

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНТИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ А. П. КАРПИНСКОГО» (ВСЕГЕИ)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ
НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «АЭРОГЕОЛОГИЯ»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)

Лист R-(55)—57 — Нижнеколымск

Объяснительная записка

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(55)—57 — Нижнеколымск. Охъянигельская залежка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 163 с. + 5 вкл. (АПГР России, ВСЕГЕИ, фГУПП «Аэрогеология»).

Оригинальные представления об основных особенностях геодинамического строения области, охватывающей территорию хребтов Улахан-Сис и Сур-Уята, Колымской и Приморской низменности, а также Алазейского плоскогорья на юго-западе и отрогов Северо-Аянского хребта — на юго-востоке. Дается систематизированное описание всех стратиграфических подразделений, отделяемых разрезы юго-западного магматизма, тектоники, геоморфологии, гидрологии, истории геологического развития и погодных и геокосмических параметров с позиций геотектоники и геологической гипотезы. Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией.

Табл. 11, табл. 17, список лит. 85 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Материалы по листу R-(55) — 57 — Нижнеколымск рассмотрены и рекомендованы в печать секции Госгеокарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 Главной редакции по геологическому картографированию МПР России.

Оригинальные представления об основных особенностях геодинамического строения области, охватывающей территорию хребтов Улахан-Сис и Сур-Уята, Колымской и Приморской низменности, а также Алазейского плоскогорья на юго-западе и отрогов Северо-Аянского хребта — на юго-востоке. Дается систематизированное описание всех стратиграфических подразделений, отделяемых разрезы юго-западного магматизма, тектоники, геоморфологии, гидрологии, истории геологического развития и погодных и геокосмических параметров с позиций геотектоники и геологической гипотезы. Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией.

Табл. 11, табл. 17, список лит. 85 назв.

Материалы по листу R-(55) — 57 — Нижнеколымск рассмотрены и рекомендованы в печать секции Госгеокарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 Главной редакции по геологическому картографированию МПР России.

Редакционная группа Главной редакции:
Г. Н. Шапошников (председатель), С. В. Егоров, К. Б. Ильин,
С. И. Стрельников, Н. С. Горин

Ответственные редакторы В. С. Шульгина, Д. К. Башлагин

Площадь листа R-(55)—57 охватывает территории Алдановского, Абыйского, Средне- и Нижнеколымского районов Республики Саха (Якутия) и на самом юго-востоке включает небольшие участки, относящиеся к Чукотскому автономному округу. Северо-восточная часть, составляющая не более четверти всей площади, приходится на акваторию Восточно-Сибирского моря и расположенные там Медvezh'ye острова. Рассматриваемая территория ограничена координатами 68—72° с. ш., 147—162° в. д., площадь ее составляет 255 563 км², из которых 56 250 км² — щельи.

Значительные (70 %) пространства заняты пизменностями, наиболее крупная из которых — Колымская, расположенная на юге региона. Широкую полосу низменностей вдоль побережий в литературе принято называть Приморской*. В западной половине Ильинский в лигроитном направлении простирается невысокая горная система, расходящаяся на два самостоятельных хребта: Улахан-Сис и Сур-Уята с высотами до 754 м. Их восточным окончанием служит кряж Сюрэх-Тас (максимальная абсолютная отметка 421 м). С севера к хр. Улахан-Сис примыкает Кондаковская возвышенность **, высоты которой не превышают 491 м. На юго-западе территории расположаются северные отроги Алазейского плоскогорья (максимальная абсолютная отметка 702 м), а на юго-востоке — северо-западные отроги Северо-Аянского хребта. Низменные участки сильно заболочены и изобилуют термокарстовыми озёрами. Речная сеть принадлежит к бассейнам Идингирек, Колымы и Алазей, впадающих в Восточно-Сибирское море. Индигирка и Колима на всей территории судоходны с конца мая по сентябрь.

Морские берега низкие, частично прямолинейные, аккумулятивные, реже — термоабразионные. Акватория Восточно-Сибирского моря, находящаяся в пределах листа, отвечает обширному участку мелководного шельфа, характеризующегося малой контрастностью рельефа.

Климат побережья морской арктической с отрицательными среднегодовыми температурами и высокой относительной влажностью воздуха. Среднегодовое количество осадков 150—170 мм, их максимум приходится на летние месяцы. Высота снежного покрова составляет в среднем 20—30 см. На юге и особенно на юго-западе территории в значительной степени определяется влияние континентальных воздушных масс, выражющееся в увеличении амплитуды колебаний сезонных температур, увеличении количества осадков холодного периода, повышенной влажности воздуха. Вся территория находится в зоне многолетней мерзлоты. Её северная часть покрыта тундровой растительностью, южная —

* На географической основе названия не указаны.
** По высотам отмечкам и морфологии отвечает плоскогорье.

© Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 2000

© Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ВСЕГЕИ), 2000

© Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие «Аэрогеология», 2000

© Коллектив авторов, 2000

© Санкт-Петербургский картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000

относится к зоне лесогуаны. Это уп提ные лиственничные редколесья, перелуплиющиеся на склонах возвышенностей с заросшими кедрового стланника.

Из-за своей труднодоступности территории освоена плохо. Дороги отсутствуют. Поселки расположены по крупным рекам — Индигирке, Колыме и Алазее, где сосредоточено почти все население; в межкурье находятся лишь отдельные стойбища оленеволов и редкие зимовья охотников. Районные центры Черский и Чокурдах имеют автосвязь с Якутском, они же являются пунктами для приема кораблей Севморпути.

Площадь листа характеризуется крайне неравномерной геологической изученностью. В условиях обширных заболоченных пространств основные геологические работы были изначально сосредоточены на относительно облаженных и более доступных участках правобережья Колымы и Иртыши, а также в пределах Алазейского плоскогорья.

Рекогносцировочные маршруты С. В. Обручева и В. Н. Сакса по рекам Колымы и Омолон (1929—1931 гг.) дали первые ценные сведения о географии, геологии и полезных ископаемых этой территории. В 30-е годы Всесоюзный Арктический институт продолжил проведение на правобережье р. Колымы и Алазейском плоскогорье геолого-рекогносцировочных работ масштаба 1 : 1 000 000 (В. А. Вакар, 1933—1934 гг.; А. И. Гусев, 1937 г.; В. М. Лазуркин, В. Н. Сакс, 1934—1936 гг.).

С 1940 г. планомерным геологическим изучением низовьев Иртыши и Колымы, наряду со Всесоюзным Арктическим институтом, начали заниматься Нижнеиндигирская и Нижекольмская экспедиции «Дальстроя». В 1940—1954 гг. в бассейне нижнего течения Колымы проведены геолого-съемочные работы масштаба 1 : 500 000 (И. П. Атласов, 1941 г.; К. М. Даахов, 1940 г.; Б. А. Снятов, 1943 г.; М. В. Гусаров, 1954 г.). На правобережье Иртыши, в пределах Алазейского и Колпаковского плоскогорий, Д. И. Калем (1946 г.), А. Г. Рудаковым (1948 г.), И. П. Шлыковым (1955 г.), И. Н. Карабинием (1955 г.) осуществлялись рекогносцировочные и площадные мелкомасштабные съемки, ориентированные в основном на поиски полезных ископаемых. С 1949 г. на территории хр. Улахан-Сис под руководством И. Я. Власова, С. А. Кондратьева, Г. И. Михеева, Д. М. Шантина начались среднемасштабные геологические и поисковые работы.

В середине 50-х годов эти работы были продолжены в системе экспедиций Янского и Северо-Восточного геологоразведочных управлений. На наиболее интересных и обнаженных участках правобережья Колымы, западных отрогов хр. Улахан-Сис, Алазейского плоскогорья были проведены геолого-съемочные, поисковые и тематические работы масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000 (А. П. Тельников, 1955 г.; М. А. Гусаров, 1954 г.; А. И. Серебряков, 1956 г.; Е. М. Шестеренкин, 1956, 1959 гг.; Г. А. Кобычева, 1959 г. и др.). На основе всего имеющегося геологического материала и специальных редакционных исследований (1956—1969 гг.) были подготовлены и в 1961 и 1964 гг. изданы Государственные геологические карты масштаба 1 : 1 000 000 (С. Ф. Бисэ и И. Р. Якупев — лист R-56, 57; С. Г. Элов и О. А. Иванов — лист R-54, 55).

Начавшееся во второй половине 60-х годов планомерное изучение геологического строения Северо-Востока Сибири в целях создания Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 почти не затронуло территорию. Исключение составили лишь крайний юго-запад, который был охвачен групповой геологической съемкой с последующим изданием карты (А. Г. Кал, 1989 г.). На остальной площади были с успехом применен новый вид работ — аэрофотогеология.

Широкое развитие на территории разнообразных по составу и строению кайнозойских образований обусловило большой объем тематических работ, посвященных вопросам генезиса и возраста этих отложений. Значительный вклад в комплексное палеонтолого-стратиграфическое изучение кайнозоя этих районов внесли А. В. Шер (1971—1985 гг.), Ю. А. Лаврушин (1963 г.), А. А. Архангелов (1982—1987 гг.), И. Р. Плахт (1985—1987 гг.), С. Ф. Колесников (1982—1986 гг.), Т. Н. Каплина (1972—1982 гг.). Исследования четвертичных отложений являются предметом многих работ О. В. Гриненко и Л. П. Жариковой (1982—1998 гг.).

Последние десятилетия существенно дополнили представления о геологическом строении района. Было проведено геологическое картирование шельфа и Медvezh'их островов (Калинчев, 1986 г.; И. Р. Плахт, 1986—1987 гг.; С. Ф. Колесников, 1986 г.). В геологической практике стали использоваться материалы космических съемок, позволяющие выявить и подчеркнуть главные региональные особенности строения территории. На основе этих материалов почти для всей площади листа была составлена космофотогеологическая карта масштаба 1 : 500 000 (Б. Н. Аулов и др., 1988, 1991 гг.).

Полученные новые данные, а также интерпретации имеющихся геофизических материалов в значительной степени поколебали старые представления о тектоническом строении региона, базирующиеся на геосинклинальной концепции и рассматривающие структуры Верхояно-Чукотской складчатой системы в качестве обрамления «Колымского срединного массива» (Н. А. Богданов, 1963 г.; К. Б. Мокшаниев, 1971, 1974 гг.; Г. С. Гусев, 1979 г. и др.) либо как миогеосинклинальный комплекс, сопряженный с эвгеосинклинальной системой, в которую включалась и Алазейская область (И. М. Русаков, 1969 г.; В. М. Мерзляков, 1977 г.). В последние годы многие исследователи (Л. М. Нагапов, 1977, 1990 гг.; Л. М. Парфенов, 1984 г. и др.), в том числе и авторы настоящей работы приняли за основу в понимании истории развития региона концепцию тектоники литосферных плит, рассматривавшую территорию листа в качестве сложного сочетания геологических структур различной природы и строения.

Комплект Государственных геологических карт листа R-55—57 — Нижеколымск масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительная записка составлены в ГНПП «Аэрогеология» в основном по материалам геологических карт

* В процессе подготовки настоящей записи в 1997 г. были изданы три новых листа Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000, составленные на основе данной работы. К сожалению, приведенные в ней сведения не дают достаточных оснований для установления состава и возраста петрографических стратиграфических подразделений, а также для уточнения их соотношений и положения в разрезе. В работе не учтены материалы, полученные на этой же и соседних с запада территориях Г. С. Сониным, которые представляются в значительной мере более доказательными и во многом совпадают с личными наблюдениями авторов.

масштаба 1 : 200 000; использованы также личные наблюдения Б. Н. Аулова, Г. В. Иванченко, М. Н. Погашовой, полученные в процессе проведения КФГК-500.

Геологические контуры по западной рамке с Госгеокартой листа R-53—(55) — Депутатский и по южной — листов Q-54, 55 — Холм и Q-56, 57 — Средискольмск согласованы полностью. Несбалка по восточной рамке — лист R-58—(60) — Билибино связана с появлением новых данных по геологии пограничных районов [56]. Северная рамка свободна.

СТРАТИГРАФИЯ

Рассматриваемая территория представляет собой сложную мозаику, составленную из обломков двух континентальных плит, многочисленных островодуковых сооружений, океанической коры. Каждая из частей имеет свою специфическую историю и предопределенный ею набор осадков. Начиная с позднего силура и поныне здесь оставили свой след различные геологические процессы, характеризующие условия пассивной и активной континентальных окраин, существующие о проявлении рифтогенеза и котлизии. Современное взаиморасположение всех этих частей, ранее порой в весьма значительной степени удаленных друг от друга, сложилось только к концу раннего мела. Впоследствии началось формирование мощного чехла рыхлых образований, скрывших большую часть докайнозойского основания. В связи с этим структурно-формационное районирование проведено не только с учетом состава, мощности, возраста и условий образования обнажающихся на территории коренных отложений, от которых в пределах отдельных зон сохранились только непредставительные фрагменты, но и с привлечением геофизических данных, а также материалов по районированию сопредельных территорий, где эти отложения вскрыты в более полном объеме.

В пределах листа выделяются пять структурно-формационных областей, ограниченных историей развития района до позднего мела (валангина): Новосибирско-Чукотская, Ляховско-Южноанайская, Святогорско-Олойская, Черко-Полоусенская и Алазейская. В соответствии с неоднородностью внутреннего строения они подразделены на формационные зоны (рис. 1). Меловые вулканогенные, терригенно-вулканогенные и кайнозойские полигенетические образования азовильны и установлены во всех выделенных областях.

Новосибирско-Чукотская область занимает северо-восточную треть изученной площади. Большая ее часть скрыта под водами Восточно-Сибирского моря. Область подразделена на две формационные зоны: Погыденскую и Мало-Анайскую. В пределах Погыденской зоны, занимающей прибрежные районы, вскрываются фрагменты мощных флишиодных триасовых комплексов, накапливавшихся на мелководном шельфе и, возможно, на склоне пассивной континентальной окраины. Мало-Анайская зона представлена терригенно-вулканогенными толщами, образование которых протекало в условиях позднегорского островодуктного бассейна.

Ляховско-Южноанайская область на территории листа представлена Южно-Анайской формационной зоной, на юге которой известны единичные выходы терригенных пород валанжинской толщи, интерпретируемой в качестве образованной остаточного океанического бассейна.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ

МЭДВЕДЬ

ОВА

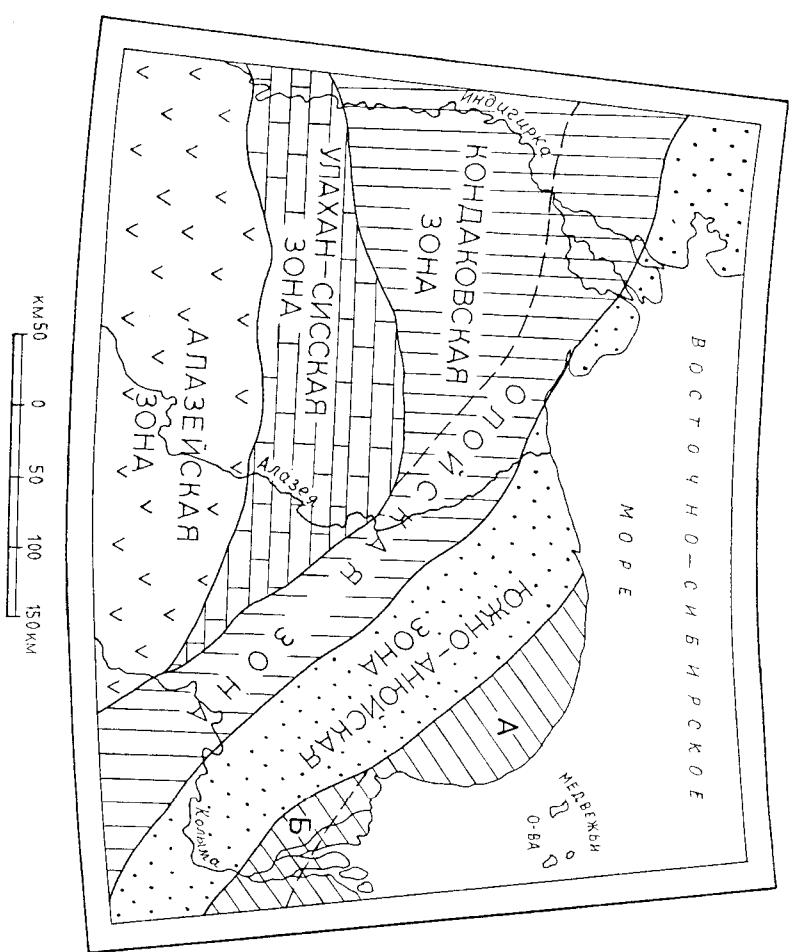


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования (для ломеловых периодов).

1—5 — структурно-формационные области: 1 — Новосибирско-Чукотская, 2 — Яхокско-Охотояпская, 3 — Святонаско-Олойская, 4 — Чирко-Полоусенская, 5 — Алазейская, 6 — границы структурно-формационных областей; 7 — границы формационных зон. А—Б — формационные зоны: А — Потынденская, Б — Мано-Анийская.

Святонаско-Олойская структурно-формационная область занимает значительную часть рассматриваемой территории, пересекая ее широкой полосой с северо-запада на юго-восток, и включает в себя две зоны: Кондаковскую, являющуюся непосредственным продолжением расположенной к западу Северо-Полоусенской зоны [38], и Олойскую, большая часть площади которой скрыта под чехлом рыхлых кайнозойских осадков. Кондаковскую зону характеризует мощный непрерывный комплекс средне-верхнегорских терригенных флюшоидных образований тальвого бассейна, содержащих в верхних частях значительные количества туфогенной примеси. В строении Олойской зоны, протягивающейся в юго-восточном направлении Святонасскую зону [83], принимают участие верхнетриасовый и верхнегорский островодужные вулканогенно-терригенные комплексы.

Чирко-Полоусенской области в изученном регионе отвечает Улаханская зона, протягивающаяся в широтном направлении в центральной части острова. В ее строении принимают участие мощные карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные комплексы от верхнетриасовых до верхнетриасовых, отлагавшиеся на склоне пассивной континентальной окраины. Терригенно-вулканогенные толщи средней—верхней юры, перекрывающие эти образования, формировались в условиях островных дуг и сопряженных с ними бассейнов. Важнейшей четвой, отличающей Улахан-Сисскую зону от других частей Чирко-Полоусенской области, является олистоостромовой характер низов вулканогенно-терригенного мезозойского комплекса, а также то, что отложения среднего—верхнего карбона, перми и триаса присутствуют здесь только в качестве олистоэлитов в составе батской олистоостромы и не известны в автохтонном занятии*. Алазейская структурно-формационная область занимает южную часть территории. Для нее характерен широкий возрастной интервал слагающих комплексов и присутствие в разрезе многочисленных несогласий и перерывов. Нижнюю часть составляют породы верхнего девона—нижнего карбона — фрагменты океанического чехла и вулканогенно-терригенные островодужные комплексы нижнего карбона и перми. На них с угловым несогласием залегают сформировавшиеся в условиях межбассейнов тuffогенно-терригенные отложения байос-позднеюрского возраста.

Раннемеловые вулканические покровы, широко распространенные по всей территории и имеющие единую коллизионную природу, сформировались в момент спаивания всех существовавших ранее разнородных элементов в единое целое и в пределах всех зон несогласно перекрывают осадки самого разнообразного генезиса и возраста. В Алазейской, Улахан-Сисской и Кондаковской формационных зонах присутствуют поля ранне-позднемеловых и позднемеловых вулканитов, также дискордантно напложенные на все более древние структуры. Их образование связано с Ниркениндильтской рифтовой зоной.

Кайнозойские полигенетические рыхлые отложения слагают компенсированые неотектонические прогибы на севере и юге территории и выполняют межгорные депрессии в пределах положительных неоструктур. Для них характерны стоковые ряды генетических терригенных, включая угленосные, формаций и вскрытые параллельными скважинами в нижнем течении р. Колыма.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнесилурейские отложения (S_2) являются самыми древними образованиями на рассматриваемой территории и известны только в Улаханско-Сиской зоне. Они вскрываются на трех небольших участках в бассейнах рек Арг-Юрях, Нанчан, Балыктах. На двух первых — отложения согласно перекрываются известняками, содержащими остатки раннетюховских кораллов. Верхнесилурскую толщу слагают карбонатные и терригенно-карбонатные шельфовые отложения, представленные серыми массивными известняками с прослоями

* Сведения о каменноугольных, пермских и триасовых отложений приводятся при описании багрового яруса.

доломитов и известково-глинистых сланцев, количество которых возрастает к верхам разреза. Их мощность достигает 750—800 м. В известняках встречены редкие остатки строматопоридей *Plexodictyon sayaliense* (R i a b.), *Paramphipora sokolovi* (R i a b.), *P. dolorovi* K h r o m. и брахиопод *Harpidium insignis* K i r k., *Atrypella phace* (S u l t e r), *A. schei* (H o l t.), *Callarathyrus canaliculata* (W e n j u k.), свидетельствующих о позднесиурийском возрасте вмешаний отложений.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения, распространенные лишь в Улахан-Сисской зоне, представлены в значительно большем объеме, чем образования других палеозойских систем. Это шельфовые карбонатные и терригенно-карбонатные отложения всех трех отделов девона общей мощностью около 3 км. Отложения центральной части зоны достаточно детально изучены в процессе проведения съемочных работ под руководством Г. С. Сонина (1976, 1983 гг.) и тематических исследований Т. С. Альховик, В. В. Баранова (1976 г.), В. Г. Хромых (1976 г.). Благодаря присутствию многочисленных органических остатков (строматопориды, кораллы, брахиоподы), свиты, выделенные в составе девонских отложений, имеют четкую возрастную характеристику и могут быть сопоставлены с конодонтовыми и брахиоподовыми зонами региональной стратиграфической шкалы. Девонские образования, известные на юге Улахан-Сисской зоны, плохо обнажены и недостаточно изучены. Ярусное членение отложений здесь отсутствует. По редким находкам органических остатков устанавлена лишь их принадлежность к одному из отделов систем.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего отдела девонской системы подразделены на две части: нижнюю — существенно карбонатную, охватывающую отложения локховского и пражского ярусов, и верхнюю — терригенно-карбонатную, отвечающую эмсскому ярусу. Выделяются также нерасчлененные нижнедевонские отложения.

Локховский и пражский ярусы (D_{1+2}) наиболее полно обнажаются в бассейнах рек Арга-Юрия и Нанчан и объединяют отложения двух свит: датинской и салырской. Они согласно замечаниям на верхнедевонских образованиях представлены серыми и темно-серыми мелкозернистыми массивными известняками, органогенно-ллитовыми известняками, переслаивающимися с редкими пластами более темных глинистых известняков и бурых слоистых доломитов.

Общая мощность достигает 800 м. Отложения богаты органическими остатками. Брахиоподы обильны, однако преобладают строматопоры и табуляты, образующие постройки биостромного и биогермного типов. Среди строматопор наиболее многочисленны *Clathrostroma umbellata* K h r o m., *Pachystylosroma digitalis* K h r o m., *Stromatopora foliosa* Y a v o r. Из табулят преобладают *Favosites admirabilis* D u b a t., *F. sociatis* S o k. et T e s., *F. multiplicatus* (D u b a t.), *Squamofavosites frequens* S m i r n., *Parastriatopora rizostickajae* D u b a t., *Yacutopora imitae* D u b a t., *Thamnopora nana* (T c h u d.), *Calcarpora multiforifera* D u b a t. Основную массу брахиопод составляют *Chonetes nikolaevi* B a g., *Howelliella prima* A l e k s., *H. mercurii* (G o s.), *H. pauciradiata* W a l t e., *Spina triga submala* (K n o d.), *Spinatypularia oklachomensis* A m s d e n., *Cyrtina pugnacens* K o z l., *Inaechia retrorsa* B a g. Установленные комплексы фауны позволяют

констатировать присутствие здесь отложений локховского и пражского ярусов в полном объеме и сопоставить их с одновозрастными образованиями соседних территорий: датинской свитой хр. Тас-Хаяхтах, исподнимской свитой Омулевских гор, железниковской и эльгенской свитами Среднего Приколымья, охватываемыми нижнюю частью нижнего девона.

Эмсский ярус (D_{1+2}). Отложения яруса наиболее полно обнажаются в изолированных выходах в бассейне р. Нанчан и объединяют две свиты: иелическую и иапчансскую. Нормальных стратиграфических контактов не установлено. Ярус спаивает серые массивные известняки, часто органогенно-ллитовые, известково-глинистые и углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями пещанистых известняков. Мощность отложений достигает 970 м. Органические остатки многочисленны и разнообразны. Строматопориды: *Striatopora concentrica* var. *colliculata* N i c h., *S. foliis* Y a v o r., *Amphipora taxeberforata* L e c., *Atelodictyon cylindricum solidum* K h r o m.; табуляты: *Favosites regularissimus* Y a n e t., *Pachystylosrites byssirovi* Y a n e t., *Squameofavosites behemicus* (P o c t a), *Striatopora abnormis* (M i r o n.), *St. ischichatschewi* P e e t z., *Thamnopora cylindrica* T c h e r n., *Alveolinella crassicaulis* D u b a t., *Grassialveolites krekovensis* D u b a t., *Coenites astomosus* D u b a t.; ругозы: *Hexagonaria ampullacea* S p a s. et K r a v t., *Dendrostrella trigemina* (Q u e n s t.), *Frechastrea russakovii* S p a s. et K r a v t., *Cyathophylloides sp.*, *Autacophyllum* sp.; брахиоподы: *Howelliella jacutica* A l e k s., *Nucleospira ventricosa* A l e k s., *Siliurus rhinchaeta* A l e k s., *Schizophoria nevadensis* M e r r i a m, *Trigoninrichia ventricosa* (A l e k s.), *Uncinulus dubrovensis* R o n., *Fimbispirifer pseudoconcininus* (N i k i f.), *Nucula spirra ventricosa* (H a l l).

Анализ фауны свидетельствует о присутствии на изученной территории всех биостратиграфических зон, выделяемых в составе эмсского яруса в рамках региональной стратиграфической схемы, за исключением низов конодонтовой зоны *dehicens* (табуляторов лона Subcladopora (?) автormis [48]), отвечающей основанию эмсского яруса.

Н е р а с ч л е н и л ь ь е отложения (D_2) известны в основном по эловильным и депозиальным высоткам в бассейнах Арга-Юрия и Балыктаха. Они представлены известняками с прослоями глинистых известняков и известково-глинистых сланцев ориентированной мощностью около 2 км. Немногочисленные органические остатки, хотя и указывают на раннедевонский возраст отложений, но не позволяют провести их более дробного стратиграфического расчленения.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

О т л о ж е н и я сре д н е г о д е в о н а (D_2) развиты в бассейнах рек Хаты-стах, Арга-Юрия, Нанчан. Они представлены толщей массивных светло-серых известняков, не имеющих нормальных стратиграфических контактов с подстилающими и перекрывающими образованиями. Многочисленные остатки кишечнополосных и редкие раковины брахиопод не дают возможности провести ярусное членение отложений, а лишь свидетельствуют об их среднедевонском возрасте.

Живетский ярус ($D_{2\frac{1}{2}}$) хорошо обнажен в верховых рек Арга-Юрия и Нанчан. Нормального стратиграфического контакта с более древними отложениями не имеет, согласно перекрывается песчанистыми известняками, содержащими остатки брахиопод франского облика. Живетские отложения представлены серыми массивными известняками, мощность которых достигает 300 м. Органиче-

ские остатки достаточно многочисленны. Строматопоры: *Clathrocoilona aperta* K h o m., *Amphipora rudiv Lec.*, *A. sprissa* Y a v o r., *A. littata* K h o m., *A. ramosa* (Phi l.), *Stachyodes gracilis* var. *kurnitskensis* Y a v o r.; Гобуляты: *Thamnopora nicholsoni* (F r e c h.), *Th. polyforata* (S chlottheim), *Scolicopora denticulata* D u b a t; брахиоподы: *Stringocephalus burini* D e f r., *Denticranella demeisi* (H o l - z a p f e l), *Chonetes solaria* R z o p. свидетельствуют о принадлежности этих отложений к региональной брахиоподовой зоне *Stringocephalus* и широко распространены в живетских отложениях всех сопредельных районов.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего девона представлены франским и фаменским ярусами, также выделяются нерасщепленные верхнедевонские образования. Комплексы органических остатков, хотя и позволяют датировать эти отложения, однако не дают возможности судить о полноте их стратиграфического объема.

Франский ярус (D_3f) обнажается в бассейнах р. Арга-Юрях. Он представлен серыми и буровато-серыми слоистыми, песчанистыми известняками с прослоями глинистых известняков (500 м), содержащими многочисленные ценофитумы строматопоридей *Amphipora angusta* Lec., *Actinostroma clathratum* N i c h., *Stachyodes costulata* Lec. Реже встречаются гобуляты *Syringopora volvensis* T c h e r g., *S. fragilis* S o k. и брахиоподы *Micostrophifer novosibiricus* (T o l l) и *Desquamatia* ex gr. *tenuisulcata* (W e n j u k.), свидетельствующие о франском возрасте отложений.

Фаменский ярус (D_{3fm}). Отложения яруса известны в единичном обособленном выходе в бассейне р. Нанчан. Нормальных стратиграфических контактов не имеют, представлены светло-серыми массивными известняками, мощность которых не превышает 200 м. Органические остатки редки: это строматопориды *Stachyodes tuberosa* У а в о г. и брахиоподы *Cyrtostrophifer archiaci* (M u r c h.), *C. tschernyschewi* K a l f., характерные для отложений фамена большинства районов Северо-Востока Сибири.

Н е р а с ч л е н е н н ы е отложения (D_3) распространены в бассейнах рек Хатыстах, Арга-Юрях, Нанчан. Нормальных стратиграфических контактов не имеют, представлены массивными и слоистыми известняками с прослоями песчанистых и глинистых известняков. Их мощность определяется ориентировочно в 230 м. Единичные находки раковин брахиопод позволяют отнести эти отложения к верхнедевонским.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН—НИЖНИЙ КАРБОН

В е р х н е д е в о н с к и е — н и ж н е к а м е н о у г о л ь н ы е отложения (D_3-C_1) присутствуют в единичном выходе на самом юге территории в пределах Алазейской формационной зоны под названием кенкельлинской свиты [43].

В ее составе здесь преобладают туфоалевролиты, пепловые туфы, кремнистые породы и вулканомиктовые песчаники мощностью около 1100 м. Возраст отложений принят условно на основании того, что южнее района они согласно перекрываются образованиеями, содержащими позднетурнейскую фауну [40].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

На территории известны образования только нижнего отела каменноугольной системы. Они занимают весьма незначительные площади в Улахан-Сисской и Алазейской формационных зонах. Их нижняя и верхняя границы тектонические; органические остатки отсутствуют либо непредставительны.

Н и ж н и й отдел (C_1) вскрывается в бассейнах рек Хатыстах и Арга-Юрях и представлен слоистой толщей, в которой глинистые и известковистые алевролиты чередуются с прослоями известняков и песчанистых известняков, содержащих обломки кораллов и брахиопод раннекаменноугольного облика [32, 47]. Мощность отложений от 500 до 700 м.

Х о п п и т с к а я свита (C_1hp) зафиксирована в единичном выходе на правобережье р. Алазея. Отложения представлены алевролитами, вулканомиктовыми и известковистыми песчаниками, мощность которых не превышает 750 м. Их возрастная принадлежность определяется находками позднетурнейских ранневизайских брахиопод и миоценов в аналогичных отложениях, вскрывавшихся к югу от рассматриваемой территории [40].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения представлены двумя отелями, однако пользуются в районе крайне незначительным распространением и известны только в Алазейской формационной зоне. Они плохо обнажены, лишены нормальных стратиграфических контактов, а также органических остатков и рассматриваются как образования пермской системы только по аналогии с сопредельными с юга территориями, где получили значительно более широкое развитие.

Н и ж н и й отдел (P_1). Отложения, относимые к этому отелю (алазейская свита), вскрываются на правобережье р. Алазея и представлены потоками риолитов, андезитов и базальтов, с прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников, ориентированной мощностью до 900 м.

В е р х н и й отдел (P_2). Верхнепермские отложения (кыллахская свита) с размытым залегают на образованиях нижней перми [43]. Это толща чередования туфоалевролитов, туфопесчаников, с туфами риолитов, андезитами и базальтами. Мощность верхнепермских отложений достигает 1000 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса развиты в восточной части рассматриваемого района и принимают участие в строении двух формационных зон: Погынденской, где они представлены почти в полном объеме, и Олойской, в которой известны лишь фрагменты норийских образований.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

К э п р е в е м с к а я свита (T_1-2kp) вскрывается на правобережье р. Колымы, в ее приустьевой части. Нормальных стратиграфических границ с подстилающими и перекрывающими отложениями не установлено. Разрез представлен песчаниками, алевролитами, филлитизированными углисто-глинистыми слан-

чами, переслаивающимися между собой в пачках мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 м. По данным Ю. М. Шипкина (1988 г.), в устье Колымы в составе свиты установлен пласт мелкогалечных конгломератов мощностью 3 м.

Галека в них составляет около 40 % породы и представлена алевролитами и песчаниками. Размер галек 2—3 см, заполнителем служит глинисто-алевритовый материал. Мощность отложений кэлэрвсемской свиты в районе не превышает 205 м. Органические остатки отсутствуют. Возраст свиты определяется на основании литологического сходства с отложениями, развитыми на соседней к востоку территории и содержащими раковины рапи-среднегрависовых двустворок [45, 46].

ВЕРХНИЙ ОГДЕЛ

Карнийский ярус (T_3k). Отложениями этого возраста сложено несколько тектонических блоков, расположенных в тех же районах, что и выходы кэлэрвсемской свиты. Это толща ритмичного чередования песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, имеющая флишиoidalный характер, с многочисленными кремнисто-карбонатными конкрециями и стяжениями марказита. Ее общая мощность достигает 1300 м. Возраст отложений ископаемыми остатками не подтвержден; карнийские галобии собраны в сходных по составу и строению образованиях, получивших более широкое развитие восточнее изученной территории [82].

Норийский ярус (T_3n). Образует незначительные выходы у южной границы района в бассейне р. Баеково. Он представлен аргиллитами, алевролитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками, общая мощность которых не превышает 300 м. Непосредственно к югу, за рамкой листа, к отложениям этого возраста отнесена мощная (2000 м) вулканогенно-осадочная толща, где существенную роль играют потоки базальтов, андезитов и их туфов [83]. В алевролитах присутствует комплекс двустворок *Monotis oshotica* Key., *M. usitiformis* Tell., *M. cf. Jakutica* Tell., характерный для отложений норийского яруса большинства районов Северо-Востока Сибири.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения горского возраста являются наиболее широко распространенными среди локально-зональных образований изученного района. Они характеризуются различным генезисом, составом и мощностью и установлены в четырех из пяти структурно-формационных областей (табл. 1). Степень стратиграфического разделения юрских образований различна; в Алазейской формационной зоне приурочено свитное членение; в терригенных, лигнитных органики толщах Кондаковской зоны, в некоторых случаях возможно расщепление лишь до отдельов; на большей части территории принят ярусное членение отложений, базирующееся на комплексах органических остатков, ведущую роль в которых играют двустворчатые моллюски.

СРЕДНИЙ ОГДЕЛ

Отложения средней юры установлены в трех формационных зонах. В Алазейской и Улахан-Сисской они хорошо изучены [3, 40, 77] и достаточно детально расчленены. Для Кондаковской зоны возможно только условное описание нижней части горской терригенной толщи к среднему отелю системы. Отложения келловейского яруса (в Улахан-Сисской зоне, возможно, и верхняя часть бата) в этих же трех зонах рассматриваются в составе стратиграфических подразделений, объединяющих образования среднего и верхнего отелов.

Батский ярус (J_2bu). занимает большую площадь в пределах Улахан-Сисской формационной зоны, слагая склонные хребты Улахан-Сис и Сурх-Уята, а также кряжа Сюрх-Тас. Кроме фаунистически окраинизованных отложений бата, к этому ярусу отнесена немая, аналогичная по составу терригеническая толща (чогоручская свита), показанная в предшествующих работах как нижняя толпа [77, 79].

В чистые олистолиты в батской толще рассматриваются также выделявшиеся ранее как самостоятельное картируемые подразделения образования нижнего карбона — верхней перми [58] и нижней — среднего и верхнего триаса [58, 74, 77]. Нижний контакт отложений батского яруса не установлен, вверху они согласно, с постепенным переходом перекрываются терригенно-вулканогенными образованиями средней — верхней юры.

Отложения бата представлены терригенной флишиoidalной толщей, содержащей на различных уровнях горизонты олистостромовых образований, количество которых уменьшается в северном направлении, так же как размерность входящих в их состав олистолитов. Флишиoidalной части батского комплекса свойствен широкий спектр литологических типов пород. Ее слагают глинистые и известково-глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, в верхней части нередко туфогенные, конгломераты и гравелиты. Толща характеризуется ритмичным чередованием преобладающих по объему тонкообломочных разностей и присутствием моногородных пластов и линзовидных прослоев гравелитов и конгломератов на юге, а в северных районах развития толщи — глинистых и известково-глинистых сланцев. Помимо на наличие в батских отложениях многообразных черт, по плоскости они различаются некоторыми деталями строения и гранулометрией пород, отражающими, по-видимому, существовавшую в бате палеотектоническую зональность. Так, на севере зоны в верховьях р. Шандрин и ее левых притоков они представлены главным образом двуслойными алевролитами аргиллитовыми и алевропеллит-аргиллитовыми ритмами, мощность которых 2—3, реже 5 см. Текстуры этих пород тонально-слоистые. В нижней части разреза среди ритмично-слоистых образований присутствуют моногородные простолы глинистых и известково-глинистых сланцев, мощность которых колеблется от первых (10×10 см) каркасобразные конкреции очень плотных слоистых известково-кремнистых тонкозернистых пород.

В ритмичных частях толщи отмечаются отдельные олистостромовые образования, мощность одного из которых в верховьях р. Шандрин достигает 80 м. Органические остатки ограничены редкими обломками митилодерматов плохой сохранности и находкой среднебатского * аммонита *Stanoscerphalites*. Встречаются также прослои, насыщенные следами жизнедеятельности многочисленных мелких илоедов.

* В соответствии с предлагаемым новым (бореальным зональным стандартом) (В. А. Захаров и др. // Геология и геофизика, 1997, № 5, т. 38) этот род характеризует верхнебайкальские отложения.

Таблица

средне-верхнєурських отложенній

Для южных склонов хребтов Улахан-Сис, Сур-Уяга и круга Сюрэх-Тас характерно другое строение батских образований. Глины несцеплены, здесь являются трехслойные (песчаник, алевролит, аргиллит), реже лиушенные (алевролит, аргиллит) ритмы. Мощности их колеблются от 2—8 см до 0,3—0,5 м. Нижние границы ритмов резкие, часто неровные, со складками разрывов и птероглифами. Переходы между элементами ритмов постепенные. Песчаники, составляющие нижние элементы ритмов, косо- или параллельносложчатые, нередко в них проявлена и градиционная стойчатость. Алевролиты чаще косослоистые, чешуйчатые, с многочисленными подводно-оползневыми текстурами. Характерными чертами батских отложений этих участков являются наличие в составе толщи моноитородных образований, представленных линзовидными прослоями гравелитов и контомеритов, мощность которых достигает нескольких десятков метров, а также присутствие в прослоях алевролитов обломков раковин двустворок.

Неотъемлемой частью батских отложений этого типа служат также олистостромовые образования, слагающие внутри флишoidalной толщи горизонты и линии, мощность и протяженность которых варьирует в широких пределах. Они представляют собой хаотические скопления песчаниковых и неокатанных обломков изменчивых форм и размеров (олистолитов), скементированных терригенным, реже карбонатно-терригенным материалом разнообразной окатанности, размерности и сортировки (матриксом). Строение олистостромовых образований различно: в одних случаях крупные олистолиты достаточно равномерно распределены в однородном матриксе, в других — более крупные соседствуют с множеством более мелких слабоокатанных обломков. Матрикс представлен главным образом глинистым либо алевро-песчаним материалом. Значительно реже встречаются случаи, когда матриксом олистостромы служат разногалечные конгломераты (левобережье р. Нанчан) и гравелиты (бассейн р. Арта-Юрях). В роли олистолитов выступают обломки карбонатных и терригенных пород, возраст которых колеблется от раннего девона до позднего триаса.

Наибольшее распространение получили карбонатные обломки и глыбы, крупнейшие из которых (до 4,5 км в длину и 1,2 км шириной) сосредоточены в бассейне р. Нанчан. Максимальное число крупных олистолитов терригенного состава установлено в верховых левых притоков р. Арга-Юрях, самой большой из них достигает длины 1,5 км [3]. Крупные тела, как правило, располагаются согласно напластованию вмещающих батских отложений. Многие олистолиты одержат фаунистические комплексы, позволяющие установить их возраст. Наибольшим распространением пользуются глыбы известняков и органогенно-территориальных известников, содержащих пачнегонские (пачнегонские) горизонты,

номиктовыми, реже полимиктовыми песчаниками, алевролитами, туфами андезитов, аргиллитами. Мощность отложений не превышает 400 м. За пределами площи в них присутствуют остатки двустворок, белемнитов, аммонитов, брахиопод, позволяющих определить возраст свиты как байос-батский [41].

Несравненные отложения (J_2) распространены только в Кондаковской фациальной зоне, где они вскрываются в ядре крупной антиклинальной структуры в верховьях р. Кеременсит. Нижний контакт толщи не установлен, ее породы согласно перекрываются существенно аргиллитовой пачкой, относимой к низам келловей-оксфордской толщи [49]. Среднегорские образования представлены серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, чередующимися с горизонтами серых и темно-серых кварц-полевошпатовых песчаников, содержащих прослои черных тонкоплитчатых аргиллитов. Общая мощность толщи достигает 1000 м. Возраст отложений устанавливается на основании лингвистического сходства с образованиями средней юры, описанными в пределах западного продолжения той же фациальной зоны, на склонах восточных отрогов Полоусного кряжа [38].

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОГДЕЛЫ

Средний—верхний отрезы (1₂—3) наиболее широко развиты в Улан-Чисской формационной зоне, где представленные терригенно-вулканической толпой они согласно застегают на отложениях батского яруса либо несогласно перекрывают более древние палеозойские комплексы. Кроме образований, относимых и ранее к средней—верхней горе, в чисто этих отложений включена толща аналогичного состава и строения, описанная Н. П. Задорожным (1985 г.) и В. К. Волковым (1996 г.) как нижнетюменская.

Средне-Верхнекорскую толщу слагают археизабазальты, андезиты, базальты, дациты, риолиты, риолиты, их туфы, туффиты, туфоалевролиты, алевролиты, известково-глинистые сланцы, пестранники, туфопесчаники, гравелиты, контламентарные, туфогравелиты, туфоконтглимераты. Она в достаточной степени подвержена фациальной изменчивости. В восточном направлении возрастает роль

притоков р. Шандрин в олистоцитах одного горизонта известны как оленеские, так и карнийские двустворки. В бассейне верхнего течения р. Балыктах рядом с обломками известняков, содержащими раковины раннепермских фораминифер, найдены глыбы известняка с обломками среднекаменноугольных брахиопод и глинистые известняки с конодонтами *Eotaphris bulgucki* (Groessens), *Gnathodus cinciformis* С о о р., *G. turgicus* Bis ch., принадлежащими к верхнетурецкой зоне *turgicus* (определения М. Х. Гагиева, 1991 г.).

