% от всей породы.

В туфодиадомитах отмечаются верхнемиоценовые представители диатомовых водорослей: *Hyalodiscus obsoletus*, *Thalassiosira zabelinae*, *Th. manifesta*, *Th. excentrica*, *Th. orientalis*, *Th. antiqua*, *Th. punctata*, *Th. marujamica*, *Th. tertia-ria*, *Th. gravida f. fossilis*, *Th. usatschevii*, *Denticula kamtschatica*, *Coscinodiscus marginatus*, *Melosira sulcata var. biseriata*, *Actinocyclus ingens*, *Arachnoidiscus eherenbergii*, *Actinocyclus undulatus*, *Dicladia cap-reolus*, *Thalassionema nithioides*, *Thalassiothrix longissima*, *Cocconeis antiqua*. В комплексе присутствуют также нижне-среднемиоценовые виды - *Synedra jouseana*, *Kisseleviella carina*, а также *Rouxia peragallii*, характерная для среднего и низов верхнего миоцена. Из микрофауны отмечен единичный вид *Martiniottiella bradyana*, встречающийся в курасийской свите Южного Сахалина, в миоценовых отложениях Японии. Комплекс диатомей имеет сходство с таковым, отмеченном в туфодиадомитах и глинистых алевролитах верхней части рыбаковской свиты².

¹ Определения выполнены в КТЭ "Сахалингеология" С.М.Орionoвой, Л.И.Митрофановой, А.Ф.Уваровой.

² Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов / Л.С.Жидкова, В.Е.Беве, А.П.Ильина, Л.В.Криштофович, Т.И.Неверова, В.О.Савицкий, Г.Н.Шереметьева. М.: Наука, 1972. 162 с.

На станциях 2133, 2120, 2103 были подняты песчаники коричневатосерые и серые, мелкозернистые, полимиктовые. Размер зерен от 0,15 до 0,2 мм, форма их угловатая, окатанная и полуокатанная, реже встречаются остроугольные обломки. Терригенный материал представлен обломками кварцита, плагиоклазами, глинистыми сланцами и в меньшем количестве обломками эффузивов и нацело хлоритизированных пород. Встречаются редкие зерна микроклина, единичные — граната, апатита, сфена, цоизита. Цемент глинистый, иногда пронизан гидроокислами марганца и железа, пленочного и порового типа.

В песчаниках всех трех станций отмечены единичные морские виды диатомовых водорослей: *Melosira sulcata* var. *biseriata*, *Actinocyclus ingens* и *Thalassiosira zabelinae*. Микрофауна встречена лишь в образце 2133, очень бедна по составу и плохой сохранности *Ammodiscus* sp., *Rhabdammina* sp.

Со станции 2105 (образцы 2105/1, 2105/2) поднято большое количество зеленовато-серой с синеватым оттенком уплотненной глины с крупными мергелистыми крепкими стяжениями в виде уплощенных угловатых глыб до 30–40 см в поперечнике при 5–8 см в толщине. На поверхности глыб видны следы и ходы камнеточцев и илоедов. Структура породы криптокристаллическая. В глинисто-карбонатной массе сравнительно равномерно распределены обломки алевро-песчаной размерности кварца, плагиоклазов, редких гналокластов. Отмечаются перекристаллизованные остатки диатомей и редкие фораминиферы хорошей сохранности.

Образец 2105/1 содержит смешанный комплекс диатомей. Наряду с верхнемиоцен-плиоценовыми видами *Thalassiosira zabelinae*, *Th. orientalis*, *Th. gravida* f. *fossilis*, *Denticula kamthatica*, *D. seminae*, в комплексе присутствуют *Actinocyclus ochotensis*, *A. oculatus* A. aff. *divisus*, *Rhizosolenia curvirostris*, *Porosira glacialis*, характерные для плейстоцена. Из микрофауны встречаются: *Euuvigerina* sp. 1, *E. sp. 2*, *E. sp. 3*, *Cassidulinoides* cf. *tenuis*, *Epistominella* cf. *pacifica*, *Nonionella* cf. *globosa*, *N. japonica*, *Elphidiella* sp., *Islandiella umbonata*, *I. excavata*.

В образце 2105/2 несколько другой состав микрофауны: *Retroelphidium* cf. *clavatum*, *R. hughesi*, *Islandiella* sp., *Globigerina* cf. *bulloides*, *Nonionella labradorica*, *Buliminella*. Здесь же встречены разнообразные по систематическому составу и хорошей сохранности мiosпоры. Споры составили 28,7%, в том числе *Sphagnum* (12%), *Polypodiaceae* gen. sp. (10,7), *Osmunda* sp. (5,3%). Постоянны споры зеленых мхов и лишайников. Голосеменные (21,3%) уступают покрытосеменным (50%). В группе голосеменных отмечены *Pinus*, *Picea*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Ginkgo*. В группе покрытосеменных — *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Celtis*, *Tilia*, *Fraxinus*.

Из трав и кустарников (8,7%) отмечены вересковые, осоковые, маревые, полынь; из прибрежноводных — рдест, водокрасовые. Отложения, вмещающие данный спорово-пыльцевой комплекс, можно отнести к плиоцену.

Таким образом, осадочные образования юга Охотского моря, по данным драгирования 21-го рейса НИС "Пегас", представлены тремя возрастными комплексами: верхнемиоцен-условно среднемиоценового возраста (станция 2138), верхнемиоценового возраста (станции 2133, 2120, 2103), плиоцен-плейстоценового возраста (станция 2105).

УДК 551.24:(265.3)

Основные черты тектоники Охотского моря. Гнибиденко Г.С., Хведчук И.И. - В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 3.

Центральная и северная части Охотского моря представляют собой эпимезозойскую платформу. Разновозрастный акустический фундамент представлен деформированными геосинклинальными комплексами, охватывающими стратиграфический диапазон от мела по докембрий. Слабодетформированный осадочный чехол нивелирует неровную поверхность акустического фундамента, и этот верхнепалеогеновый-неогеновый чехол выполняет систему структурно-седиментационных бассейнов.

Генеральные северо-западное и западно-восточное простирания тафрогенных горстов и грабенов акустического фундамента обусловлены растяжением и погружением блоков земной коры. Растяжение земной коры в направлении северо-восток - юго-запад и север-юг (по нормали к генеральным простираниям основных структурных элементов) в течение позднего палеогена - неогена не согласуется с моделью тектоники плит для этого региона.

Ил. 6, библ. 65.

УДК 551.24(265.53+265.546)

Некоторые вопросы палеогеографии и палеотектоники Охото-Северо-Япономорского региона. Журавлев А.В. - В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с.26.

Рассмотрены некоторые особенности палеогеографии и структурного развития Охотского моря и Татарского пролива в кайнозойское время. Выделены три стадии развития: ранне-, средне- и позднекайнозойская. Развитие региона в раннекайнозойское время остается неясным. В среднекайнозойское время в регионе преобладали глубоководные котловины и подводно-надводные хребты типа островных дуг с активным вулканизмом. В позднекайнозойское время развитие идет унаследованно - происходит сокращение площади бассейнов за счет воздымания Сахалина и Камчатки. Воздымание преобладает над прогибанием.

Ил. 3, библ. 18.

УДК 551.46:552.1(265.3)

Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС "Пегас" (21-й рейс). Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф., Жигулев В.В., Кичина Е.Н., Красный М.Л., Хомяков В.Д. - В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 36.

В осенний период 1980 г. выполнено геологическое драгирование на 31 результативных станциях, размещенных на северной и островной частях обрамления Курильской глубоководной котловины. Каменный материал представлен эффузивным, интрузивным, метаморфическим и осадочным комплексами пород. Сравнительный анализ драгированного материала с данными НСП

послужил основой для составления схемы геологического строения котловины.
Ил. 5, табл. 5, библи. 12.

УДК 553.982(571.64)

Формационный анализ кайнозойских отложений Северного Сахалина.
Занюков В.Н., Мельников О.А., Табояков А.Я. — В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 52.