Для южных склонов хребтов Улахан-Сис, Сур-Уяга и Крика Сюрэх-Тас характерно другое строение батских образований. Главным элементом здесь являются трехслойные (песчаник, алевролит, аргиллит), реже лучеподобные (алевролит, аргиллит) ритмы. Мощности их колеблются от 2—8 см до 0,3—0,5 м. Нижние границы ритмов резкие, часто неровные, со сложными размытами и гипсоглифами. Переходы между элементами ритмов постепенные. Песчаники, составляющие нижние элементы ритмов, косо- или параллельносложные, недорого в них проявлена и градационная слойчатость. Алевролиты чаще кососложные.

Соотношение остатков отложений изменяется от 2100 м на юго-западе до 1500 м на востоке и 2400 м на севере Улахан-Сисской зоны. В алевролитах флишевой части толщи встречены раковины двустворок *Myllocochlis vagr* (Kosch.), *M. cf. bullenensis* (Kosch.), *M. ex gr. rottestii* (Eichw.), *M. tuckovi* (Polub.) и белемнитидей, указывающих на возможность корреляции этих отложений с образованиями батского яруса других районов Северо-Востока Сибири.

днитовых известняков, содержащих рапиделонские (лопуховские) кораллы и брахиоподы (бассейн реки Нанан, Аргалайский Юрх). Реже в олистолитах, представленных известняками и глинистыми изве-
стниками, встречаются брахиоподы и фораминиферы, указывающие на камен-
ноугольный либо пермский возраст обломков (верховья р. Балыктах). Олистолиты
терригенного состава содержат комплексы двучастров из различных ярусов
нижнего и верхнего триаса (верховья правых верхних притоков р. Шандрын, южные склоны хр. Суор-Уята). Известны случаи совместного нахождения в пре-
делах одного олистоостромового горизонта олистолитов, породы которых вме-
шивают разновозрастные фаунистические комплексы. Так, в Междуречье Балык-
тах—Быя в одном и том же горизонте встречен известняк с раковинами брахиопода *Lenticulites variabilis* Ustr., характерными для кунгурского яруса ник-
ней перми, и обломки глинистых известняков, содержащих комплекс брахиопод среднекаменноугольного возраста; на восточном склоне Нанана и проходе

грубообломочных пород, вплоть до появления горизонтов конгломератов мощностью 50—60 м. Соотношение лавовых, пирокластических и терригенных компонентов толщи также варьирует как в разрезе, так и по простиранию. На западе зоны, в междууречье Балыктах—Тилек на песчаниках и туфопесчаниках бата со-гласно залегают пачки переслаивания (до 1,5 м) туфов и лав риолитов и риолитов с прослоями известково-глинистых сланцев и редкими маломощными пото-ками андезитов (160 м), сменяющиеся пачкой переслаивания андезибазальтов, дайлов и их туфов (180 м). Разрез завершается горизонтом андезибазальтов с редкими прослоями туфов андезитового и дацитового состава (240 м). Общая мощность средне-верхнегорских отложений в данном разрезе не превышает 900 м. Восточнее, на склонах хр. Суур-Уята, при сохранении тех же пропорций между терригенной и вулканогенной составляющими, резко увеличивается количество грубообломочного материала, сосредоточенного в нижней части толщи (170 м). Общая мощность отложений достигает здесь 1900 м. В непосред-ственной близости от разрезов этого типа, в бассейне р. Солдат, известны вы-ходы средне-верхнегорских образований существенно лавового состава. Нижняя часть (около 500 м) представлена андезитами с подчиненными прослоями их туфов, а верхняя (700 м) сложена потоками (70—80 м) риолитов, разделенными маломощными горизонтами туфоалевролитов. На востоке, на большей части кряжа Сюрэх-Тас средне-верхнегорские отложения представлены андезитами с подчиненными прослоями туфоалевролитов. На востоке, на большей части мощности не превышает 500 м.

В целом мощность средне-верхнегорских образований в пределах Улакан-Сисской формационной зоны колеблется от 500 м на юго-востоке до 900 м на западе и 1900 м на северо-востоке зоны. Органических остатков толща не со-держит. Ее нижняя граница определяется согласным залеганием горизонта на фационально охарактеризованных отложениях батского яруса. Верхний предел установить чрезвычайно сложно, единственным репером могут служить профили, изображающие ее позднегорские и раннемеловые гранитоиды, которые ограничивают возраст формирования толщи поздней горой.

А бы гы ла х с а я с в и т а (J_2 — $3ab$) известна в тектоническом блоке вблизи южной границы района в пределах Алазейской формационной зоны, где представлена своей верхней частью. На смежных с юга территориях отложения свиты рас-пространены значительно шире и полнее, они согласно залегают на горизонтах сред-нерегской южно-нижнегорской свиты либо со стратиграфическим несогласием на верхнепалеозойских образованиях. Верхнюю часть свиты слагают туфопесчаники, вулканомиктовые пещанники, пепловые туфы среднего состава и туффиры с линзами туфоконгломератов, содержащими остатки двусторок *Buchia biformis* R o u i l l . * В *rigosa-strata* (Ра v l.), *B. cf. mosquensis* (B u s h), характерных в основном для низов кимрийского яруса. Мощность отложений 240—250 м. Непосредственно к югу от рассматриваемой территории нижняя часть свиты оха-рактеризована комплексом келловейских двусторок, белемнитов, брахиопод, а верхняя — оксфорд-раннекимрийскими двустороками и брахиоподами [40], позволяющими рассматривать возраст свиты в пределах этого интervала **.

Средний отдел, келловейский ярус—верхний отдел, оксфордский ярус (J_3 — o) объединены в толщу, которая занимает весьма значительные площади в пределах Кондаковской фациальной зоны, протягиваясь широкой полосой северо-восточного простирания в центральной части одноименной возвышенности. Она согласно перекрывает отложения, относимые к нижней части средней юры, от которых резко отличается более тонким составом пород. Толща сложена темно-серыми и черными тонкослоистыми артиллитами с многочисленными неравномерно распределенными прослоями мелкозернистых кварц-полевошпатовых, реже полимиктовых песчаников общей мощностью до 600—700 м. Органиче-ских остатков толща не содержит, ее возраст определяется только по положению в разрезе между отложениями нижней части средней юры и вышеупомянутой фау-нистически охарактеризованной кимрийско-волгской толщей.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнегорские отложения присутствуют в большинстве выделенных структурно-формационных областей (табл. 1). Кроме особенностей состава и строения они существенно отличаются уровнем изученности и количеством обнаруженных в них органических остатков, что и определило детальность стратиграфиче-ского расчленения этих образований.

И к к и ю н я х с а я с в и т а (J_3 — k) распространена в Алазейской формаци-онной зоне, где ее отложения согласно залегают на породах абылылахской сви-ты. Она сложена туфоалевролитами, артиллитами, песчаниками известковисты-ми, вулканомиктовыми и туфогенными мощностью до 1180 м. Свита хорошо охарактеризована комплексами двусторок *Buchia rigosa* R o g a k ., *B. mosquensis* (B u s h), *B. cf. orbicularis* (H u a t), *B. aff. lindstroemi* (S o k.), *B. piocchii* (G a b b.), *B. fischeriana* (O g b.), *B. terebratuloides* (L a h.), определяющими ее воз-раст как поздний кимрийско-волгский.

Кимрийский ярус—нижнийпольярный ярус волжского яруса (J_3 — km — v) вы-делены в пределах Олойской формационной зоны, на правобережье р. Колыма и в бассейне р. Баеково, где их нижний контакт не вскрыт, а перекрывающимися яв-ляются средне-поздневолжские образования. Это небольшие по площади выхо-ды переслаивающихся туфопесчаников, артиллитов, туфоалевролитов, туфов среднего и основного состава с линзовидными прослоями туфоконгломератов и редкими маломощными (до 2 м) потоками базальтов. В туфопесчаниках встре-чаются линзы (5—10 см) каменного угля. Общая мощность отложений достигает 700 м. В песчаниках обнаружены раковины двусторок *Buchia mosquensis* (B u s h), *B. rigosa* (F i s c h.), *B. lindstroemi* (S o k.), *B. orbicularis* (H u a t), свиде-тельствующие о кимрийско-ранневолжском возрасте этих отложений.

Кимрийско-волжский ярус (J_3 — km — v). К отложениям этого возраста отнесена терригенно-вулканогенная толща, распространенная в пределах Мало-Ангийской формационной зоны, породы которой обнажаются в изолированных тектонических блоках на правобережье приступьюской части р. Колыма. Ведущую роль в строении толщи играют миндалекаменные базальты и андезибазальты. Подчиненное значение имеют простой туфопесчаников и туфоалевролитов, содер-жание обломков раковин двусторок *Buchia* of. *rigosa* (F i s c h.), *B. cf. mosquensis* (B u s h), *B. aff. orbicularis* (H u a t). Мощность отложений не превышает 600 м.

* В настоящее время этот вид вошел в синонимику вида *B. concentrica* (S o w.).

** В соответствии с «Бореальным зоальным стандартом» (В. А. Захаров и др. // Геология и геофи-зика, 1997, № 5, т. 38) принадлежащий комплекс двусторок позволяет расширить возраст Абылылахской свиты и рассматривать его как келловейско-кимрийский.

Обнаруженные органические остатки позволяют считать, что в пределах территории толща имеет кимеридж-волжский возраст.* [82].

Кимериджский и волжский ярусы ($J_3 km + v$) образуют единый комплекс в

Кондаковской формационной зоне, согласно прекрывающий келловей-

оксфордские образования и представленный песчаниками, в верхних частях не-

редко туфогенными и вулканомиктовыми, алевролитами, аргиллитами, туфо-

алевролитами, линзами каменных углей. Наиболее представительные выходы

пород этого комплекса известны в бассейне среднего течения р. Кермесиг, в

бассейнах рек Шандрин и Большая Эрча [49, 53]. Сводный схематический разрез

выглядит следующим образом: на аргиллитах, относимых к толще, объединяю-

щей келловейский и оксфордский ярусы, согласно западают: 1) пачка переслаи-

вания аргиллитов, алевролитов (от 0,2 до 1,0 м) и кварц-полевошпатовых мелко-

и среднезернистых песчаников с утилистым цементом и редкими линзовидными

прослоями (первые сантиметры) углей (600 м); 2) песчаники кварц-полево-

шпатовые либо вулканомиктовые с растительным детритом, содержащие редкие

невыдержаные тонкие (1—2 см) прослой алевролитов и аргиллитов.

В песчаниках единичные находки двустворок *Bucania tenuicostata* (Buch), *B. tenuistriata* (Lahusen), *B. biformis* Rouill (до 1000 м); 3) аргиллиты с линзовид-

но выклинивающимися прослоями (0,5—1,5 м) и пачками (до 20 м) алевроли-

тов и мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников (500—600 м);

4) песчаники вулканомиктовые и кварц-полевошпатовые с мелкими включениями

алевролитов и углисто-глинистым цементом, содержащие редкие прослои

туфогесчаников, алевролитов и туфоалевролитов. В алевролитах обрывки неоп-

ределимой обугленной флоры, в песчаниках двустворки *Bucania ex gr. tenuicostata* Buch, *B. Fischeriana* (Ogb.), *B. Lahuseni* (Pav.) (500 м); 5) песчаники полимик-

товые и вулканомиктовые с горизонтами (первые метры) туфогесчаников и ред-

кими маломощными (2—5 см) прослоями аргиллитов и алевролитов (до 1000 м).

Общая мощность комплекса 3700 м. Органические остатки характеризуют киме-

риджский и волжский ярусы в их полном объеме.

Волжский ярус, средний—верхний подярусы ($J_3 V_2-3$) выделены в Олой-ской формационной зоне в бассейне р. Баеково и известны под названием пе-

женской свиты. Отложения согласно залягают на кимеридж-никневолжской

толще, а на смежной с юга территории, где эти образования распространены

значительно шире, они в свою очередь перекрываются отложениями, относимы-

ми к верхней части верхневолжского подяруса [37]. Свиту слагают песчаники,

алевролиты и аргиллиты с линзами конгломератов, редкими покровами базаль-

тов и андезибазальтов, прослоями их туфов и туфитов. Общая мощность свиты

достигает 900 м. Южнее района в алевролитах присутствуют остатки флоры, по-

Химический и редкоэлементный состав средне-позднеюрских и ранне-позднемеловых, позднемеловых вулканогенных пород

Таблица 2

Ком- пон- ент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	52,5	61,78	64,4	76,2	47,58	52,19	52,4	54,35	55,55	58,89	58,8	51,57	57,9	52,68	58,96
TiO ₂	0,9	0,88	0,62	0,19	0,85	1,25	1,35	1,3	1,01	0,76	0,83	0,8	0,97	1,42	1
Al ₂ O ₃	15,52	17,1	15,55	14,64	11,18	16,26	15,65	17,33	15,12	16,16	15,05	15,91	17,2	18,21	13,8
FeO _{общ}	7,24	5,62	5,94	1,8	10,37	8,2	6,93	7,37	6,81	5,21	5,07	9,52	6,41	7,28	7,95
MgO	5,78	1,96	1,6	0,2	12,3	4,61	3,38	3,95	4,48	1,87	3,28	6,73	3,6	1,68	0,62
CaO	5,58	4,7	3,68	0,5	12,51	6,71	7,03	5,94	5,79	4,16	4,98	11,74	6,2	3,82	2,09
Na ₂ O	2,49	3,12	2,69	2,23	1,15	2,4	3,2	2,91	2,12	2,81	2,42	2,41	4	7,15	6,09
K ₂ O	2,85	2,58	2,36	4,28	0,66	4,55	3,26	4,38	6,4	6,13	6,25	—	—	4,02	5,22
K	—	2,4	—	4,6	0,8	4,6	2,8	4,3	5,2	7,4	4,9	—	—	3,34	4,33
Li	23	36	88	31	12	27	42	31	35	38	27	—	115	—	166
Rb	—	89	90	211	20	215	110	150	380	343	320	—	—	970	245
Cs	—	7,2	10	12,2	2,5	21	4	—	15	—	—	5	—	970	39
Nb	10	15	16	25,5	9	—	—	—	—	2920	870	—	75	200	22
Ba	700	—	1300	—	130	692	1040	—	—	—	3700	—	70	710	822
Sr	230	—	—	490	—	230	1115	600	—	870	907	650	—	710	18
Zr	210	85	440	75	84	410	580	600	—	390	815	420	—	210	20
Ni	35	7,9	5	4,4	43	8,2	41	2,2	3,4	32	6,4	26	—	50	16
Co	21	8	4	2	20	9,3	19	50	13	16	9	—	20	9	17
Cr	370	43	13	11	344	55	45	—	71	—	—	—	—	90	22
V	71	17	17	11	155	80	—	—	—	—	—	82	—	270	22

* «Внешний зональный стандарт» (В. А. Захаров и др. // Геология и геофизика, 1997, № 5, т. 38) определяет приведенный комплекс двустворок как кимеридж-раненбургский.

Окончание табл. 2

Ком- по- нент	Окончание табл. 2														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Sn	—	—	—	—	—	9,5	2	2,2	6	1,6	—	—	—	3	5
Y	—	—	27	—	—	18	80	20	49	25	50	—	—	—	34
La	—	—	37	—	—	30	72	71	76	40	114	—	—	—	80
Ba/Sr	3	—	2,65	—	0,6	0,6	1,7	—	3,4	1	5,7	—	—	8,4	1,5
Rb/Ni+ +Co	—	5,6	10	33	0,3	12,3	1,8	26,8	7,9	22,3	8,6	0,2	1,1	4,6	4,7
Rb/Sr	—	—	0,18	—	0,09	0,2	0,2	—	0,4	0,4	0,5	0,03	0,11	0,1	4,3
K/Rb	—	270	—	218	400	214	254	287	137	216	153	—	—	290	261

Примечание: 1—4 — средне-позднегорские вулканиты, Улахан-Сисская зона: 1 — базальт, 2 — андезит, 3 — дацит, 4 — риолит (коллекция авторов [51, 52]); 5 — Святогорско-Олойская зона, базальт; 6—11 — ранне-позднемеловые, позднемеловые вулканиты, Алазейская зона (по материалам А. Г. Каца и др., 1979 г.); 6—7 — трахибазальты, 8—9 — траханинезибазальты, 10—11 — траханинезиты; 12—15 — средние содержания (по Кузьмину, 1985 г.); 12—13 — породы островных луг, 12 — толеит, 13 — андезит, 14—15 — Африканская рифтовая зона, 14 — трахибазальт, 15 — траханинезит.

На расчлененные отложения юрской и альбейской формаций в северной части выделены на слабоизначенных участках правобережья р. Кочумы и в истоках р. Большая Чукача. Отложения представлены песчаниками, вулканомиктовыми и полимиктовыми, конгломератами, редкими подчиненными прослоями алевролитами и аргиллитами. Пелагиальные аргиллиты и песчаники, ненесенные отложениями известняковой зоны Нерасчлененной на левобережье р. Индепирка. К ним относятся сильно гидротермально измененные алевролиты и аргиллиты и песчаники первократически преобразованные, видимо, мощность которых не превышает 600 м, вскрываные по окраинам гранитоидного массива.

измененные алевролиты аргиллиты и песчаники нередко превращенные в роговики, видимая мощность которых не превышает 600 м., вскрывая щиеся по обрамлению раннеллового гранитоидного массива.

Большая часть вулканитов Мало-Антарктической формационной зоны относится к породам толеитовой серии, меньшее развитие здесь получили известково-щелочные разности, еще реже встречаются шпинониты. Толеитовая серия представлена базальтами и андезибазальтами, известково-щелочная — неизрывающимися породами от базальтов до даситов, в состав щелочногипсовидной серии входят исключительно базальты. Все породы базитовой группы представлены натровыми и умереннонатровыми, магно-железистыми разностями. Им свойственно уменьшенное и высокое содержание глиноzemта и низкое — титана [56].

Для установления петрохимических особенностей горских вулканитов был использован ряд дискриминационных диаграмм, позволивших выявить генетическую природу этих образований.

На основной диаграмме Пирса (рис. 2) подавляющее большинство фигурационных точек располагается в поле островолужких толеитов и известково-щелочных базальтов. Незначительная часть соответствует толеитам СОХ и щелочнитам островных дуг. На вспомогательной диаграмме около половины точек относят к толеитам островных дуг, часть группируется в поле толеитов СОХ, чуть меньше — в поле островолужких известково-щелочных базальтов.

Близость состава вулканитов рассматриваемых зон к современным островолужким образованиям [14, 16] хорошо прослеживается на диаграммах Лутца [16] барий—цирконий, цирконий—литий, цирконий—ланган (рис. 3).

На дискриминационной диаграмме $MgO - FeO_{общ} - Al_2O_3$ (рис. 4) фигурирующие точки горских вулканитов локализуются в поле островолужких и окраинно-континентальных базальтов и платобазальтов. Анализ диаграммы Кундо [15]

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

сов тяготеют к полю известково-щелочной серии (рис. 5), типичной для вулканических островных дуг.

Таким образом, принадлежность юрских вулканогенных образований к известково-щелочной, толеитовой и шлюнитовой сериям, присутствие в их составе большого количества пирокластических разностей и грубоблочного пiroxено-хосортпропанного материала, а также значительная фациальная изменчивость позволяют считать, что условия формирования этих комплексов были сходны с обстановками осадконакопления в пределах современных островных дуг.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

чаников, туфогравелитов и туфо-конгломератов. Для свиты характерны невыдержанность по простиранию вулканических фаций и резкие колебания мощности. Так, на склонах горы Кыйам вершина с абсолютной отметкой 702 м она сложена серией потоков (10—70 м) андезибазальтов, андезитов и дайотов, переслаивающихся с пластами туфоалевролитов и туфопесчаников (5—10 м) и горизонтами риолитов и туфов среднего состава (15—50 м). Мощность свиты здесь составляет 710 м и является максимальной для Алазейского плоскогорья. Южнее, в бассейне р. Тирехтия, количество туфов уменьшается и в разрезе преобладают покровы андезибазальтов; мощность сокращается до 540 м. Далее к югу, в верховьях Шапиной нельканской свиты представлена переслаивающимися покровами дайитов и андезитов суммарной мощностью до 220 м. На востоке в районе оз. Калгын ее мощность уменьшается до 175 м, а в составе заметно преобладают туфы среднего состава.

Раннемеловой возраст свиты определяется ее положением между верхневолскими отложениями икниконихской свиты и вышележащим вулканическо-терригенным комплексом с флюор-верхней половины раннего мела [43].

Алтский ярус (К₁a) слагает не большие поля на юге Кондаковской возвышенности и в центральной части хр. Улахан-Сис, где его отложения с угловым несогласием залегают на средне-верхнекорских образованиях. В верховых Большой Эрии это покровы риолитов, риодандитов, андезитов, дайитов, андезибазальтов и базальтов с прослойками их туфов, а также редкими горизонтами туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоконгломератов, включающими прослои аргил-

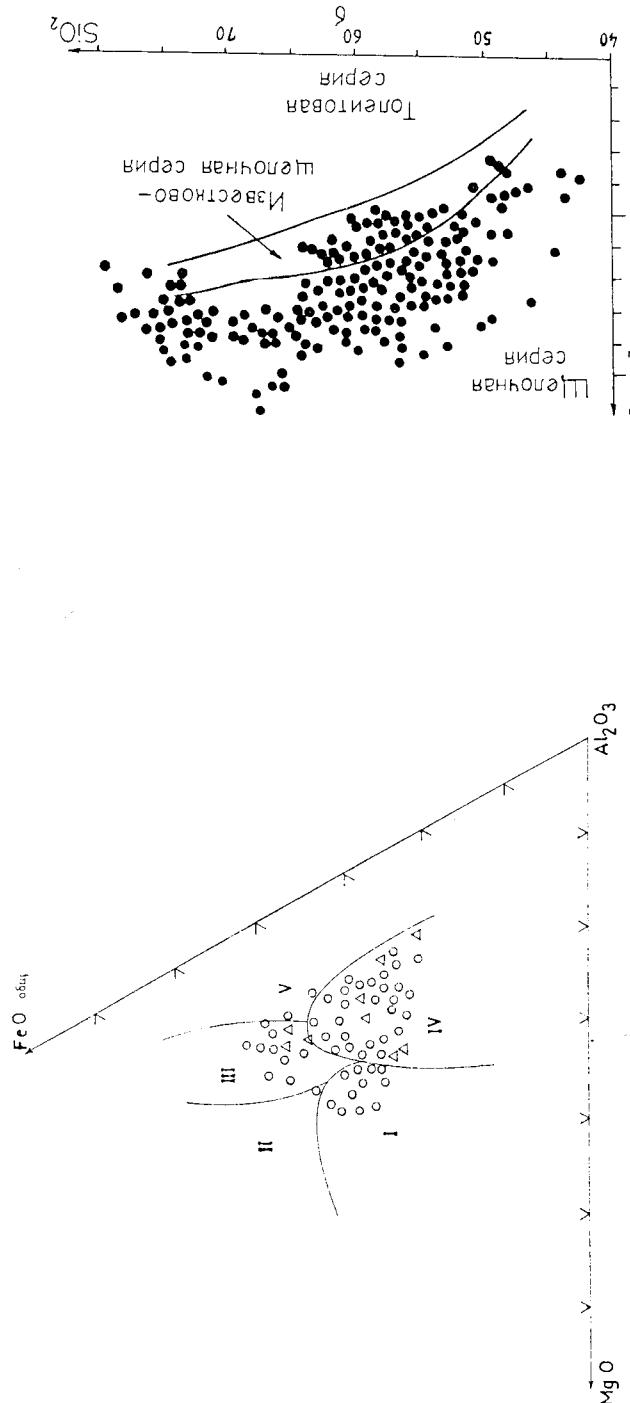


Рис. 4. Диаграмма $MgO - FeO_{\text{тomin}} - Al_2O_3$ для горских базальтов и андезибазальтов (по материалам авторов [51, 52] и М. И. Гелько, 1991 г.).
I — океанические абиссальные базальты; II — океанические базальты островов; III — платобазальты; IV — островдужные и окраинно-континентальные базальты; V — базальты; 1 — андезибазальты (С. В. Ефремова, К. Г. Стараев, 1985 г.). 1 — базальты; 2 — андезибазальты.

НИЖНИЙ ОГДЕЛ

Валанинский ярус (К₁v) известен только в Южно-Аннойской зоне. Осиевые поля развития этих образований находятся к юго-востоку, вне территории листа, где они представлены мощным морским терригенным комплексом, включаяшим отложения всего неокома. Подстилающие образования не известны. В бассейнах Пантелеихи и Малого Амюя в незначительных изолированных коренных выходах и элювиальных развалинах обнажаются ритмично переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты и артиллиты, содержащие остатки ваданжинских двустворок *Buchia cf. keyserlingi* (L. ab.), *B. cf. tinctoides* (Pav.), *B. aff. crassa* (Pav.). Видимая мощность отложений не превышает 260 м.

Нельканская свита (К₁nl) выделена в пределах Алазейского плоскогорья. Ее образования с резким угловым несогласием залегают на морских отложениях поздней юры. Разрез сложен серией потоков андезитов, андезибазальтов и дайитов с подчиненными покровами риолитов, переслаивающихся с горизонтами туфов среднего состава, а также прослоями туфоалевролитов, туфопес-

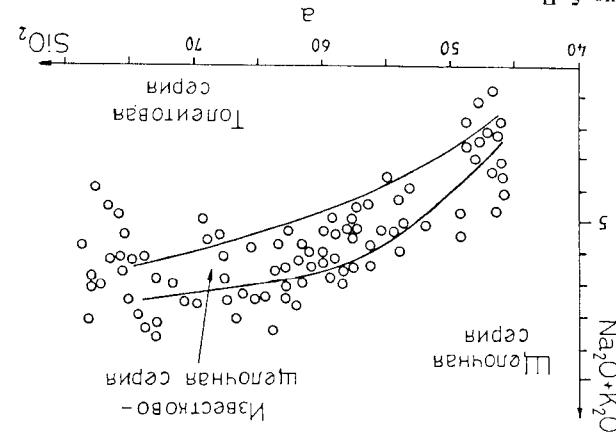


Рис. 5. Диаграмма $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (К₁nl), (по материалам работы [51, 52]).

литов, углистых сланцев и каменных углей. В более южных районах, в бассейне р. Нанчан, в составе толщи преобладают покровы андезибазальтов и базальтов. Общая мощность достигает 200—250 м. Отложения являются возврастными аналогами раннемеловой терригенно-вулканогенной толщи хр. Цюлюуский, содержащей остатки алтской флоры [38].

Нерасчлененные отложения (К) выделены на различных участках территории. С угловым несогласием они ложатся на киммеридж-волгские и валанжинские образования и представлены фациально изменчивым терригенно-вулканогенным комплексом. На правобережье Колымы, в бассейне р. Пантелеиха, развиты базальты, андезибазальты, андезиты, туфы среднего и основного состава. Реже встречаются дациты и туфы кислого состава. Мощность отложений 450 м. Южнее, на правобережье Омолона и Колымы, значительно роль играют риолиты, дациты и туфы кислого состава. В основании, как правило, залегает горизонт туфоконгломератов с прослоями туфогравелитов и туфонесчаников. На Кондаковской возвышенностии в составе толщи преобладают риолиты и их туфы, сопутствующие редкие линзовидные горизонты туфлитов и туфонесчаников, туфаалевролитов, песчаников и алевролитов. Мощность отложений не превышает 250 м. Их возраст по стратиграфическому положению и єдиничным флюристическим остаткам определяется в основном в интервале баррем—апт.

Петро-геохимические особенности раннемеловых вулканитов, выявленные путем сравнения имеющихся материалов с данными по восточным территориям, где аналогичные образования получили широкое распространение и были подвергнуты детальному анализу [56], показали, что среди этих пород преобладают умеренно-низкотитанистые (<1 %), высокоглиноземистые, магно-железистые $\text{FeO}_{\text{общ}} \times 100/\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO} = 52—75$ % разности, в андезитах иногда отмечаются высокожелезистые $\text{FeO}_{\text{общ}} \times 100/\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO} = 75—78$ % разности. Более половины образований составляют высококалиевые известково-щелочные породы с преобладанием андезибазальтов, андезитов и дацитов. Подчиненное значение имеют вулканиты толеитовой серии, представленные базальтами, реже андезибазальтами. В породах шошонитовой серии ведущая роль также принадлежит базальтам, андезибазальтам и дацитам, среди которых отмечаются как калиевые, так и натровые разности. Проведенный анализ свидетельствует также о том, что формирование раннемеловых вулканитов связано с зоной субукции и протекало в условиях, близких к активным окраинам. Он же показал, что в пределах одних и тех же вулканических полей присутствуют породы различных серий: толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой. Закономерности в их распределении по лагерям и вертикали отсутствуют. Пространственное совмещение пород этих серий указывает на одновременное существование на этих территориях в течение раннего мела как мантийных, так и внутрикоровых источников магмы [56].

Возрастными аналогами Вулканиты образуют серии потоков, небольших покровов и экструзивные купола кислого состава, нередко повышенной щелочности, а на отдельных участках включают пачки туфогенно-осадочных пород. Мощность их не постоянна и резко меняется по латерали. В нижней части комплекса (кальчанская свита, 300 м) преобладают риолиты, трахириолиты, дациты, трахидациты, туфы и итнитомбриты кислого состава. Кроме того, отмечается быстро выклинивающиеся горизонты осадочных пород (до 100 м), представленных алевролитами, песчаниками, аргиллитами, углисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов, камениных углей. По простиранию вулканиты передко замещаются туфогенно-осадочными образованиями, среди которых преобладают туфаалевролиты и туфонесчаники, причем вверх по разрезу тонкие осадочные породы сменяются более грубыми, вплоть до туфоконгломератов и туфоконглобекций (огорохская толща, 250 м), с расщепительными остатками анг-альбского возраста. Верхняя часть комплекса (североселемская свита, 300 м) согласно, реже с небольшими перерывами, залегает на нижней либо несогласно перекрывает верхнеюрские отложения. В составе этой части преобладают трахииты, трахириолиты, трахидациты и их туфы; в подчинением количестве встречаются риолиты, трахиандезиты, их туфы, андезиты и дациты. Вулканиты слагают экструзивные купола, короткие мощные потоки, реже обширные покровы. Мощность всего терригено-вулканогенного комплекса 850 м.

На Кондаковской возвышенностии, на правобережье Индигирки в составе одиовозрастной толщи доминируют трахириолиты, трахидациты, риолиты и их туфы, содержащие редкие линзовидные горизонты песчаников и алевролитов. Мощность отложений достигает 250 м. Радиологический возраст вулканических пород, определенный калий-аргоновым методом, составляет от 70 до 107 млн лет [53].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Хангатасская свита (K_{2n}) широко развита в наиболее возвышенных частях Алазейского и Кондаковского плоскогорий, а также в пределах западных частей Колымской низменности, в районе абс. отметки 224 м (Маган-Гасское поле). Она согласно перекрывает нижне-верхнечемовые вулканиты либо с угловым несогласием — более древние туфи. На междууречье Бутор-Юряха и Алазеи свита сложена восьмью вулканическими потоками базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов и трахандезитов, перемежающихся с горизонтами (до 2 м) туfov основного состава. Ее мощность здесь 380 м. В верховьях р. Огороха на нельканских андезитах залегают тринацать потоков базальтов, андезибазальтов и андезитов общей мощностью 440 м. В верховьях р. Шангиана мощность разреза уменьшается до 250 м. Позднемеловой, предположительно позднесенонский, возраст вулканогенных образований хангатасской свиты определяется ее согласным залеганием на ранне-позднемеловом терригенно-вулканогенном комплексе.

Вулканиты позднего мела совместно с подстилающими их ранне-позднемеловыми образованиями составляют комплекс пород, характеризующийся общими петро-геохимическими особенностями. Так, для входящих в его состав трахибазальтов и трахандезитов сумма щелочей составляет 6,0—7,2; для трахиандезитов — 6,7—8,2; для трахириолитов — 8,8—9,7. Отношение калия к натрию в составе щелочей для этих разностей, как правило, больше единицы (1,2—2,1). Кoeffфициент глиноzemистости для средних и основных пород комплекса равен 1,1—2,0, для кислых он гораздо выше — 4,5—6,8. Коэффициент железистости соответственно 1,3—3,2 и 3,4—7,1.

НИЖНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижний и верхний отделы (K_{1-2}) широко развиты на Алазейском плоскогорье и образуют ряд вулканических полей на междууречье Индигирки и Алазеи. Более мелкие изолированные выходы известны в низовьях Индигирки, в пределах Кондаковской возвышенностии.

На Алазейском плоскогорье терригенно-вулканогенный комплекс несогласно перекрыает отложения верхней юры и породы нельканской свиты. Он объединяет ряд стратиграфических подразделений, часть из которых, возможно, является

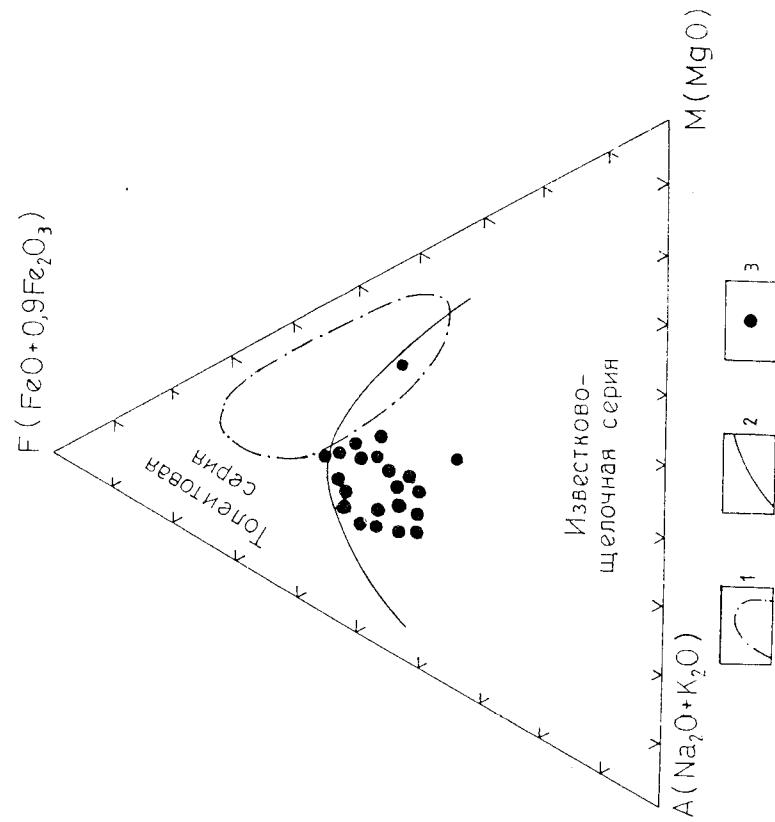
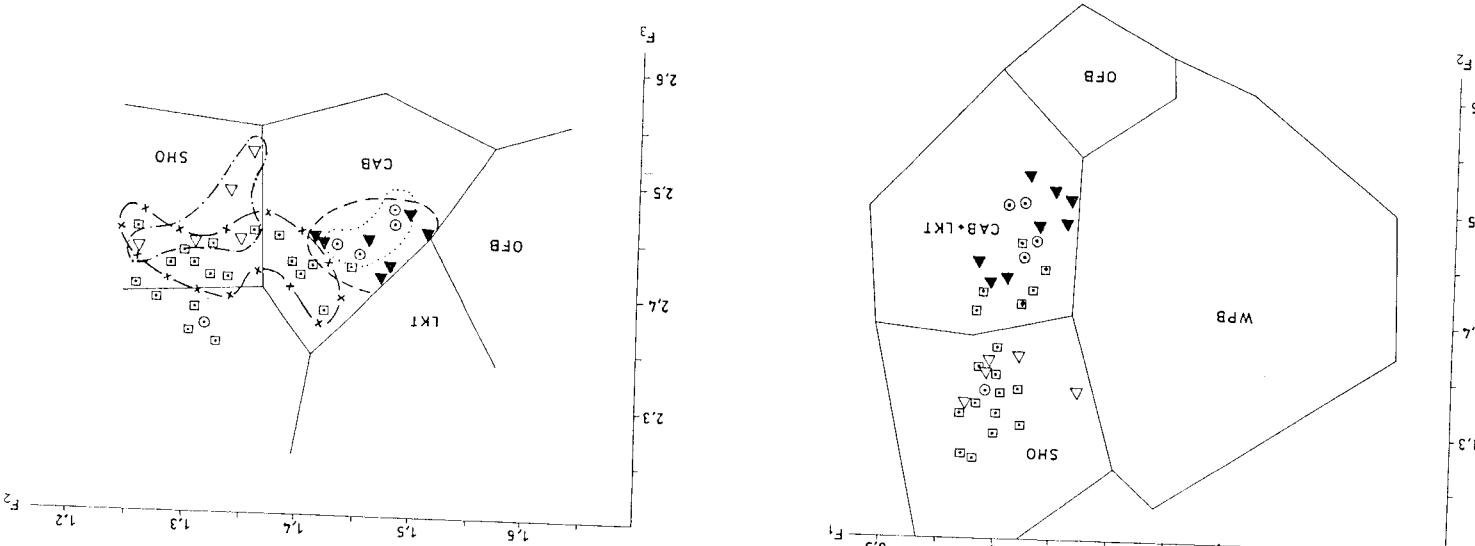
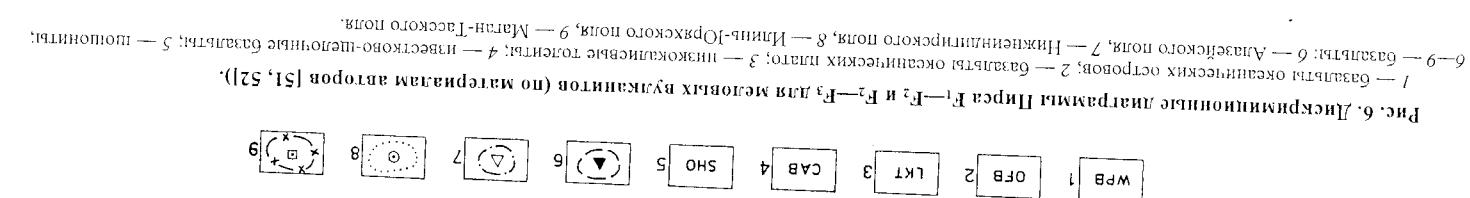


Рис. 7. Положение базальтов ранне-позднемелового, позднемелового комплексов на диаграмме AFM (по материалам авторов [51, 52]).
 1 — поле составов современных океанических базальтов (М. И. Кузьмин, 1985 г.); 2 — граница сегмента по Ирвину и Барагару, 1971 г. (Снайс, 1983 г.); 3 — приготавленные базальты.

Породы большинства вулканических полей обладают своими специфическими чертами: позднемеловые базальты Алазейского поля на диаграмме $F_1 - F_2 - F_3$ попадают в сектор известково-щелочной серии (рис. 6), Нижнеиндийского поля — щелонитовой серии, вулканиты Маган-Гасского поля принадлежат к обеим сериям. Однако на диаграмме AFM все они группируются в поле известково-щелочной серии (рис. 7). На диаграмме Куно [15] сумма цементов — кремнезем (рис. 5) положение фигуративных точек этого комплекса фиксируется в щелочной и на границе известково-щелочной серии, незначительно отклоняясь в сторону толентовой и щелочной, и существенно отличается от положения средне-позднемеловых вулканитов островных дуг, тяготеющих к полям известково-щелочной серии.

На вариационной диаграмме двуокись титана — кремнезем тренды рифтовых полей региона располагаются между трендами островных дуг и Африканского рифта (рис. 8). На диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2$ они почти совпадают с Африканским или близки к нему. Все эти вариационные кривые резко отличаются от островодужных линий.



По сравнению с островодужными средне-позднемеловыми и позднемеловыми вулканитами образование комплексом ранне-позднемеловых и позднемеловых рубидия, лития, цезия, циркония, иттрия, лантана, олова, бария, стронция (табл. 2). От вулканических пород Африканской рифтовой зоны породы комплекса отличаются повышенным содержанием рубидия, бария, стронция, хрома, ванадия и пониженным — циркония. Содержание остальных элементов сопоставимо.

Таким образом, для комплекса ранне-позднемеловых и позднемеловых вулканитов характерен ряд общих черт: ярко выраженная щелочность пород, относящихся как к натровой, так и к калиевой серии; повышенное содержание двуокиси титана; высокие концентрации всех литофильных и редкоземельных элементов; отношение бария к стронцию примерно равное единице для основных пород и более единицы для кислых и средних разностей; повышенные концентрации рубидия; преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Указанное сходство, а также особенности геологического строения ранне-позднемеловых и позднемеловых вулканических образований дают возможность отнести этот комплекс к вулканикам континентальных рифтовых зон.

ПАЛЕОГЕННАЯ СИСТЕМА

Палеоген в полном объеме вскрывается глубокими (до 600 м) параметрическими скважинами в нижнем текучем р. Колымы. Для него характерно широкое развитие паралитических, лимнических и морских формаций, сложно сочетающихся между собой в разрезе и по лагерии. Преобладающий состав олигомиктовый.

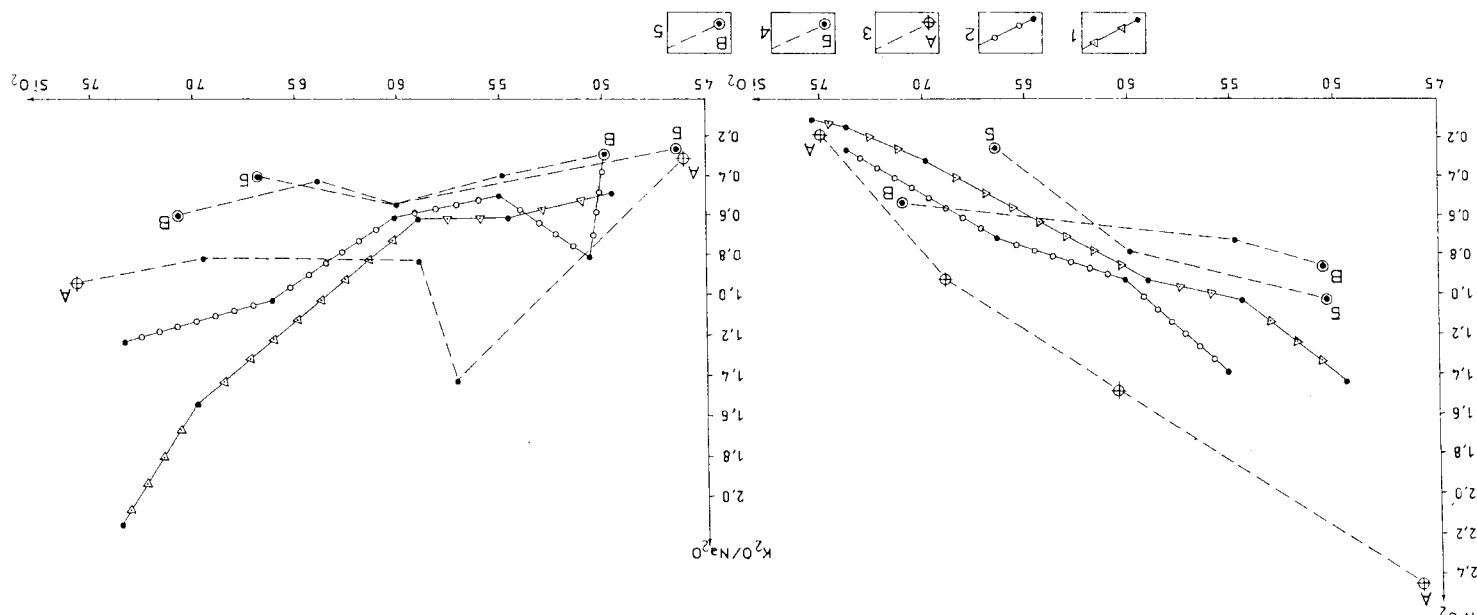
Основные подразделения палеогена имеют достаточно четкие биостратиграфические обоснования и соответствуют региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Восточной Якутии [26].