На основе анализа состава и строения кайнозойских отложений, вскрытых глубокими скважинами, выделены характерные структурно-вещественные ассоциации горных пород (формации), объединенные в три мегаформации. Дается краткое описание формаций, сопровождаемое картами, схемами и разрезами. Установлено, что почти все известные на Северном Сахалине залежи нефти и газа приурочены к трем формациям, занимающим вполне определенное положение в вертикальном ряду формаций. Выделен эталон (тип) нефтегазоносной формации Северного Сахалина, который, возможно, окажется одним из наиболее перспективных в пределах всего Охотоморского региона. Сделано предположение, что вторым объектом поисков по аналогии с Окружным месторождением Сахалина окажется кремнистая алевролитно-аргиллитовая формация.

Ил. 4, табл. 1, библи. 12.

УДК 551.462 (265 + 571.64)

Геоморфология южной части Хоккайдо-Сахалинской подводной окраины.
Сваричевский А. С. — В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 65.

На основе структурно-геоморфологического анализа по данным сейсмоакустической геолокации дается генетическая интерпретация рельефа подводного основания Хоккайдо-Сахалинского поднятия в Охотском море. Установлено, что в основе рельефа находится интерференционная решетка наложенных друг на друга разновозрастных структурных планов трех генераций. Экзогенная составляющая морфогенеза представлена всевозможными видами аккумуляции и денудации, формирующих Хоккайдо-Сахалинскую континентальную террасу. Абразионное выравнивание ответственно за формирование шельфа на двух различных гипсометрических уровнях. Склон обусловлен деградацией континентальной террасы и разрушением ее внешнего края гравитационными процессами.

Ил. 3, библи. 20.

УДК 550.382.3:552.313(265.3)

Магнитная восприимчивость горных пород обрамления Курильской глубоководной котловины. Корнев О.С. — В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с.76.

Изучена магнитная восприимчивость горных пород, драгированных в 21-м рейсе НИС "Пегас". Отмечается высокая дифференцированность магнитной

восприимчивости вулканогенного комплекса; практически немагнитными являются осадочные образования. Обширная магнитная аномалия возвышенности Академии Наук СССР на основании данных капнометрии может быть аппроксимирована вулканогенными образованиями.

Ил. 1, библ. 2.

УДК 552.578.3:551.35(265.3)

Битумоиды осадков южной части Охотского моря. Тараканова Л.И., Грецкая Е.В., Шустов Л.Н. — В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 80.

Приводятся данные весового, люминисцентного и элементарного анализов хлороформных (ХБА) и спиртобензольных (СББА) битумоидов южной части Охотского моря. Повышенные содержания битумоидов (ХБА+СББА) отмечаются в осадках мелководных заливов, но в них преобладает СББА. В осадках континентального склона отношение ХБА/СББА составляет приблизительно 1. Полученные данные позволяют предполагать, что ОВ и битумоиды осадков континентального склона являются наиболее благоприятными для дальнейшего образования в них восстановительных компонентов.

Ил. 1, табл. 3, библ. 2.

УДК 550.4:551.35(265.3)

Изменение некоторых литохимических коэффициентов в донных осадках южной части Охотского моря. Захарова М.А. — В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 87.

На основе литохимических пересчетов данных химического анализа поверхностного слоя осадков южной части Охотского моря сделана попытка восстановить условия их седиментации. Постоянство полученных литохимических коэффициентов в пределах глубоководной Курильской впадины свидетельствует об их устойчивом режиме осадконакопления (постоянство областей сноса, низкая степень химического выветривания пород водосбора и седиментационных частиц в самом водоеме и др.).

На более северном участке изученной части бассейна (пос. Пограничный — о-в Уруп) условия накопления, судя по значениям коэффициентов, были более изменчивые (более сложный рельеф дна и гидродинамический режим водоема).

Ил. 1, табл. 1, библ. 6.

УДК 551.35(265.3)

Литолого-геохимическая характеристика донных осадков профиля на широте пос. Пограничное (Охотское море). Захарова М.А., Воронова В.А. — В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 92.

Выделены и охарактеризованы гранулометрические типы осадков, рассмотрено их распределение по площади и на глубину 3 м. Приведены данные об их минералогическом, химическом составе. Для большинства компо-

ментов характерен близкий к упорядоченному тип распределения.
Ил. 2, табл. 5, библ. 3.

УДК 553.3.551.35(265.3)

Формы железо-марганцевых образований Охотского моря. Орлов А.А. -
В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ
АН СССР, 1982, с. 101.

В Охотском море выделены три типа корковых железо-марганцевых образований, формирующихся в сложной физико-химической обстановке. Намечен характер распределения рудных элементов в окислительной и восстановительной зонах. В окислительной зоне концентрируются Mn, Ni, Cu, Co, а в восстановительной - Fe, Ca, P. Перераспределение рудного вещества в окисленной зоне приводит к обогащению им внутренних частей корок. Для разделения окислительной и восстановительной зон предложен показатель γ :

$$\gamma = \frac{Fe \cdot Si \cdot Ca \cdot P}{Ni \cdot Cu \cdot Co \cdot Pb} \cdot$$

Ил. 4, табл. 1, библ. 2.

УДК 552.51 + 56(118) (265.3)

Миоцен-плиоценовые отложения южной части Охотского моря (21-й рейс НИС "Пегас") (краткое сообщение). Шереметьева Г.Н., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. - В кн.: Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 107.

По данным спорово-пыльцевого, диатомового и микрофаунистического анализов выделены верхнемиоценовые и плиоценовые отложения в южной части Охотского моря. Дается литологическая характеристика этих отложений.
Библ. 1.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Гнибиденко Г. С., Хведчук И. И. Основные черты тектоники Охотского моря	3
Журавлев А. В. Некоторые вопросы палеогеографии и палеотектоники Охото-Северо-Япономорского региона	26
Корнев О. С., Неверов Ю. Л., Остапенко В. Ф., Жигулев В. В., Кичина Е. Н., Красный М. Л., Хомяков В. Д. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС "Пегас" (21-й рейс)	36
Занюков В. Н., Мельников О. А., Табояков А. Я. Формационный анализ кайнозойских отложений Северного Сахалина	52
Сваричевский А. С. Геоморфология южной части Хоккайдо-Сахалинской подводной окраины	65
Корнев О. С. Магнитная восприимчивость горных пород обрамления Курильской глубоководной котловины	76
Тараканова Л. И., Грецкая Е. В., Шустов Л. Н. Битумоиды осадков южной части Охотского моря	80
Захарова М. А. Изменение некоторых литохимических коэффициентов в донных осадках южной части Охотского моря	87
Захарова М. А., Воронова В. А. Литолого-геохимическая характеристика донных осадков профиля на широте пос. Пограничное (Охотское море)	92
Орлов А. А. Формы железо-марганцевых образований Охотского моря	101
Шереметьева Г. Н., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. Миоцен-плиоценовые отложения южной части Охотского моря (21-й рейс НИС "Пегас") (краткое сообщение)	107

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

Ответственный редактор Корнев О.С.
Литературный редактор Орловская Г.В.
Технический редактор Ткаченко Г.М.

Подписано в печать 21.06.1982 г. Заказ № 1315.
Формат 70x108/16. ВМ 00382. Объем 9 печ. листов,
11,9 учет. издат. листов. Тираж 350 экз. Цена 1р.70 коп.
Офсетный цех СахКНИИ
п. Новоалександровск

Опечатки к сборнику
 "Геологическое строение Охотоморского региона"

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
14	21 снизу	измерение	измеренные
16	10 сверху	представляющем	представляющим
21	13 снизу	отделяющем	отделяющего
26	17 сверху	аналоги	аналоги
53	рис. 1	месторождение	местоположение
	рис. 1,7	(АП №1)	(АП, №2)
	2 снизу	ограничены	ограниченны
54	2 снизу	(выше грубообломоч- ных пород)	выше грубообломочных пород
60	14 снизу	Некрасовское - 10	Некрасовское 1 10
76	1 снизу	$200 \cdot 10^{-6}$	$2000 \cdot 10^{-6}$
78	4 сверху	сходные	сходных
82	табл. 1	мелкоалевровый	мелкоалевритовый
	станция 66		
87	3 снизу	кремниевый	кремневый
91	13 сверху	экалятивных	эксгалятивных
94	12 сверху	(рис. 2) типов осадков	(рис. 2) из типов осадков

3734

Цена 1р. 70 коп.