Самыми древними образованиями кайнозоя (рис. 9) являются остаточные коры выветривания палеоценовой эпохи корообразования (P_1). Естественные выходы их крайне редки (р. Индигирка в районе пос. Чокурдах, правобережье Колымы, Медведкий острова). Они вскрыты скважинами в бассейнах Индигирки, Колымы, Большого Анюя, а также предполагаются под чехлом разновозрастных кайнозойских образований в предгорьях хр. Улахан-Сис, Кондаковского плоскогорья и в палеодепрессиях на щельфе Восточно-Сибирского моря.

Состав кор меняется по площади в зависимости от подстилающих пород. На терригенных породах (скважины 81*, 10/32) формируются белесо-серые, зеленовато-серые глины, часто песчанистые с реликтовой тонкообломочной текстурой, включениями дресвяно-щебнистого материала. На меловых эфузивах (скв. 1) разны пестроцветные глины со значительной примесью окислов железа; на гранитоидах (правобережье р. Колымы) — пестроокрашенные песчано-алевритистые глины, насыщенные неокатанными зернами кварца, иногда со структурами исходной породы. Мощность от 3 до 15 м, в депрессиях достигает 30—40 м [59, 74]. Кровля размыта.

Рептеноструктурный и термический анализы указывают на принадлежность кор выветривания к каолинит-тидорслюстому или каолинит-монтмориллонитовому типам.

Рис. 8. Концентрации макроэлементов в разрезах кайнозойских отложений Тио₂—SiO₂ и K₂O/Na₂O—SiO₂ (по материалам авторов [51, 52]).
1—5 — типичные выветриваемые породы; 1 — гипогенетического возраста, 2 — адиабатического возраста, 3 — аффиинетического возраста (М. Н. Кыапмин, 1985 г.), 4 — отпороги аффиинетического возраста (М. Н. Кыапмин, 1985 г.), 5 — кипаритическая отпороги аффиинетического возраста (Б. Н. Финкрайх, 1986 г.).



* Далее в тексте для краткости будет указываться только порядковый номер скважины по карте.

Раннепалеоценовый возраст кор подтверждается их залеганием на коренном ложе меловых эффузивов (скв. 1) под литигноносными отложениями верхнего палеоцена (скв. 8).

Стратифицированные отложения палеогена расчленены на ряд возрастных подразделений, являющихся иногда опорными для выделения региональных стратиграфических горизонтов.

Верхний палеоцен (P_1^2) вскрыт скв. 8 (гл. 575,8—541,2 м) в нижнем течении Колымы (тимкинская свита) и обнажается на правобережье р. Баеково (хетачанская толща).

В скважине на нестроившихся глинах коры выветривания залегают серовистые плотные пластичные глины, иногда песчанистые, изредка с примесью (до 4%) гравия, горизонтально- и косослоистые, с пластами бурых углей (0,6—4,4 м) и прослоями, обогащенными многочисленными растительными, в том числе древесными остатками. Угли темно-бурые до черных, плотные, с линзовидными прослойками липпитизированной древесины. Вскрытая мощность 34,6 м.

Значительное содержание в глинах глауконита на разных уровнях и морской тип соотношения основных ионов дают основания предполагать прибрежноморской (лагунный?) генезис отложений [17].

В долине р. Баеково обнаруживаются серые песчанистые глины каолинит-термически обработанной кирпичноподобной породы и «горелников» (1,1 м) темно-серого до оранжево-красного цвета, обожженные обломками обугленной окаменелой древесины, в нижней части разреза с прослоями (10—15 см) гидрослюстистые, тонкогоризонтально-слоистые, обогащенные обломками обугленной окаменелой древесины, в нижней части разреза с прослоями (10—15 см) термически обработанной песчано-глинистой породы. Видимая мощность 8 м.

Ассоциация глинистых минералов в разрезах свидетельствует о влажном тропическом или субтропическом климате времени формирования отложений. На это указывают и остатки листовой флоры (*Metasequoia* sp., *Protosequoia* sp., *Asteroidea* sp., *Nyssidium* sp., *Grewiopsis* aff. *Jaschitskyi Guyot*, *Cissites* sp., скв. 8). По спорово-пыльцевым спектрам возрастным аналогом тимкинского уровня (гл. 417—405 м, илентичные по типу которой отражают климатические условия верхнего палеоцена) [22].

ЭОЦЕН

ОЛИГОЦЕН

Нижний олигоцен (P_3^1) вскрыт скважинами 4 и 8 в нижнем течении Колымы (глубины 405—298 и 484,7—372 м, нижнекольмская свита) и скв. 10 (гл. 144—120 м) на левобережье р. Баеково.

В скв. 8 с размытом на верхнезоценовых глинах залегают галечно-зеленовато-серой глины. Вверх по разрезу они без видимых признаков перебываются песчанистыми глинами серыми с зеленоватым оттенком, горизонтально-слоистыми, включающими прослой, насыщенный растительными остатками, и липпиты. Разрез скв. 4 преимущественно песчаный (пески мелко-зернистые тонкослоистые с органическими остатками, в верхней части с алевритовыми и глинистыми прослоями). В бассейне р. Баеково доминируют галечники. Максимальная вскрытая мощность 112,7 м (скв. 8).

Нижний — средний эоцен (P_2^{1-2}), вскрыт скв. 8 (гл. 541,2—527 м, муольская свита). С размытом на отложениях верхнего палеоцена залегают песчанистые пластичные глины серые, зеленовато-серые, с примесью (до 5%) гравия, прослоями (до 0,5 м) липпитов и линзами, обогащенными растительным детритом. Мощность 14,2 м.

Палинокомплекс по составу близок к колачской свите среднего течения р. Колыма и тасхской свите Яно-Индигирской низменности и отвечает эоценовому климатическому оптимуму.

Верхний эоцен (P_2^3), вскрытый скв. 8 (гл. 527—484,7 м, паршинская свита), с размытом залегает на нижне-среднезоценовых отложениях и представлен преимущественно песчанистыми (по песчаникам) глинами серыми, зеленовато-серыми с прослойками липпитов; в верхней части глины переслаиваются с тонкозернистыми глинистыми песками с редкой «плакающей» галькой, содержащей прослои и линзы, обогащенные растительными остатками. Мощность 42 м.

В низах разреза (гл. 520—513 м) отмечается морской тип соотношения основных ионов и повсеместное присутствие в глинах зерен глауконита, что дает основание предполагать прибрежно-морской генезис нижней части толщи. Диатомовая флора верхней части разреза характеризует обширный пресный водоем (евтрофное озеро), богатый биогенным элементами, растворимыми солями и кремнеземом, что подтверждается данными анализа водных вытяжек и континентальным типом соотношения основных ионов [17].

В прослоях липпитов (гл. 517—516 м) обнаружены семена и плоды *Coniferae* (очень архаичный), *Comptonia* sp., *Mystica jaschitsa* Dogof., *Sambucus* sp., *Eripteris* sp., *Daphne* sp., *Accanthopanax* sp., *Magnolia* sp. и др.; состав макрофлоры характерен для эоценена Яно-Индигирской низменности.

По обедненности спорово-пыльцевого комплекса типично эоценовыми видами *Pistillipollenites mgregorii*, *Loranthus elegans*, *Qereus graciliformis* и др., по сравнению с комплексами тасхского уровня (P_2^{1-2}), отложения отнесены к верхнему эоцену [22].

Предположительно верхним эоценом датированы отложения, вскрытые скв. 4 в нижнем течении р. Колымы в диапазоне гл. 417—405 м, илентичные по величественному составу, макрофлоре и генезису (прибрежно-морские) верхнему эоцену скв. 8 [81].



Рис. 9. Схема корреляции кайнозойских (позднечетвертичных) образований

1 — гипенно-валунные отложения; *2* — гравий; *3* — пески; *4* — глинистые пески; *5* — песчанистые глины; *6* — алевриты; *7* — глины; *8* — торф; *9* — бурый уголь; *10* — литигиты; *11* — коралловые прибрежные отложения; *12* — материковая; *13* — растительный лягир; *14* — пресноводная; *15* — морская; *16* — фораминиферы; *17* — краево-окраинные нарушения; *18* — прибрежно-окраинные нарушения; *19* — стратиграфические несогласия; *20* — пограничия в осадконакоплении; *21* — занесе отсутствуют.

сторалическим присутствием вечнозеленых и единичных тропических форм (Мугиасеае, Магнолиасеае, Пальмасеа), напоминая ряда представителей формальных видов и присутствием среди спор древних родов (*Gleichenia*, *Cyathea*, *Cibotium*).

По своему составу он близок к позднеолигоценовому — раннекайнозойскому комплексу сибирской свиты бассейна р. Омолой, но, учитывая малое количество эоценовых элементов в нем, олигоценовый состав макрофлоры (*Eriogymnum ex gr. agnatum* Reid et Chandal., *E. cristatum* Nikit., *Menyanthes parvula* Nikit., *Spirostachys pergratum sibiricum* Doro f., *Tubula kouyensis* Doro f., *Betula ex gr. apoda* Nikit. и др. [81]) и стратиграфическое положение разреза, данные отложения датированы ранним олигоценом, что подтверждается материалами палеомагнитных исследований (29,04—27,96 млн лет, скв. 4 [69]).

Верхний олигоцен (Р₃) вскрыт скважинами 4, 5, 6 и 8 (глубины 298—198, 430—295, 310—220 и 372—222 м) в нижнем течении Колымы и по сей-смоакустическим и электrorазведочным данным предположительно присутству-ет под позднекайнозойскими осадками на шельфе.

Разрез представлен сложнопостроенным полигенетической толщей с пульсирующим ретрессивно-трансгрессивным циклом осадконакопления. В скважинах 4 и 8 отложения залегают с размывом на раннем олигоцене. В скважинах 5 и 6 подошва не вскрыта.

Разрез скв. 8 (Усть-омолонская свита) представлен толпой переслаивающихся сероветвистых глин, тонкозернистых песков (преимущественно в низах разреза) с примесью (до 20 %) разноокатанного гравия и мелкой гальки, в средней части значительные включения зерен вивианита, простой (до 0,5 м) бурых углей и лингнитизированной древесины. Слоистость горизонтальная, реже пологонаклонная и косая. Внутри толщи выделяются полные и неполные циклы осадконакопления с внутриформационными мелкими поверхностями размыва.

Разрез скважин 4—6 (петудинская свита) в основном песчаные (монотонные толщи разнозернистых песков с редкими маломощными прослойками мелкой хордопокатанной гальки), в скв. 6 — со значительным содержанием гравийно-галечного материала. Максимальная мощность отложений 145 м (скв. 8).

В скв. 4 на разных глубинах (201, 247, 249 м) в отложениях присутствуют единичные экземпляры фораминифера *Ephidium subclavatum* Gudina, *Astinoporus tenuis* Schmidt, *Astinoeculus ehenbergii* Baile, морские и солоноводовые диатомы (по интервалам глубин не совпадающие со скважинами 5 и 6), что, наряду с гидрохимическими жалобами пресноводные диатомы), характеристиками отложений скважин 4—6 (ограниченно засоленные пачки и слои, «перерывистое» чередование морского и континентального типов соотношения основных ионов), дает право предполагать, что осадконакопление происходило в прибрежной зоне моря (возможно, морской залив) и отложения имеют смешанный генезис [17, 82]. Вышеприведенные данные хорошо увязываются с разрезами нертической свиты Новосибирских островов.

Палинокомплекс резко отличается по составу от комплексов подстилающих толщ, что, возможно, свидетельствует о существенном перерыве в осадконакоплении. Для него характерны резкая обедненность видового состава при общей бедности и частой смене покрыто- и гипсогеменных, малое пропиентное содержание термофильных при практическом отсутствии субтропических форм, полное исчезновение ряда форм, характерных для палеогена, в том числе формальных видов, единичные таксодиевые. Среди покрытосеменных доминируют разнообразные древесные и кустарниковые формы бересковых и сосновых (главным образом светлохвойных). Такой состав палинокомплекса

характеризует мелколиственные леса с незначительной примесью темнохвойных и широколиственных пород, что не противоречит выводам П.И. Дорогфеева по анализу остатков макрофлоры из этой части разреза [82]. На отдельных этапах формирования отложений, возможно, существовали формации типа современной гайи или северной подзоны гайи. Все это свидетельствует о резком похолодании климата в позднем олиоцене, что фиксируется во многих регионах Полярного бассейна [11].

По палеомагнитным данным в отложениях отмечается частое чередование зон прямой и обратной полярности, что типично для позднего олиоцена и подтверждается временем формирования данной части палеогенового разреза никого течения Колымы (27,54—25,24 млн лет [69]). На шельфе с Усть-омолонской свитой по геофизическим данным сопоставляется мощная (80 м, в понижениях до 140 м) глинисто-песчаная толща с прослойями гальников, во врезах и понижениях залегающая на палеоценовой коре выветривания.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения в полном объеме нижнего и верхнего отделов (мюнена и плиоцена) расчленены на ряд толп.

МИОЦЕН

По вещественному составу и палеофлористическим комплексам мюоцен четко делится на нижний — средний и верхний. Мюоценом также датируются коры выветривания.

Нижний — средний мюоцен (N₁^{1—2}) обнажается в бассейне Идлигики, вскрыт скважинами 4, 5, 6, 8 в нижнем течении Колымы (глубины 198—78, 259—118, 220—100, 227—118 м, стадухинская свита), скв. 10 на р. Баеково (гл. 120—36,2 м, левобанкская толща), отрогах Северо-Азиатского хребта, а также по сейсмоакустическим линям предполагается на шельфе. В скважинах 4—6 и 8 он без перерыва залегает на подстилающих породах позднего олиоцена. В бассейнах Индигирки и Баеково — со значительным размывом на нижнем мелу и никнем олиоцене.

Разрез представлен континентальными (скважины 4, 8, 10) и прибрежно-морскими фациями (скважины 5 и 6).

Наиболее полно континентальные отложения стадухинской свиты изучены по скв. 8, где сложены сероветвистыми плотными жирными песчанистыми глинами горизонтально- и косослоистыми, с многочисленными пачками и прослойями (0,2—16 м) слабометаморфизованных бурых углей, обломками лингнитизированной древесины и сильно разложившихся (до трухи) растительных остатков. Угли — чёрно-бурые горизонтальнослоистые, мелкобломочной текстуры, с редкими лингнитизированной древесины и прослойами (0,1—0,9 м) темно-серых плотных неслоистых глин с обильными включениями лингнитизированного растительного детрита. В скв. 4 в основании и средней части разреза преобладают глинистые пески, в бассейне Индигирки (р. Огорода) на никнемеловых угленосных отложениях с размывом залегают светло-серые грубообластные слабопокатанные галечники (4 м) с глинисто-песчаным и песчано-гравийным заполнителями. Вскрытая мощность отложений до 120 м.

В скв. 8 по всей толще распространены бентосные и эпифитные виды диатомей из родов *Diatoma*, *Eunotia*, *Pinnularia*, *Gomphonema* и планктонного рода *Melosira*, свидетельствующие о формировании отложений в условиях достаточного крупного мелководного застатающего озертного бассейна. В скважинах 4, 10 и на р. Огорюха — аллювиальные отложения.

В бассейне Кольмы озерные и озерно-аллювиальные отложения постепенно в северном направлении сменяются прибрежно-морскими (дельтовыми и лагунными). Они вскрыты скважинами 5 и 6 в Стадухинской протоке р. Кольма и представлены глинистыми песками (низы толщи), песчанистыми глинами с многочисленными лингитоносными прослоями. Вскрытая мощность 120—137 м.

Генезис отложений определяется их засоленностью (сумма минеральных веществ более 0,5 %) и морским типом соотношения основных ионов водно-растворимых соединений. Эти данные дают основание предполагать существование в низовых Кольмы прибрежно-морских условий осадконакопления, что согласуется с материалами по скважине о-ва Айон (восточнее листа), где отложения, относимые к данному возрастному интервалу, содержат комплекс морских диатомей и фораминиферы [29].

Возможно, прибрежно-морские фации присутствуют и в низах разреза скв. 4, где на глубине 191 м отмечается морские диатомы.

Палинокомплекс резко отличается от позднеолигоценового богатством флористического состава (около 80 видов), господством покрытосеменных (до 45—65 % в верхней части разреза) с главной ролью разнотипных широколиственных пород тургайской флоры, разнообразием состава голосеменных (светло- и темнохвойные представители сосновых, различные роды таксодиевых, *Rodocarpaceae*). В верхах разреза существенно возрастает роль буковых. По словоупотреблению спектру эти отложения идентичны ранне-среднемиоценовому комплексу ильинских свит Яно-Омолойского бассейна, заканчивающемуся «буровым» горизонтом, что подтверждается наличием в разрезе макрофлоры миоценового климатического оптимума и палеомагнитными данными (21,5—14,7 млн л. н. [69]).

На щельфе отложения, относимые к никнему — среднему миоцену, залегают на поверхности размыва меловых и палеогеновых пород. Представлены по сей-смоакустическим профилям тонкодисперсными отложениями мощностью первые сотни метров.

Верхний миоцен (N_1^3) вскрыт скважинами 4, 5 и 8 в долине р. Кольма (глубины 78—74, 118—90 и 118—85 м, походская свита), обнажается в бассейне Ильинки (р. Огорюха) и сейсмопрофилированием установлен на щельфе.

В скважинах с глубоким размывом на отложениях стадухинской свиты залегают серые, зеленовато-серые мелко- и среднезернистые пески, часто глинистые, горизонтально- и косослоистые, с незначительной примесью гравия, мелкой гальки (в скв. 8 в основании толщи галька и мелкие валуны), лингнитизированного растительного дегрита и маломощными (0,1—0,4 м) прослоями глин, алевритов, линитов в верхней части разреза. На р. Огорюха — на галечниках нижнего — среднего миоцена залегают плотные зеленовато-серые глины (до 4,5 м) с рассеянной галькой и редкими прослоями гравия; в верхней части толщи присутствуют редкие прослои (до 0,5 м) мелкозернистого белесого песка, насыщенные обломками древесины и шишками хвойных. Вскрытая мощность от 4 до 32 м. Генезис отложений аллювиальный. В скв. 5 сульфатно-хлоридный наприбрежно-морских, лагунных условиях осадконакопления, отвечающих, возможно,

ретрессивной (мессинской) фазе морского бассейна (6,5—5,1 млн л. н.), что косвенно подтверждается наличием прибрежно-морского комплекса фораминифер в верхнемиоценовых слоях о-ва Айон (восточнее бассейна р. Кольма [29]).

Палинокомплекс отражает климатический минимум, выражавшийся в резком обеднении флоры термическими элементами, доминированием boreальных видов. По своему составу он близок к комплексу ханчанской свиты позднего миоцена Куларского района, характеризующему хвойно-лиственные леса с редкой примесью широколиственных.

На щельфе верхний миоцен плещистый, с повсеместным стратиграфическим несогласием на границе миоцена — плиоцена. Мощность — первые десятки метров [59].

Реликты миоценовой (N_1) коры выветривания присутствуют в разрезах верхних предгорий хр. Улахан-Сис и отрогов Северо-Аянского хребта.

В бассейне Алазеи кора выветривания залегает на позднекорских туфогенетических породах; представлена вязкими глинами (до 1 м) ярко-желтыми, местами светло-оранжевыми, с включениями (до 5—7 %) мелкого щебня. На правобережье Кольмы кора выветривания развита на раннемиоценовых интрузивах под галечниками нижнего плиоцена или отложениями верхнего неоплейстоцена; сплошна пестротоновыми (ярко-желтые, спреневые, буровато-серые, зеленоватые, темно-бурые) глинами с примесью дресвы и щебня подстилающих пород, с реликтами структур и текстур последних. Наблюдавшаяся мощность 1—11 м, максимальная 20 м (пос. Черский). Глины гидростолисто-монтмориллонитового состава (80—90 %) с примесью гидроокислов железа.

Миоценовый возраст коры принят на основании региональных построений (выделения миоценового регионального пeneplена на Северо-Востоке России) и материалов предшественников [82]. Западнее региона аналогичные остаточные коры выветривания развиты более широко.

ПЛИОЦЕН

Плиоцен перекрывает практически сплошным чехлом всю территорию суши и акваторию Восточно-Сибирского моря.

Нижний плиоцен (N_2^1) представлен аллювиальными и прибрежно-морскими генетическими типами.

Аллювиальные отложения, выделенные в бегуновскую свиту [34], обнажаются в основании кайнозойских разрезов р. Крестовка (стратотип), в бассейнах Индигирки, Рассохи, Сундуруна, Кольмы, Баеково, Малого Айона, а также вскрыты скважинами 4 и 8 (глубины 74—26, 85—37 м) в нижнем течении Кольмы (скв. 10, гл. 36,2—15,7 м), в долине р. Баеково и на гл. до 12 м в скважинах мелкого зондировочного бурения в предгорьях хр. Улахан-Сис (реки Хангистах, Нанчан, Балыктах, скв. 2 и др.), бассейнах Шангина, Алазеи (скв. 3), Кольмы (скв. 7), Омолона, Малого и Большого Айона (скв. 9 и др.), Пантелеих.

В скв. 4 они согласно залегают на подстилающих отложениях верхнего миоцена, в других случаях — со стратиграфическим несогласием на разновозрастных породах палеозоя и кайнозоя. Перекрыты породами от верхнего плиоцена до плейстоцена.

В стратотипе и скв. 8 низы разреза представлены грубослоистыми ожелезненными, слабосцепментированными галечниками, гравием с прослоями и

линзами разнозернистых песков, обогащенных растительным дегритом и обломками дрепесинны. Над галечниками (реки Крестовка, Рассока, Сундруи, скв. 8) залегают окжелезненные тонкоклостистые пески (1—10 м) или серые, сизо-черные алевриты и песчанистые глины (1,5—6,2 м) с редкими включениями гальки и древесными остатками. В кровле окжелезненных песков отмечаются грунтовые нарушения. Максимальная вскрытая мощность 48 м (скв. 8).

Ограждения на р. Крестовка содержат большое количество растительных остатков, в том числе шишки вымерших видов лиственницы, близкие к современному виду *Ahnus hispida* Тигс., древесные остатки *Picea polita*, *P. obovata*, *P. asperata*, *Pinus sect. Cembrae*. Среди недревесных пород присутствуют расты *Potamogeton jacuticus* Догоф., *P. omoloioides* Догоф., *Sisyrinchium jacintha* Догоф. и *Rubus ex gr. temnicarpus* Догоф., известные из комплекса *Eriogonum crassum* С. et M. Reid [35].

Слорово-пыльцевой комплекс нижних горизонтов близок к хапчанской свите позднего миоцена, но менее термофилен и архаичен. Для верхней части разреза типичны умереннохолодные и гипоарктические флоры с «открытыми» фитоценозами и криофильными элементами, что подтверждается немногочисленными остатками насекомых (долгоносики *Phytobius velaris* Гулл. и жужелицы *Pterostichus Guttulus* (Guttulus) spp.), характерными для фауны современной гипоарктической тундры [12].

В бассейне р. Колыма аллювиальные отложения бегуновской свиты к северу фациально замещаются прибрежно-морскими, вскрытymi скважинами 5 и 6 (глубины 90—13 и 100—60 м) с размытом залегающим на миоцене.

Нижняя часть разреза сложена гравием с глинисто-песчаным заполнителем, включениями (до 20—30 %) гальки, прослоями мелкозернистых зеленовато-серых песков. Вверх по разрезу они постепенно сменяются песками (скв. 6) или песчаными глинами (скв. 5). Максимальная вскрытая мощность 46 м.

Прибрежно-морской генезис определяется интенсивной засоленностью почвы (скв. 6), морским типом соотношения основных ионов водно-растворимых соединений (скв. 5) и косвенно — присутствием прибрежно-морских фаций восточнее плоскади листа (скважина о-ва Айон), содержащих микрофауну, типичную для мелководного морского бассейна пониженной солености [29].

По палеомагнитным данным формирование отложений бегуновской свиты происходило в конце геомагнитной эпохи Гильберт—Гаусса (3,32 млн л), отвечающая границе палеомагнитной инверсии Гильберт—Гаусса (3,32 млн л), отвечающая границе раннего—позднего плиоцена, зафиксирована в скважинах 5 и 6 на глубинах 23,5 и 69 м.

Возможно, возрастным аналогом бегуновской свиты или ее верхней части являются тумус-ярские слои, выделенные И. Р. Плахтом (1985 г.) в среднем течении р. Алазеи. Они обнаруживаются в доколе 20—25-метровой террасы р. Большая Эрча, в бассейне р. Блеково и вскрытые скважинами зондировочного бурения в долинах Алазеи (гл. 12 м), Большой Чукоткой (гл. 50 м) и на левобережье Стадухинской протоки р. Колыма (гл. 20—25 м, Карстовская едома), выше отложений бегуновской свиты. Наиболее полный разрез их описан в среднем течении Алазеи (скв. 3), где отложениями верхнего плиоцена (кутуяжская свита) залегают серые, сизовато-серые пески средне- и мелкозернистые, хорошо сортированные, косослоистые, местами заиленные, с маломощными (до 0,6 м) прослоями желтовато-серых и коричневых суглинков с полуразложившимися дре-

весными остатками и прослойями, насыщенными растительным дегритом. Мощность 21,5 м.

Литологические особенности, характер преобладающей слоистости свидетельствуют об аллювиальном генезисе отложений.

Сравнение палинокомплекса тумус-ярских слоев с бегуновской свитой говорит о более криофильном его характере (доминируют восточносибирские северо-таежные палиноспектры, вверх по разрезу сменяемые типично тундровыми [70]), определение положение этих отложений между бегуновской и кутуяжской свитами, что не противоречит палеомагнитным данным (намагниченность пород обратная, соответствует начальной фазе геомагнитной эпохи Гаусса).

Верхний плиоцен (N_2^2), выделенный в кутуяжскую свиту, развит фрагментарно. К нему отнесена сложно фациально построенная толща аллювийальных, озерно-аллювиальных отложений, обнажающихся на правобережье Крестовки (2 км выше устья), вскрытых скважинами 4, 6, 8 в нижнем течении Колымы (глубины 26—20, 60—45 и 37—9 м), скв. 10 (гл. 15,7—0,8 м) в долине р. Баково (яровские слои) и скважинами зондировочного бурения в долинах Алазеи, Большой Чукотней и в отдельных межгорных впадинах хр. Улахан-Сис и Кондаковского плоскогорья. Отложения залегают с размывом на породах бегуновской свиты или тумус-ярских слоях.

В основании (скв. 6) кутуяжская свита сложена плотными серыми разнозернистыми песками, вверх по разрезу сменяется тонкозернистыми, местами уплотненными глинистыми песками с гравием и большим количеством мелкого растительного дегрита. В отдельных обнажениях (р. Крестовка) непосредственно на галечниках бегуновской свиты залегают плотные темно-серые алевриты с примесью песка, гравия, мелкой гальки и серо-коричневые отгрофованые несплошные пески, в верхней части с прослоями (0,4—0,8 м) автомортонного темно-коричневого торфа, отгрофованного суглинка и многочисленными криогенными нарушениями. Максимальная вскрытая мощность 28 м (скв. 8).

Отложения содержат многочисленные костные остатки своеобразной фауны мелких млекопитающих, основу которой составляют болотные лемминги *Synaptodus* и кориезубые полевки *Cromeromys* (группа *Mymomys intermedius*), в возрастающем отношении отвечающие акчагильскому времени позднего плиоцена. Остатки немногочисленных насекомых принадлежат тундровым видам преимущественно влажных местообитаний (жуки-блеки *Amara alpina* Раук. *Pterostichus sublaevis* Сабиб., *P. costatus* Мен., *Blethisa catenaria* Бюрон [12]).

Флора резко отличается от бегуновской почвы полным отсутствием реликтовых хапчанских элементов. Слорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о прогрессирующем похолодании климата и формировании лесогородовых и тундровых ландшафтов.

Отложения нижней части разреза имеют прямую намагниченность, верхи в основном напалиничены обратно. Смена знака приурочена к простого, содержащему фауну мелких млекопитающих, близкую к хоронскому фаунистическому комплексу, что дало основание сопоставить изменение полярности с инверсией Гаусса—Матузама (2,4 млн л. н.), а маломощный прослой с положительной полярностью в верхней части разреза отнести к эпизоду Гильза—Олдувай (1,8 млн л. н. [25]).

Кутуяжская свита с размывом со значительным временным перерывом перекрыта отложениями верхнего эпизодистона—нижнего неоплейстоцена. На большей части территории, где плиоценовые отложения не поддаются более дробному делению, они показаны нерасчлененными.

Нерасчлененные плиоценовые отложения (N_2) залегают на разновозрастных отложениях мезозоя и раннего кайнозоя. На сухие они представляют полигенетическим сложнопостроенным комплексом теригенных формаций аккумулятивных равнин, в которых преобладают тонкие алеврито-глинистые фракции, реже — разнозернистые пески и гравийно-галечные отложения. Повсеместно присутствуют органические остатки. Мощность — десятки метров.

На шельфе Восточно-Сибирского моря нерасчлененный плиоцен сложен фациально невыдержаными алевритами, глинами и илами, реже — мелко- и тонкозернистыми песками. В местах выходов докайнозойских пород (Медвежий остров) в разрезах присутствуют грубозернистые пески, гравий и галечники. Участками породы слабо литифицированы (уплотнены, окжелезнены), редко частично карбонатизированы. Повсеместно отмечаются включения растительных остатков, стяжения сидерита, лимонита, лирита. Мощность не установлена.

Нерасчлененный неоген (N) картируется на Приморской низменно-

сти и междууречье Алазеи и Рассохи, в районах со сложнопостроенными толщами кайнозоя. Представлен континентальными алевритами, глинами, реже песками разного генезиса с подчиненным значением более грубых фракций.

Предлагаемые мощности — первые десятки, реже — сотни метров.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Рыхлые четвертичные отложения перекрывают сплошным чехлом всю территорию. Они представлены континентальными и морскими образованиями всех возрастных подразделений межконтинентальной стратиграфической схемы Мельве-доменного стратиграфического совещания по четвертичной системе СССР [27]. На дневную поверхность выходят преимущественно отложения позднего неоплейстоцена и голоцен. Эпилейстоцен и ранний неоплейстоцен обнажаются в редких естественных выходах в пределах положительных неоструктур или вскрываются скважинами. Породы залегают практически горизонтально.

Генетически доминируют отложения флювиального ряда. На Приморской и

Колымской низменности значительные площади занимают криогенно-озерно-

аллювиальные и озерно-болотные отложения. Морские фауны слагают Примор-

скую низменность и шельф Восточно-Сибирского моря. Горные области перво-

крыты маломощным чехлом склоновых образований.

Литологический состав пород пестрый (от губообломочных до тонколин-

гировых фракций), находится в прямой зависимости от морфоструктурного пла-

на. Все породы в разной степени льдонасыщены.

Максимальные мощности четвертичных отложений приурочены к областям компенсированых неотектонических прогибов (Приморская и Колымская из-менности), на новейших положительных морфоструктурах они не превышают первых метров.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Условно к нижнему эоплейстоцену ($E_1?$) отнесена пачка алевритов (2 м) с прослойями окжелезненных лепритоносных песков и линзами гравия, с размывом застегающая на галечниках бегуновской свиты раннего плиоцена на правобережье р. Крестовка (6 км от устья). Отложения содержат растительные остатки, в составе которых обилие водных растений, в том числе вымерший

вид рдеста и своеобразная форма *Brazenia* sp. В основании разреза найдены костные остатки корицезубых погонов мимомисной группы, более прогрессивных, чем в плиоценовых отложениях кутуяжской свиты [25]. По типу отложений условно отнесены к нижнему эоплейстоцену.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО — НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Аллювимальные и озерно-аллювимальные отложения верхнего эоплейстоцена — нижнего неоплейстоцена первого ступени (aE_2-I_1 , IaE_2-I_1 — оперский надгоризонт) широко распространены на исследованной территории. Естественные их выходы имются вдоль северного обрамления Кондаковского плоскогорья (долины рек Керемесит, Типе, Сундрун, Малый и Большой Хомус-Юрях и др.), в бассейне Индигирки (реки Гирея, Большой Эрча, по Алазеи, Большой Куропаточай, на междууречье Большой Чукотей и Колымы и в бассейне Колымы. Кроме того, они вскрыты скважинами в долинах рек Нанчан, Алазея (скв. 6), Рассоха (скважины 7, 9) и на акватории Восточно-Сибирского моря (скв. 2). Полоша, как правило, лежит ниже современного уреза рек, в скважинах подстилаются с четким размывом нижним средним миоценом (бассейн Идилтирки) либо плиоценом (реки Крестовка, Колыма, Алазея). Согласно или с размывом они перекрыты более молодыми отложениями.

Впервые аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения были выделены А. В. Шером в 1971 г. в ранге оперской свиты [34]. Стратотип описан в среднем течении Большой Чукотской. Они подразделяются на два горизонта — нижний чукочий и верхний аканский, разделенных четким перерывом и имеющих свои стратиграфические и возрастные пределы. Граница между ними проводится по смене эволюционных стадий колытых леммингов (*Predictosorex sibiricus* — *Dicrostonyx rendens*) и появлению серых полевок *Microtus (Microtus)* spp. — типично неоплейстоценовой группы. Из-за недостатка информации по площади на данном этапе геологической изученности они картируются как единое геологическое тело — оперский надгоризонт.

Разрез оперского надгоризонта имеет сложное строение, обусловленное частым чередованием по простирию и вертикали разных фаций флювиального ряда и озерных отложений. Отличительной особенностью его является доминирование тонколистерных фракций (глины, алевриты, суглинки), пilitчатый или осколчатый тип отдельности, послойное интенсивное окжелезнение, наличие хорошо разложившихся органических остатков, специфический комплекс крупных млекопитающих и наличие многочисленных криогенных и посткриогенных образований на разных уровнях, что резко отличает его от отложений кайнозоя.

В целом разрезы оперского надгоризонта достаточно однотипны по площа-ди и представлены алевритисто-песчанистыми глинами, плотными глинистыми, серого цвета, с осколчатой или тонколитчатой (в озерных фациях) отдельно-стями. В отдельных разрезах (реки Крестовка, Колыма) глины и алевриты тонко переслаиваются с желтовато-серыми мелкозернистыми песками, иногда содер-жающими линзы гравия, прослои (0,1—0,5 м) и мелкие линзы слаборазложившегося торфа. Слоистость горизонтальная, реже косая или волнистая. Повсеместны послойные включения растительного детрита. В подошве некоторых слоев скоп-ления крупных растительных остатков (веток, корней, стволов). На разных

уровнях в разрезе присутствуют озерные линзы до 8 м мощности (сизые ленточноКостистые суглиники, глины с характерным запахом застойных водов, выращенными криотекстурами и типичными для данного типа отложений пепломоносчательными ярусами до трех горизонтов), несколько систем Большой Хомус-Юрях, Большая Чукочья до трех горизонтов, не сколько систем псевдоморфоз по полигонально-жильям льдам, часто расположенных ярусами (до трех ярусов на Большой Чукочьей, Алазее). Редко основание разреза сложено более грубыми фракциями, очевидно, отвечающими русловым фациям: разновозрастные коскостистые окаменелые пески с прослойями опесчененных алевритов, линзами гравия (реки Керемесит, Крестовка) или галечники (бассейн Индигирки).

Мощность отложений олерского надгоризонта до 50 м и более. Наиболее полные разрезы наблюдались в долинах рек Керемесит, Большой Хомус-Юрях, Алазея, Большая Чукочья [10, 25, 52, 53, 70].

Литологический состав, характер сплошности и криотекстуры указывают на аллювиальный и озерный генезис отложений с преобладанием в разрезе пойменных и старичных фаций аллювия, что подтверждается составом диагатомовой флоры и комплексом остракод (*Limnocythere producta* Faskovich et Kaz'mina, *L. sanctipatricii* Rad'y et Rob., *L. inopinata* Baird, *Husurpis gradii* G. O. Sars, *Candona candida* (Muller) и др. (реки Керемесит, Алазея), а также данными палеокарпологии (реки Большая Чукочья, Большой Хомус-Юрях), восстанавливающими ландшафты заболоченной поймы с озерами и старипами.

Отложения по всему разрезу содержат остатки фауны млекопитающих. Среди крупных форм (наиболее обильны в нижних частях разреза) присутствуют докабаллонная лошадь с примитивными «стеноновыми» призраками, архаичная форма мамонта, древний слон (*Archidiskodon* cf. *wijisti*), широколобый лось, очень крупный бизон (*Praecervus beringiensis* Sher), росомаха (*Gulo* cf. *schlosseri* Kogt.) и др. Остатки мелких млекопитающих нижней и средней частей разреза (р. Крестовка) представлены многочисленными *Predictostomus comptalis* Zazhigin et R. Hopkinsi (наиболее архаичная форма), зайцеобразными, супликами, пищухами, архаичными кольпными леммингами, некорнеузубыми полевками (*Allophatomys* cf. *plioseenicus*, *Clethrionomys* ex gr. *rutilus*). Большинство этих видов являются характерными представителями фауны раннего олерского комплекса (чукотский горизонт). Остатки фауны крупных и мелких млекопитающих верхней части разреза характеризуют поздний олерский комплекс (аканский горизонт) — архаичная лошадь, прогрессивная форма олерского слоя (*Arcatherias* sp. 2, овцебык прошибос, крупная форма медведя и др. (р. Большой Хомус-Юрях и др.). Остатки грызунов (серые полевки, обилие кольпных леммингов близоны *Dicrostonyx rendens* Zazhigin, *Clethrionomys* ex gr. *rutilus*, примитивные *Micromys* sp.) сопоставимы с тиасильтским комплексом раннего неоплейстоцена, что подтверждается наличием в нем рода *Micromys*, бурное развитие которого в Евразии совпадает с началом палеомагнитной эпохи Брюннс, отвечающей границе эоплейстоцена — неоплейстоцена [25, 35].

Спорово-пыльцевые спектры, палеокарпология и энтомофужа показывают, что палеогеографические условия времени формирования отложений олерского надгоризонта не отличались стабильностью. В основании чукотинского горизонта довольно сухие ландшафты тундры и, возможно, лесотундры с участками степей, вверх по разрезу сменяются более или менее влажной кустарниковой тундрой, на смену которой приходят криоксеротические полыни-маревые

ландшафты. Заключительный этап накопления олерских отложений (аканский горизонт) проходит в условиях постепенного распространения лиственнично-бересковых лесов, которые в кровле легируют, вновь заменяясь «открытыми» пространствами со злаковым разнотравьем и сопутствующей им карликовой береской [6]. Чередование климатических фаз подтверждается горизонтами погребенных почв и ярусами псевдоморфоз по ледяным жилам.

Палеомагнитные характеристики свидетельствуют о формировании отложений на протяжении длительного времени. Основная часть разреза характеризуется в основном обратной намагниченностью (верхняя часть зоны Матумса, включая Эпизод Харамиль), отвечающей эоплейстоцену. В основании аканского горизонта знак палеомагнитной полярности меняется на прямой, соответствующий границе зон Матумса — Брюннес [6].

Все эти данные дают полное основание относить время формирования отложений олерского надгоризонта к позднему эоплейстоцену — раннему неоплейстоцену.

На шельфе (скв. 2, гл. 43, 1—34, 8 м) к данному возрастному интервалу по палинокомплексу с некоторой долей условности отнесены сероватые алевритовые пески (8,3 м, подопаша не вскрыта) слабосортированные, с редкой дресвой, гравием и глинистыми гумусированными прослойями, содержащими древесные остатки. Авторы считают их аллювием затопленной прадолины [60].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее — среднее звенья

Нижнее звено, вторая ступень — среднее звено, первая ступень (I₂—II₁)

представлены озерными, озерно-болотными и аллювиальными отложениями.

Озеры и озерно-болотные отложения (I_{b1}—II₁), относимые к алазейским слоям [10], обнаруживаются в крупных метаморфозах по жильям льдам на контакте алевритов олерского надгоризонта и перекрывающих их песков среднего неоплейстоцена в долинах Алазея и Большой Чукочьей. Они представлены коричневато-серыми суглинками, алевритами сильно гумусированными, отформованными, часто окаменелыми, с пресноводной фауной моллюсков. В основании разрезов присутствуют многочисленные древесные остатки, шишки хвойных.

Озерно-болотный генезис убедительно подтверждается преобладанием бентосных видов диатомей с большим разнообразием болотных форм.

Палинокомплексы резко отличаются от олерских большой ролью древесно-кустарниковой группы. В спеках присутствуют лиственница, ель, сосна, появляются древовидная береска (до 15 %) и ольха (спектр северной гайи или южной лесостепи).

Возраст определяется стратиграфическим положением между эоплейстоценом и средним неоплейстоценом.

Альтильные отложения (ал₂—II₁?), относящиеся к данному возрастному интервалу условно из-за недостаточного биостратиграфического обоснования, картируются в речных долинах хр. Улахан-Сис и его обрамления.

Они с размытым залегают на коренных породах или эоплейстоцене — раннем неоплейстоцене, часто вскрываются в поколе речных террас. Разрез представлен галечниками мощностью до 4—6 м (реки Нанчан, Большая Эрча и др.) или

темно-серыми сунесиями, желто-серыми мелкозернистыми песками (до 10 м) с торфяными прослойями и включениями древесных остатков (р. Балыктах).

По спорово-пыльцевым спектрам аллювиальные отложения идентичны атлантическим слоям — тип современной лиственичной тайги Северо-Востока с зарослями кустарников, луговыми и степными ценозами.

Среднее звено

Среднее звено неоплейстоцена представлено аллювиально-морскими, прибрежно-морскими и аллювиальными отложениями.*

Аллювий и альлювий (дельты) отложений второй ступени (амП₂) отнесенные к Коньковской свите [50], обложаются на междуручье Кольмы и Коньковой в основании разрезов ряда озер западнее оз. Чукочье, вскрыты скважинами у оз. Мавринское (скв. 4) и в устье Большой Чукочей (скв. 3). Полоса их заходит на глубинах 6—8 м ниже современного уровня моря; перекрыты аллювиально-морскими осадками среднего звена или отложениями верхнего звена неоплейстоцена.

В скважинах 3 и 4 вскрываются опесчаненные алевриты серые, реже желтовато-серые горизонтально-слоистые, с прослойями (0,2—3 м) серых, сизовато-серых тонкозернистых косослоистых песков, в различной степени залегающих, с редкими разрозненными слойками намывного растительного детрита, ракушек. Низы разреза сложены светло-желтыми среднезернистыми песками (1 м), «забытыми» обломками раковин морских моллюсков (*Ioldia* sp., *Portlandia* sp.). Отложения аномально засолены, содержат линзы криопеготов. Вскрытая мощность 7—12 м.

Формации фильтры (около 20 видов) представлены арктическими видами материковой отмели пониженнной солености. Диагемы пресно- и солоноватоводные (*Stephanodiscus astarte*, *Melosira granulata*, *Navicula sturtoserpula*, *N. gracilis*, *Diatoma vulgaris*, *Nitzschia sublinearis* и др.), по заключению Е. И. Поляковой, типичные для прибрежной зоны моря в предельной части крупной реки [50]. Палинокомплексы характеризуют «открытые» ландшафты криоксеротического типа.

Аллювий и альлювий отложений второй ступени (амП₁) вскрыты скважинами в устье Большой Чукочей (скв. 3) и на междуручье Кольмы и Коньковой (скважины 6, 11). В скв. 3 (гл. 5,0—2,4 м) на дельтовых отложениях второй ступени среднего неоплейстоцена заходят коричневато-серые мелкозернистые заиленные пески (0,6 м), местами сильно окисленные, с обильными включениями намывных органических остатков, вверх по разрезу переходящие в темно-серые опесчаненные алевриты (2 м) с маломощными (до 5 см) прослойками растительного детрита, включениеми костных остатков мелких позвоночных (зайды, лемминги и др.) и многочисленными линзовидными скоплениями пресноводных моллюсков. В кровле отмечаются мелкие ледяные клинья, ледяные и земляные жилы с перестроенными решетками, псевдоморфозы по повторноильным льдам. Видимая мощность до 2,5 м.

Аллювиальные отложения на р. Малый Айн вдоль восточной рамки листа (Уткинские слои) представлены монотонными сизовато-серыми алевритисто-песчаными глинями с линзами торфянников и косослоистыми песками с линзовидными прослойками (1—2 см) гравия. Наблюдавшаяся мощность 6—8 м.

На аллювиальный генезис отложений (сложнопостроенный конститутивный аллювий, включающий разные фации), помимо структурных особенностей и характера слоистости, указывает диагомовая флора [52]. Спорово-пыльцевые спектры не представительны. Возраст определяется наличием в аллювиальных отложениях фауны крупных (макро раннего типа, крупная форма кабаллонидной лопадии и др.) и мелких (*Dicroidium simplicior* и др.) млекопитающих среднего неоплейстоцена.

Условно к среднему звуанию отнесены аллювий и альлювий отложения (амП₁) высоких террас рек Арга-Юрах и Большая Эрга. Они сохранились в виде реликтов на склонах с абсолютными отметками 70—140 м и в эрозионных

ледниковых.

Нерасщепленные прибрежно-морские отложения среднего неоплейстоцена (амП₁) вскрыты скв. 15 в нижнем течении Большого Айна и скв. 2 (гл. 34,8—24,6 м) на шельфе.

На р. Большой Айне (скв. 15) пол отложениями верхнего неоплейстоцена залегают маломощные (до 3 м) серые легкие суглинки с растительным детритом, паницирами жуков, спикулами и фрагментами скелетов губок, содержащие ди-

томы смешанного генезиса и формами фильтры *Trochammina obtusata*, *Proteonella diffugiformis*, *Patellina corrugata*, *Cibicides* sp., *Elphidium* sp., *Fuscoenoides gracilis*, *Cassidulina subacuta* [64]. На шельфе (скв. 2) они с размытием перекрывают предполагаемые отложения олерского надгоризонта. Представлены хорошосоориентированными тонкослоистыми (1—3 см) темно-серыми опесчаненными алевритами (4,3 м), вверх по разрезу постепенно переходящими в неслойстые алевриты с прослойами растительных (в том числе древесных) остатков. Мощность 9 м.

Прибрежно-морской генезис их определяется морскими органическими остатками, на щельце — коэффициентами устойчивости (1, 2), гравитационного наклонения (3, 8) и значительным содержанием в породе аутигенных минералов (пломинит — до 63,4 %, пирит, реже барит) [60].

Аллювий и альлювий отложений среднего звена (амП) слагают основание террасуvalов (абс. отметки 40—60 м) в бассейнах Индигирки, Шангины, Окули, Алазеи и вскрываются в основании верхнего неоплейстоцена по долинам Большого Хомус-Юраха, Малой Коньковой, Малого Айна. Полоса лежит ниже современного уреза. На сопредельной с юга территории они залегают на размытой кровле олерского надгоризонта [83].

На правобережье Индигирки и в бассейне Шангины они сложены светло-серыми горизонтально- и косослоистыми мелкозернистыми песками и алевритами (6—7 м) с прослойми (до 10 см) слаборазложившегося торфа с обломками древесины, постепенно вверх по разрезу сменяемыми монотонными серыми разнозернистыми песками (с преобладанием мелкозернистых), тонкогоризонтально-слоистыми и пологоволнистыми, с многочисленными маломощными (до 5 см) прослойками растительного детрита, включениями костных остатков мелких позвоночных (зайды, лемминги и др.) и многочисленными линзовидными скоплениями пресноводных моллюсков. В кровле отмечаются мелкие ледяные клинья, ледяные и земляные жилы с перестроенными решетками, псевдоморфозы по повторноильным льдам. Видимая мощность до 2,5 м.

* Отложения первой ступени среднего звена описаны в разделе «Среднее—верхнее звенья» при характеристике керменецкого надгоризонта.

уступах рек. Представлены песчано-гравийно-галечным материалом, в верхней части с прослойями (0,1—0,3 м) пластичных серых, голубовато-серых глин. Обломочный материал разных размеров, средней окатанности и сортировки. Наиболее мощность до 9,0 м [28, 47].

Отложения «немые», палинокомплексы не представлены. Выделены по геоморфологическому критерию.

На шельфе по геофизическим материалам континентальный средний неоплейстоцен с четко фиксированными kontaktами на сейсмограммах представлен алевритисто-глинистыми песками, иногда с прослойями галечников, средней мощностью до 30 м [59].

Среднее—верхнее звенья

Нерасчлененные отложения среднего звена — нижней ступени верхнего звена неоплейстоцена (IaII—IaIII) представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными (II) и озерно-болотными (III₁) генетическими типами. Они широко распространены на Приморской, Колымской низменностях, где участвуют в строении обширных аккумулятивных равнин (абс. отметки 60—80 м), обнажаясь в основании разрезов верхнего неоплейстоцена по боргам речных долин и аллювийных котловин. На западе территории они отвечают керемеситскому надгоризонту, аллаиховской, ачагайской свитам, в бассейне Алазеи и востоке региона — маастахской свите.

Залегают на неровной поверхности эзоплейстоцена, в полыхах неотектонических блоках — на коре выветривания и коренных породах; с размывом покрыты отложениями верхнего звена неоплейстоцена.

Их отличительной особенностью являются преимущественно песчаный состав, бедность органическими остатками и слабая выраженность криотекстур.

Отложения керемеситского надгоризонта, наиболее полно характеризующие разрез данного возрастного интервала, слагают обширные водораздельные пространства на северо-западе территории, широко распространены в бассейнах рек Керемесит, Шандрин, Сундрун, Большой и Малый Хомус-Юрях.

Стратиграфический разрез описан на левобережье среднего течения р. Керемесит [53]. На отложениях олерского надгоризонта с размывом залегают серые, зеленовато-серые тонкозернистые алевритистые, реже глинистые, песчаные, аллювиально-, реже горизонтально- и линзовиднослоистые, с прослойями опесчанинных алевритов, в базальной части — с линзами гравия. Слоистость подчеркивается в разной степени окжелезненными (миллиметры—первые сантиметры) или залегающими песками; они содержат редкие линзы или прослой намывного глины. Наблюдавшиеся мощности 18,5—30,0 м.

На алевритистых песках в обнажениях на реках Керемесит, Шандрин, Сундрун, Большой Хомус-Юрях с нарушением (местный разрыв?, псевдоморфозы) (верхняя часть керемеситского надгоризонта, кондаковская свита II_{3—4} — по Д. К. Башлавину [53]) тонкополосчатые оскольчатые, с линзами и единичными прослойами (до 0,4 м) сильно спрессованного темно-коричневого торфа, редкими растительными остатками, послойными включениями пятыи вивианита. Мощность 6,5—7,0 м.

Разрезы на р. Аллаиха (аллаиховская свита) близки к описанным выше.

В бассейне Алазеи и на востоке территории (реки Большая Куроваточня, Большая Чукочья, Малая Коньковая и др.) обнажается преимущественно верхняя часть разреза керемеситского надгоризонта (маастахская свита). Основная часть ее, относимая к третьей—четвертой ступеням среднего неоплейстоцена, сложена аллювиальными и озерно-аллювиальными, преимущественно алевритисто-глинистыми песками, реже — алевритисто-песчаными глинистыми горизонтально- и линзовиднослоистыми, интенсивно окжелезненными, с редкими линзами, насыщенными растительным детритом. Мощность в пределах сводовых поднятий не превышает 6—7 м, в депрессиях — до 20 м.

Аллювиальный и озерно-аллювиальный генезис отложений подтверждается комплексами диатомовой флоры (фации пресных мелководных слабогидроточных заболоченных водоемов) и остракодами (*Nucularia bradyi*, *Candona candida*, *C. fabaeformis*, *C. levanderi*, *Limnocythere sanctiparvici*), типичными для рек и озер [50, 64].

Отложения содержат раковины пресноводных моллюсков, костные остатки крупных млекопитающих (преимущественно в нижней части разреза) — ранняя форма мамонта, крупные формы лошади, овцебыка, бизона, северного оленя. В кровле разреза присутствуют остатки колыбильных леммингов (пробладает морфотип *Dicrostonyx simplicior*), сусаков, северосибирской полевки и энтомофауны на криоксеротического облика [12, 53].

По характеру палинокомплексов можно говорить о формировании отложений в условиях холодного и сухого климата при господстве различных растительных сообществ «открытых» ландшафтов степного, лугового и тундрового типов. Об этом же свидетельствует низкая численность и бедность видового состава диатомовой флоры при значительном (до 76 %) участии холдинговых видов. Отложения прямо намечены, относятся к эпохе Бронес. На р. Шандрин в верхней части разреза отмечена обратная полярность, возможно, отвечающая времени днепровского эпизода [53].

Возраст — среднее звено неоплейстоцена — определяется по фауне крупных и мелких (биозона *Dicroidium simplicior*) млекопитающих, энтомофауне и палеомагнитным данным, отвечающим эпохе Бронес.

Венчают разрез на зерно-болотные отложения первой ступени, в верхнем звене неоплейстоцена (IaII₁) *. Они закартированы в береговых уступах Аллаихи, Керемесита, Шандрина, Сундруна, Большого Хомус-Юряха, в среднем течении Алазеи и по Колыме и Малому Анюю. Как правило, залегают карманами и линзами в понижениях кровли среднего неоплейстоцена, местами сохранившись лишь в псевдоморфозах.

Стратиграфом является разрез на правобережье Колымы в 35—43 км ниже устья р. Омолон (Дуванский яр), где на голубовато-серых глинах среднего неоплейстоцена залегают торфники (1,5 м) с глинистыми алевритами, в нижней части разреза обогащенные растительным детритом и древесными остатками (береза, лиственница); вверх по разрезу они постепенно сменяются моховым и осоковым торфом (0,2—0,3 м), переклаивающимися с алевритами (аллювийская фация). Мощность отложений 1,8 м.

В долинах Аллаихи и Алазеи озерно-болотные отложения сложены ленточноподобными горизонтальнонослоистыми, в низах разреза косослонистыми

* Из-за локального распространения, малых мощностей они описываются в составе нерасчлененных среднего—первой ступени верхнего звена неоплейстоцена.

оторфованными алевритами (0,5—1,5 м) с характерными структурами облекания и прослоями аллюхтонного можково-кустарникового торфа. Часто в основании разрезов скопления обломков древесины, сучья, кора древовидной белоствольной березы, ольхи, кустарников.

В разрезах присутствуют kostные остатки пресноводных рыб, богатая фауна тундре с редкостойными лиственничными лесами с кедровым стаником, зарослями ольховника, кустарниковых берез и ив.

Радиоуглеродные даты запредельные (более 35—41 тыс. л. н. [10, 50, 53]). Данные абсолютных датировок термоломинесцентным методом — 120—140 тыс. л. н. (скв. 8) отвечают раннему верхненесоплейстоценовому (молотковскому) межледнику [70].

Верхнее звено

К верхнему звену отнесены нерасчлененные лессовидные криогенно-озерно-аллювиальные, криогенные делювиально-солифлюкционные, аллювиальные, аллювиально-морские и эоловые генетические типы.

Н е р а с ч л е н е н н ы е о т л о ж е н и я в т о р о й — ч е т в е р т о й с т у п е н ь ь в e r h n e g o з v e n a (e д o m n i й налгоризонт ШП₂₋₄) представлены своеобразными сильнолистистыми полигенетическими лессовидными криогенно-озерно-аллювиальными образованиями аллювиальных равнин (абс. отметки 30—80 м, до 90—120 м в предгорьях). Они слагают обширные пространства Приморской и Кольмской низменностей, предгорья и межгорные впадины, отмечается на акватории Восточно-Сибирского моря. С разрывом и резким стратиграфическим несогласием залегают на разновозрастных до- и раннееноплейстоценовых отложениях. В них вложены современный аллювиальный речных долин и озерно-болотные отложения аллювиальных котловин.

Однотипными особенностями отложений являются преимущественно аллювиальный состав, высокая льдонасыщенность пород, повсеместное присутствие в разрезе синтетических сегрегационных и полигонально-жильных конгломератных льдов в виде крупных ледяных жил и массивные включения остатков террофагуны позднепалеолитического «мамонтового» комплекса.

В разрезе выделяются три толщи, относимые к биозоне *Dicotostylus galieini* и отвечающие ойкоскому, молотковскому и сартанскому возрастным интервалам верхнего неоплейстоцена. На геологической карте они показаны нерасчлененными (единственный налгоризонт ШП₂₋₄), так как являются единим, сложнопостроенным геологическим телом. В естественных обнажениях, как правило, вскрываются лишь фрагменты отдельных частей разреза (преимущественно верхней и средней).

Нижняя толща приурочена главным образом к понижениям палеорельфа развита фрагментарно. Картируется в основании берговых уступов Колымы (Дуванский яр — стратотип), Большого Аниоя (Антохинский яр) и на р. Крестовка (2 км от устья). В подошве скоплена листьями алевритами с «плюсковыми» криотекстурами, крупными (до 3 м) ледяными жилами с деформацией пород на контактах. Алевриты перекрываются пачкой переслаивающихся тонко-мелко-

зернистых желто-серых пылеватых песков (0,5—1,0 м) и коричневато-серых алевритов (0,5—2,0 м), участками с линзовидными прослоями (0,1—0,5 м) ожелезненных мелко-среднезернистых песков и оторфованных алевритов. Слоистость косая, реже — горизонтальная и пологоволнистая. Им свойствены бахромчатые криотекстуры, часто с признаками перестройки, возможно, связанный со сменой фазий. Мощность 5—10 м.

В средней (основной) части разреза ломинируют пойменные фации, состоящие из монотонных сероватых глинистых, реже песчанистых алевритов с циклическими повторяющимися прослойками и линзами торфа или тонкослоистыми пачками в разной степени оторфованных алевритов, содержащих многочисленные включения автохтонных растительных остатков. Слоистость горизонтальная, косая или горизонтально-линзовидная. В отдельных разрезах присутствуют отложения старинной фации — пылеватые оторфованные супеси и суглинки, включениеми растительных остатков (как правило, икситного захоронения), частично в виде скоплений плавника, маломощных прослоев и линз автоморенного торфяника, пылен вивианита. Содержат многочисленную фауну пресноводных моллюсков, характерную для озерных и старичных фаций.

Верхние разрезы представлены сильнолистистыми горизонтальнослоистыми дестротоносными песчанистыми алевритами, реже глинистыми песками с массивами криотекстурами и крупными ледяными жилами, в отдельных разрезах составляющими до 80% (р. Волчья) объема породы. Местами наблюдается ярусное строение ледяных жил (до трех ярусов на реках Шандрин, Сундрун и Алазей), часто на контактах слоев с их перестройкой, вероятно, связанной с фациальной изменчивостью отложений либо локальным размылом. К ним обычно приурочены высокогумусированные линзы и прослои эмбрионального? озерного термокарста.

Мощность отложений сломного налгоризонта до 50 м. Наиболее полные разрезы наблюдались по бортам долин Индигирки (Сылной, Марахчинский, Воронцовский яры), Алазеи, Большой Чукочей, Колымы (Дуванский яр), Омолона, а также по долинам рек Керемесит, Шандрин, Сундрун и Большой Хомус-Юрях.

Многочисленные криогенные образования в составе пород свидетельствуют об экстремально холодных климатических и геокриологических условиях времени накопления отложений, особенно их верхней части.

Гранулометрический (алевритовая фракция выше 90%) и минеральный состав указывают на стабильные условия осадконакопления в пределах низменных заболоченных озерно-аллювиальных равнин и формирование отложений за счет постоянного, сугубо местного источника сноса.

Озерно-аллювиальный генезис подтверждается комплексом фауны пресноводных моллюсков (*Pisidium subtile tritum*, *P. subtricarinatum*, *P. hiematum*, *Valvata alpina* и др.), остракод и диатомовой флоры разных фаций флювиального ряда с максимумом холдиноводных форм в верхней и нижней толщах [53]. В предгорьях в строении этого комплекса отложений принимают участие ледю в и ально-соли флюкционы образование (ШП₂₋₄).

Отложения содержат многочисленные костные остатки крупных млекопитающих с характерными представителями типичного позднего «мамонтового» комплекса. Резко доминируют крупные травоядные — мамонт позднего типа, мелкие кабаноподобные лошади, короткорогие бизоны, северные и благородные лоны. Менее обильны овцебыки, шерстистые носороги, реже медведи, пещерные львы, лоси, росомахи и др. Фауна имеет четко выраженный зональный

(гипоарктический) характер и относится А. В. Шером к ойягоско-сартанскому интервалу, что подтверждается многочисленными радиоуглеродными латами абсолютного возраста (более 41—28 тыс. л. н.). По всему разрезу встречается энтомофауна, представленная ксероморфными тундровыми биотопами степных и оステнных сообществ, реконструирующими также тундровые ландшафты с участием степных и лугостепных видов с существенной ролью злаковых лугов [12]. Палинокомплексы фиксируют два этапа похолодания (нижний и верхний толщи, отвечающие по абсолютным датировкам ойягоскому и сартанскому времени) и разделенную их эпоху потепления (малотковское межледникье).

На щельфе отложений предполагаемого еломного надгоризонта (скв. 2, гл. 19,7—10,9 м), залегающие под раним голоценом, по вещественному составу, спорово-пыльцевым комплексам аналогичны материковым, однако по генезису относятся В. А. Калиничевым (1988 г.) к сложному трангрессивно-ретргессивному циклу осадконакопления на грани море—суша. Условные морские серодревние тонкозернистые алевриты с растительными остатками в кровле отмечаются в диапазоне глубин 15,5—13,1 м. По спорово-пыльцевому спектру они отвечают малотковскому потеплению.

Алювиальные отложения ($\alpha_2\text{III}_4$) слагают вторую надпойменную террасу (высота 10—20, до 25 м) крупных рек региона (Индигирка, Керемесит, Шандрин, Алазей, Колыма, Омолон и др.).

Стратиграфический разрез (алешкинская свита) описан на правобережье Колымы (20—25 км выше устья р. Омолон) [25].

Низы разреза вскрыты скв. 13. На глубине 8 м на галечниках бегуновской члененые алевриты. В естественном обнажении (продолжение разреза скважины) терраса сложена серыми глинистыми песками и алеврито-песчанистыми глинами горизонтально- и косослоистыми, в нижней части слабооклезненными, с автохтонными прослойками мелких растительных остатков (тонкие корепки и стебли трав инистного захоронения), линзами и прослоями (0,3—2,0 м) мелко- и среднезернистых хорошоупрочненных песков. Криотекстуры массивные, реже микролинзовидные, в верхней части разреза присутствуют первичнонитевые и ледогрунтовые жилы. Мощность аллювия 20—22 м.

На р. Алазее в 2,5 км выше устья р. Слобода разрез второй надпойменной террасы (высота 12—14 м) представлен хорошоупрочненными горизонтально-и косослоистыми разнозернистыми песками с линзами и прослойками дегрито-песчаных опесченных алевритов; постепенно вверх по разрезу пески сменяются алевритами с прослойками мелкозернистых песков, содержащих растительные остатки. Для верхней части разреза характерны ледяные жилы мощностью 1—4 м при ширине 1—2 м. Наблюдавшаяся мощность отложений 9—15 м. На Индигирке, Керемесите и Шандрине вторая надпойменная терраса (высота 10—25 м) сложена слоистыми буровато-серыми супесями (17,5 м) с горизонтальными прослойками (0,4—1,2 м) тонкозернистых глинистых дегритоносных песков или песчанистыми алевритами.

54

особенностями сохранности и наиболее измельчавшими формами лопади, ма- монтов позднего типа, короткого бизона, северного оленя и типичного пред- ставителя криоксеротической фауны тундры-степей — сайги.

Палинокомплексы представлены субфоссильными спектрами травянистой луго-тундры с повышенным (до 85 %) содержанием пыльцы трав, среди которых преобладают злаки (до 50 %), много ксерофитов (польнины, маревые, гвоздичные). В верхних частях разреза — лесотундровый тип растительности с участием осенних травянистых ассоциаций [10]. Абсолютные датировки органических остатков из данных отложений (16,8—10,4 тыс. л. н.) свидетельствуют о сартанском времени формирования отложений второй надпойменной террасы рек региона. На р. Малый Айой и левобережье Колымы (Каретовская елдома), возможно, обнажаются более древние слои алешкинской свиты, датируемые 18,7—22 тыс. л. н. [64].

Алювиальные отложения (αIII_4) древних дельт, лагун и мелководных морских заливов эстуарного типа слагают 20—25-метровые террасовые уровни в нижних течениях Сундруна, Малого и Большого Хомус-Юраха, Алазеи и на междуречье Колымы и Коньковой.

На западе наиболее полный разрез их описан в долине р. Сундруна в 37 км от устья: тонкое (0,7—1,3 м) переслаивание светло-серых мелкозернистых песков и уплотненных алевритов, слабо оклезненных по плоскостям напластования, насыщенных органическими остатками, участками оторванных. Слоистость ко- сая или волнистая, реже горизонтальная. Криотекстуры массивные или линзо-видные. Наблюдавшаяся мощность 16 м [58]. Контакт с подстилающими городами не установлен. На междуречье Колымы и Коньковой на лагунах отложений среднего неоплейстоцена или еломного надгоризонте верхнего неоплейстоцена заlegtает светло-серые с желтоватым или буроватым оттенком мелкозернистые илестые пески (6 м), участками оклезненные, хорошоупрочненные, с косой односторонней горизонтально-волнистой и горизонтально-диагональной слоистостью. Пески в верхней части разреза солеркат простой, обогащенные растительными остатками («войлонные слои»). Пере-крыты датированными позднеголоценовыми отложениями.

Характер слоистости, степень засоления отложений (резкие колебания се- свидетельствуют о сложных аккумулятивных образованиях, в строении которых участвуют, возможно, прибрежно-морские, дельтовые, лагунные и озерно-болотные фации. Возраст определяется стратиграфическим положением между еломным надгоризонтом и голоценом.

Делювиально-оползневые образования (dpIII_4) слагают пологие склонные вдоль южных склонов хр. Суор-Уяга (междуречье Балыктай—Бий). Представлены плохоупрочненным галечно-шебнистым материалом с примесью дресвы, песка, супеси. Предполагаемая мощность — первые десятки метров. В них вложены аллювиальные отложения первой надпойменной террасы рек (IV₁), что дало основание датировать их поздним неоплейстоценом.

Эоловые отложения (uIII_4). На юго-западе территории в бассейнах Шантиной, верхнего течения Алазеи и на левобережье Индигирки на песках среднего неоплейстоцена или отложений еломного надгоризонта верхнего неоплейстоцена заlegtает однородные мелкозернистые пески серые, зеленовато-серые, неясно- и косослоистые, пронизанные вертикальными штирами льда (1—6 м). Вскрытая мощность 7,5 м (скв. 16). Возраст песков проблематичен. Спорово-пыльцевые спектры отражают мохово-травянистый покров кустарниковой

тундры. В. В. Колпаков относит пески к эоловым образованиям саргансского времени [61].

На щельфе Восточно-Сибирского моря по материалам скважин района Медвежьих островов и сопредельных территорий [59, 62, 71, 85] под голоценовыми морскими отложениями по резкой границе (по цвету и консистенции) залегают алевритовые глины темно-серые, массивные или тонкогранечные, очень плотные, вплоть по разрезу переходящие в сероватые алевритовые пески и песчанистые алевриты мелко- и среднезернистые, плотные, хорошосортированные, с растительным дегритом. Вскрытая мощность 1,35—2 м, в Колымском жебобе — до 2 м [71].

Восточнее, в районе мыса Шалагского в них присутствуют морские сублиторальные и пресноводные диатомовые водоросли с холмовидными, леволово-нергетическими и криофильными формами (доминанты *Nitzschia granulata*, *N. cylindrus*, *Thalassiosira nordenskioldii*), характеризующими прибрежно-морское мелководье. В проливе Санникова (Новосибирские острова) отложения содержат обломки раковин морских моллюсков, зубы и позвонки мелких рыб, диатомы, фораминиферы, в том числе мигрировавшие из тихоокеанских форм *Reticularia miscanthus*, *Glabratella deringovensis*, *Bucella limpida*, не имеющих распространения в современных арктических морях [62]. По наличию тихоокеанских видов данные отложения отнесены к позднему неоплейстоцену, когда имела место миграция фауны с востока на запад.

ГОЛОДЕН

Нижняя часть голоцена (IV_1) представлена аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными, аллювиально-морскими и морскими генетическими типами.

Аллювиальные отложения (aIV_1) слагают первую надпойменную террасу рек региона (высота 4—6 м, до 8—10 м на крупных реках).

В горах и предгорьях терраса сложена серыми, темно-серыми разнозернистыми песками с редкими прослоями растительного дегрита и торфа либо слабоокатанным гравийно-галечным материалом. Вскрытая мощность до 6,5 м.

Аллювий равнинных рек представлен темно-серыми, буровато-серыми алевритами или пылеватыми супесями с тонкими прослойками темно-серых глинистых алевритов, насыщенных растительными остатками, редкими прослоями разнозернистых песков с гравием и галькой, прослойками (2—5 см) и линзами автохтонного торфа. Слоистость горизонтальная, косая, реже волнистая. В верхней части разреза присутствуют мелкие ледниковые клинья. Криотекстуры массивные и слоистые с редкими горизонтальными шлирами эпигенетического льда (0,2—0,5 м). Максимальная вскрытая мощность 15—18 м (скважины 5, 10, 12). В нижнем течении Индигирки и на востоке территории (реки Большая Куропаточья, Гальгавама, Большая Чукочья и др.) разрез первой надпойменной террасы преимущественно песчаный (тонко-мелкозернистые пески, часто глинистые, косо- и волнистослоистые, с тонкими послойными включениями растительного дегрита).

Растительные макроэлементы представлены видами северной флоры современных речных долин. Палеокомплексы свидетельствуют о формировании отложений в раннем голоцене, что подтверждается радиоуглеродными датами (9415—6730 л. н. [53, 82]).

Озерно-аллювальные отложения (aIV_1) развиты в нижнем течении Сундруна, Большого Хомус-Юряха, Алазеи и на междуручье Большого и Малого Аниоя. Полоса не вскрыта.

В долине р. Сундрун (22 км от устья) они сложены монотонной толщей (10 м) горизонтальнослоистых песков и алевритов, с линзовидными прослоями торфа и растительных остатков. В верхней части разреза присутствуют ледяные клинья мощностью до 3 м. Абсолютная датировка торфа из озерной фации (8600 л. н.) отвечает времени раннего голоцена [58].

Озеро-болотные отложения (ibIV_1) выполняют днища обширных альясных котловин в пределах озерно-аллювиальной равнины. Они приурочены к пилоцелям развития отложений сломаного надгоризонта верхнего неоплейстоцена, являясь результатом термокарстовой переработки последних.

Типичный разрез описан в бассейне р. Рассоха. В основании залегают плосководных моллюсков (различные виды *Pisidium*, *Spedrium*), псевдоморфозами по ледяным жилам (таберальные образования). Они перекрываются озерными листистыми супесями, переслаивающимися с глинистыми алевритами, часто значительно уплотненными, с характерным застывшим волоемом, включением птицы вивиантита, линзами и прослоями торфа, оторванных растительных остатков, приуроченных, как правило, к верхней части разреза. Венчает разрез 1,2 м толща торфа (собственно аллюзия фации) с ледяными клиньями, в плане образующими полигональную решетку. Для большинства разрезов характерны сегчато-слоистая, реже массивная криотекстура. Максимальная вскрытая мощность 4,3—6,8 м [47, 53].

Фауна моллюсков и диатомей представлены видами озерно-болотных сообществ. Энтомофауна свидетельствует о распространении ландшафтов типа современной лесостепи или южной кустарниковой тундры.

Время осадконакопления озерно-болотных отложений определяется многочисленными радиоуглеродными датами (10 600—5400 л. н.), отвечающими раннему голоцену, включая его оптимальную фазу. Палинокомплексы противоречат этому.

Аллювиальные морские (дельтовые) отложения (amIV_1) разбиты в пристебильных частях Инилирки, Алазеи, Гальгавама и Колымы, слагая дельтовую террасу высотой 2—5 м (8—10 м на р. Колыме). Они повсеместно представлены темно-серыми алеврито-песчаными глинами, желто-серыми глинистыми песками с массой мельчайших органических остатков. Отложения almost засолены, содержат раковины *Cyrtodaria kuriiana*, фораминиферы (доминирует *Reticularia obtusata*), остракоды *Cythere strobosa* и *C. robusta*, реконструирующие мелководный морской бассейн пониженной солености, иногда значительно опресненный [65]. Возраст определяется геоморфологическим положением.

Морские отложения (mIV_1) слагают первую морскую террасу высотой до 5 м на п-ове Лопатка, южном берегу Гусиной губы и фрагментами вдоль всего побережья Восточно-Сибирского моря и Медвежьих островов. Полоса никогда не вскрыта.

На западе территории терраса сложена серыми слоистыми супесями, реже суглинками с прослойками, линзами тонкозернистых песков с послойными включениями намывного растительного дегрита, плавника, в том числе древесного. В пристебильной части Инилирки в разрезе преобладают алевритовые и глинистые пески с примесью гравия и гальки. На востоке отложения террасы

представлены темно-серыми алевритисто-песчаными глинами с мелкими линзами и прослойками (0,5—5 м) темно-коричневого торфа, в верхней части разреза обильными включениями ракушечного дегрита. На Медвежьих островах терраса, развитая в кутовых частях заливов, сложена разнозернистыми песками и галечниками. Вскрытая мощность отложений до 6 м.

Раннеголоценовый возраст определяется геоморфологическим положением и линзовыми абсолютного возраста — 9300—9700 л. н. [62], свидетельствующими о формировании террасы в процессе раннеголоценовой трансгрессии Арктического бассейна.

На шельфе низы голоценена представлены мелководными прибрежно-морскими фациями (mIV_1). По данным бурения под современными лонными отложениями по резкой границе залегают плотные серые, зеленовато-серые, темно-серые глинистые алевриты и алевритистые глины с морскими раковинами, спикулами губок, обрывками растительной органики, включая торф. В ложбинообразных понижениях рельефа в отложениях присутствуют железнотяжелевые конкреции в виде грубых образований диаметром 0,5—2 см или марганцевые конкреции в виде грубых глыб. Мощность до 1—1,4 м, южнее Медвежьих островов — 4—6 м. Подстилаются осадками позднего неоплейстоцена [71, 85].

Фауна арктическая и boreально-арктическая, типичная для зоны внутреннего шельфа современных арктических морей. Комплекс диатомовой флоры на сопредельной территории (пролив Санникова) отличается максимальной численностью и видовым разнообразием планктона и бентосных форм с доминантами *Paralia sulcata*, *Thalassiosira lacustris* var. sept. Спорово-пыльцевые спектры отвечают более теплым условиям осадконакопления, чем современные [62].

Верхняя часть голоцена (IV₂) представлена аллювиальными, морскими, альлювиально-морскими, озерно-болотными отложениями.

Аллювиальные отложения (alIV₂) выполняют собственно русла рек прирустовых отмелей, косы и на большинстве рек слагают два уровня пойменных террас. Русловые отложения имеют преимущественно песчаный, реже алевритовый состав, в горной части преобладают грубоупесчаные и гравийно-галечные фракции. Основным элементом речных долин являются пойменные отложения. Низкая пойма (0,8—2,5 м) наиболее широко развита в долинах Идигирки, Алазеи и Колымы. Сложена алевритами, мелкозернистыми песками с прослойками и линзами растительных остатков прикизенного захоронения («растительная сплошька»). Алевриты преобладают на равнинных реках, песчаная фракция характерна для низовий большинства крупных рек. В горах и на участках локальных неогеотектонических поднятий отложения низкой поймы фрагментарны, представлены грубозернистыми песками, галечниками с линзовидными прослоями алевритов.

Высокая пойма (3—5 м, до 6—8 м на крупных реках) занимает основную часть днищ речных долин. На Приморской низменности она сложена буровато-серыми глинистыми алевритами и тонкозернистыми песками горизонтально-слоистыми, с прослойами торфа на разных уровнях (чаще в верхней части разреза) и растительными остатками. Наиболее полный разрез описан на левобережье Индигирки (скв. 1), где сверху обнажается торф (0,2 м), по резкой горизонтальной границе смешанный иловато-пылеватыми темно-серыми пятнисто-ожелезненными суглинками (4,8 м) с тонкой горизонтальной слоистостью, многочисленными мелкими растительными остатками, линзами аллохтонного торфа и крупного плавника. Суглинки прорваны клиньями эпигенетического жильного

льда до глубины 3 м при ширине жил 1—2 м. Ниже — пачка переслаивающихся суглинков, супесей и тонкозернистых песков (4,9 м). Основание разреза сложено мелкозернистыми темно-серыми песками (0,7 м), подстилаемыми тонколистовыми отложениями едомного надгоризонта позднего неоплейстоцена. Мощность аллювия по скважине 10,6 м. В низовьях Индигирки и придельтовых частях бассейна крупных рек разрез высокой поймы песчаный.

Спорово-пыльцевые характеристики пойменного аллювия близки к современным спектрам тундровой зоны, чему не противоречат данные абсолютного возраста органических остатков из этих толщи (460—5550 л. н. [10, 47, 82]).

Морские отложения (mIV₂) слагают низкие (0,5—3 м) морские террасы и современные аккумулятивные формы побережья, представляющие собой единую морфогенетическую поверхность. Они прослеживаются вдоль всего побережья Восточно-Сибирского моря и участков аккумулятивных берегов Медвежьих островов. Сложенены глинистыми алевритами и илами с прослойями разноэзернистых песков, линзами криолитов и постепенными включениями растительного плавника, включая обломки крупной древесины. На востоке региона преобладают илы и глины. У подножий коренных отсыпей в устье Колымы и на Медвежьих островах пляжи сложены галечниками (3—5 м) со щебнем и обломками коренных пород с песчано-глинистым заполнителем или разнозернистыми песками с разноокатанной галькой, гравием и дресвой, спементированными глинистым алевритом и льдом. Пески и галечники слагают косы, бары, острова в устьях Идигирки и Колымы. Обширные зоны осупек (до 1—3 км) сложены глинами и илами со скоплением на отдельных участках крупного плавника. Предполагаемая мощность до 4,5 м.

Аллювиальные отложения (alIV₂) слагают современные дельты (0,5—1 м, до 3 м на р. Колыма) многих рек. Для них характерно доминирование аллювиальных фаций над морскими («индигирский» тип дельвообразования).

На западе территории в разрезе большинства дельт преобладают тонкозернистые косослоистые пески с прослойями глинистых алевритов и обилием постепенных включений растительных остатков, в том числе крупного древесного плавника. Внутренняя часть дельты Идигирки сложена темно-серыми сильноглинистыми алевритами, иловато-пылеватыми суглинками, в нижней части мелкозернистыми заиленными песками со шлаками (2—5 см) льда и мелкими мелкими жильями. На востоке территории дельты (в том числе р. Колыма) сложены глинами, глинистыми песками, песчанистыми глинами с прослойками, линзами аллохтонного торфа и обилием потребленного плавника. Видимая мощность до 1,2 м, вскрытая скважиной в низовьях Идигирки — 7,5—8 м [54].

Озеро-болотные отложения (lbIV₂) современного этапа аллювирования широко развиты по всей территории. Они слагают мелкие котловины и центральные части древних алосов. Представлены преимущественно тонкозернистыми ленточноподобными глинами, алевритами, насыщенными растительными остатками, включая торф, реже торфяники (в кровле разреза). Содержат линзовидные жилы мощностью до 1,5 м. Характерной особенностью их является частое отсутствие в разрезах собственно аллювийской фации, что, возможно, служит показателем незавершенности процесса осадконакопления.

Типичный разрез описан в бассейне среднего течения р. Шандрин. В верхней части разреза наблюдается чистое (0,3—0,5 м) переслаивание торфа, илестого суглинка и буровато-серой супеси (1,4 м). Вниз по разрезу они постепенно смешиваются сизовато-серыми, буровато-серыми илистыми алевритами горизонталь-

ностоистыми, с прослойками, насыщенными растительными остатками и линзами (до 5 см) торфа. Мощность 12 м; залегают на отложениях среднего звена неоплейстоцена [53].

Средняя мощность аласных отложений 3—5 м, редко до 10—15 м. Генезис определяется приуроченностью их к определенным элементам рельефа, диапазоном которых активно продолжается и в настоящее время.

Эоловые отложения (vIV₂) развиты в низовьях Индигирки и на Междуречье Колымы и Коньковой. Распространены в основном вдоль бровок речных долин и озерных котловин. Они резко несогласно заливают на голоценовых и верхнеплейстоценовых отложениях, представлены чистыми однородными мелко- и среднезернистыми песками, рыхлыми, хорошосортированными, с серией «войлокных» слойков (5 см), состоящих из стеблей и корневищ трав. Мощность 0,2—4,0 м.

Дагируются по заключенным в песках остаткам керамики и орудий раннего бронзового века (3—5 тыс. л. [50]). Пески активно переворачиваются и в настоящее время, образуя эоловые формы микрорельефа. Из-за ограниченных площадей распространения и малой мощности на геологической карте показаны заштрихованной нагрузкой.

Н е р а с ч л е н е н н ы й г о л о ц е н (IV) сформирован аллювиальными, аллювиально-морскими, дельтовидно-пролювиальными генетическими типами.

А л л ю в и а л ы е (alV) и а л л ю в и а л ы - м о р с к ы е (amIV) отложения отвечают характеристикам соответственно русла, поймы, первой надпойменной террасы малых рек, низких морских террас, дельтовых образований и береговых форм, объединенных в единый контур из-за малых площадей в масштабе карты.

Д е л ю в и а л ы - п р о л ю в и а л ы е н а к о п л е н и я (dpIV) широко развиты вдоль южного склона хр. Улахан-Сис и присутствуют на правобережье Колымы (отроги Северо-Антарктического хребта). Они слагают конусы выноса в устьях небольших водотоков, которые в предгорьях хр. Улахан-Сис, сливаясь, образуют пологие предгорные плейфы, сложенные переслаивающимися темно-

серыми суглинками, разнозернистыми песками с включениями гравия, дресвы, щебня, гальки, с редкими линзами торфа. На правобережье Колымы (из-за малых площадей на геологической карте не показаны) конусы сложены дресвянистым, гальечно-щебнистым материалом с суглинистым, супесчаным, реже грубощестистым заполнителем.

Мощность от первых метров в верховых конусов до первых десятков метров у подножий (не исключено, что здесь имеют место и более древние потребленные образования данного генезиса). Возраст определяется стратиграфическим положением (перекрывают разновозрастные четвертичные отложения вплоть до позднего неоплейстоцена) и голоценовыми палинспектрами.

Современные донные отложения мелководного шельфа Восточно-Сибирского моря маломощные, представлены неконсолидированными терригennыми осадками авандельта, волновыми пляжевыми, зон мелководий, осушки, волновыми прибрежными фациями внутреннего шельфа.

А в а н д е л т ы (amIV) имеют реки Индигирка и Колыма. Авандельта Индигирки сложена преимущественно тонкозернистыми песками и алевритами. В строении авандельты Колымы преобладают вязкие илы, непосредственно у

берега — плотные илы и глины с примесью песка. Отложения содержат фауну пелепипод (исключительно *Cyrtodaria kuriiana*), фораминифер (преобладают эльфилиды), холоднолюбивые преимущественно риофильные формы лигатомей и остракодов (*Heterocypris solviana*, *Eucypris brady*, *Cytheropeltis tenuirostris*) [65]. Все органические остатки являются типичными представителями мелководного опресненного прибрежно-морского бассейна. Глиникомплексы свидетельствуют о формировании авандельта на протяжении всего голоцена.

В о л н о в ы е п л я ж ы ы , з о н ы м е л ь к о в о д и й , в े т р о в ы х о с у ш ек (m₁ IV) и в о л н о в ы е п р и б р е ж н ы е о т л о ж е н и я в п у т р е н и г о ш е л ь ф а на глубине 4—20 м (m₁ IV) сложены преимущественно алевритовыми и пелитовыми разностями с преобладанием глинистых алевритов и алевритистых глинистых глин. Слабосортированные разнозернистые пески, часто с галькой и гравием (до 50—60 %) слагают береговые подводные склоны и ваттовые участки пляжей в зонах выходов коренных пород (Медвежьи острова). Донные отложения пролива Шелехова и прилегающего шельфа Медвежьих островов характеризуются пестротой вещественного состава с преобладанием терригенных песчано-глинистых несортированных разностей или разнозернистых песков, на отдельных участках с биогенной примесью (десятье доли процента) карбонатов. Песчанистые алевриты и тонко-, мелкозернистые пески слагают практически всю абрационно-аккумулятивную равнину между Медвежьими островами и Колымским желобом. В Колымском желобе господствуют серые, в кровле буроватые вязкие пластичные илы и глины с редкими тонкими (до 0,2 см) прослойками темно-серых алевритов [59].

З а с т о й п о в о д н ы е о с а д к и Г у с и н о й г у б ы (m₂ IV) представлены материалом (резульят разноса притаймы льдами).

Осадки содержат диатомовые водоросли преимущественно перитических планктонных видов с участием космополитов и большим количеством криофиллов, ограждающих морской режим современной верхней сублиторали льристого Восточно-Сибирского моря [85].

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Э л о в и а л ы ы е о б р а з о в а н и я (e) — дресвяно-щебнистые развалы с супесчаным суглинистым заполнителем мощностью до 3 м — перекрывают плоские поверхности водоразделов.

К о л л ю в и а л ы ы е н а к о п л е н и я (c) приурочены к крутым обвалюю-осыпным склонам водоразделов и речных долин. Представлены щебнисто-глыбовыми развалами мощностью первые метры.

Д е л ю в и а л ы - к о л л ю в и а л ы ы е н а к о п л е н и я (dc) занимают значительные площади в пределах крутосклонного изокорного рельефа. Сложенны преимущественно глыбово-щебнистым, дресвяно-щебнистым материалом с мелкоземом и суглинком. Мощность до первых десятков метров.

Д е л ю в и а л ы - с о л и ф л ю к и о н ы ы е о т л о ж е н и я (ds) — наиболее широко распространенный тип склоновых образований в данном регионе. Покрытые пологие склоны низкогорий и денудационных равнин.

А в а н д е л т ы (amIV) имеют реки Индигирка и Колыма. Авандельта Индигирки сложена преимущественно тонкозернистыми песками и алевритами. В строении авандельты Колымы преобладают вязкие илы, непосредственно у

глинистого заполнителя на интрузивных образованиях до существенно суглинистого и супесчаного с незначительной примесью гресов и шебня на терригенных породах. Обломочный материал не сортирован. Мощность от нескольких до первых десятков метров.

Нерасчененные элювиальные и делювиально-солифлюктические отложения (*e, ds*) перекрывают пологие водоразделы и склоны денудационных равнин. Представлены супесями, суглинками с шебнем, гресовой и мелкоземом коренных пород, на отдельных участках включают крупнообломочный материал, содержит тонкий растительный дегрит, обрывки торфа. Отложения льдонасыщены. Часто на склонах образуют лепи. Мощность — первые метры.

Нерасчененные элювиальные и делювиально-коллювиальные образования (*e:dc*) закартированы на временных площадях распространения этих генетических комплексов.

Археологические стоянки. На территории имеются многочисленные стоянки древних культур. В основном они приурочены к бассейну нижнего течения Колымы и относятся к разным историческим эпохам (палеолит, неолит, бронзовый и железный век). Так, в долине р. Колымы между Зеленым Мысом и пос. Черский известны стоянки с остатками сумнагинской палеолитической культуры, сынапахской, белькачинской и имьяхташской неолитических культур, устьмильской культуры бронзового века и культурные комплексы раннего железного века. Неолитические стоянки известны на правобережье р. Пантелеиха, на эрозионных террасах правобережья р. Колымы в становищах Конзабой, Петушки, в долине р. Конькова у фактории Становая, в среднем течении р. Большая Куропаточья [82]. На Колымской протоке р. Идигирка у пос. Станчик (устье р. Керемесит) в 1951 г. обнаружена самая северная в Азии стоянка первобытного человека, относящаяся к концу неолита или началу брон-

зового века (первая половина второго тысячелетия до н. э.) [54].

ПОЗДНЕОРСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднеорские интрузивные образования известны только в Улахан-Сисской складчатой зоне тектонического скучивания, единичное тело отмечено в Олойской зоне, в бассейне среднего течения р. Большой Хомус-Юрях.

Интрузивные тела представлены габбро, габбролабазами, сиенитами, кварцевыми сиенитами, диоритами, кварлевыми диоритами, гранодиоритами. Как правило, они ассоциируют с вмещающими их средне-верхнеорскими эфузивами, прорывая и более древние толщи. Размеры и форма тел разнообразны: от мелких штоков до крупных плитообразных массивов, размеры которых достигают 100 км².

Интрузивные образования этого комплекса относятся к габбро-сиенит-диорит-гранодиоритовой формации [13]. Его формирование проходило, по-видимому, в три этапа. Оно началось внедрением мелких штоков габброродов, затем шло становление массивов сиенитового состава; с завершающим этапом связано образование относительно крупных массивов, сложенных диоритами и гранодиоритами, сменяющимися к краевым частям тел их порфировыми разностями.

Габро (*M₃*), габбролабазы (*M_B*) слагают два небольших изометрических тела (1,5 км) в верховьях Большой Эрчи и Быя. Они прорывают батский терригенный комплекс. На контакте тел габброродов широка зона ороговикования не превышает 1—5 м.

По химическому составу габбророды относятся к белым песточками породам нормального ряда с резким преобладанием натрия над калием, железа над магнием, с низким коэффициентом агпантности (0,3—0,35) и высоким (65—75) коэффициентом железистости.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования присутствуют на территории листа во всех структурных, но в основном сконцентрированы в Чарко-Полоусуненской, Новосибирско-Чукотской и Алазейской областях (рис. 10). Большая часть интрузий, распространенных в Святоносско-Олойской складчатой области и Ляховско-Южноянтарской шовной зоне, выделены предположительно по геофизическим материалам.

По возрасту интрузии и субвулканические образования делятся на позднеорские, ранне- и позднемеловые группы, сформировавшиеся в различных геодинамических условиях. Стновление позднеорских интрузий связано с формированием островных дуг, раннемеловых — с коллизионным этапом, позднемеловых — с процессом рифтогенеза.

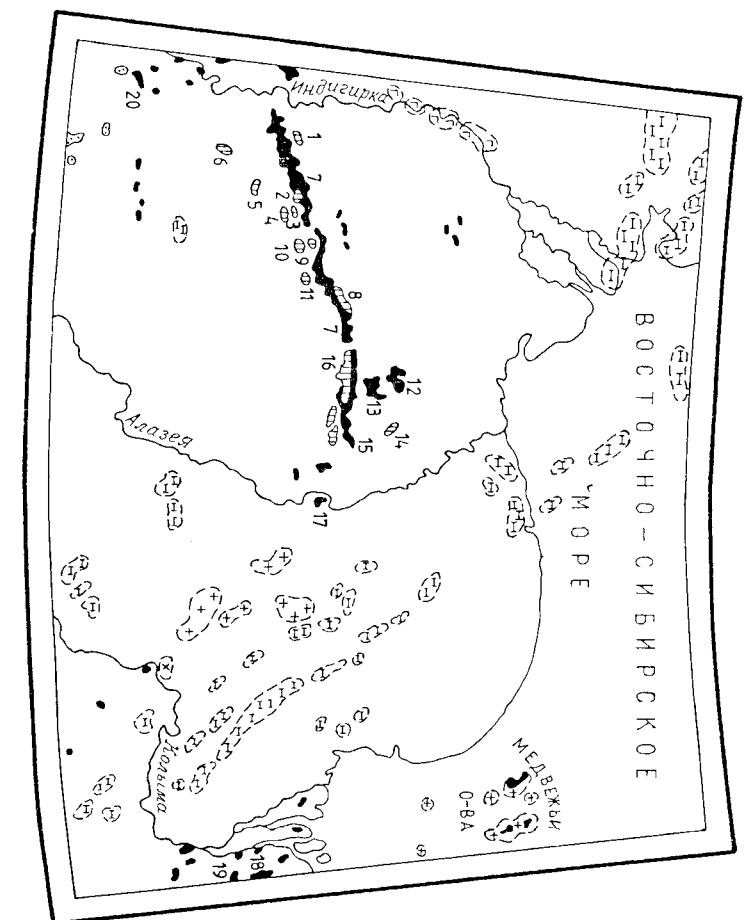


Рис. 10. Схема распространения интрузивных образований.

1 — позднетектонические остродужные интрузии граниторитов, диоритов, кварцевых диоритов, габброидов, сенитов, кварцевых сенитов; 2 — радиево-калиевые коллизионные интрузии гранитов, гранитогнейсовых гранит-порфиров, штоковых гранит-порфиров, кварцевых монократитов, сенит-порфиров; 3—6 — интрузии, перекрытие канойочным чехлом (по геофизическим данным); 4 — кислого состава, 5 — среднего состава, 6 — основного состава.

Массивы: 1 — Аг-Ханиский, 2 — Верхнестучинский, 3 — Эрзинческий, 4 — Крестовский, 5 — Пелевской, 6 — Хотолский, 7 — Улахан-Сиский, 8 — Верхнестихийский, 9 — Эргинский, 10 — Кусаган-Юракский, 11 — Нанганский, 12 — Северо-Сундурунский, 13 — Южно-Сундурунский, 14 — Арафена, 15 — Сис-Гаский, 16 — Сис-Юракский, 17 — Кистякский, 18 — Левосухаринский, 19 — Правоильский, 20 — Тирехташский.

Сениты (E_3), варпельевые сениты (q_3) концентрируются в бассейне верховьев р. Арга-Юрх. Они слагают три небольших штока (от 3 до 7 км в плане овальной, изометричной формы, прорывающих средневерхнечурскую терригенно-вулканическую толщу и карбонатные породы девона. Массивы характеризуются постоянством состава и однородностью строения. Центральные части их обычно сложены крупно-среднезернистыми разностями, которые в зоне эндоконтакта шириной до 10—15 м постепенно сменяются мел-

коэзеристыми разностями. В экзоконтакте, как правило, развиты маю-
мощные роговики, отмечается мраморизация. Для этой группы пород характерна
высокая калиево-натриевая щелочность в сочетании с высокой общей желези-
стостью (табл. 3). Сениты имеют радиологический возраст * 154 млн лет.

Диориты (d_3), варьирующие диориты (d_3), гранодиориты (g_3) сосредоточены в основном в хр. Суор-Уята и на южных склонах хр. Улахан-Сис, один массив также установлен в бассейне Большого Хомус-Юрхха, в районе высоты с абсолютной отметкой 161 м (гора Аграфена). Они образуют различные по размерам, в том числе и достаточно крупные, массивы изометричной, выпуклой или неправильной формы. Вместе с тем обычно являются терригено-вулканогенные толщи средне-позднесибирского возраста либо подстилающие их более древние образования.

Контакты позднесибирских интрузивных тел также разнообразны: для мелких штоков характерны круглогладящие, в крупных массивах, наряду с крутыми, отмечаются и весьма пологие. В тех случаях, когда интрузивные образования прорывают терригенные толщи, они сопровождаются голями ороговикованных пестланников, алевролитов и аргиллитов с образованиями близ контакта в полосе шириной несколько метров биотитовых и кордиеритовых роговиков. Мощность зон слабого метаморфизма составляет 300—500 м.

Позднесибирские интрузивные породы по своим характеристикам — сумме щелочей, относению к калию (натриевая группа пород), глинометристости и железистости — родственны вулканикам комплексов островодужных дуг. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 11) иллюстрирует натриевый тип щелочности гранитоидов островодужных комплексов. В результате последующего калиевого метасоматоза гранитоиды некоторых массивов претерпели значительные изменения и характеризуются преобладанием калия в составе щелочей. Несмотря на это, как видно на гистограмме, позднесибирские островодужные гранитоиды четко отделяются от раннемеловых гранитоидов коллизионных поясов. Первые отнесены к щелочевому известково-щелочному ряду, вторые — к известково-щелочному [14]. По содержанию редких элементов островодужные интрузивные образования (табл. 3) отличаются от вулканитов (андезитов и риолитов) повышенным содержанием лантана, рубидия, бария и пониженным — никеля, кобальта, ванадия. Отношение калия к рубидию составляет 147—220. По своему редкозлементному составу гранитоиды сопоставимы со средним составом кварцевого диорита андезитового ряда [14]. С позднесибирским интрузивным комплексом связана проявление и пункты минерализации золота, серебра, молибдена, в меньшей степени редких земель.

Абсолютный возраст гранитоидов составляет 118—172 млн лет. Как отмечалось выше, гранитоиды комплекса нередко обнаруживают пространственную и генетическую связь с вулканиками островодужных дуг средне-позднесибирского возраста и прорывают терригенные толщи бата [52, 75]. На основании этих данных принят позднесибирский возраст интрузивных образований комплекса.

Таким образом, позднесибирский интрузивный комплекс по своему составу, морфологии тел, а также по химическим и редкозлементным показателям четко сопоставляется с гранитоидами андезитового ряда, характеризующими интрузивныймагматизм островодужных комплексов. Гранитоиды являются кислыми членами генетических серий пород, берущих свое начало от матм андезито-базальтовой формации [31].

K₂O/Na₂O

Количество

Химический и редкоземельный состав позднеорских интрузивных комплексов (по материалам авторов [51, 52])

Таблица 3

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	53,88	62,8	65,67	54,8	53,2	62,84	64,03	64,92	61,1	62,6
TiO ₂	1,21	0,79	0,57	8,8	1,09	0,68	0,6	0,38	0,55	0,6
Al ₂ O ₃	17,15	15,78	15,07	17,82	17,15	16,6	16,36	15,58	17,15	16,1
FeO _{окн}	9,3	5,27	4,28	7,08	7,75	5,9	5,11	4,79	5,6	5,9
MgO	4,09	2,21	2,25	4,79	4,19	1,62	1,69	0,64	1	2,6
CaO	7,35	4,28	3,61	8,67	7,5	4	4,03	2,9	3,23	4,2
Na ₂ O	3,16	2,6	3,31	2,6	2,98	2,84	2,92	3,73	5,38	3,95
K ₂ O	2,42	4,81	3,21	2,15	1,85	3,77	3,62	4,13	5,4	2,16
Li	33	49	24	32	38	44	37	32	98	18
Rb	71	210	112	62	100	170	130	140	130	67
Cs	6	11	7	9	10	18	6	8	7	—
Ba	1329	540	485	800	290	1275	430	925	680	910
Sr	420	57	170	510	350	240	260	255	140	475
Zr	270	40	150	75	190	285	220	375	226	137
Nb	14	—	11,5	—	15	14	12,5	17	27	3
Pb	18	92	23	13	11	20	36	45	40	12,4
Zn	120	30	80	82	70	48	53	49	90	70
Cu	22	17	95	19	34	108	125	88,5	14	60
Ni	7	10	19	44	34	8,4	8	8,2	8	22
Co	15	6,6	14	25	27	8,2	12,5	7,8	8	16
V	88	174	46	154	140	47	60	30	90	—
Be	1,3	—	2,9	1,1	1,5	2,2	2,1	1,8	5	1,9
Sn	2,6	6,7	10,3	4	23	2,5	2,5	3,3	4,5	3,6
Ba/Sr	3,14	9,5	2,8	1,57	0,82	5,3	1,6	3,6	4,85	1,9
Ba/Rb	18,6	2,5	4,3	12,9	2,9	7,5	3,3	6,6	5,2	13,6
Rb/Sr	0,17	3,68	0,7	0,12	0,28	0,7	0,5	0,6	0,93	0,1
Ni/Co	0,47	1,5	1,4	1,76	1,26	1	0,6	1	1,4	—
K/Rb	—	—	214	—	182	215	243	—	268	—

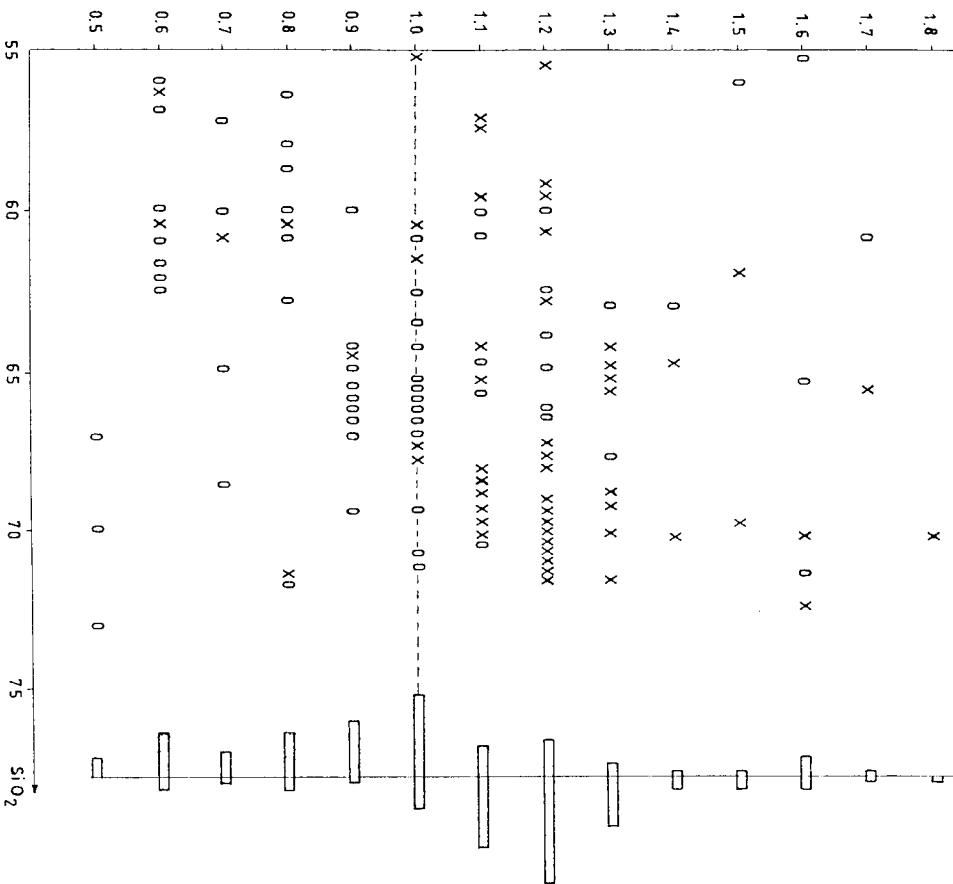


Рис. II. Положение гранитоидов позднеорского и раннемелового комплексов на ди-

грамме K₂O/Na₂O—SiO₂.

1—2 — средние значения, характеризующие массивы гранитоидов: 1 — позднеорского комплекса, 2 — раннемелового комплекса.

Примечание. 1—3 — Сибирский массив: 1 — лиорит, 2 — кварцевый диорит, 3 — гранодиорит; 4—5 — Верхнетюхинский массив: 4 — диорит, 5 — габбродиабаз; 6 — Верхнегутуцкий массив, кварцевый диорит; 7 — Эркинганский массив, кварцевый диорит; 8 — массив Кресты, кварцевый сенит; 9 — Кусган-Юрский массив, сенит; 10 — средние содержания (по Кузьмину, 1985 г.), кварцевый диорит.

Во всех таблицах главы: окислы — %, элементы — г/т, тире — нет данных.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Среди раннемеловых образований присутствуют как интрузивные, так и субвулканические тела.

Субвулканические андезиты ($\alpha\beta K_1$) встречаются только в верховьях Алазеи, севернее оз. Калын. Они образуют пластовые тела, мощностью от нескольких до 80—100 м и протяженностью до 6 км, пространственно приуроченные к полям развития вулканитов раннего мела (Нельканской свиты). Андезитазальты по составу близки к вмещающим лавам Нельканской свиты и отличаются от них большей степенью раскрытия кристаллизации. Никаких следов экзогеноконтактовых изменений не установлено.

Раннемеловой возраст субвулканических андезитазальтов определяется на основании их тесной пространственной и генетической связи с вмещающими породами Нельканской свиты. Верхняя граница субвулканических образований устанавливается по наличию гальки андезитазальтов в конгломератах огороженной толпой ранне-позднемелового возраста [43].

Среди интрузивных образований выделяются две различные по составу группы пород: 1) диориты и мондиориты, 2) граниты, гранит-порфирь, гранодиориты.

Диориты (δK_1), мондиориты (ψ) образуют серию небольших штобков, прорывающихся верхнетриасовые и нижнемеловые терригенные и терригенно-вулканогенные комплексы. Они наиболее развиты на юго-западе района, в северной части Алазейского плоскогорья, и на юго-востоке, востоке — по правобережью р. Пантелеиха и на островах Гусма и Каменка (дельта Колымы). Наиболее крупный массив мондиоритов (Гирехтахский) находится на правобережье Индигирки, в верховьях р. Тирехтах. Он вытянут в северо-восточном направлении и имеет дугообразную форму при протяженности 12 км и ширине до 5 км. Границы северо-западной части массива сложные, извилистые; более круглой, почти вертикальный северный, восточный — пологий. С юго-востока массив обрамлен разломом северо-восточного простирания. Строение его неоднородно. Мондиориты в северной части массива фациально переходят в кварцевые лиориты, на юге встречаются меланократовые лиориты. Экзоконтактовые изменения выражены четко зонами (10—15 м) окварцевания и хлоритизации. Эндоконтактовые изменения не проявлены. Отдельные небольшие выходы лиоритов установлены по правобережью Индигирки, ниже устья р. Гирехтах. Диориты слагают штоки (3—5 км в поперечнике), прорывающие образования Нельканской свиты.

Граниты (γK_1), гранит-порфиры ($\gamma\delta$), гранодиориты ($\gamma\delta$) обра-

зуют пояс массивов, протягивающихся от западной границы в субширотном направлении вдоль осевой зоны хребтов Улахан-Сис, Суор-Уяга и кряжа Сторэх-Тас, принимая участие в строении Улахан-Сисской зоны тектонического скручивания. Незначительные пространства они занимают на правобережье Колымы, Медvez'их островах, на Алазейском плоскогорье и Кондаковской возвышенности.

Площадь наиболее крупных массивов, входящих в состав пояса, Улаханско-Сисского и Сис-Тасского достигает сотен квадратных километров. Они имеют, как правило, плитообразную форму и вытянуты в соответствии с общим простиранием зоны на 300 км при ширине в несколько десятков километров. Контакты их пологие (10—40°). Для массивов характерна небольшая глубина эрозионного среза. Более мелкие интрузивы в плане имеют самые разнообразные очертания, хотя наблюдается вытянутость, отвечающая общему плану складчатых структур.

В формировании гранитоидных массивов выделяли от двух до трех фаз [58, 75], предполагались и более сложные схемы [82], однако полное отсутствие секущих контактов и метаморфизма между отдельными разностями пород однозначно свидетельствует об одноактном внедрении плутонов [51, 52, 56].

Гранитоидные массивы имеют однообразный и характерный облик. Основную роль играют средне- или крупнозернистые биотитовые Граниты и гранит-порфирь. В периферических частях они плавно переходят в биотитовые или амфибол-биотитовые гранодиориты, редко — кварцевые диориты.

Повсеместно они метаморфизируют и прорывают батские терригенные, средне-перхлегорские либо никремеловые терригенно-вулканогенные образования. Контактовые изменения вмещающих пород выражены в ороговиковании и скарнировании. Ороговикованные породы представлены биотит-кварцевыми, кварц-биотит-полевошпатовыми, биотит-кордиеритовыми, хлорит-сернистыми новообразованиями являются пироксен, гранат, магнетит, людвигит, актинолит, цинцит, везувиан, скаполит. Ширина ореолов контактово-измененных пород колеблется от 0,1—0,3 до 3—5 км.

Гранитоиды пересыпаны глиномезом и кремнеземом, богаты шелочами, частично с незначительным преобладанием калия над натрием. Характерны повышенное содержание рубидия, бария, бериллия, олова и относительно низкие значения стронция, циркония, ниobia, меди, никеля, кобальта (табл. 4). Отношение рубидия к стронцию составляет 5—7. Несмотря на то, что по петрохимическому составу эти городы обнаруживают большое сходство с гранитоидами натриевого известково-щелочного ряда (рис. 11), все же их петрохимический состав и участковое преобладание калия над натрием в составе шелочек позволяет рассматривать их в составе гранитоидов известково-щелочного ряда [14, 31]. Редко земельные константы, рассмотренных интрузивов вполне сопоставимы со средними значениями, типичными для гранитоидов известково-щелочного ряда [14]. С этим интрузивным комплексом связаны месторождения ирудопроявления золота, меди, висмута.

Многочисленные определения абсолютного возраста очень сходны и составляют 110—120 млн лет для всех рассматриваемых [52, 56, 58, 75] групп.

Сходство химического состава юрских песчаников и раннемеловых гранитоидов [51], плитообразная форма интрузивов, а также их согласное положение по отношению к наливовым структурам свидетельствуют о том, что раннемеловые гранитоиды сформировались, вероятнее всего, в гипабиссальных условиях в результате палингенного плавления терригенного субстрата в процессе коллизии.

В пределах полей развития раннемеловых интрузивных образований выделяются участки распространения метасоматических лейкократовых гранитов, существенно отличающихся по своим особенностям от типичных раннемеловых гранитоидов. Это метасоматически измененные образования, пространственно приуроченные к местам пересечения полей развития раннемеловых интрузий разломами субмеридионального и северо-восточного простирания, связанными с процессами ранне-позднемелового рифтогенеза. Метасоматические граниты формируют участки овальной формы или линейно-вытянутые зоны, занимая значительные площади и иногда почти полностью слагая массивы (Северо-Южно-Сундурунский). Крупные выходы этих образований отмечаются в предлах Улахан-Сисского, Сис-Тасского и Кисильякского интрузивов.

Таблица 4

Химический и редкоэлементный состав раннемеловых гранитоидов (по материалам авторов [51, 52])

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	69,7	69,4	69,2	72,7	70,9	71,4	69	72,7	71,1	59,66	68,03	70,74	67,8	73,1
TiO ₂	0,44	0,48	0,45	0,32	0,39	0,32	0,44	0,33	0,36	0,8	0,42	0,28	0,4	0,3
Al ₂ O ₃	14,95	14,36	14,45	13,8	13,8	14,16	14,13	13,8	13,75	18,07	15,04	14,17	15,4	13,7
FeO _{общ}	3,38	3,55	3,42	2,8	3,42	2,15	0,37	2,9	3,12	5,85	4,24	3,33	3,2	2,2
MgO	0,8	0,9	0,8	0,8	0,6	0,5	1	0,7	0,7	2,84	1,2	0,87	1,3	0,4
CaO	2,55	2,1	2,1	1,95	1,65	1,35	1,01	1,95	2,1	5,02	3,26	2,17	2,7	1,1
Na ₂ O	3,58	3,26	3,35	3,38	3,45	3,25	3,68	3,38	3,53	3,35	3,03	2,8	3,8	3,7
K ₂ O	4,14	4,68	4,8	4,05	4,45	5,35	4,91	4,6	4,55	4,11	4,2	4,58	3,9	4,4
Rb	170	200	240	190	250	210	140	210	220	150	140	180	147	232
Li	74	54	54	70	100	48	88	90	70	43	32	59	50	40
Cs	12	9	8	7	9	11	17	9	9	13	6	6	—	—
Ba	350	430	440	125	170	750	580	—	410	2050	1350	350	1000	420
Sr	32	31	42	24	—	30	160	—	34	360	280	140	340	145
Zr	29	19	35	12	27	54	160	18	32	350	320	190	160	—
Nb	—	—	4	—	3	3	20	2,5	3	11	17	13,5	—	20
Pb	21	19	37	31	37	29	34	25	18	20	20	27	25	33
Zn	20	20	40	58	40	15	53	40	30	43	45	45	57	—
Cu	10	7	12	13	9	5	20	8	10	52	37	76	—	3,2
Ni	3	2,6	6	3	3	1	6	2,5	3	11,5	10	7,5	7,5	3,9
Co	2	2,8	4,8	2,2	2,7	1	7	2,8	1,8	9,3	4,3	4,3	4,7	5,1
V	65	64	60	80	56	42	28	58	63	59	42	36	2,9	2,9
Be	—	—	1,2	—	—	—	3,3	—	—	4,4	3,5	2,3	3,2	1,6
Sn	7,6	6,4	7	3,4	5,8	4,8	8	—	8	2,8	2,8	1,3	4,7	5,1
Ba/Sr	10,9	14	10,5	5,2	—	25	3,6	—	12	5,7	4,8	2,5	2,9	2,9
Ba/Rb	2,1	2,1	1,8	0,7	0,7	3,6	4,1	—	1,86	13,7	9,6	1,9	6,6	1,8
Rb/Sr	5,3	6,5	5,7	7,9	—	7	0,87	—	6,5	0,4	0,5	1,3	0,9	0,9
Ni/Co	1,5	0,93	1,25	1,36	1,1	1	0,86	0,9	1,7	1,2	2,4	1	1,3	—

Примечание. 1—9 — Сис-Тасский массив, гранит; 10—12 — Улахан-Сисский массив: 10 — кварцевый диорит, 11 — гранодиорит, 12 — гранит; 13, 14 — средние содержания (по Кузьмину, 1985 г.); 13 — гранодиорит, 14 — гранит.

Метасоматические граниты представлены средне-крупнозернистыми, разнозернистыми, нередко порфировидными разностями. Кроме того, широко развиты тонкозернистые и микрозернистые разности. Крупнозернистые граниты иногда переходят в пегматоидные, характеризующиеся наличием шлировых кварц-полевошпатовых обособлений, имеющих овальную форму или образующих сеть переплетающихся прожилков с раздувами. Размер пилиров до 15—20 см в поперечнике.

Одной из главных черт метасоматических гранитов, позволяющей отличить их от других гранитоидов, служат их петрографические особенности, обусловленные наложеннымными процессами калиниптизации, альбитизации и окварцевания. Как и для метасоматических образований смежной с запада территории [5], для рассматриваемых гранитов типичны метасоматические соотношения между минералами. Плагиоклаз, по составу соответствующий андезин-олигоклазу, отмечается обычно в удлиненных зернах с извилистыми контурами, он замещается калиевым полевым шпатом и кварцем. В отдельных крупных зернах видно зональное строение андезина, для них характерна альбитовая оторочка и пятнистая окраска, связанная с проникновением альбита по трещинам. Калиевый полевой шпат встречается в виде неправильных или удлиненных зерен с двойниковым строением и неровными ограничениями. Обычно он содержит в виде пойкилитовых включений реликты кристаллов, замещенных им минералов — плагиоклаза и биотита. Отмечается перититовые вrostки альбита. Кварц присутствует в виде мелких неправильных и округлых, а также более крупных блестищих зерен, образованных за счет других породообразующих минералов.

С метасоматическими гранитами тесно связаны гидротермальные образования: кварцевые, кварц-хлоритовые, кварц-карбонатные, кварц-полевошпатовые, турмалин-кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы и грейзены. Грейзены и грейзенизированные породы приурочены к зонам повышенной трещиноватости протяженностью до 600 м и шириной 100 м. По составу грейзены турмалин-мусковит-кварцевые с кассiterитом, топазом, бериллом, вольфрамом, шеелитом, галенитом, сфалеритом и др. С ними связаны рудообразования олова, вольфрама, лития и бериллия.

Метасоматические граниты отличаются от гранитов известково-щелочного ряда повышенным содержанием кремнезема (76—77 %), повышенной щелочностью (пребалладающая 8,0—8,5 %) и повышенными значениями глиноzemса, извести, двукиси титана, окиси магния, окиси и залежи железа. Во всех случаях в составе шелочек калий преобладает над натрием, их отношение колеблется от 1,1 до 2,4. Коэффициент глиноzemистости высок — 4,0—9,9. Коэффициент апплигости выше, чем у типичных раннемеловых гранитоидов, он равен 0,7—1,0. По содержанию редких элементов метасоматические граниты отличаются повышенными концентрациями калия, рубидия, цезия, бериллия, олова, ниobia и полония — бария и стронция (табл. 5). Редкоэлементные константы — отложение бария к стронцию и бария к рубидию — меньше, а рубидия к стронцию — больше, чем для гранитоидов известково-щелочного ряда. Отложение калия к рубидию составляет 100—222.

Возраст метасоматических гранитов определен в интервале раннего и позднего мела, т. е. этапом формирования терригенно-вулканогенной толщи кислого состава, связанной с заложением рифтовых зон. В пользу этого свидетельствуют цифры абсолютного возраста — 70—110 млн лет.

Таблица 5

**Химический и редкоземельный состав метасоматических гранитов
(по материалам авторов [5, 52])**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	77,4	77,2	76,4	77,2	76,1	77	76,7	77	77	75,6	74,5
TiO ₂	0,04	0,11	0,07	0,02	0,14	0,14	0,18	0,13	0,05	0,14	0,16
Al ₂ O ₃	12,03	11,6	12,25	12,03	11,6	11,7	11,4	10,9	11,7	11,7	13,7
FeO _{общ}	1,15	1,2	1,5	0,95	1,62	1,7	1,48	1,9	1,02	1,8	1,74
MgO	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,3
CaO	0,9	0,75	0,56	0,45	1,11	0,9	0,9	0,9	0,51	0,75	1,31
Na ₂ O	3,75	3,45	3,62	3,85	3,98	3,3	3,13	3,34	3,45	3,43	2,97
K ₂ O	4,49	4,66	4,54	4,76	4,41	4,58	4,56	4,38	4,58	4,58	5,26
Rb	520	480	490	700	440	420	470	520	590	260	190
Li	150	130	78	180	140	93	120	280	300	220	42
Cs	22	26	10	39	15	19	26	30	30	30	9,5
Ba	110	—	—	—	150	140	140	80	—	100	380
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	180
Zr	53	70	67	84	69	50	67	105	65	76	295
Nb	—	16	15	15	9	13	9	15	14	12	16
Pb	50	43	43	48	33	46	36	44	38	33	22
Zn	20	25	10	20	40	30	40	40	260	50	36
Cu	7	13	12	—	11	6	11	11	18	20	56
Ni	11	5	6	8	5	7	5	5	6	11	—
Co	0,6	0,9	0,9	0,7	1,7	1,4	1,6	0,9	0,6	1,1	4
V	4	5	3	2	5	9	7	6	4	7	18
Be	8,1	3,5	5,3	3,8	4,2	3,2	3,8	3,5	3,3	6,5	4,4
Sn	11,7	4,4	4,2	7,6	4,6	6	4,9	7,1	24,6	18,6	5,7
Ba/Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,1	—
Ba/Rb	0,2	—	—	—	0,34	0,33	0,3	0,2	—	0,4	2
Rb/Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1
Ni/Co	18,3	5,55	6,67	11,4	2,9	5	3,12	5,55	8,3	5,45	2,8

Приложение. Массивы — Северо-Сундрунский (1—7), Южно-Сундрунский (8—10). Учебник Сибирской (II).

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНГРУЗИНЫ

Позднемеловые интрузивные и суббулканические образования развиты в основном в пределах Алазейского плоскогорья. Они формируют мелкие штоки, лакколиты, дайки и согласные пластовые тела, пространственно и генетически связанные с ранне-позднемеловыми и позднемеловыми терригенно-вулканогенными комплексами.

Суббулканические образования разделяются на две группы: 1) трахириолиты; 2) долериты базальты, трахизабазальты.

Трахириолиты (тл_{K2}) образуют в верховыхьях правого крупного притока р. Огорода лакколит северо-восточного простирации длиной 3500 м при мощности до 150 м. Вмещающими породами являются риолиты нижне-верхнемеловой северо-среднедемской свиты. В верховьях р. Тирехтия наблюдалась серия дасков, ориентированных в северо-восточном и северо-западном направлениях. Они прорывают здесь породы нельканской свиты. Некоторые из них внедряются по зонам разрывных нарушений, секущих нижнемеловые образования. Дайки имеют мощность 1,5—10—15 м и протяженность до 1—1,5 м.

Долериты, базальты (βK₂), трахибазальты (тβ) слагают пластовые тела (штоки), дайки и штоки размером от первых метров до первых километров. Крупный пологозалегающий силл трахизабазальтов мощностью 20—160 м установлен в истоках р. Шантина, а в верховьях р. Буор-Юрях таких же размеров сформирован долеритами и базальтами. Эти тела прорывают базальты хантагасской либо вулканической свиты.

На Буор-Юрях-Алазейском междууречье развиты дайки долеритов мощностью до 50 м, внедрившиеся вдоль разломов северо-восточного направления. Аналогичные по составу суббулканические пластовые тела, дайки и штоки, большая часть которых внерасщеплены и не отражены на карте, встречаются в бассейнах Огорода и Тирехтия.

Для всех пластовых тел, штоков и даек характерно зональное строение, обусловленное наличием более мелкозернистых снатобраскираллизованных пород в краевых частях и поликристаллических долеритов и трахидолеритов в их центре [43]. Эндлоконкавые изменения основных суббулканических пород выражаются в образовании маломощных зон слабо раскристаллизованных разностей с обилием стекла в их основной массе. В зоне эндлоконкакта шириной до 1 см вмешающие породы уплотнены и осветлены.

Позднемеловой возраст описанных суббулканических тел обусловлен их генетической связью с образованием северо-среднедемской хантагасской свиты.

Среди позднемеловых интрузий выделяются две группы пород: 1) кварцевые монцониты, сиенит-порфирры, шелочные гранит-порфирры; 2) гранит-порфирры.

Кварцевые монцониты (qf_{K2}), сиенит-порфирры ($\zeta\beta$) и шелочные гранит-порфирры представляют собой круглое воронкообразной формы тело, прорывающее риолиты ранне-позднемелового возраста. К этой же группе относятся дайки, развитые на водоразделе Буор-Юряха и Алазеи. Мощность даек не превышает первых 160 м. Он сложен однообразными кварцевыми монцонитами и сопровождается серой небольших (до 100 м) потоков и дайками (1—20 м). На правобережье Алазеи, вблизи Южной границы района прослежен массив сиенит-порфирров до 2 км в поперечнике. Он представлен асимметричным лакколитом, имеющим форму купола, прорывающего риолиты ранне-позднемелового возраста. К этой же группе относятся дайки, развитые на водоразделе Буор-Юряха и Алазеи. Мощность даек не превышает первых

метров, протяженность — сотни метров. Они сложены однородными массивными кварцевыми монцонитами и сиенит-порфирями, слабо раскристаллизованными в зонах эндоконтакта. Эндоконтактовые изменения в верхнегорском терригенном комплексе выражены интенсивным ороговикованием и осветлением алевролитов и песчаников. Вмещающие меловые вулканиты интенсивно эпилитизированы и хлоритизированы. Мощность зон измененных пород достигает нескольких десятков метров.

Целоочистые гранит-порфирьи представлены двумя массивами. На левобережье Алазеи прослежено (б км) полого падающее на северо-запад (под углом 20—25°) пластообразное тело мощностью около 200 м. Оно прорывает терригенную толщу верхней юры и вулканиты ранне-позднемелового возраста. Аналогичными, но менее раскристаллизованными породами сложен массив протяженностью до 7 км и в поперечнике 2 км в верховых р. Буор-Юрях. В эндоконтакте интрузий заметно уменьшается зернистость пород и увеличивается содержание в них цветных минералов. Эндоконтактовые изменения вмещающих лав выражены биотитизацией, эпилитизацией, хлоритизацией.

Гранит-порфирь (Utk_2) слагают ряд мелких самостоятельных массивов на правобережье Алазеи, вблизи южной границы района и в верховых левого притока р. Шаннина, а также дайки, сконцентрированные в основном в западной части хр. Суор-Уята. Они представлены однородными гранит-порфирями с микролегматитовой структурой, достигают 2—4 км в поперечнике и прорывают вулканиты нижне-верхнемелового комплекса либо нельканской свиты. Эндоконтактовые изменения проявляются здесь в образовании зон плохо ракристализованных риолитов с фельзитовой и микролегматитовой структурой. По периферии некоторых массивов наблюдается большое количество мелких жил гранит-аплитов и пегматитов. Эндоконтактовые изменения вулканитов выражены эпилитизацией, сульфидизацией и некоторым осветлением пород. Мощность зон не превышает первых сотен, а чаще несколько десятков метров.

С этим комплексом связаны дайки гранит-порфиров, сконцентрированных в основном в западной части хр. Суор-Уята, их преобладающее простирание северо-восточное, меридиональное, реже субширотное и северо-западное.

Интрузивные и субвуликанические образования рассматриваемого комплекса можно отнести к габбро-монцонит-сиенитовой формации [13] или к гранитоидам платигитового ряда [31]. Характерной чертой химического состава этих интрузивных пород является повышенная щелочность. Сумма щелочей для основных разностей составляет 2,8—6,3, а для кислых и щелочных — 7,3—12,3. Кроме того, их особенностью следует считать присутствие в комплексе натриевых и калиевых групп: первые характеризуют основные породы, а вторые — кислые и щелочные. По содержанию редких элементов [51] интрузивный комплекс сопоставим с вмещающими их вулканогенными образованиями. Он содержит повышенные концентрации бария, стронция, калия, рубидия, лития, циркония, олова. Отношение бария к стронцию больше единицы. Отношение калия к рубидию 229—253.

Абсолютный возраст интрузивных и субвуликанических образований колеблется от 62 до 95 млн лет, что соответствует позднему мелу [43, 61].

Таким образом, все перечисленные особенности позднемеловых интрузивных комплексов, а также химические и редкоэлементные характеристики позволяют рассматривать их в качестве интрузивных образований рифтовых зон.

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемый район располагается в пределах мезозой северо-востока Азии. Он обединяет фрагменты пяти складчатых систем, а также серию палеозойских структур, каждая из которых прошла свой самостоятельный сложный путь эволюции.

Несмотря на более чем столетнюю историю изучения геологии и тектоники этого региона, в настоящее время нет такой тектонической схемы, которая могла бы удовлетворять требованиям большинства специалистов. Во многом этот факт обусловлен различиями в интерпретации накопленного практического опыта. Параллельно существуют такие взаимоисключающие друг друга концепции, как модель Кольского срединного Массива и его складчатого образования, занимавшая господствующее положение до середины 70-х годов, и потеснившая ее в конце 70-х идея рассмотрения геологической истории региона с позиций тектоники литосферных плит, когда структура мезозоя северо-востока Азии представляется в виде мозаики террейнов, а будущее место в формировании современного геологического облика региона отводится процессам аккреции.

Анализ литературных данных, а также фактический материал авторов позволяют считать, что сложность современной тектонической структуры территории обусловлена совместным нахождением в пределах относительно небольшого пространства фрагментов двух крупных континентальных блоков — Сибирского и Новосибирско-Чукотского, частей разновозрастных островодужных сооружений, в разное время присоединившихся к их окраинам, а также участков остаточного океанического бассейна. Кроме того, здесь нашли отражение коллизионные процессы, приведшие в позднем мезозое к совмещению всех этих разнородных образований и подвергшие их различным складчатым и разрывным деформациям. Они зафиксированы в виде наложенных вулканических полей и палингенных гранитоидов, прорывающихся все более древние образования. К постколлизионным структурам относятся также и Нижнеиндигирская альб-позднемеловая рифтовая зона, а также ряд крупных кайнозойских впадин, таких как Колымская и Приморская.

Пространственное сочетание всех этих структур и обусловлено тектоническое районирование площади (рис. 12). Пять крупных тектонических систем, выделенных на основе геологических и геофизических (рис. 13, 14) данных, свидетельствуют о многообразии путей развития региона, а подразделение каждой из них на зоны отражает специфику их формирования на доколлизионном этапе. Для коллизионного и постколлизионного этапов свойственно формирование разнообразных наложенных структур, охватывающих все выделенные системы и выходящих за пределы изученной территории.

НОВОСИБИРСКО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта складчатая система занимает северо-восточную часть региона — от Северо-Ангойского хребта до побережья Восточно-Сибирского моря, где скрывается его водами и слагает обширные пространства шельфа. В тектоническом плане она соответствует Новосибирско-Чукотскому сиалическому блоку, большую часть своей истории не входившему в состав Сибирского континента, а прилегающую к нему только в результате раннемеловой коллизии. На описываемой территории выделяются две зоны: Погынданская и Мало-Ангойская, прослеживающиеся па восток далеко за пределы площади.

Погынданская зона занимает прибрежную часть региона. Она сложена терригенными сильно дислоцированными толщами нижнего—среднего триаса (кепервемская свита) и верхнего триаса (карнийский ярус), рассмагриваемыми как фации шельфа и континентального склона Новосибирско-Чукотского блока. Первоначальная линейная складчатость, фрагменты которой сохранились к востоку за границей листа, значительно осложнена разноориентированными разломами, придающими зоне своеобразную блоковую структуру. Погынданская зона характеризуется положительным уровнем поля $\Delta_{\text{B}}^{\text{per}}$ амплитудой до 30 мГл. На общем пониженном фоне магнитного поля (-2 мЭ) отмечаются максимумы линейной, дуговой и кольцевой формы.

Мало-Ангойская зона граничит непосредственно с Погынданской и отделена от нее разломом северо-западного простирания. В строении зоны принимает участие позднеорская базальт-андезитовая формация Нутесынской островной дуги, основанием для которой послужили терригенные образования триаса Погындансской зоны. Первичная складчатость отложений полностью затушевана многочисленными, часто пологими, разрывными нарушениями, сгруппированными в зоны северо-западного простирания. Выходы пород островодужного комплекса представляют собой, как правило, бескорневые пластины, имеющие в плане линзовидную форму.

В гравитационном поле Мало-Ангойская зона практически не выражена. Слагающие ее формации «пересекаются» как положительными, так и отрицательными аномалиями, что указывает на гетерогенный фундамент или на альдохтонное их залегание [56]. В магнитном поле зона четко прослеживается по цепочке линейных положительных аномалий напряженностью до 12,0 мЭ, чередующихся со слабоотрицательными. Первые коррелируются с вулканитами среднего—основного состава, вторые — с терригенными породами.

ЛЯХОВСКО-ЮЖНОЛНОЙСКАЯ СИСТЕМА (Ляховско-Южноалтайская шовная зона)

Эта система расположена между Новосибирско-Чукотским блоком и Сибирским континентом. Она занимает особое место в ряду описываемых систем, отличающаяся от них отсутствием складчатости в локализационный период. Система отчетливо выражена в магнитном поле цепочками линейных аномалий высокой интенсивности, которые позволяют проследить ее в северо-западном направлении (более 600 км) к западу от р. Колыма под кайнозойским чехлом Приморской низменности и в прибрежной зоне Восточно-Сибирского моря до о-ва Большой Ляховский, а на восток от р. Колыма она протягивается в субширотном направлении на 400 км до верховьев р. Большой Аньи.

СТРУКТУРЫ ЛЯХОВСКО-ЮЖНОЛНОЙСКОЙ СИСТЕМЫ НА ИЗУЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Структуры Ляховско-Южноалтайской системы на изученной территории почти полностью перекрыты мощным чехлом кайнозойских отложений, лишь на самом юго-востоке района обнажается фрагмент слагающей ее территориальной формации вананкинского остаточного бассейна. Данные геофизических исследований [80] свидетельствуют, что в строении системы принимают участие и блоки ультраосновных пород — коры Южно-Ангойского океана.

В целом Ляховско-Южноалтайская область отличается контрастным характером гравитационного и магнитного полей. Поле силы тяжести — обиполюстельное, зональное, состоящее из последовательно чередующихся относительных минимумов и максимумов с перепадом экстремальных значений до 20 мГл и градиентом -3 мГл/км , непостоянно, по площади испытывает существенные изменения в морфологии, интенсивности, контрастности и ориентировке аномалий.

Наиболее яркой геофизической особенностью анализируемой области является симметрично расположенные высококонтрастные линейные магнитные аномалии северо-западного простирания, интенсивностью до 20 мЭ и более, окруженные участками слаботоположительного или отрицательного поля. Геологическая их природа остается в значительной степени дискуссионной. Некоторые исследователи [82] полосовое аномальное поле считают геофизическим отражением долгоживущих линейных зон неоднократной тектономагматической активизации, приуроченных к ветвям глубинных разломов. По мнению других геологов [38, 80], в том числе и авторов, высококонтрастные вытянутые магнитные аномалии можно связать с ультрамагнитами в докайнозойском поколе.

СВЯТОНОССКО-ОЛОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

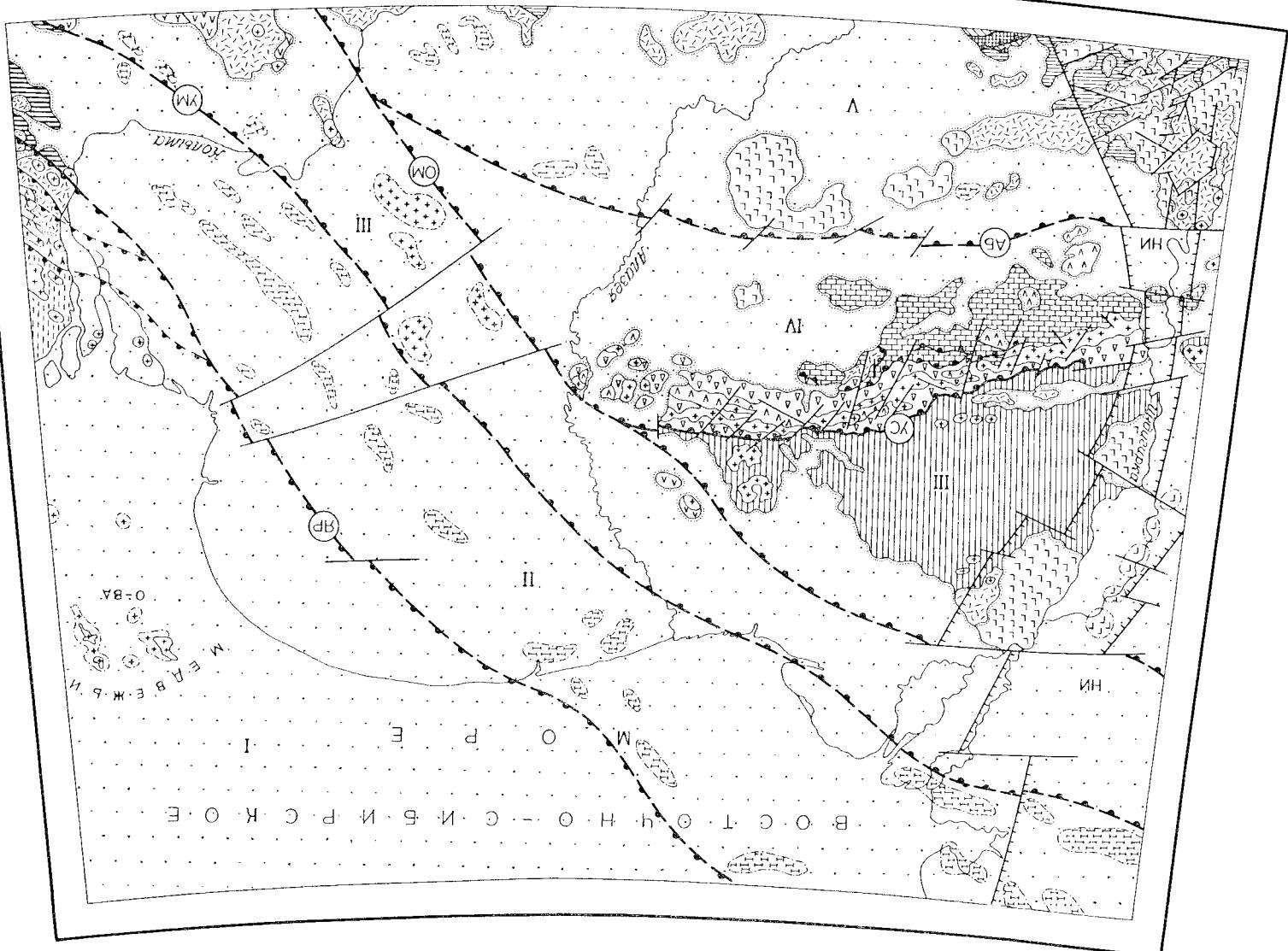
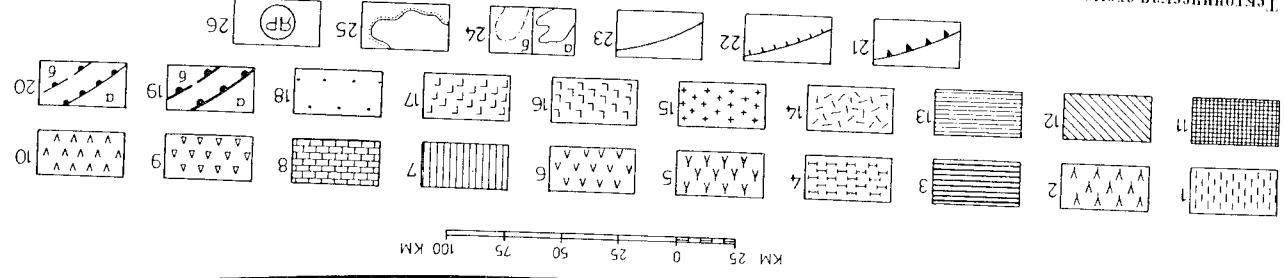
Система занимает центральную часть рассматриваемого района от дельты Индигирки на северо-западе до северных оротов Юкагирского плоскогорья на юго-востоке, выходя за пределы территории.

По особенностям строения и набору формаций система делится на две зоны: Олойскую, с северо-востока граничащую непосредственно с Ляховско-Южноалтайской системой, и Кондаковскую — располагающуюся между Олойской зоной и Черско-Полоусенской складчатой системой.

Большая часть площади Олойской зоны перекрыта чехлом рыхлых кайнозойских отложений. С Ляховско-Южноалтайской системой она граничит по Умкандинскому шву; юго-западной границей, отделившей ее от Алазейской и Черско-Полоусенской систем и Кондаковской зоны, является Омолонский региональный разлом, ориентированный в северо-западном направлении. О строении зоны можно судить по единичным эрозионным окнам, результатам бурения, геофизическим материалам, а также по геологическому строению соседней с юга территории [37, 83]. Она сложена вулканогенно-терригенными формациями позднего триаса и поздней юры, отвечающими различным этапам развития Олойской островодужной системы. Фундаментом позднетриасовой дуги являются вулканогенно-терригенные комплексы позднего палеозоя, обнажающиеся на смежной с юга территории. Позднеорские островодужные комплексы с размытом ложатся как на образования палеозойского фундамента, так и на более древние островодужные формации [37]. Отложения смыты в брахиформные и линейные складки, согласные с простиранием зоны.

Глубинное строение зоны неоднородно. Она характеризуется положительным полем $\Delta_{\text{B}}^{\text{per}}$ амплитудой до 10—15 мГл, на фоне которого прослеживаются

Fig. 12. TERTIARY EARTH EXCAVATION



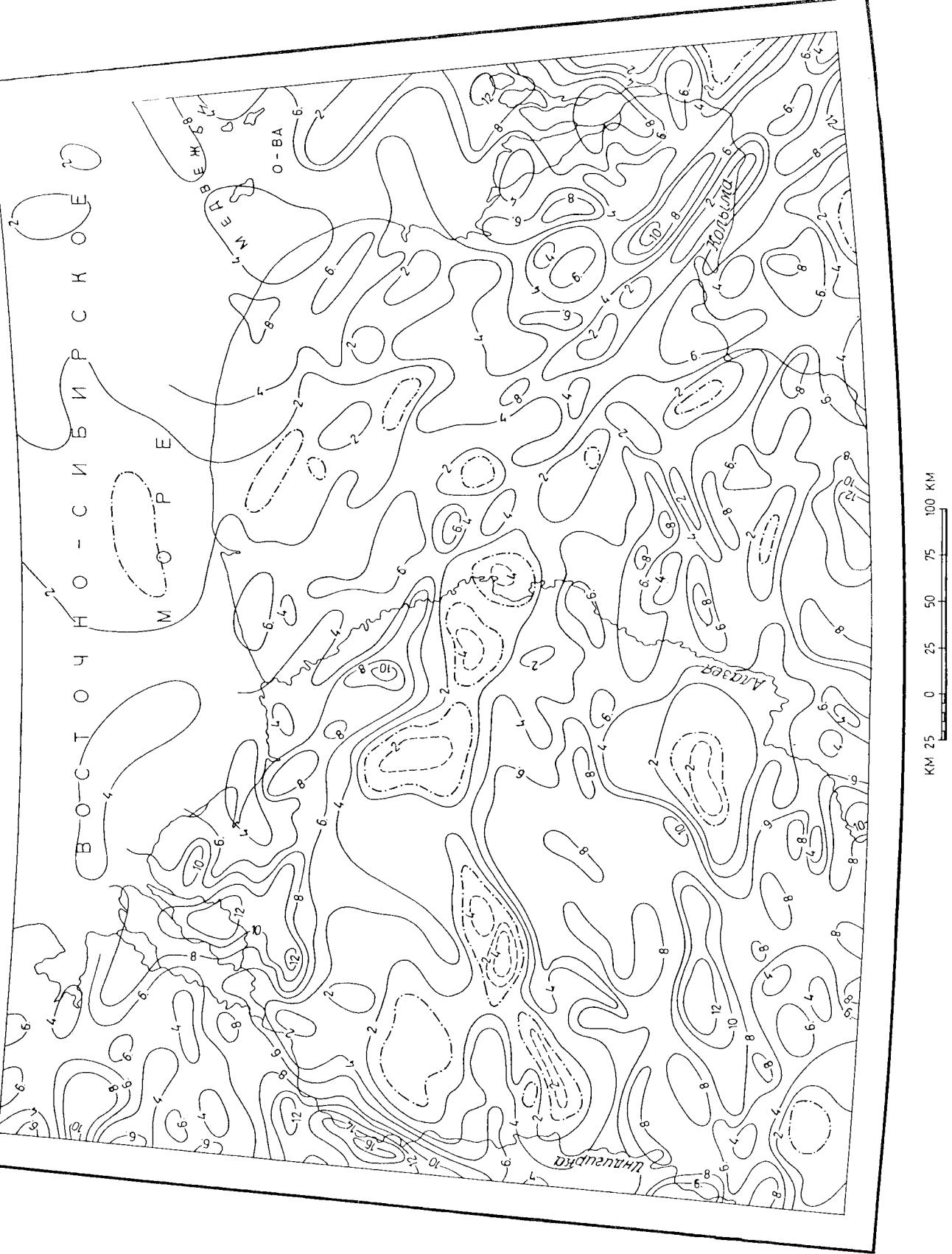


Рис. 13. Схема гравитационных аномалий (шифровка условная).
1—3 — изогравомалы, м.п.: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые.

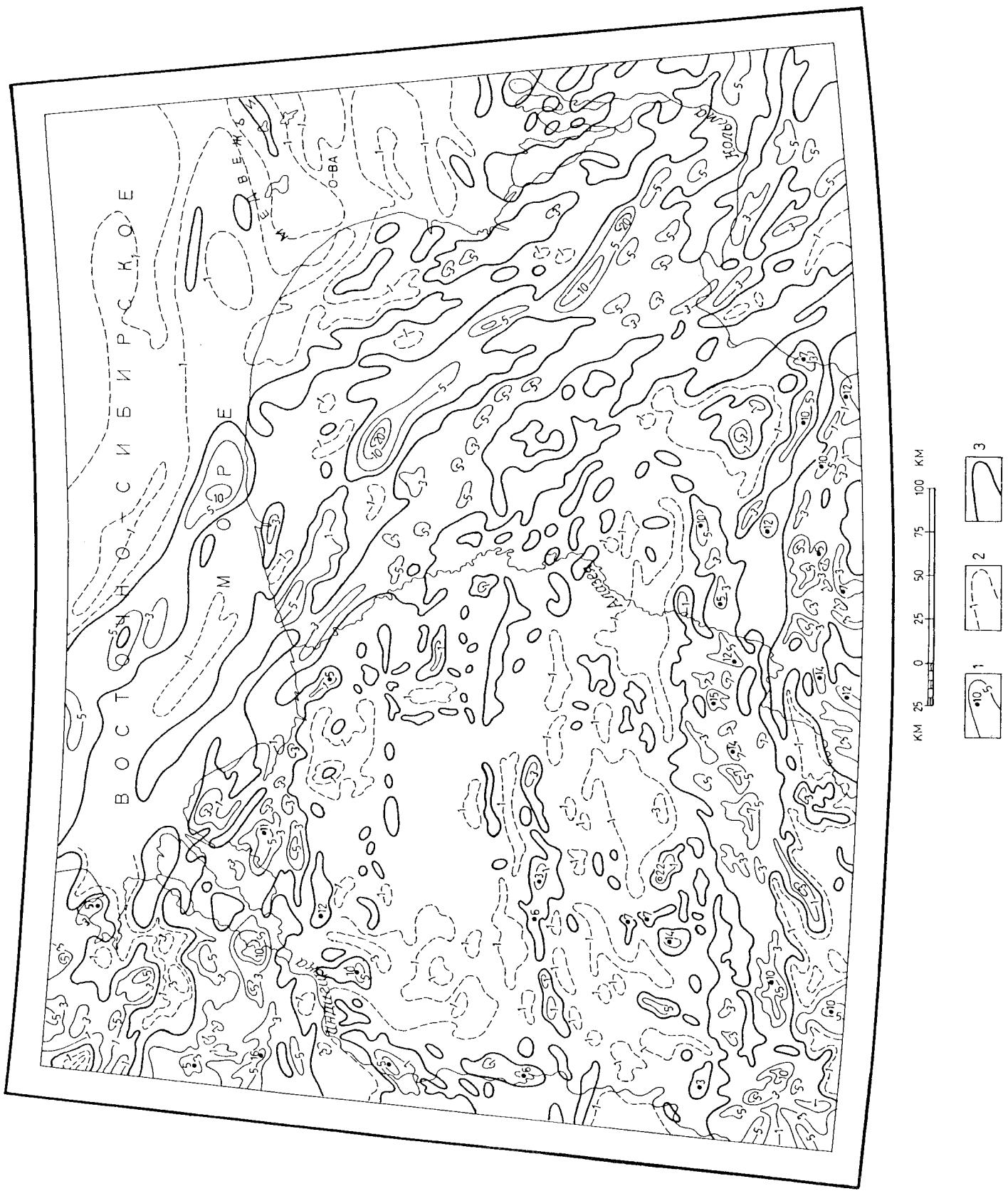


Рис. 14. Карта аномалийного магнитного поля.
1 — изолинии (ΔT_{as}) в 10^{-2} нГц; 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые.

цепочки изометрических и линейных максимумов северо-западного и субширотного простиляний. На Чукче-Коньковском междууречье гравитационное поле имеет северо-восточную ориентацию. Магнитное поле резко переменное, полосовой и мозаичной структуры. Полосовую структуру (южная часть зоны) создают цепочки интенсивных коррелируемых максимумов ($\Delta g_{\text{лок}}$, ΔT_a), обусловленные крутонахищими телами пород ультраосновного состава. Установленные тела ультраосновного состава являются здесь индикаторами пород окантического фундамента (по аналогии с Южно-Азиатской зоной). Следует отметить, что помимо полосовых аномалий здесь отмечаются многочисленные знакопеременные изометрические, колыевые, линейные и другие магнитные аномалии сложных форм, обусловленные, вероятно, широким развитием здесь вулканогенных пород предположительно среднего и основного состава.

Кондаковская зона с севера ограничена Омлонским разломом, по которому она сопряжена с Олойской зоной, с юга от Улахан-Сисской складчатой системы отделена одноименным надвигом. В ее строении принимают участие терригенные флишиоидные комплексы средне-позднегорского возраста, содержащие в верхней части значительные количества туфогенного материала. Аналогичные образования прослеживаются к западу за пределы региона, где для них установлена латеральная зональность [51], позволяющая интерпретировать эти формации в качестве отложений тылового бассейна Саяно-Энисиматической островной дуги, расположавшейся к северу за пределами территории. В целом для зоны характерна отчетливо выраженная линейная складчатость северо-восточного и субширотного простиляния. На востоке Улахан-Сисского регионального надвига и многочисленных более мелких надвиговых зон, осложняющих структуру Кондаковской зоны как непосредственно вблизи пограничного шва, так и на значительном удалении от него. На востоке зоны, в непосредственной близости от Омлонского разлома основное направление складчатости осложняется складками северо-западного простиляния, фиксирующимися по резким перегибам складок и крутымperi- и генетриклинальным залеганиям [80].

В геофизических полях Кондаковской зоны соответствует спокойное слабоположительное региональное поле силы тяжести со средним уровнем -5 мГл . На этом фоне выделяется несколько редко расположенных разных по размерам и амплитуде локальных аномалий. Магнитное поле отрицательное простого строения, поникающееся на восток от $-1,0$ до $-4,0 \text{ мЭ}$.

ЧЕРСКО-ПОЛОУСНЕНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА (Улахан-Сисская зона тектонического скучивания)

В пределах территории располагается только восточная часть Черско-Полосенской складчатой системы, получившая название Улахан-Сисской зоны тектонического скучивания [52]. Это полоса протяженностью более 300 км, шириной от 50 до 110 км, простирающаяся в субширотном направлении в центральной части листа и охватывающая хребты Улахан-Сис, Суор-Уята и кряж Сторх-Тас. В структурном плане зона соответствует Улахан-Тасскому горст-антклинирую. С севера она ограничена Улахан-Сисской надвиговой зоной, на востоке Омлонским разломом, южной границей служит Абыйский шов.

Для Улахан-Сисской зоны характерно широкое развитие процессов постгенерационной переработки и переотложения пород, что и послужило основа-

нием для ее выделения в самостоятельную зону. В ее строении принимают участие разнообразные формации, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках Улахан-Сисского блока, являвшегося частью окраины Сибирского континента. Как и вся Черско-Полосенская складчатая система, зона имеет двухъярусное строение.

Нижний структурный ярус, породы которого вскрываются в центральной и южной частях зоны, представлен шельфовыми карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями от верхнего силура до нижнего карбона. При явном преобладании ниже- и среднедевонских карбонатных образований. Этими породами сложены многочисленные бескорниевые пластины, чешуи, узкие текtonические блоки либо серии клипов, четко видно продолжающих друг друга. Несмотря на наличие многочисленных структурно-текстурных и фаунистических особенностей, указывающих на происхождение этих отложений в условиях различных глубин шельфа пассивной континентальной окраины Сибири [24], восстановить их латеральную зональность не представляется возможным в силу беспорядочного перемещения пластин, представленных отложениями различных зон палеозойского шельфа.

Образование пород верхнего структурного яруса, вскрывающихся в центральной и северной частях зоны, связано с активизацией пассивной окраины Сибири, заложением островной дуги и началом эпохи формирования тектонических покровов. Этот ярус слагает батской флишиоидно-олистостромовая и согласно перекрывающая ее средне-позднегорская терригенно-вулканогенная формация. Полоса олистостромовых образований шириной до 50 км прослеживается по простилянию всей зоны. Активизация континентальной окраины выражалась в развитии процессов формирования тектонических покровов, обусловивших интенсивную механическую переработку пород нижнего структурного этажа и их переотложение в виде олистолитов в батской флишиоидной толще. Процессы перемещения и переотложения были, вероятно, достаточно интенсивны, так как привели к полному разрушению и переотложению средне-верхнекаменноугольных, пермских и триасовых образований, фрагменты которых известны теперь только в виде олистолитов.

Батская олистострома представляет собой хаотические скопления угловатых и слабоокатанных обломков и глыб (до первых километров в поперечнике) известняков, реже глинистых сланцев и алевролитов, cementированных терригенным материалом. Наибольшее количество олистолитов и их максимальные размеры зафиксированы в центральной части зоны. Крупные олистолиты расположены, как правило, по слоистости, они часто изогнуты и выпуклостью обращены на север и северо-запад, края их имеют неровные очертания и сопровождаются шлейфами более мелких обломков. Породы олистолитов сильно трещиноваты, нередки зеркала скольжения. Цемент олистоустромы несет следы смятия и расслапывания, болезни нижних контактов олистоустромов в нем отмечаются серия изометрических мелких складок, запрокинутых на север-северо-запад, что согласуется с общим направлением перемещения надвиговых пластин и направлением падения большинства надвигов, в том числе и фронтального, ограничивающего структуру. Батские флишиоидно-олистостромовые образования согласно сменяются средне-позднегорской терригенно-вулканогенной формацией собственно островной дуги.

Все элементы строения Улахан-Сисской зоны нашли отражение в физических полях. С севера и юга она ограничена гравитационными ступенями с градиентом от 1 до 3 мГл/км. В гравитационном поле зоне соответствуют анома-

лии различной интенсивности, ориентированные в субширотном направлении.

Магнитное поле отрицательное, сложного строения, напряженностью до 3,0 м/Э. Отмечаются изометрические, кольцевые, нередко сближенные в плане, отрицательные магнитные аномалии. Фиксируются также цепочки линейных максимумов северо-восточного простирания. В целом интенсивно полигенетический коррелируемый уровень гравимагнитного поля свидетельствует о большой мощности разупрочненных ($2,56 - 2,58 \text{ г/см}^2$) намагниченных пород континентальной коры [80]. Следует отметить, что характер геофизических полей южной части зоны более ровный. Здесь наблюдается неизначительное количество отрицательных аномалий изометрической и овальной формы, напряженностью до 3,0 м/Э. Количество локальных аномалий уменьшается. Такая структура магнитного поля связана с широким распространением здесь практически немагнитных карбонатных пород.

АЛАЗЕЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Система занимает самую южную часть района. Она протягивается в широтном направлении и смещается на севере по Абыльскому шву с Улахан-Сисской складчатой зоной, а от Святоносско-Олойской системы на востоке отделена Омолонским разломом. Большая часть площади перекрыта чехлом рыхлых кайнозойских образований. Система характеризуется сложным двухъярусным строением. На западе, в пределах нижнего яруса выделяется Алазейская антиклинальная структура с ядром, сложенным породами позднедевонской — раннекаменноугольной кремнисто-терригенной формации (на смежной территории в сочетании с метабазальтами и спилитами), относящейся по геологическим и геофизическим данным к допоздненалеозойской океанической коре [36]. На крыльях антиклинария располагаются вулканогенно-терригенные формации раннего карбона и перми, рассматриваемые в качестве реликтов островной дуги. Алазейские толщи смыты в узкие изоклинальные складки и осложнены взбросами и надвигами.

Породы верхнего яруса, отдельные крупными угловыми песчанниками, образуют Ойунскую синклиниорную структуру, сложенную средне- и позднетюрской туфогенно-терригенной формацией между горных бассейнов (Состинская, Абыльгахская и Иккитюнякская свиты), смятой в линейные, брахиформные, в зонах разломов, частично изоклинальные складки.

Алазейской складчатой зоне соответствует геофизическое поле, осложненное отдельными линейными коррелируемыми интенсивными максимумами ($\Delta g_{\text{лок}}$ и ΔT_a), расчетная намагниченность которых достигает $29 \cdot 10^{-4}$ ед. СГС, а глубина залегания верхней кромки колеблется от 2,1 до 3,2 км. Как и в Южно-Анайской зоне, подобные максимумы можно связать с телами ультрасловных пород, являющихся фрагментами древней океанической коры. На самом же районе и на смежной с юга территории отмечается ярко выраженная полосовая структура поля ΔT_a . Магнитное поле разнопременное, сложного строения. На площади большое количество кольцевых, изометрических, линейных и других сложных полигенетических конфигурации знаконесущих высоконапряженных аномалий ΔT_a . Они хорошо коррелируются с разнообразными вулканитами, принимающими участие в строении Алазейской зоны. Расчеты показывают, что намагниченные массы находятся здесь в основном на глубине до 0,5 км.

КОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Коллизионные процессы, обусловившие к концу раннего мела окончательное сближение и столкновение всех существовавших ранее самостоятельных структур и формирование позднемезозойской окраины Евразийского материка, изменили тектонический облик всех пяти рассмотренных выше областей. Слагаютшие их формации были подвернуты еще одному мощному циклу складчатости и разбиты многочисленными разрывными нарушениями, крупицы которых участвовали в простирации зон, параллельных между доколлизионными структурами. На наибольшей степени эти изменения коснулись Улахан-Сисской зоны, горизонтальные перемещения в которой были многократно усилены и привели к образованию зоны тектонического скучивания, чьи доколлизионные структуры были почти полностью затуплены многочисленными наливами и тектоническими покровами. В пределах Лиховско-Южно-Анайской системы также произошли значительные перемены. Фрагменты коры Южно-Анайского оксана, подвергшиеся интенсивному сжатию, сформировали узкую шовную зону между Новосибирско-Чукотским и Сибирским континентальными блоками.

Сложная структура Южно-Анайской зоны хорошо прослеживается на седине с востока более обнаженной территории, где особенности ее внутреннего строения и состав слагающих формаций позволили разделить зону на две подзоны: северо-восточную и юго-западную [56].

Северо-восточная подзона отличается мелкоблоковым линзо- и четковидным строением. Ее составные части ориентированы как согласно с общим простиранием Южно-Анайской зоны, так и занимают кососекущее положение (субширотное). Большинство блоков сложено породами офиолитового комплекса средней — поздней юры, отдельные блоки — нижнелемовыми терригенными образованиями остаточного бассейна и верхнегорскими вулканогенными и туфогенно-терригенными отложениями Нутесьинской островной дуги. Последние являются чужеродными для Южно-Анайской зоны и оказались в ее составе в результате многократных, преимущественно горизонтальных перемещений.

Юго-западная подзона представлена интенсивно дислоцированными нижнелемовыми породами остаточного океанического бассейна, среди которых заключены отдельные линзо- и клинообразные блоки офиолитов и терригенно-зука- ногенных пород Нутесьинской островной дуги.

Проявления коллизионного вулканизма установлены во всех областях. Они представлены полями вулканитов, с угловым несогласием ложащихся на самые разнообразные, как палеозойские, так и более древние мезозойские образования. В составе вулканитов преобладают основные и средние разности, относящиеся как к известково-плоской, так и к толентовой и шлюпниковой сериям. Существование вулканитов со столь различными petroхимическими особенностями в пределах одних и тех же вулканических полей свидетельствует, что в конце раннего мела на изученной территории имели место как мантийные, так и внутренние источники магмы.

С процессами коллизии связано также становление серии раннемеловых палингенных гранитоидов, прорывавших все более древние образования. Большая часть этих массивов сосредоточена в зонах сопротяжения доколлизионных структур. Как правило, они имеют плитообразную форму и своей ориентировкой подчеркивают простирание зон.

В геофизических полях гранитоидные массивы выражены коррелируемыми минимумами и максимумами $\Delta g_{\text{лок}}$ и ΔT_a изометрической, кольцевой и овальной

формы. Гравимагнитные лапные свидетельствуют о том, что в эродированном состоянии находятся лишь незначительные части гранитоидных массивов. Расчетная глубина до верхних кромок магнитовозмущающих масс колеблется от 0,1 до 2,0 км.

РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ПРИ

К рифогенным структурам в первую очередь относится Нижнеиндигирская рифовая зона, выделенная А. П. Ставским (1984 г.). Она протягивается на 450 км с юга на север вдоль западной границы района и дискордантно наложена на складчатые структуры Алазейской, Улахан-Сисской, Святонасского-Олойской и Ляховско-Южноянтарской областей. Возможно, Нижнепилимская рифовая зона имеет продолжение на шельфе Восточно-Сибирского моря.

Рассматриваемая зона подчеркивается серией разрывных нарушений, образующих в совокупности «Нижненинглийский глубинный разлом» [30]. Выраженность этой структуры на разных участках различна. Северный отрезок характеризуется линейным расположением элементов ландшафта, на центральном участке она подчеркивается прямолинейными отрезками долинами Англии и резкими уступами западных склонов хр. Улхан-Сис и Кондаковской возвышенности. Ее южное окончание хорошо выражено линейным расположением центральной водораздельной части Алазейского плоскогорья К Нижненинглийской рифтовой зоне приурочены поля ранне-поздне- и позднемеловых терригенно-вулканогенных и вулканогенных формаций, вулканиты которых принадлежат к трахит-трахириолитовой и платобазальтовой формациям [36, 40]. Они же слагают участки и на восточном плече рифта (Маган-Таское поле). С вулканитами ассоциируют немногочисленные штоки монцитов, сиенит-порфиров ишелочных гранитов.

Нижненеллипсская рифтовая зона находит отражение в физических полях. По гравимагнитным данным она подчеркивается протяженной полосой, ограничивающей

ченной зонами высоких градиентов (до $5,0 \text{ мГл/км}$) поля силы тяжести в потенциальных полях наблюдается прямая корреляция положительных гравитационных аномалий (до 30 мГл) и магнитных (до 10 мЭ) и пологийных общему меридиональному простиранию зоны. Интенсивные максимумы, заполняющие аномальную зону, по-видимому, связаны с кругопадающими телами породного основного состава (долеритами), расчетная намагниченность которых достигает $2000 - 4500 \cdot 10^{-6} \text{ ед. СТС}$, а глубина залегания верхней кромки колеблется от $1,2$ до $2,3 \text{ км}$ [80]. Оккисе устья Большой Эрчи аномальная зона теряет свои четкие линейные очертания и фиксируется лишь цепочкой единичных изометрической формы максимумов (до 12 мГл). В пределах зоны выделяются площади резко контрастированного магнитного поля напряженностью от -10 до $+20 \text{ мЭ}$, обусловленные широким развитием вулканогенных образований преимущественно основного и среднего состава.

Следует отметить, что общий анализ кинематики литосферных плит северного полушария на рубеже раннего и позднего мела подтверждает возможность наличия в регионе зон растяжения меридионального простирания [30].

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения многочисленны и разнообразны как по времени формирования, так и по морфологии, кинематике и интенсивности проявления. Наиболее крупные разломы территории разделяют ее главные структурные элементы и отвечают границам древних литосферных плит.

Ярканский разлом является северным ограничением Яховско-Южноанайской шовной зоны и протягивается от северных границ района через устье Большой Курлатоцкой до дельты Колымы, уходя на юго-восток за пределы листа. На севере он скрыт водами Восточно-Сибирского моря, а на остальной территории почти полностью перекрыт кайнозойским чехлом. Ярканский разлом четко фиксируется в гравимагнитных полях по протяженной цепочке коррелируемых и некоррелируемых линейных максимумов $\Delta g_{\text{лок}}$ и ΔT_a , интенсивностью 5—15 мГл, напряженностью 35 мЭ. В зоне разлома на юго-востоке площади установлены выходы терригенных пород формации остаточного океанического бассейна и коллизионных вулканитов. На значительно лучше обнаженной смежной с востока территории, в зоне Ярканского разлома присутствуют также блоки вулканогенных образований Нутгесинской островной дуги и офиолитового комплекса Южно-Азиатского палеоокеана. Все породы этой зоны буднированы, рассланцованны, катаклизированы, нередко милонитизированы; многочисленны тектонические зеркала и борозды скольжения, наиболее ярко проявленные в серпентинитах и гипербазитах.

Некоторые исследователи [56] рассматривают юго-западную часть Ярканской зоны как осевую структуру Южно-Азиатского шва, отклякствия ее с главным офиолитовым швом, который на современном эрозионном срезе может интерпретироваться как деформированная палеозона Беньюфа. В таком случае, поскольку островодужные комплексы позднемезозойского возраста известны как к северо-востоку (Нутгесинская дуга), так и к юго-западу (Олойская дуга) от офиолитового шва, уместно предположить, что в Ляховско-Южноанайской шовной зоне «запечатаны» две палеозоны Беньюфа, одна из которых была на- клонена к юго-западу, а другая к северо-востоку.

Учмандинский разлом соответствует юго-западному ограничению Ляховско-Южноанской швовой зоны. Он трассируется от верховьев р. Гусиная через Кольмскую губу до низовьев Большого Анюя по резкой смене знака и структуры локальных аномалий и ΔT_a и фрагменты зоны горизонтальных градиентов поля $\Delta g_{лок}$ ($1-2 \text{ мГл/км}$). Это самый протяженный разлом (650 км), он полностью перекрыт рыхлыми отложениями. Его юго-восточное продолжение хорошо обожжено и изучено [56]. В пределах зоны выходят сложноподстильные флигельные формации остаточного оксанического бассейна, глубокодобывочные фации которого «выкаты» по системе взбросо-падигов. Непосред-

ствено у восточной рамки листа к зоне разлома приурочен тектонический коллаг, состоящий из пород офиолитового комплекса, отложений остаточного океанического бассейна и островодужных образований. Породы в зоне рассланцеваны, широко развит булиннак, многочисленны тектонические зеркала и борозды скольжения.

Омолонский разлом выделяется по границе Алазейской, Черско-Полоусенской и Святоноско-Олойской складчатых систем, а в пределах последней разделяет Кондаковскую и Олойскую зоны. Он имеет северо-западное простирание, протяженность более 500 км и полностью перекрыт мощным чехлом кайнозойских отложений. Разлом четко фиксируется по зоне повышенных гравиентов поля силы тяжести и полосе линейно-вытянутых в том же направлении интенсивных локальных максимумов $\Delta g_{\text{лок}}$ и ΔT .

Движение по Омолонскому разлому в его северо-западной половине, где он разделяет Омолонскую и Кондаковскую зоны, восстановляются со среднепозднеюрского времени, когда разлом определил положение северо-восточного борта Кондаковского тылового протигба с монинским терригенным осадконакоплением. В современной тектонической схеме разлом отождествляется с положением глубоководного желоба после коллизии Святоносской островной дуги.

Улахан-Сиский фронтальный надвиг, ограничивающий с севера структуры одноименной зоны тектонического скручивания, имеет субширотное простирание и протягивается более чем на 250 км. В физических полях он фиксируется гравиационной ступенью с градиентом от 1 до 3 мГ/км. В отличие от описанных выше разрывных нарушений, он полностью обнажен. Это обстоятельство позволяет четко фиксировать его локально-чешуйчатое строение с падением плоскостей сместителя в южных и юго-восточных румбах.

Надвиги и взбросо-падвиги, принимавшие участие в строении зоны, имеют протяженность от первых до многих десятков километров. По ним приведены в тектоническое соприкосновение как горизонты одного и того же яруса, так и образования различных отделов юрской системы. Как правило, надвиговые структуры характеризуются повышенной дислоцированностью пород, катаклазом и мицонитизацией. Наиболее четко эти процессы проявлены в подиах пластах, где мощность измененных зон достигает нескольких десятков метров. Нижний возрастной предел надвигобразования определяется началом формирования батской флишиоидно-олистостромовой формации. Верхний — отвечает концу раннего мела, на который приходится основные коллизионные преобразования изученной территории. Амплитуда горизонтальных перемещений по плоскостям надвигов оценивается в несколько лесктков километров. Возможны и более значительные перемещения, предполагать которые позволяет факт присутствия среди шельфовых формаций (на соседней с запада территории) офиолитовых ассоциаций океанического фундамента.

Абыйский разлом разделяет Алазейскую и Черско-Полоусенскую складчатые системы. Он полностью перекрыт кайнозойскими отложениями и выявлен главным образом благодаря четкой геофизической характеристике. В гравитационном поле разлом выражен полосой повышенных гравиентов $\Delta g_{\text{лок}}$ (до 2 мГ/км) и повышенным положительным фоном $\Delta g_{\text{рег}}$ амплитудой до 20 мГ/л сложного строения.

По существу, пять вышеописанных разломов являются цевами стоянок, по которым в процессе коллизии произошло совмещение всех ранее разобщенных структур.

К более молодым разрывным нарушениям относятся сбросы, ограничивающие Нижнениндильтскую рифтовую структуру. Сбросовая природа описываемых нарушений подчеркивается смыслинием гранец распространения различных формаций. Часть из них проявлена в современном рельфе в виде уступов склонов, предгорных эрозионных террас, бортов межгорных депрессий и сопровождается зонами рассланцевания пород. К разрывным нарушениям, происхождение которых также связано с процессами рифтогенеза, относится ряд разломов преимущественно северо-восточного и субмеридионального простирания, передко секущих надвиговые зоны и осложняющих общую структуру района. Они обладают неизначительной протяженностью и выражены в виде уступов либо узких пиков, отвечающих прямолинейным отрезкам речных долин и водоразделов. К этим разломам часто приурочены зоны повышенной проницаемости пород, контролирующие размещение позднемеловых даек гранит-порфиров, а также зон метасоматических образований, представленных линейными грейзенами и участками распространения лейкократовых гранитов.

Кайнозойские разломы, как правило, непосредственно не связаны с вышеописанными разрывными нарушениями. Они осложняют общий структурный план и передко являются рельефообразующими.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследованная территория охватывает Приморскую, Колымскую низменности, хр. Улахан-Сис, Кондаковское плоскогорье, северные отроги Алазейского и Юкагирского плоскогорий и северо-западную часть Северо-Анайского хребта (рис. 15).

Заложение их как морфоструктур произошло в позднем мелу, дальнейшее развитие они получили в кайнозое в результате склоновых и блоковых дифференцированных движений. Значительную роль в формировании морфоструктур играют разрывные нарушения, активизированные и вновь образованные в кайнозое, часто обуславливающие их блоковый характер. Существенным рельефообразующим фактором является климат, способствовавший образованию второй половины плиоценена многолетней мерзлоты и формированию специфических криогенных отложений, в значительной степени определивших характер современного рельефа.

Две трети территории занимают Приморская и Колымская низменности. Горы и останцовые возвышенные равнины имеют ограниченное распространение. Наиболее крупными морфоструктурами среди них являются хр. Улахан-Сис и Кондаковское плоскогорье, составляющие единый горный массив на западе территории.

Морфоструктура хр. Улахан-Сис (*I*) — близширотное поднятие, по знаку и простиранию наследующее мезойскую структуру Улахан-Сисской зоны тектонического скучивания, область неравномерных разноамплитудных склоново-глыбовых и линейных движений положительного знака на проявлении новейшего этапа. Оно сложено крупными палеозойским теригенно-карбонатным, мезозойским вулканогенно-осадочным комплексами пород и багдигитоподобными телами гранитоидов. От Кондаковского плоскогорья морфоструктура отделена зоной разрывных нарушений близширотного простирания. В кайнозое по ним зародилась Эринская межгорная впадина. К долине Инидирки она обрывается крутыми уступами. Верхнесундуринской межгорной впадиной морфоструктура делится на две части: западную, наиболее поднятую (собственно хр. Улахан-Сис), и восточную — отстягающую в подножии (хр. Сур-Уята и кряж Сюрэх-Тас).

Кондаковская морфоструктура (*II*) — водово-глыбовое поднятие одноименного плоскогорья на сложнодислокированных территориях средней и поздней юры и меловых вулканитах; область устойчивых малоамплитудных прерывистых блоковых движений положительного знака с плиоценом. Расположено на стыке Приморской низменности и хр. Улахан-Сис. По отношению к древнему структурному плану морфоструктура инверсионная. Она со всех сторон ограничена разрывными нарушениями, часто выраженными в рельфе структурными уступами.

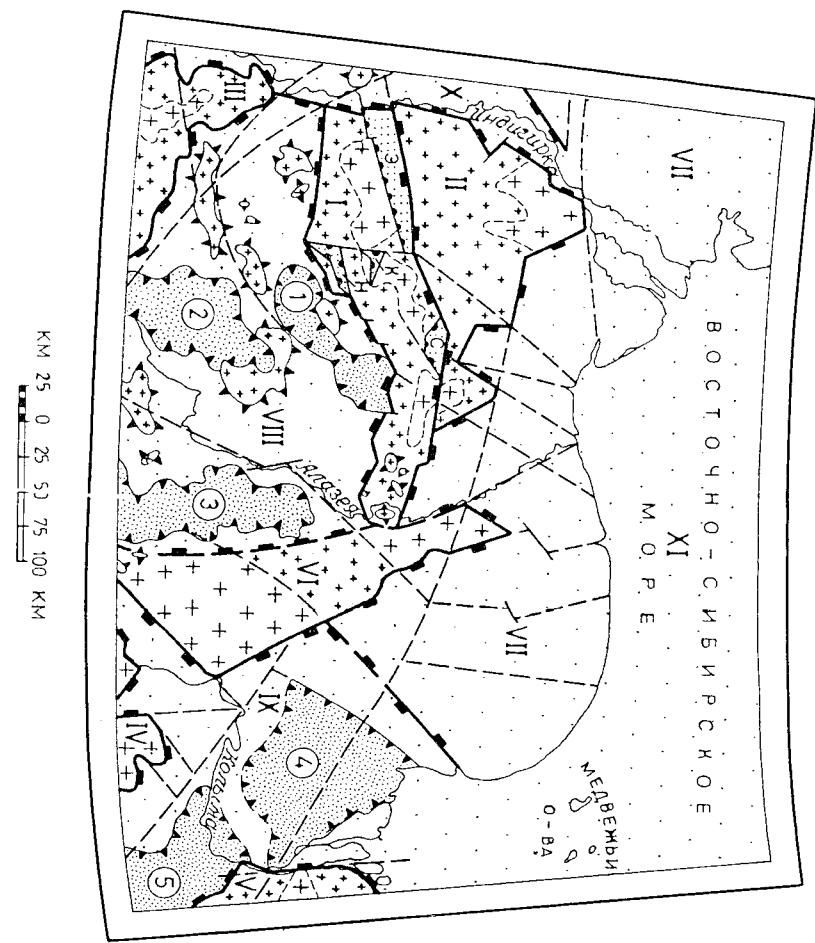


Рис. 15. Схема морфоструктур.

I—*IV* — морфоструктуры *I* — положительные I порядка (*a* — активно поднимающиеся на современном этапе, *b* — отстягающие в подножии); *I* — Улахан-Сисская, *II* — Кондаковская, *III* — Алазайская, *IV* — Юкагирская, *V* — Северо-Анайская, *VI* — Чукотская, *II*—*IV* — отрицательные: 2 — I порядка: *VII* — Приморская, *VIII* — Магаданская, *IX* — Нижне-Колымская, *X* — Индигирская, *XI* — щельв Баренцево-Сибирского моря; 3 — II порядка: 1 — Рассонинская, 2 — Павловская, 3 — Сен-Кобельская, 4 — Нижнеколымская, 5 — Анайская, 4 — крутые межгорные впадины Э — Эринская, С — Верхнесундуринская, К — Куснан-Юряхская, *H* — Верхнелананская, 5—7 — границы морфоструктур (*a* — лестничное расположение элементов рельефа на современном этапе; 5 — I порядка, 6 — II порядка, 7 — межгорных впадин; 8 — границы различных амплитуд на современном этапе; 9 — тектонические разрывы, предопределенные расположением элементов рельефа (по морфоструктурным построениям)).

На западе Кондаковское плоскогорье представлено линейными и брахиформными полигонами преимущественно северо-восточного и близмеридионального простираний, вытянутыми параллельно друг другу и разделенными протяжениями разломами того же направления, по которым заложились основные долины. Очертания орографических единиц восточной части плоскогорья менее выражены, искалечены Сундурским меридиональным выступом. В этой части большую рельефообразующую роль играют разломы северо-западного и близширотного простираний.

В пределах выделенных морфоструктур широко распространены локальные изометричные впадины разных размеров. Границы их в основном тектонические. Впадины молодые, возможно, позднеплейстоценовые [74, 75].

Между хр. Улахан-Сис и Кондаковским плоскогорьем расположена межгорная грабеноподобная впадина долины р. Большая Эрча (Эрчинская впадина). От Кондаковского плоскогорья она отделена региональным разломом близширотного простирания, от хр. Улахан-Сис — серией ступенчатых сбросов, параллельных впадине. Внутреннее строение впадины довольно сложное. Многочисленные разрывы, рассекающие впадину вкrest простирания, создали мозаичный ступенчатый характер ее днища, осложненный клавишной структурой блоков вдоль левого борта впадины за счет прибрежных сбросов. Северо-западные разрывы используются многочисленными притоками Большой Эрчи.

Предгорья хр. Улахан-Сис и Кондаковского плоскогорья — области малоамплитудных (до 150 м) четко дифференцированных блоковых движений в течение позднего кайнозоя, переходные зоны от областей активных новейших поднятий к областям преимущественного прогибания. Они характеризуются преобладанием разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний, определяющих направление современной гидросети, и широкимплощадным развитием слабо затронутых термокарстовыми процессами пологовувальных предгорных равнин типа педипланов на высотах 80—100 м, среди которых выступают останцовые массивы (до 456 м) преимущественно северо-западного и близширотного простираний, пространственно совпадающие с мезозойскими структурами.

Алазейская морфоструктура (*III*) расположена на юго-западе территории в пределах северных отрогов Алазейского плоскогорья. Это область малоамплитудных слабо дифференцированных субводовых поднятий на протяжении всего новейшего этапа. С долиной Идлигирки она граничит по ступенчатым сбросам, четко проявленным в рельфе в виде структурных уступов. От Кольмской низменности отделена зоной разрывных нарушений северо-западного направления, выразившихся в рельфе прямолинейными участками ландшафта и спрямленными речными долинами. Морфоструктура осложнена разрывами северо-восточного направления; на значительном протяжении они разработаны реками.

Юкагирская морфоструктура (*IV*) занимает неизначительную площадь одинименного плоскогорья на междууречье Колымы и Большого Анюя. Это область малоамплитудных, сложно дифференцированных движений в раннем кайнозое, активно поднимающаяся на современном этапе. На данной территории она не

структура продолжается системой ступенчато-отступленных блоков со скальными выступами Медведских островов.

Северо-Ануйский хребет в пределах листа сложен трясиовыми терригенными осадками, прорванными умеренно- и глубокозеродированными массивами меловых гранитоидов. Основную рельефообразующую роль здесь играют наиболее активные в новейший этап подвижки по разрывам северо-западного и северо-восточного направлений, определяющие ее пролольный и поперечный ступенчатый рельеф. По северо-западным разрывам заложилась основная долинная сеть.

Чукотинское поднятие (*V*) — молодая (неоплайстоценовая?) морфоструктура близмеридионального направления вдоль правого борта долины р. Алязя, перенесенная по отклонению к мезозойскому структурному плану, активно воззымающаяся на современном этапе. В палеорельфе ей отвечает гипсометрически сложная, в целом возвышенная поверхность с абр. отметками от —50 м на юге до —500 м на севере. Несколько смещения в плане к юго-востоку. Поднятие имеет асимметричное ступенчатое строение. В современном рельфе выражено возвышенной (60—80 м, до 125 м) древней озерно-аллювиальной равниной. Свидетельствами новейшего поднятия Чукотинской морфоструктуры являются глубокие эрозионные врезы, обнажающие древние четвертичные комплексы пород, малая ширина долин, низкая степень меандрирования русел, центральный рисунок гидросети.

Приморская низменность (*VI*) — крупная отрицательная морфоструктура, область неравномерного устойчивого проявления разных амплитуд в олиго-cene—неоплайстоцене и слабых дифференцированных движений в позднем неоплайстоцене и голоцене. Границы ее в основном тектонические. Она характеризуется повсеместным развитием чехла рыхлых кайнозойских отложений значительной мощности, полностью перекрывающих глубоко погруженное осаждение коренных пород.

В пределах низменности видны несколько разновысотных разновозрастных уровней аккумуляции с различным характером и направленностью новейших движений, характером заозеренности, типами речных долин и т. д.

Западная часть Приморской низменности (левобережье Идлигирки) — зона устойчивого прогибания значительной амплитуды в среднем—позднем неоплайстоцене и слабых дифференцированных движений в голоцене.

Центральная часть Приморской низменности (междууречье Идлигирки и Алазеи) — морфологически сложная клавишно-блоковая система ступенчатых аккумулятивных равнин. Основными направлениями структур являются северо-западные и северо-восточные. С первыми связана близширотная клавиатура блоков, отвечающая древнему структурному плану. Северо-восточные разломы определяют строение и морфологию отдельных блоков. По ним заложены многочисленные речные долины.

В ее пределах расположена дельтовая равнина Идлигирки — область устойчивого проявления значительной амплитуды в позднем плеистоцене и дифференцированных движений в голоцене. С запала она ограничена серией сбросов Никсендигирской рифтовой зоны, на юге — разломом северо-западного простирания, выраженным в рельфе структурными уступами. Она имеет сложное строение. Близширотным разломом, простирающимся Колымской протокой реки, она разделена на две части. Северная часть — область устойчивого проявления и аккумуляции на протяжении всего неоплайстоцена и положительных движений

в голоцене — занята современной дельтой, активно в наименее время выдвинутойся в море (3—4 м/год [54]).

Южная часть дельты, примыкающая к Кондаковскому плоскогорью, в результате восходящих неотектонических движений в позднем неогене-голоцене была выведена из режима дельты. В настоящее время это область слабых дифференцированных поднятий, о чем косвенно свидетельствуют несколько уровней современных морских террас, широкое развитие полосы осулики и др.

Восточная часть Приморской низменности (восточнее р. Алазей) представляет собой систему опущенных ступенчатых блоков близмеридионального простирания, дискордантных по отношению к древнему структурному плану. В палеорельфе они отвечают наиболее глубокому на данной территории (до 1500 м) погружению докайнозойского основания. Блоки разделены протяженными близмеридиональными разломами, по которым заложились современные долины, Малой и Большой Куррапачьей и Гальгавама.

Кольмская низменность в морфоструктурном плане четко делится на две самостоятельные морфоструктуры, разделенные молодым Чукотинским поднятием. Западная часть низменности представлена собой межгорную владину на междуречье Инилиирки и Алазеи (Маганская владина — VII). Это наложенная на пространство, обладающее комплексированного первоначального формирования, окончательно сформировавшаяся в эпоху поздненеогеновой активизации тектонических движений. Новейшие движения здесь унаследованы, о чем свидетельствует преимущественно плоское сопадение новейших и потребленных структур.

Восточная часть Кольмской низменности — сложная морфоструктура (Нижнекольмская — IX), отвечающая периклинической зоне опускания формирующейся щельфа Восточно-Сибирского моря. Морфологически она представлена двумя отрицательными морфоструктурами II порядка — Нижнекольмской и Аноской владинами, разделенными широтным отрезком долины р. Колыма.

В палеорельфе Нижнекольмская владина отвечает крупной депрессии с крутыми бортами и отметками палеоповерхности до —1100 м. С запада и северо-запада она ограничена зоной регионального линеамента северо-восточного простирания, транссирируемого долиной Коньковой, с востока — Усть-Кольмским разломом. Южное ограничение владины определяется широтным отрезком долины Колымы. Общая прямолинейность ее границ, их дискорданность по отношению к древнему структурному плану позволяют предполагать ее молодой возраст и тектоническую природу.

Аноская владина — наложенная линейная морфоструктура северо-западного простирания. На севере она ограничена широтным отрезком долины Колымы. Юго-западная граница проходит по зоне Уямкалинского активизированного глубинного разлома. В палеорельфе она выражена желобообразным понижением с отметками кровли докайнозойских пород от —300 до —700 м. Морфологически представляет собой ампловиальную равнину (10—30 м), дренируемую речной сетью Большого и Малого Аноя.

В отдельную морфоструктуру выделена долина р. Инилиирка (X) — область неравномерных опусканий на протяжении всего новейшего этапа развития территории. В структурном плане она отвечает Нижненинтигирской рифтовой зоне, подчеркнутой серией близмеридиональных разломов с обоих бортов долины. Несоответствие общего направления долины Инилиирки с геологическим структурным планом региона дает основание предполагать, что она состоит из разновозрастных отрезков, которые постоянно перестраиваются в условиях новых дифференцированных движений при активной роли разломов.

Шельф Восточно-Сибирского моря (XI) представляет собой подводную аккумулятивную равнину, в структурном отношении являющуюся продолжением Приморской низменности. Рельеф дна моделирован разными эрозионными процессами, среди которых определяющую роль сыграл трангрессивно-ретрогressивный режим территории, отражающий неоднократную смешу субаквальных и субаэразальных условий рельефообразования. Формы субаэразального рельефа в значительной степени симметрированы последней голоценовой трангрессией и дальнейшей абразионно-аккумулятивной деятельностью моря.

На востоке шельфовая равнина осложнена локальной положительной морфоструктурой Медвежьих островов.

Основные типы и формы рельефа в пределах выделенных морфоструктур отражены на геоморфологической схеме (рис. 16).

Эрозионно-денудационный рельеф, созданный комплексом эрозионных, денудационных и склоновых процессов, наиболее распространен на всех положительных морфоструктурах территории. За счет неоднородности геологического строения, различной направленности и активности неотектонических процессов он на разных морфоструктурах имеет индивидуальные особенности и подразделяется на несколько типов.

Низкогорный крутосклонный, значительно расчлененный рельеф приурочен, как правило, к центральным, наиболее возвышенным участкам междуречий (550—730 м, максимальная 754 м). Развит на сложноислоисторенных терригенных разновозрастных породах, прорваных интрузиями гранитов и гранодиоритов, и меловых вулканитах. Водораздельные гребни широкие с хорошо сохранившимися фрагментами древних поверхностей выравнивания, в результате разноамплитудных блоковых движений в наименее время выведенных на разные гипсометрические уровни.

Склоны круты, с делювиально-коллювиальными образованиями, слабовыпуклые, реже прямые или ступенчатые за счет структурных уступов и нагорных террас, интенсивно расчленены глубоко (до 300 м) врезанными речными долинами. Речная сеть четко контролируется зонами тектонических нарушений. Долины симметричные, иногда грабенообразные. Продольные профили круты; доминируют инсторативный и персторативный типы ашлювия. Террасы, как правило, отсутствуют.

Низкогорный пологосклонный слаборасчлененный рельеф (низкое плоскогорье) широко распространен на Кондаковском, Алазейском плоскогорьях и хр. Улахан-Сис abs. отметках 300—400 м. Он развивается в условиях замедленных неотектонических поднятий на дислоцированных терригенных и терригенно-карбонатных породах всех возрастов и меловых эфузивах. Для него характерны слаженные плоские, слабонаклонные поверхности междуречий с редкими куполовидными выступами отпрепарированных интрузивных тел и реликтами древних поверхностей выравнивания. Склоны преимущественно пологие с планом делювиально-солифлюкционных накоплений, нагорными террасами, деллями. Долины U-образные широкие, асимметричные со свободными меандрами, террасированные. В подавляющем большинстве они наследуют древнюю разновозрастную гидросеть. Долины мелких водотоков четко контурируются зонами тектонических нарушений, часто не разработаны, находятся в стадии врезания с крутыми пролольными профилями.

Полупогребенный денудационный рельеф на меловых вулканитах и терригенных образований горы развит на останцовых возвышенных равнинах в пределах Маганской межгорной владины и отрогах Юкалинского плоскогорья. Это

частично снивелированные деформированные поверхности выравнивания, морфоструктурный облик которых создан совместной деятельностью денудации и гольцовой плацации. В современном рельефе они представляют собой изометричные стяженные разновысотные (от 90 до 200 м, максимальная 291 м) холмисто-увалистые равнины с уплощенными вершинами и пологими седловинами; покрыты плащом глыбово-щебенчатого элювия, осложнены мелкими денудационными уступами.

Денудационно-аккумулятивный рельеф, созданный процессами аккумуляции и плоскостного смыка в условиях стабильных или замедленных новейших поднятий на терригенных разновозрастных породах, представлен предгорными равнинами разного генезиса.

Предгорные возвышенные равнины, наиболее широко развитые на востоке сохранившиеся на значительных площадях на высотах 80—100 м (до 270 м) у подножий всех пологих горных морфоструктур. Для них характерны плоские или полого-увалистые водораздельные поверхности, дренируемые водотоками с хорошо разработанными широкими долинами, большинство из которых являются участками от древней гидросети. Склоны пологовогнутые, перекрыты делювиально-солифлюкционными образованиями и маломощными слабоизделястыми отложениями позднего неоплейстоцена, рассечены многочисленными долинами. Термокарстовые формы представлены глубоко врезанными аллювиальными колловинами, по бортам осложненными байдараховым микрорельефом.

Делювиально-пролювиальная предгорная равнина формируется вдоль южных склонов Улахан-Сисского поднятия (хр. Сур-Уяга). Представлена крупными конусами выноса и планшебобразными шлейфами слившимися конусов, перекрывающими значительную часть склонов и предгорную возвышенную равнину. Для нее характерны делли и «медальонный» микрорельеф у подножий.

Акумулятивный рельеф, наиболее широко развитый, формирует озерно-аллювиальные, озерно-болотные (аласные), аллювиальные равнины, флювиаль-ный рельеф речных долин и формы морской аккумуляции.

Озерно-аллювиальные равнины, созданные совместной деятельностью рек и

озер, представлены разновысотными и разновозрастными уровнями.

Полого-холмистая озерно-аллювиальная (доломая) равнина на льдистых криогенно-озерно-аллювиальных отложениях позднего неоплейстоцена занимает основную площадь Приморской и Колымской низменности, заходя «заливами» в пределы предгорий до высоты 100—120 м. Основными рельефообразующими процессами являются термокарст и эрозия. По степени активности термокарстовых процессов, связанный с неоднородной льдистостью пород и нестабильным фактором, выделено два уровня вершинной поверхности.

Верхний уровень (высоты 70—100, до 120 м) представляет собой древнюю озерно-аллювиальную равнину. Она приурочена к предгорям и сохранилась на участках новейших поднятий на низменностях (Чукотинское поднятие и др.). От нижнего уровня она иногда отделена четким 20—30-метровым уступом. Для нее характерна пологая деформация поверхности, выраженная в плавном или ступенчатом изменении ее высотных отметок, малое развитие и зачаточные формы термокарста при его значительной (до 20 м) глубине, наличие выходов на поверхность пород мезозойского складчатого основания, глиоцен и эоцен сплошна. Первичный облик древней озерно-аллювиальной равнине здесь до сих пор хорошо сохранился.

Нижний уровень (высоты 40—70 м) имеет наиболее широкоеплощадное распространение. Это полого-холмистая доломая равнина с широкими водоразделами, пологими задернованными склонами, расчлененными сетью водотоков разного порядка и аллювиальными котловинами различных форм и размеров.

Озерно-аллювиальная равнина на аллювиальных и дельтовых позднеолиго-плейстоценовых отложениях развита в птих течениях Сундруна, Большого и Малого Хомус-Юряха, Алазеи и на междууречье Большого и Малого Аниоя. Абсолютные отметки ее 5—20 м, поверхность плоская, сильно заболоченная с полигональными грунтами.

Озерно-болотная (аласная) равнина, созданная совместной деятельностью термокарста и озерно-болотных процессов, отвечает конечной стадии разрушения термокарстом доломай равнин. Наиболее крупные ее массивы расположены на северо-западе территории в междууречье Волчей и Берелеха, восточнее Большой Курлатоющей и в крупных неотектонических депрессиях (Рассохинской, Павылонской и Сен-Кюэльской) на Колымской низменности.

Морфологически это обширные слившиеся озерные котловины разной стадии аллювиобразования на абсолютных отметках от 5—10 до 20—40 м. Днища их, как правило, плоские, реже ступенчатые, заболоченные, с многочисленными озерами разных форм и размеров, часто довольно крупными (Бакул, Большое Морское, Павылон, Сен-Кюэль и др.), кочкарным или полигонально-валиковым микрорельефом, веерами усыхания, различными формами просалочных воронок, невысокими (до 1,5 м) буграми пучения и единичными гидролакколитами. Склоны котловин пологие, задернованные, часто со слаженными термобразионными уступами, к которым, как правило, приурочены байдарахи. Среди плоской аллювиальной равнины возвышаются редкие останцы первичной доломай поверхности. Начало формирования аллювиальных равнин приходится на рубеж позднего неоплейстоцена—раннего голоцен и активно продолжается в настоящее время.

Аллювиальная равнина, переработанная золовыми процессами, вытянута узкой (14—20 км) полосой в виде «коридора» северо-западного простирания среди доломай равнины по обоим берегам долин Шапилиной и верхнего течения Алазеи. Фрагменты ее отмечаются и на левобережье Индигирки. Поверхность равнины ровная, местами осложнена отдельными пологими грядами и разделенными их плоскими дефляционными заболоченными ложбинаами, ориентированными вдоль ее простирации. Сложенена средненеоплейстоценовыми песками. Эоловые формы рельефа (линейные, параболические дюны), вероятно, являются наложенным вторичными образованиями за счет перевозания песков в эпоху аридизации климата во второй половине сартанского времени.

Границы доломай и аллювиальной равнины прямолинейные по широким ложбинам, участками занятые современной речной сетью.

Флювиальный рельеф, созданный деятельностью рек, представлен речными долинами с комплексом террас. Равнинные реки имеют широкие плоские днища с малыми уклонами, значительной извилистостью русел, часто разбиты на несколько постоянно миграирующих рукавов. На горных реках и участках локальных новейших поднятий русла спрямленные, с врезанными меандрами. На реках выделяются два пойменных уровня и два уровня террас, отвечающие этапам временного современной гидросети — сартанскому, ранне- и позднеголоценовому. Кроме террас, в бассейнах Индигирки и Колымы присутствуют террасоуvalы. Террасоуvalы представляют собой узкие (на р. Колымы) цокольные террасы рек высотой 40—80 м, расчищенные оврагами и мелкими водотоками. Вторая

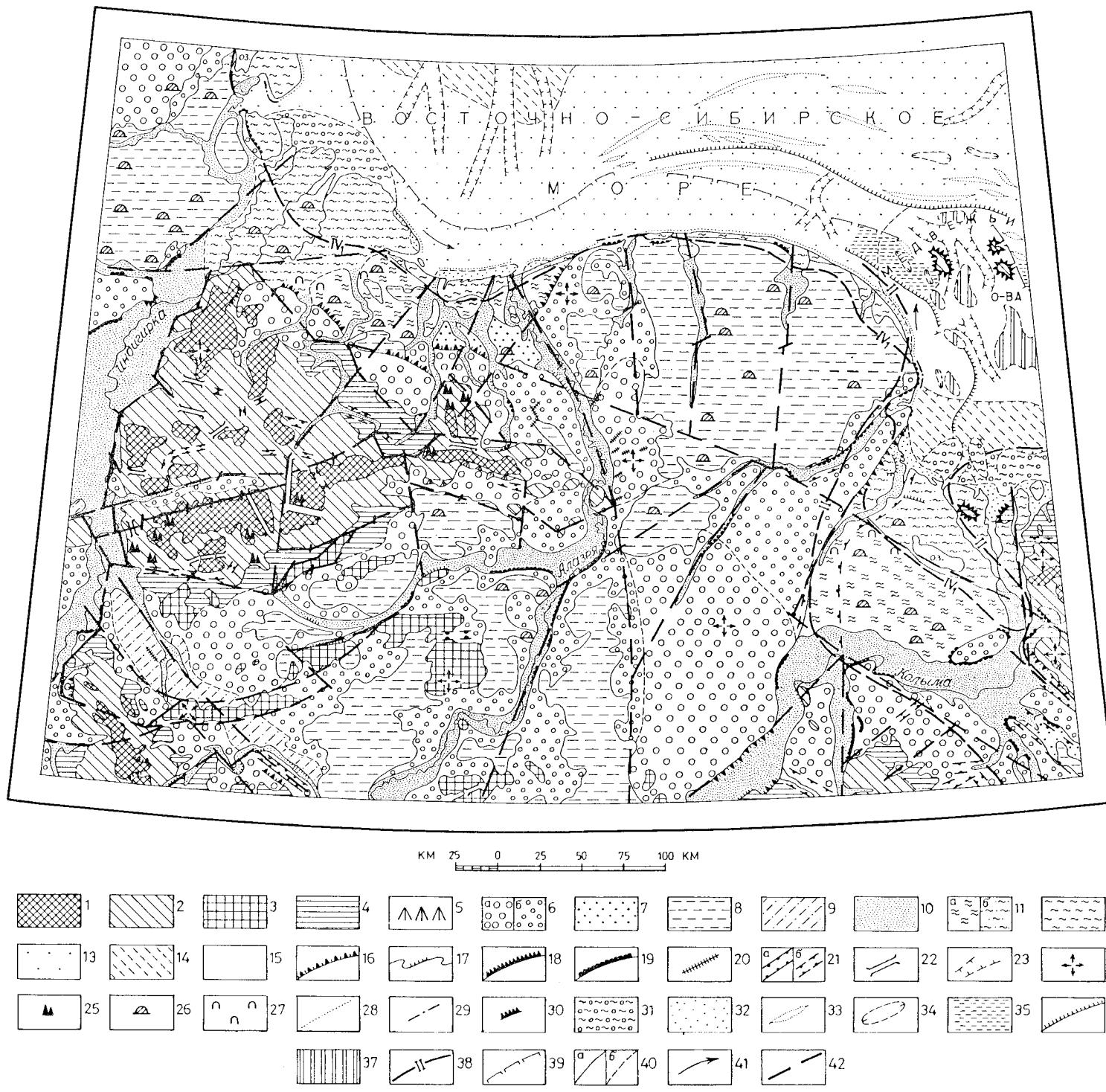


Рис. 16. Геоморфологическая схема.

I-2-2 — эрозионно-денудационный рельеф (Р—Q): I — низкогорный кругосклонный, значительно расчлененный, 2 — низкогорный пологосклонный, слабо расчлененный с куполовидными останцами определенных интрузивных тел; 3 — полунутебесный денудационный рельеф останцов возвышенных равнин (Р—Q); 4—5 — денудационно-аккумулятивный: 4 — предгорные возвышенные равнинны (поверхности выравнивания типа нединации, N—Q), 5 — делювиально-пропиональные предгорные равнинны (Q_{III-IV}); 6—12 — аккумулятивный: 6 — подголо-волнистая озерно-аллювиальная (едомия) равнина (Q_{III}^{+4}); 6 — возвышенная, 6 — изменившаяся, 7 — плоская озерно-аллювиальная равнина (Q^4_{III}), 8 — озерно-болотная (аласана) равнина (Q_{IV}), 9 — аллювиальная равнина, переработанная эрозионными процессами (Q^4_{III}), 10 — флювиальный рельеф речных долин (Q_{III-IV}), 11 — делтовые равнинны: а — поздненеоплейстоценовые (Q^4_{III}), б — голоценовые (Q_V), 12 — приморская равнина (Q_{IV}), 13—15 — рельеф морского дна (Q_{III-IV}); 13 — равнина поверхности прибрежно-шельфовой аккумуляции, 14 — аккумулятивные равнинны днища шельфовых желобов, 15 — абразионно-аккумулятивная равнина. **Прочие условные обозначения:** 16—19 — уступы; 16 — структурно-денудационные (структурные ступени), предопределенные тектонически, 17 — эрозионно-денудационные, 18 — абразионные, 19 — термоабразионные и термоэрзационные, 20 — современные эрозионные врезы; 21—23 — фрагменты речных долин: 21 — потребленных и отмерших (a — установленные, b — предполагаемые), 22 — сквозных, 23 — затопленных; 24 — центробежной разрушающей гидросети; 25 — останцы морозного выщеривания (кингиты); 26 — крупные морозные бугры пучения; 27 — золовые формы; 28—30 — типы берегов: 28 — аккумулятивный, 29 — термоабразионно-аккумулятивный; 30 — абразионный; 31 — авандельты; 32 — полости осуинки; 33—37 — затопленные субаэральные формы рельефа на шельфе: 33 — аккумулятивные впадины (бары), 34 — ложбины, 35 — озеровидные котловины (предполагаемые затухи), 36 — дренирующие береговые линии, 37 — абразионные останцы сдомленной равнины; 38—41 — границы: 38 — морских трансгрессий с индексом их возраста, 39 — зоны мелководья (области высокой гидродинамической активности), 40 — тектонических типов рельефа (a — достоверные, b — предполагаемые), 41 — направление господствующих течений в прибрежной зоне моря; 42 — тектонические разрывы, предопределение линейное расположение элементов рельефа (но морфоструктурным построением).

надпойменная терраса (10—20 м) имеет ограниченное распространение на реках Индигирка, Алазея, Колыма и Омолон. На Индигирке терраса местами доколлья. Поверхность ее ровная, сухая. Первая надпойменная терраса (4—6, до 8—10 м на крупных реках), присутствует узкими площадками практически на всех реках Приморской и Колымской низменностей. Ширина ее от 0,1 до 1 км, на крупных реках достигает 2,5—5 км (Алазея, Рассеха, Колыма, Большой Айной). Поверхность ровная, слабонаклонная в сторону водотока, со следами заросших старци и мерзлотными микроформами (буры пучения, мерзлотные решетки, западины).

Основным элементом долин является пойма, на крупных реках двух уровней. Алазея характерен гравийный микрорельеф. Высокая пойма (3—5, до 6—8 м на крупных реках) — доминирующий элемент большинства рек. От низкой поймы отделена четким уступом, достигает значительной ширины (средняя 2—5 км, на реках Колыма, Индигирка до 10—25 км). Поверхность плоская, часто заболоченная с кочкарным, мелкобугристым микрорельефом, осложнена старичными озерами, ложбинами проток, реке береговыми валами (до 5 м), лайдами (р. Индигирка). Переход от высокой поймы к первой надпойменной террасе на большинстве рек постепенный.

В особый тип выделены дельтовые равнины. Они характерны практически для всех рек побережья. Основной тип дельт — «индигирский», т. е. они сформированы на месте интересационных заливов или негубоких устьев лагун. В плане имеют клиновидную форму, многие глубоко врезаны в сушу. Дельтовые равнины крупных рек (Индигирка, Алазея, Колыма) в рельфе выражены несколькими гипсометрическими уровнями, отражающими этапы их формирования.

Древние дельтовые равнины, сложенные песками позднего неоплейстоцена, в результате новейших поднятий выведенные из режима дельт, развиты в бассейнах Индигирки, Алазеи и Колымы. В современном рельфе это песчаные поглощомистые или увалистые аккумулятивные равнины на абс. отметках 20—25 м (уровень второй надпойменной террасы), разрушенные термокарстовыми процессами, осложненные мелкими эоловыми формами (котлы выдувания, гравийные пески, мелкие дюны и др.), крупными бурами пучения и гидролакколитами высотой до 20 м. В бассейнах Индигирки и Алазеи древние дельтовые равнины изрезаны многочисленными современными речными долинами.

Поверхность раннеголоценовых дельтовых равнин (5—10 м) ровная, слабонаклонная к морю, осложнена береговыми валами и мелкими, а на р. Колыма крупными остаточными озерами (Нерчица, Чукочье и др.), являющимися реликтами древних лагун, отшлифованных от моря формирующейся современной дельтой.

Современные дельтовые равнины (высота от 0,3 до 5—7 м на крупных реках) плоские или гравийные с многочисленными мелкими постоянно миграирующими руслами проток, островами, косами. Дельта Индигирки изобилует остаточными озерами, «блуждающими» косами и островами. Изредка присутствуют бурые пучения и гидролакколиты высотой до 8—15 м.

Приморская равнина, созданная морской аккумуляцией, представляет собой комплекс морских террас и современных аккумулятивных форм побережья.

Самым высоким уровнем является I морская терраса (3—5 м), развитая на П-ове Лопатка, южном берегу Гусиной губы и фрагментами вдоль всего восточного побережья Восточно-Сибирского моря и Медвежьих островов. Морфологическая терраса выражена нечетко, как правило, приурочена к участкам распространения более низкого морского уровня, иногда постепенно сливаются с ним. На П-ове Лопатка она отделена от нижнего уровня береговыми валами. Поверхность волнистая, осложнена сериями узких береговых валов и ложбин стока, часто залернована, с полигональным микрорельефом на отдельных участках. Более низкий террасовый уровень (0,5—3 м) прослеживается вдоль всего материкового побережья и Медвежьих островов, за исключением обрывистых абрационных участков. Ширина его до 50—200 м, протяженность до нескольких километров. Чаще он плавно переходит в пляж. Поверхность неровная, как правило, незадернивнная, со множеством остаточных соленых озер разной формы и размеров.

Вдоль береговой линии на побережье развиты пляжи, кости, полосы осушенных участков. Ширина его до 2—3 м, вдоль низких берегов достигают ширины десятков метров, нередко со ступенчатым поперечным профилем. На участках абразионных берегов (останцы в устье Колымы, Медвежьи острова) пляжи крутые. Обширные отмели и полосы осушки имеют ширину от 30—50 м до 3 км и более (приусьевые части Индигирки, Большого Хомус-Юряха и Сундруна). Поверхности их плоские, идеально ровные илилистые с едва заметным уклоном в сторону моря, рассечены руслоподобными ложбинами глубиной до 1 м.

Прибрежье на данной территории носит преимущественно аккумулятивный характер с преобладанием низких аккумулятивных берегов. Морфологически это отмельные участки низменной приморской равнины, полого поникающиеся в сторону моря, либо дельтовые эстуарии рек, недавно вышедшие из-под уровня моря.

На участках размыта листых пород едомной равнины (между устьями Алазеи и Коньковой) формируются термоабразионные берега. Это уступы высотой 8—30 м с крутыми (более 30°) склонами, часто с карообразными нишами в основании, развалами крупных глыб — отторженцев смерзшегося грунта у подножия уступов; нередко осложнены байкархами и нависающими торфяными карнизами. Береговая линия на этих участках очень динамична за счет разрушения тонкоплещерных листых пород волнами и, как следствие, характеризуется максимальными скоростями отступания берега (2,5—7,5 м/год).

Абразионные берега приурочены к выходам ложнайзойских скальных пород на Медвежьих островах. Чаще всего это активные береговые клифы, иногда отвесные, высотой до 50 м и более, с притулбами участками моря вдоль них, местами с волнопротивными нишами в основании и узкими каменистыми пляжами.

Шельф Восточно-Сибирского моря характеризуется мелководностью и малой контрастностью рельефа. На большей его площасти уклоны современной поверхности не превышают 0,0002—0,0003, что значительно меньше уклонов большинства окраинных шельфов мира [2]. Он представляет собой подводную аккумулятивную равнину, плавно погружающуюся к северу. Глубины нарастают медленно (изогата 1,5 м проходит на расстоянии 2—5 км от берега, изогата 5 м — на расстоянии 8—18 км). На западе равнина осложнена мелкими ложбинами и цепочками западин меридионального направления глубиной от 1—2 до 6 м, протяженностью десятки километров. Они напоминают рисунок гидросети и, возможно, являются реликтами погребенных прадолин Индигирки

и Алазеи. Севернее данной территории на продолжении этих ложбин прадолина Индигирки подтверждается сейсмоакустическим профилированием. Севернее дельты Индигирки в 25 км от береговой линии протягивается подводный бар, образовавшийся за счет выноса рекой огромного количества взвешенного материала (16 635 тыс. т в год [54]), оседающего непосредственно в прилегающем к дельте участке моря. Высота бара 4—5 м, ширина гребня 250—500 м, склоны асимметричные: относительно крутой и короткий речной (до 1 км) и длинный пологий морской (3—4 км). При сильных нагонных вспах восточного направления или низком стоянии воды при отливе гребень бара обнажается. В теле бара существует единственный желоб стока глубиной 2—6 м, представляющий собой подводное продолжение протоки Средней.

Восточнее р. Алазеи между изобатами 10 и 20 м общий равнинный характер поверхности аккумулятивной равнины нарушается серией узких гряд и ложбин значительной протяженности (до 15—40 км), расположенных параллельно друг другу и в значительной степени повторяющих очертания современной береговой линии. Относительная высота гряд 4—5 м (до 10 м) при ширине 200—500 м. Межгрядовые ложбины обычно овальной формы. Этот тип рельефа похож на грядовый рельеф шельфа в районе островов Жокова и Новой Сибири, трактуемый как серия баров и отчененные ими латуны, фиксирующие последовательное положение береговой линии при отступании моря [21]. Максимальное их количество приурочено к перегибу поверхности шельфа в районе изобаты 15 м, предполагаемой границы древней затопленной береговой линии периода кратковременной стабилизации уровня голоценовой трансгрессии.

Шельф в проливе Шелехова и южнее Медвежьих островов (Колымский жебол) представляет собой абразионно-аккумулятивную подводную равнину, сформированную на суббаэзальном рельфе затопленной низменности. Морфологически это плоская, местами идеально ровная поверхность (банка) с общим уклоном на северо-восток, сложенная континентальными листьями отложениями ёдомного надгоризонта. В ее пределах отмечаются древние затопленные береговые линии на глубинах 6—7, 10 и 15 м с комплексом малоконтрастных пологих и отрицательных аккумулятивных форм, природа которых неоднозначна, и ложбинообразные отрезки предполагаемой затопленной речной сети глубиной до 2 м, шириной 1—3 км (в проливе Шелехова до 8—10 км). На подводном береговом склоне Медвежьих островов сохранились древние кифры и бенчи, на отдельных участках шириной до 5 км. Небольшие по площади участки абразионно-аккумулятивной подводной равнины отмечаются и севернее Медвежьих островов.

Севернее авандельты р. Колымы в 25—30 км от берега расположена обширная затопленная аллювиальная равнина с хорошо развитой сетью водотоков (басейн крупной реки). Ширина равнины около 40 км, вытянута от устья Большой Чукочевой в широтном направлении с уклоном 0,23. Крутизна северного борта 0,33 м/км; он плавно переходит в поверхность абразионно-аккумулятивной равнины. Крутизна южного борта — 1,25 м/км, он перекрыт отложением наступающей авандельты р. Колымы. Затопленные русла увязываются в единую сеть 4—5-го порядков.

История развития рельефа региона имеет ритмичный характер, обусловленный сменой тектонических режимов и трансгрессивно-ретрессивных faz.

Формирование основных черт современного рельефа, очевидно, связано с началом неотектонического этапа развития, когда после длительного периода стабилизации, денудационного выравнивания и корообразования на

позднем меле и палеоцене, тектоническая активность в позднем палеоцене привела к дифференцииации территории на области денудации и аккумуляции. В раннем эоцене регион жил в континентальном режиме. На севере преобладали низкие аккумулятивные равнины, на остальной территории — денудационные равнины и низкогорья. Во второй половине эоцена — трансгрессия и оживление тектонической деятельности. Последнее на суще привело к дифференцированным блоковым подвижкам, активизации эрозионных процессов и формированию палеогидросети. Возможно, к этому времени относится заложение крупного грабенообразного Нижнеколымского прогиба, по которому эндогенное море проникло в глубь территории.

В олигоцене северную часть территории (возможно, частично включая и шельф) занимали озерно-аллювиальные и низкие депрессионные равнины, где шло накопление мощных терригенных полигенетических отложений. На востоке континентальный режим неоднократно сменился морским. Море по продольным прогибам в обрамлении Северо-Аянского сводово-глыбового поднятия глубоко интроверсало в пределы Нижнеколымской впадины.

Во второй половине олигоцена наступил новый этап активизации тектонических процессов, очевидно, связанный с полным раскрытием Арктического бассейна, что привело к оживлению эрозионной деятельности, расчленению горного рельефа, размыву и переносу древних кор выветривания, формированию пединена, компенсированному прогибанию отдельных блоков. Возможно, в это время окончательно оформилась Приморская низменность как отрицательная морфоструктура и начала формироваться крупная региональная система пра-Колымы и Омолона. Долина последнего имела северо-западное направление вдоль современной долины р. Крестовка. На востоке в пульсирующем режиме продолжал существовать интроверсионный морской бассейн. Зона шельфового прогиба была зоной компенсированного накопления паралических, лимнических и морских формаций.

После нетродолжительного этапа стабилизации, выравнивания и корообразования в миоцене новая активизация тектонических процессов в позднем миоцене вызвала регрессию Арктического бассейна. В пределах региона она, возможно, была незначительной, так как шельф продолжал оставаться подводной равниной с широкой аккумуляцией морских отложений. На сущее оживление тектонических движений привело к дифференцированным подвижкам по вновь образованному и омоложенным древним разломам, расщеплению эрозионно-денудационного рельефа, формированию новых генераций врезов речных долин. Наиболее активные движения происходили в пределах хр. Улахан-Сис, Сундурунского массива, центральных частей Алазейского плоскогорья и Северо-Аянского хребта. По разлому на стыке Сундурунского массива и отставших в поднятии предгорных равнин была заложена прадолина Сундуруна и, возможно, ряд крупных межгорных впадин (Эринская, Верхнесундурунская и др.). Значительно активизируются эрозионные процессы на аккумулятивных равнинах. Возможно, именно в этот период в общих чертах был сформирован прообраз современной речной сети. В низовьях Колымы существовал мелководный сильнопрессенный морской залив.

На сопротивных территориях отмечаются проявления базальтового матмата (острова Де-Лопга) и складчатые деформации десугационных равнин (Новосибирские острова).

Тектоническая деятельность и связанные с ней изменения рельефа, очевидно, продолжались и в раннем плиоцене, на что указывают неполные геологические разрезы данного возрастного интервала, стратиграфические несогласия, преимущественно грубый состав отложений (бесгуновская свита). Развитие территории шло в субаэральной обстановке, исклучая северо-восточные склоны, где продолжал существовать полузакрытый мелководный морской бассейн.

В плиоцене произошло резкое похолодание климата, повлекшее за собой начало формирования многолетнемерзлых город и криогенных форм рельефа.

В конце позднего плиоцена тектонические движения вызвали крупную перестройку речной сети, особенно в горной части территории, появление новых местных источников сноса, о чем свидетельствует резкое изменение состава тяжелой фракции эпилейстоценовых отложений по сравнению с более древними осадками. Шло расщепление педината и остатков поверхностей выравнивания предыдущих эпох, формирование ярусного рельефа. На щельфе Восточно-Сибирского моря крупномасштабные раздвиговые процессы на границе Евразийской и Американской плит привели к трансгрессии Арктического бассейна. Однако она не захватила данную территорию.

Эпилейстоценовый—раннеэпилейстоценовый этап в целом характеризуется исходящим развитием территории. Судя по площадному распространению преимущественно тонкодисперсных аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений олесского надгоризонта и их мощности, на низменностях доминировали процессы аккумуляции при спокойном тектоническом режиме. Горное обрамление и локальные выступы в пределах прогибов испытывали незначительные поднятия с преобладанием процессов эрозии и денудации. Эпилейстоценовое море Арктического бассейна не достигало границ современного побережья. На месте современного Колымского желоба существовала крупная долина пра-Кольмы.

В среднем неоплейстоцене на Приморской и Колымской низменностях продолжали доминировать процессы аккумуляции, сопровождавшиеся мощной аккумуляцией и погребением древнего эрозионно-денудационного рельефа. Вместе с тем, на западе Колымской низменности в пределах Маганской впадины проходит вздымание ранее погруженных островных массивов и, возможно, начинает формироваться Чукотинское поднятие. Поднятие последнего и одновременное опускание Нижнеколымской впадины обусловили раздел единого бассейна рек Колыма—Алазей на юго-восток, а р. Алазея — на северо-запад. На месте Нижнеколымской впадины образовался глубокий залив, открывшийся в море в районе Кольмовой — протоки Чукотской р. Колымы. По нему волны средненеоплейстоценового моря проникали далеко вглубь территории (до современного устья р. Баеково).

В начале позднего неоплейстоцена (моготковское время) преобладали небольшие по амплитуде слабодифференцированные прерывистые движения преимущественно пологокиппельного знака. Об этом свидетельствует отсутствие практически на всей территории достоверных отложений этого возрастного интервала и значительные эрозионные врезы. В горах продолжалась перестройка гидросети с появлением отмерших участков долин, поднятых на разные гипсометрические уровни, формировались межгорные впадины (Кусагай-Юряхская, Верхненанайская и др. [67]). На низменностях неотектонические движения обусловили значительное коробление поверхности полигенетических равин, дости-

гавшее на отдельных участках амплитуду в несколько десятков метров, и частично «коткательвание» погребенного депрессионного рельефа на Колымской низменности. В ойгосское время продолжавшееся общее сводовое поднятие территории вызвало крупную регрессию Арктического бассейна и, как следствие, смешение береговой линии на многие сотни километров к северу. На месте щельфа образовалась низменная равнина, единая с материком. Об этом свидетельствуют «банки» останцевых поверхностей озирно-аллювиальной еломной равнины на современном щельфе Восточно-Сибирского моря, идентичность костных остатков фауны крупных млекопитающих «камчатского» комплекса материка, Малевских и Новосибирских островов и т. д. Субаэральное развитие огромной материевой суши в условиях резкого похолодания климата создали предпосылки для формирования обширной озерно-аллювиальной равнины, где шло накопление мощных тонн своеобразных высокольдистых синкрагенных тонкодисперсных отложений, сливавших предыдущий рельеф.

В конце позднего неоплейстоцена (сартанская эпоха) в прибрежной зоне Приморской низменности предполагается незначительное погружение с кратковременной ингрессией на северо-востоке и образованием дельтовых равнин на крупных реках побережья (Индигирка, Алазей, Колыма). На низменностях продолжается формирование озерно-аллювиальной (едомной) равнины. Поднятие горного обрамления привело к оживлению эрозионной деятельности, частичной перестройке гидросети, вскрытию рудноносных зон (многие известные россыпи в пределах хр. Улахан-Сис и Кондаковского плоскогорья относятся именно к данному возрасту) и формированию на реках 20—25-метрового террасового уровня. Возможно, в сартансское время окончательно оформился меридиональный отрезок долины р. Индигирка и закладываются впадины вдоль южного обрамления хр. Улахан-Сис.

С началом голоценена связано новое прогибание Арктического бассейна, сопровождавшееся трансгрессией. На данной территории она захватывала прибрежную полосу шириной 1,5—3 км на Приморской низменности в районе Гусиной губы, между реками Гальгавам и Большая Чукочья и глубоко проникла в пределы суши в низовьях Колымы (озера Нерчице и Чукочье — лагуны раннеголоценового моря). Береговая линия испытывала неоднократные перемещения, о чем свидетельствуют затопленные русла рек, погребенные под уровень моря торфянники, мерзлые породы на дне моря, фрагменты береговых линий на разных глубинах и пр. На побережье формировались первая морская терраса и низкие уровни дельтовых равнин рек Индигирка, Алазей, Большая Куропаточья, Гальгавам и Колыма. На суше активно шли процессы разрушения едомной равнины, образование аласного рельефа, пик которого приходится на голоценовый климатический оптимум (7900—4500 л. н.), время наиболее активных термокарстовых процессов. На реках территории формировались первая надподъемная терраса.

В позднем голоцене проявления неотектоники выразились унаследованными локальными сводовыми поднятиями, опусканиями и блоковыми подвижками. На фоне слабого поднятия и расчленения территории формируются два уровня поймы, низкие морские террасы и аккумулятивные береговые формы. В настоящее время регион испытывает незначительное поднятие (активизация эрозионных и термоабразионных процессов, невыработанность продольного

профиля верховьев многих горных рек, врезанные меандры на равнинных реках, формирование островов в Колымской протоке р. Индигирка, нарашивание сухих и т. д.). По данным многолетних инструментальных съемок побережье поднимается со скоростью от 1,5 мм/год (устье Индигирки) до 2,7—5,2 мм/год (между Большой Чукческой и Колымой [5]). Оголенные участки территории находятся в стабильных тектонических условиях или слабо портружаются.

Основными современными рельефообразующими факторами на суше являются процессы эрозии, денудации, солифлюкции и термокарста, на щельфе — волны и морские течения.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологическая изученность территории крайне слабая и неравномерная, основанная на материалах полуптих наблюдений при проведении разномасштабных геологических съемок и единичных гидрогеологических исследований, обобщенных в монографиях «Гидрогеология СССР», т. XX (1970 г.) и «Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири» (1984 г.).

Гидрогеологические условия региона предопределяются развитием сплошной мерзлой зоны с мониной (от 250—350 м в горной части до 400—600 м на артезианских бассейнов и явлиющихся региональным водупором. На гидрогеологическую обстановку также оказывают влияние субарктический климат (Малоблагоприятный для формирования и питания подземных вод), сложность тектонического строения, неоднородность вещественного состава пород.

В зависимости от литологического состава коллекторов, трещиноватости пород и наличия тектонических нарушений развиты поровые, прово-пластовые, трещинно-пластовые, трещинно-жильные, трещинные и карстово-трещинные воды.

В условиях сплошного распространения многолетнемерзлых пород на территории выделяются три типа подземных вод: надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Имеются материалы характеризующие преимущественно надмерзлотные и межмерзлотные воды. Установленные выходы подмерзлотных вод единичны.

Территория расположена в пределах Верхояно-Колымской системы гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов (рис. 17). По морфоструктурным и геологическим особенностям в ней выделяются субаквальный артезианский бассейн Восточно-Сибирского моря*, Инициро-Колымский артезианский бассейн, сложный Алаэгеско-Олойский криогенный бассейн, гидрогеологические массивы Алазейский, Улахан-Сиский и Апойский и ряд артезианских и аларгезианских бассейнов II порядка: Приморский, Кондаковский, Олойский. Особое положение занимают напложенные структуры III порядка — гидрогеологические вулканогенные супербассейны локальных поднятий Маганской Владивостокской ямы и окраин Приамурского криогенного напорного бассейна. Все выделенные структуры являются криогенными.

Поскольку для всех гидрогеологических структур региона характерны воды, коллекторами которых являются рыхлые четвертичные отложения разного генезиса, подробное описание их даётся в конце раздела.

* Субаквальный артезианский бассейн Восточно-Сибирского моря ввиду полного отсутствия информации не описан.

Индигиро-Колымский артезианский бассейн (*I*) охватывает Приморскую, восточную часть Колымской низменности и Кондаковское плоскогорье. Он дренируется долинами крупнейших водных артерий региона Индигирки, Алазеи, Колымы и других рек. В его пределах выделяются две структуры II порядка — Приморский артезианский бассейн и Кондаковский артезианский бассейн.

Приморский артезианский бассейн (*II*) орографически отвечает отрицательным морфоструктурам наложенных кайнозойских впадин, сложенных мощным чехлом рыхлых отложений. Мощность мерзлой зоны в его пределах 400—600 м и резко сокращается (до 200 м) в сторону акватории Восточно-Сибирского моря. Водовмещающими породами являются рыхлые кайнозойские, преимущественно четвертичные отложения разного генезиса. Водонесущность их обусловлена наличием сезонноталого слоя, несвязанных подрустовыми и подзернистыми таликов. В них циркулируют надмерзлотные поровые и поровопластовые воды. Основным водоносным горизонтом являются воды сезонноталого слоя. Естественные ресурсы его невелики, мощность — первые метры.

Межмерзлотные воды, питающиеся по локальным таликовым «окнам», являющиеся зонами затрудненного водообмена. Они отмечались в скв. 6 в Стадухинской протоке Колымы на глубинах 42 и 90 м в Бегуновской и Кутуяжской свитах приоценена в виде маломощных линз [82].

В бассейнах Большой Чукочей, Коньковой и Колымы работами Л. Л. Бермана (1965 г.) установлены водопроявления в виде восходящих сбросов вод, являясь источниками (родниками) с дебитом 70—92 м³/ч, температурой +19—20 °С. В местах выходов источников в долинах Большой Чукочей и Колымы существуют многолетние наледи. Состав и минерализация подземных вод не изучены. Водопроявления приурочены к зонам нетектонических нарушений и, возможно, связаны с глубинными подмерзлотными водами, являясь областями их разгрузки.

Выявленные субтермальные источники с весьма значительным дебитом (до 25 л/с) являются уникальными для этого региона, где мощность многолетнемерзлых пород достигает 400—600 м. Они заслуживают дальнейшего изучения как в отношении их режима, так и химического состава.

Надмерзлотные и межмерзлотные воды в палеогеновых и неогеновых рыхлых отложениях на данной территории не отмечаются. При бурении параметрических скважин 4, 5 и 8 в нижнем течении Колымы в палеогеновых отложениях были установлены подмерзлотные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,1—0,3 г/л [50].

Кондаковский артезианский бассейн (*K*) расположен в пределах одиночного плоскогорья. Водовмещающие породы представлены средне-позднегорскими песчаниками, аргиллитами и алевролитами, в разной степени дислокированными, трещиноватыми. Их общая мощность превышает 5 км. Питание горского водоносного комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков по трещинным зонам тектонических нарушений и таликовым зонам речных долин. Циркулирующие в них воды относятся к трещинно-жильным, в меньшей степени копиактовым трещинно-пластовым водам. В результате глубокого интенсивного промерзания пород отдельные водоносные горизонты могут быть разобщены. Область их разгрузки не установлена. Химический состав вод не определился. На сопредельной с запада площади воды аналогичного водоносного комплекса пресные гидрокарбонатные кальциевые, иногда сульфатно-натриевые с минерализацией до 1 г/л (обычно менее 0,05 г/л) [38].

Алазейско-Олойский сложный криогенный бассейн (*II*) захватывает весь юг территории, включая Алазейское плоскогорье, Маганскую межгорную впадину и северные отроги Юкагирского плоскогорья. В его состав входят Алазейский гидрогеологический массив и Олойский артезианский бассейн (структур II порядка), осложненные структурами более высоких порядков.

Алазейский гидрогеологический массив (*AI*) территориально совпадает с Алазейским плоскогорьем, содержит водоносный комплекс меловых теригенно-вулканогенных образований. Источник питания их — атмосферные осадки, разгрузка происходит в нижних частях склонов и седловинах в виде малодебитных (0,05—0,2 л/с) исходящих источников. По химическому составу преобладают гидрокарбонатные кальциево-натриевые пресные воды с минерализацией 0,02—0,05 г/л [61]. Выходов меж- и подмерзлотных вод не отмечено. Сквозные талики маловероятны. Не сквозные локальные таликовые зоны возможны в долинах Индигирки и Алазеи.

Олойский артезианский бассейн (*OJ*) расположен в пределах Маганской межгорной впадины и северных отрогов Юкагирского плоскогорья. В пределах Маганской впадины, сложенной рыхлыми кайнозойскими образованиями, он представлен надмерзлотными водоносными горизонтами поровых и поровопластовых вод сезонного слоя, подзерниных и подрустовых таликов, по своим гидрогеологическим характеристикам близких к Приморскому артезианскому бассейну Восточно-Сибирского моря.

Достоверных выходов меж- и подмерзлотных вод здесь не отмечено. В подстилающих кайнозойские отложения меловых терригенных породах, по мощности (на сопредельной с югом территории более 10 км) значительно превышающих мощность многолетнемерзлого слоя, возможны скопления подмерзлотных вод.

В центральной и юго-восточной частях Олойского бассейна осложнен вулканическими супербассейнами локальных гнейзов Маганской впадины и окраин Приомононского кристаллического напорного бассейна (наложенные структуры II порядка). Водовмещающими породами супербассейна локальных гнейзов Маганской впадины являются теригенно-вулканогенные образования раннепозднемелового возраста мощностью 420—470 м с преобладающими трещинами и трещинно-пластовыми гидрокарбонатными кальциевыми водами с минерализацией 30—130 мг/л [47].

Гидрогеологическое строение вулканогенного супербассейна окраин Приомононского напорного бассейна не изучено. По аналогии с Алазейским и другими бассейнами можно предположить здесь мощные (300—400 м) водупорные толщи многолетнемерзлых пород с редкими таликовыми «окнами» в долинах рек и локальной обводненностью по разломам или обрамляющим бассейн тектоническим зонам. На востоке супербассейн перекрывает водоносный комплекс вулканогенно-терригенных породах триаса, по гидрогеологическим характеристикам близкий к Кондаковскому артезианскому бассейну.

Улахан-Сисский гидрогеологический массив (*III*) охватывает площадь хребтов Улахан-Сис, Суор-Уята и кряжа Сюрэх-Тас. Он представляет собой сложную терригенную флишиоидно-олистостромовую среднегорскую и теригенно-вулканогенную средне-позднегорскую формации, а также меловые гранитоиды.

Водовмещающими породами палеозойского теригенно-карбонатного комплекса общей мощностью около 2 км являются известняки, нередко глинистые

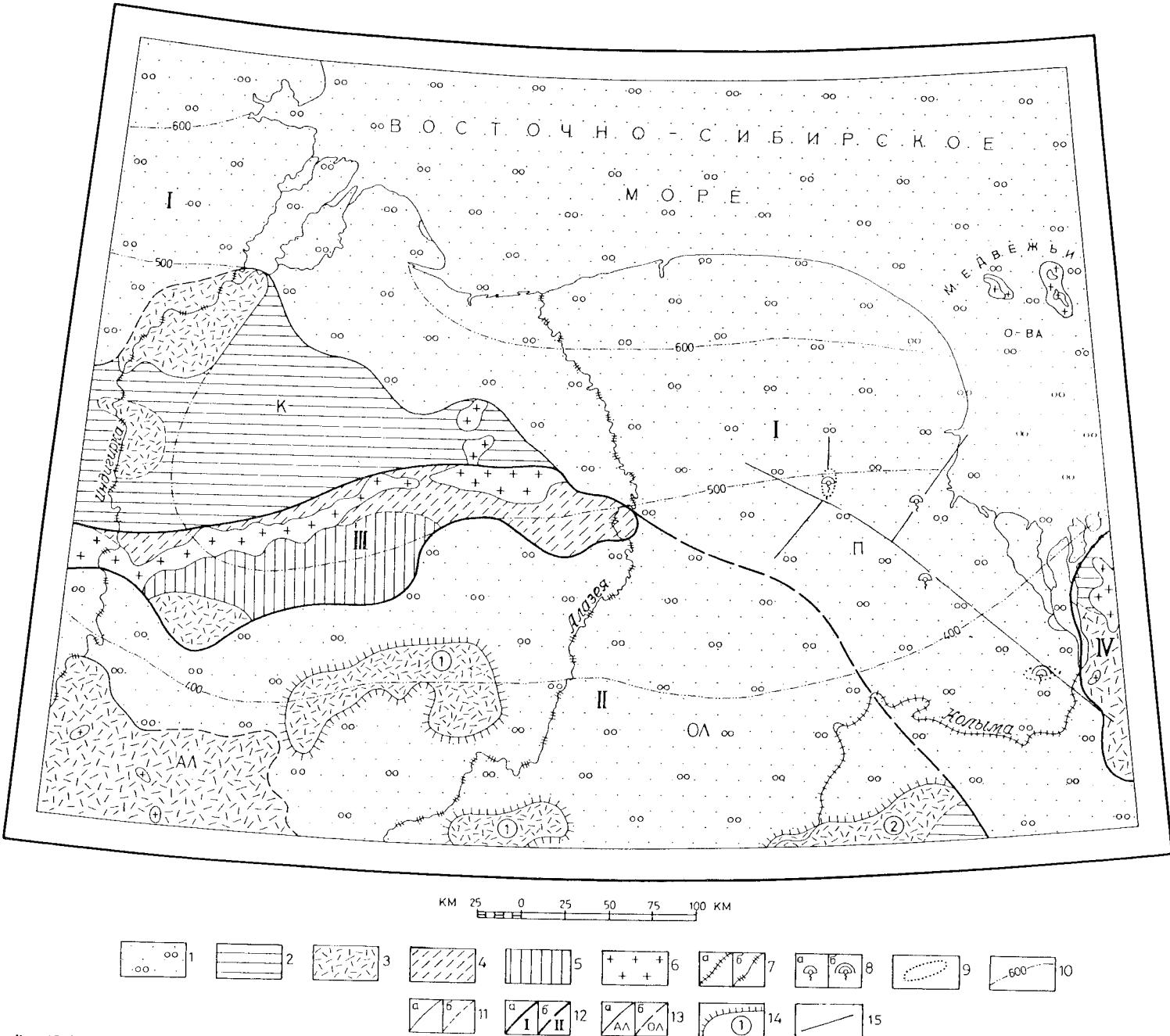


Рис. 17. Гидрогеологическая схема.

1—5 — водноносные комплексы: 1 — поровых и пороно-пластовых вод в рыхлых четвертичных отложениях; 2—4 — трещинно-пластовых, трещинно-жильных и трещинных вод: 2 — в прибрежных отложениях гриаса—средней—поздней юры, 3 — в терригенно-вулканогенных образованиях мела, 4 — в терригенном филионидно-олистостромовом комплексе средней юры; 5 — щелочно-пластовых и карстово-трещинных вод в терригенно-карбонатных породах раннего—среднего палеозоя; 6 — меловые гранитоиды; 7 — линейные несквозные талики (a — установленные, b — предполагаемые); 8 — источники (a — одиночные, b — групповые); 9 — многолетние наледи; 10 — изоповинции мощностей мерзлой зоны; 11—14 — граници: 11 — водноносных комплексов, 12 — гидрогеологических структур; 12 — I порядка (a — достоверные, b — предполагаемые), 13 — II порядка (a — достоверные, b — предполагаемые), 14 — III порядка; 15 — разломы.

Гидрогеологические структуры: I порядка: I — Иницииро-Колымский артезианский бассейн, II — сложный криогенний Аладейско-Олойский бассейн; III—IV — гидрогеологические массивы: Улахан-Ческий, IV — Анийский; II порядка: II — Приморский артезианский бассейн, K — Кондаковский артезианский бассейн, АЛ — Алазейский гидрогеологический массив, ОЛ — Ольский артезианский бассейн; III порядка: вулканогенные супербассейны: 1 — Маганская впадина, 2 — окраин Приомонского криогенного напорного бассейна.

и ил органические, сланцы и ломомиты девона и верхнего силура. Породы сложно дистоцированы, трещиноватые, раскаристованы по тектоническим нарушениям.

В них можно предполагать трещинно-пластовые и карстово-трещинные воды с малопробивными источниками гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод.

В терригенно-флювиально-дистоцистомовой и терригено-булькогенной, интенсивно дистоцированных толщах, возможно, присутствуют надмерзлотные воды верхней части зоны экзогенной трещиноватости, приуроченные к зонам

Ангийский гидрогеологический массив (IV) большей частью находится за

пределами территории. На данной площади он дренируется реками бассейна Иккного течения Колымы. На севере водовмещающими породами являются дистоцированные образования триаса (песчано-глинистые сланцы и песчаники), содержащие надмерзлотные трещинно-жильные преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,1—0,3 г/л, преимущественно к трещинноватым зонам тектонических нарушений. На юге развит водоносный комплекс вулканогенных мезозойских пород с надмерзлотными трещинными и трещинно-пластовыми водами. Химический состав вод не изучен. В связи со значительной мощностью мерзлой зоны (до 400 м) подмерзлотные воды возможны лишь в трещинных зонах тектонического происхождения и зонах криогенной дезинтеграции. Питание вод комплексов, видимо, осуществляется через сквозные инфильтрационные талики в долинах рек.

Инфильтровые образования региона представлены главным образом границами раннемелового возраста. Наиболее широко они развиты в пределах Улахан-Сисского гидрогеологического массива, где вытянуты по простирации структур в центральной его части. Отделные инфильтровые тела отмечаются в Алазейском артезианском бассейне и Ануйском гидрогеологическом массиве. Водоносность гранитоидов изучена слабо. Глубокое промерзание их препятствует накоплению значительных ресурсов подземных вод. Скважины в сопредельных районах, пройденные на всю мощность мерзлой зоны в пределах горнодобывающих массивов, оказались безводными. Очевидно, здесь можно ожидать незначительные локальные источники, связанные непосредственно с глубинами разломами. Питание трещиноватых зон разломов может осуществляться поверхностью или полусуровыми водами долин, которые пересекают или наследуют соответствующие тектонические нарушения.

Болоньинский комплекс рыхлых четвертичных отложений развит во всех

гидрогеологических структурах. По характеру водовмещающих пород, условиям инфильтрации и особенностям распространения подземных вод, в этом водоносном комплексе выделяются водоносные горизонты сезонного грунтового слоя, подзериные и подрусловые таликовые воды. Все они по отношению к мерзлоте являются надмерзлотными либо межмерзлотными. Водовмещающими породами в них являются рыхлые аллювиальные, озерно-болотные, склоновые и морские отложения.

Водоносность аллювиальных отложений связана в основном с подрусловыми таликами речных долин. Преобладают несквозные талики, приуроченные к рус-

лам и поймам, реже террасам рек. Их размеры зависят от условий питания, состава и мощности отложений. Предполагается, что они имеются в долинах всех значительных водотоков, шириной их до 1 км, а в долинах Инигири, Алазеи, Омолона и Колымы 3—5 км. Мощность таликов по данным электроразведочных

работ (Л. Л. Берман, 1965 г.; Г. В. Иваненко, 1964 г.) в руслах Омолона, Большого Анюя и Большой Чукочей от 4—6 до 10 м. Возможно, в местах пересече-

ния речными долинами тектонических нарушений имеются сквозные талики.

Однако вопрос о наличии последних и закономерностих их распространения на рассматриваемой территории не изучен. С промерзанием таликов их воды испаряются становятся напорными. Участки разгрузки таких вод приурочены к гидро-

генным зонам. Зимой на них и ниже формируются наледи.

В мелких и средних речных долинах могут быть локальные песчаные талики. Размывы и затаски воды в них не постоянны, максимальные — в конце лета. Надмерзлотные воды таликов пресные, обычно гидрокарбонатные кальциевые, редко сульфатные кальциевые с минерализацией до 0,01—0,02 г/л. В зоне приливов в поймах Инигири и Колымы минерализация более высокая.

Межмерзлотные воды в аллювиальных отложениях могут быть встречены в долинах крупных рек на высоких террасах, на плоскняках перестройки речной сети в четвертичное время, в переуглубленных долинах, где вследствие пестрого литологического состава аллювия возможно существование слоистых многоглетнемерзлых пород.

Надмерзлотные воды озерно-болотных отложений наиболее широко распространены в Приморской и Колымской низменностях в пределах Приморского и Олойского артезианских бассейнов. Водоносность их связана с пологозерными таликами, размеры которых зависят от ширины, глубины и времени существования водоема. Большинство озер территории промерзают до дна. Несквозные талики возможны под дном наиболее крупных озер глубиной свыше 2,5 м (Бакул, Большое Морское, Павылон, Сен-Клоэль и др.). Предполагаемая мощность их от 3—5 до 30—40 м; питание осуществляется за счет инфильтрации поверхностных вод и атмосферных осадков. По условиям ширкуляции воды поровые и горизонтальные талики явились тонколистерные отложения (суглинки, алевриты, супеси, торф), вследствие чего водоотдача их невелика. Коэффициент фильтрации составляет первые м/сут. По содержанию минеральных веществ воды ультрапресные (0,015—0,07 г/л), мягкие (общая жесткость в пределах 0,19—2,5 мг/экв); по содержанию водорода близки к нейтральным водам [47, 82]. В силу всего вышеизложенного воды полузерных таликов малопригодны для водоснабжения.

Водоносные горизонты склоновых образований связаны в основном с водами сезононогого (депрессивного) стоя воды мощностью от 0,2 до 1,5 м. Водоупором служат многолетнемерзлые породы, а мощность водоносного горизонта контролируется глубиной сезонного оттаяния. Воды поровые с незначительным и непостоянным дебитом, резко возрастающим в период полной оттаяки депрессивного слоя и дождей. Продолжительность существования этих вод 3—4 летних месяца, питание за счет поверхностного стока, оттаяки мерзлых пород и инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка вод происходит в отрицательных формах рельефа в виде писчолянистых источников. По химическому составу они принадлежат к группе гидрокарбонатных кальциевых либо натриевых вод, пресных и ультрапресных. В силу незначительных мощностей, кратковременности существования и резкой изменчивости ресурсов воды склоновых накоплений практического значения не имеют.

Своеобразным горизонтом, вмещающим воды сезононогого слоя, являются отложения морских кос и пляжей, содержащих в верхних частях водоносного горизонта пресные воды, а в нижних — минерализованные (до 14,75 г/л) за счет подпора морских вод.

Межмерзлотные воды в рыхлых морских четвертичных отложениях установлены электроразведочными работами и бурением на глубинах 8—14 и 20—25 м

в низовьях Кольковой (фактория Становая) и под южной толщей у оз. Якутское (гл. 7—17 м) в виде маломощных (0,1—0,6) линз, по химическому составу близких к морским водам, с площадным распространением от десятков до сотен квадратных метров [50]. Предполагается, что на этих уровнях залегают морские отложения с лигнитами меллерзлотных вод — рассолов, что подтверждено работами С. Ф. Колесникова [64].

Таким образом, для изученной территории с повсеместным развитием мощной толщи многоглетнемерзлотных пород характерно: локальное распространение подземных вод с преимущественным развитием надмерзлотных, формирующихся в приповерхностном слое оттаивания как в кайнозойских, так и подстилающих их коренных породах; линейный локальный характер таликовых зон, связанных либо с речными долинами, либо с зонами тектонических нарушений; однобразие состава подземных вод.

Надмерзлотные воды в силу сезонного функционирования и небольших запасов не могут найти широкого применения. Значительные запасы надмерзлотных и меллерзлотных подземных вод можно ожидать только в зонах таликов, приуроченных к крупным речным долинам, а подмерзлотных — в зонах обводненных разломов.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Рассматриваемая территория представляет собой район, где в настоящее время в результате разнообразных по своей природе и длительности геологических процессов в непосредственное соприкосновение приведены фрагменты двух крупных структурных блоков — Сибирского и Новосибирско-Чукотского, входящих на протяжении своей истории в состав различных палеоконтинентов. Сибирские структуры (Улахан-Сисский блок) обнажаются в районе хребтов Улахан-Сис и Суор-Уяга, обломком второго блока является Западная Чукотка, захватывающая и приступьевую часть р. Колымы. В промежутке между этими крупными континентальными массивами оказались запечатанными более мелкие блоки и зоны, представляющие собой части островодужных сооружений, участки оксанической коры. Все они обладают достаточным набором признаков, которые в совокупности могут служить основой для геодинамической интерпретации истории развития региона. Непосредственное влияние на нее оказали и геологические объекты, в настоящее время находящиеся за пределами площасти агломерата. Главным образом это птия Кула с расположенным на нем Омолонским блоком, перемещение которой обусловило заложение ряда зон субдукции и связанных с ними островных дуг, входящих в структуру региона.

В процессе работы были использованы палеопластические построения, опубликованные Л. М. Нагаповым (1990 г.), М. И. Гелько (1991 г.), а также палеогеодинамические схемы Российской Арктики, составленные группой геологов ГНПП «Аэрогеология» под руководством Т. П. Борисовой (1998 г.). Анализ имеющегося фактического материала с учетом этих данных позволяет составить некую модель геологического развития территории, основные положения которой сводятся к следующему: 1) в строении района принимают участие структуры различного генезиса — фрагменты океанической коры, части древних континентов, реликты разновозрастных островодужных систем; 2) окончательное сближение и столкновение всех блоков, составляющих структуру региона, было завершено к концу раннего мела и зафиксировано в виде коллизионных пивов, зон скручивания и связанных с ними магматических образований; 3) свой современный тектонический облик терриория приобрела в постколлизионное время за счет процессов рифтогенеза и разноглазовых неотектонических движений.

Наиболее древним этапом, о котором можно судить на основании имеющейся материала, является среднепалеозойской. Однако обстановки этого возраста достоверно реконструируются только для Улахан-Сисского блока, вхолившего в это время в состав Сибирского континента [51], где в пределах территории (хребты Улахан-Сис, Суор-Уяга) отмечаются позднесиурийские, девонские и раннекаменноугольные мелководные терригенно-карбонатные и карбонатные

формации, маркирующие шельф пассивной окраины Сибири в условиях начавшейся морской трансгрессии.

Новосибирско-Чукотский блок, являвшийся в досреднедевонское время частью Арктиды, развивался в этот период, по-видимому, в сходных условиях, так как к северу и востоку от района известны терригенно-карбонатные и карбонатные образования этого возраста, накопление которых протекало также в условиях шельфа пассивной окраины. В среднем девоне началось соединение Арктиды сначала с Восточной Европой, а затем и с Северной Америкой, что на рубеже девона и карбона привело к образованию единого материка Евразии, в пределах пассивной окраины которого занял свое место и Новосибирско-Чукотский блок.

Геологические материалы достаточно хорошо согласуются с палинолептическими реконструкциями этого периода, которые свидетельствуют о том, что Новосибирско-Чукотский блок Евразии был отделен от Сибири океаническим бассейном (проложение Уральского) с активным спредингом, приводившим к постепенному удалению двух континентов. Массивы среднепалеозойских орогипотов, являвшиеся, по-видимому, фрагментами дна этого палеоканала, известны на Алазейском плоскогорье и к юго-западу от района в хребтах Тас-Хаяхтах, Арга-Тас, Чималгинский.

До второй половины среднего палеозоя Сибирь, как и Новосибирско-Чукотский блок, находилась в районе экватора (хребты Тас-Хаяхтах, Сеттебабай, Селенях) и тропиков (хр. Улахан-Сис, п-ов Таймыр — южная зона) [24] и постепенно перемещалась в направлении полюса. К концу среднего палеозоя относится откол от нее карбонатного блока Улахан-Сиса (так же как и блоков Селеняхского, Тас-Хаяхтского, Чималгинского), произошедший в результате рифтогенных процессов, охвативших Сибирь в позднем девоне [18]. Эти блоки находились, по-видимому, в непосредственной близости от континента и продолжали перемещаться вместе с Сибирью.

К началу позднего палеозоя почти полностью завершился дрейф Сибирского и Евразийского континентов из районов экваториального и тропического поясов в высокие широты. В пределах Улахан-Сисского и Новосибирско-Чукотского (известны на соседних с востока территориях) блоков проложились накопление мелководных шельфовых отложений пассивных континентальных окраин, в состав которых заметную роль играли известники. Вероятно, перемещение Евразии в полярные области произошло с некоторым запозданием, о чем свидетельствует присутствие многочисленных и разнообразных кораллов в отложениях башкирского яруса о-ва Котельный, территории которого, так же как и Западная Чукотка, входила в состав Новосибирско-Чукотского блока. В олновозрастных образованиях, отлагавшихся на шельфе Сибири и на отколовшихся от него карбонатных платформах (хр. Суор-Уята), место теплолобиевой фауны заняли boreальные брахиоподы и фораминиферы. В отличие от собственно Сибирского шельфа, где в этот период карбонатный тип осадконакопления сменился терригенным (верхоянский комплекс), на шельфе Улахан-Сисского блока на протяжении всего позднего палеозоя продолжалось накопление карбонатных и терригено-карбонатных формаций. Формирование осадков шельфового комплекса в пределах Новосибирско-Чукотского блока завершилось, вероятно, в среднем карбоне в связи с коллизионными процессами в южной зоне Брукса—Врангеля, которые привели к воздыманию Западной Чукотки и перерыву в осадконакоплении.

К концу первми произошло объединение Евразийского и Сибирского континентов и образование Лавразии. Океанический бассейн сохранился только

в виде залива (Южно-Азиатский океан) между Сибирию и Новосибирско-Чукотским блоком. Остываясь на палеомагнитных данных [56], можно предположить, что последний располагался вблизи Сибирского континента. Разделявший их океанический бассейн был неширок, принадлежал к атлантическому типу с относительно небольшой скоростью спрединга. Поглощение океанической коры шло под Новосибирско-Чукотский блок. Возникла протяженная зона субдукции и связанная с ней островодужная система, реликты которой известны на о-ве Генриетты [52].

Омоловский блок, расположившийся на плате Кула и находившийся в этот период на удалении от обоих континентов, отделенный от них водами Панталассы, в результате перемещения литосферных плит начал сближение с Сибирию. Над разделившей их зоной субдукции возникла Алаэзская эпимагматическая остроговая дуга.

В начале мезозоя вблизи Сибирского континента образовалась несколько новых зон субдукции и соответствующих им островодужных сооружений. Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что они маркировали не сокращение Южно-Азиатского океана, а перемещение плит в пределах Панталассы. Сибирский континент и Новосибирско-Чукотский блок в раннем мезозое не только не испытывали тенденций к сближению, но к позднему триасу наблюдалось даже их некоторое удаление друг от друга. В начале триаса Новосибирско-Чукотский блок подвергся интенсивному растяжению и леструкции, которые маркируются туфо-терригенными образованиями и силами диабазов на соседних с востока территориях [56]. Древний шельф был раздроблен и растинут, в его пределах в условиях переуглубленного шельфа, склона и его подножия накапливались терригенные белые органическими остатками отложения, вскрывавшиеся в приуставной части р. Колымы и широко развитые к востоку от границ района.

В этот период возникшие в непосредственной близости от Сибири островные дуги образовывали некое пространство, западным ограничением которого (в современных координатах) являлась Сибирская континентальная окраина в триасе и ранней юре, развивавшаяся еще в пассивном режиме. Юго-восточным ограничением служила, по-видимому, Кони-Мургальская дуга, на довольно значительное расстояние выдвинутая в океан [19]. А с северо-востока это пространство было ограничено Святоноско-Олойской островодужной системой. Наиболее ранние проявления известково-шельфового вулканализма, связанные с ней, зафиксированы на юге Олойской зоны. Это вулканогенно-осадочные морские толщи позднего триаса, развитые в основном на юго-востоке за пределами площасти. Вулканическая деятельность в этой части островодужной системы не прекратилась и в ранней юре (нижнегорские вулканогенно-осадочные образования, распространенные к югу от границы площасти). В пространстве между Кони-Мургальской, Святоноско-Олойской дугами и краем Сибирского континента, кроме отколовых в процессе среднепалеозойского рифтогенеза Улахан-Сисского, Тас-Хаяхтского, Селеняхского и Чималгинского блоков, находились и чукотеродные Сибири структуры [36], наиболее крупными из которых являлись Омоловский микроконтинент и Алазейская островная дуга.

На начало средней юры приходится столкновение Омолова с образованием Алазейской дуги, приведшее к прекращению ее существования и зафиксированное в угловом несогласии в основании отложений байского возраста (состиницкая свита), известном на сопредельной с юга территории. Начиная с байского века Алазея представляла собой террейн, на котором шло формирование сравнительно мелководных морских терригенных осадков.

В баткое время появляются новые очаги вулканической активности. Некоторые связаны с уже существующими островами дугами, как это наблюдается в районе современного мыса Святой Нос [51]. Между краем Сибирского континента и Святоноско-Олойской острородужной системой формируется обширный тыловой пролив, молниевые песчано-алевролитовые флишоидные толщи которого слагают Кондаковскую зону и широко распространены к западу от границы плодородия. Одновременно наблюдается заложение дополнительных зон субдукции и образование новых острородужных систем непосредственно на коре Сибирского континента. Это Уяндино-Ясачненская дуга, возникшая в связи с продвижением подвижки плиты Кула под Евразийскую плиту (ее вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования широко развиты на сопредельных с юга территориях), и значительно менее протяженная Улахан-Сисская дуга, основанием для которой послужили терригенно-карбонатные образования палеозоя и раннего мезозоя одноименного блока. Режим активной континентальной окраины, пришедшей на смену обстановкам шельфа пассивной окраины, господствующим здесь на протяжении палеозойского и раннемезозойского времени, обусловил образование бассейна, в котором в течение всего бага в условиях повышенной тектонической активности шло накопление мощных терригенных толщ олистостромового характера. Процессы подвижкообразования и обрушения протекали столь интенсивно, что в перегложенном состоянии оказались карбонатные и терригенные осадки, накопленные здесь на протяжении девона, карбона, перми, триаса и, возможно, части ранней юры. Однако большая часть девонских карбонатных образований, которая избежала перегложния, но подверглась сильной тектонической переработке, послужила основанием Улаханско-островной луги, чья вулканическая деятельность, а позднее и становление связанных с ней интрузивных образований начались в конце средней юры и закончились, по-видимому, так же как и в Уяндино-Ясачненской острородужной системе, только с наступлением ранневолжского времени. Проявления вулканизма Святоноско-Олойской острородужной системы зафиксированы на проекциях координатах районах (южнее мыса Святой Нос), так и на юге Олойской зоны, в пределах территории и на сопредельных с юга площадях [83]. Продолжил свое существование и тыловой бассейн, заложившийся в средней юре между окраиной Сибири и северной частью Святоноско-Олойской острородужной системы. В составе его киммеридж-волжских флишиодных толщ, слагающих Кондаковскую возвышенность, наряду с пирокластическим материалом, поставляемым вулканическими аппаратами дуги, присутствуют многочисленные обрывки обугленной флоры, свидетельствующие о близости континентальной сушки.

В поздней юре начало раскрытия Атлантики и Канадского океанического бассейна спровоцировало появление зон субдукции в пределах Южно-Алойского океана и его сокращение. Одна из таких зон закладывается в киммеридже вдоль Новосибирско-Чукотского блока. Поглощение океанической корышло под Северо-Американскую плиту и сопровождалось интенсивными блоковыми движениями, охватившими всю Чукотку и обуславившими формирование мощной аккреционной призмы, сложенной в основном триасовыми терригенными отложениями склона и его подножия [56]. Эти образования и послужили основанием возникшей здесь в киммеридже и просуществовавшей до конца юги Нутсынской островной дуги.

На рубеже юры и мела в рассматриваемом регионе в целом резко увеличились относительные скорости перемещения плит. Возросла скорость движения

плиты Кула, приведшая еще в конце юры к наращиванию Сибирского континента за счет образования Уяндино-Ясачненской дуги, а затем, уже, вероятно, в начале раннего мела, за счет присоединения Омоловского блока вместе со столкнувшимся с ним еще в средней юре Алазеей. Одновременно закончила свое существование и соединилась с Сибирью Святоноско-Олойская острородужная система, завершившая формирование этой континентальной окраины.

Продолжение раскрытия Канадского океанического бассейна послужило причиной откола от Северо-Американской Чукотско-Алайской плиты, несущейся с ним еще в средней юре Алазеей. Одновременно активизировало процессы подвижки под нее коры Южно-Алойского океана, что привело на границе периодов к присоединению к блоку структур Нутсынской острогнойной дуги. Океаническое пространство сокращалось, однако в неокоме все еще разделяло Сибирь и Новосибирско-Чукотский блок. Реликты этого океана фиксируются сейчас на юго-востоке территории в виде терригено-толпичного валаинского возраста.

Коллизия произошла только в конце раннего мела и явилась результатом деятельности протяженной, весьма пологой и направленной под Сибирский континент зоны субдукции, заложившейся вдоль Сибирской окраины после присоединения к ней структур Святоноско-Олойской острородужной системы. С этой зоны связана и интенсивная магматическая деятельность, проявлявшаяся в формировании обширных вулканических полей, дикорангию наложенных на все более древние структуры, и становление серии гранитоидных массивов, возникших в результате переплавления континентальной коры. Коллизия сопровождалась складкообразованием и формированием многочисленных надвигов и покровов, образовавших мощные зоны тектонического скучивания, такие как Улахан-Сисская, где на поверхность выделены различные комплексы, отлагавшиеся в предшествующие этапы развития территории. Столкновение Новосибирско-Чукотского блока с Сибирским континентом привело к изменению структурного плана континентальной окраины. Образования Верхояно-Колымской складчатой области, Полоусененский и Улахан-Сисский блоки, а также принадлежащие к ним фрагменты Святоноско-Олойской и Улахан-Сисской дуг в результате столкновения были развернуты по часовой стрелке [38] и занимают в настоящее время перпендикулярное положение по отношению к общей структуре региона.

В постколлизионное время сближение Северо-Американского и Евразийского континентов, явившееся результатом раскрытия Северной Атлантики, привело к перемещению плит в районе современного Ледовитого океана, что в свою очередь послужило причиной возникновения крупных сдвиговых зон, расположенных в его центральной части. В пределах континента эти процессы проявились в виде заложения рифтовых структур. Одна из таких структур — Нийин-дигирская, протягивалась в субмеридиональном направлении на западе района. Серии ранне-позднемеловых и позднемеловых вулканитов известны на Алазейском плоскогорье, Кондаковской возвышенности и в отрогах хр. Улахан-Сис. С началом кайнозоя на большей части территории в условиях стабилизации и преобразования денудационных процессов началось формирование поверхностей выравнивания. Дальнейшая кайнозойская история региона была определена ливергентным характером границ плит, обуславлившим лифференцированные тектонические движения и пульсирующий характер трансгрессивно-рецессивных циклов, наиболее ярко проявившихся на востоке территории.

Таблица 6

Качественная характеристика бурых углей

Возраст	Основные физико-химические показатели						$Q^r, \frac{\text{ккал}}{\text{кг}}$	
	$W^a, \%$	$A^c, \%$	$V^t, \%$	$S_{\text{обн}}, \%$	$H^t, \%$	$C^t, \%$		
Позднесолигоценовый—ранне-среднемиоценовый	7,1 — 21,1 14,3	5,3 — 65,9 21,1	55,8 — 64,9 58,6	0,07 — 12,9 1,0	4,0 — 6,0 4,9	53,7 — 75,8 67,7	7,7 — 24,4 13,6	4899 — 7087 6321
Позднемиоценовый	11,9 — 14,7 13,1	17,7 — 41,2 25,9	49,1 — 56,6 51,7	0,12 — 0,26 0,18	4,3 — 4,8 4,5	68,0 — 73,0 70,6	9,7 — 14,0 11,4	6362 — 6681 6521

Примечание. В числителе дан предел колебаний показателей, в знаменателе — среднее значение.

Бедущим полезным ископаемым района является золото — здесь выявлен ряд малых рудных и россыпных месторождений, большое количество рудопроявлений и пунктов минерализации. Значительно уступает ему олово, представленное двумя малыми россыпными месторождениями, рядом рудопроявлений и пунктов минерализации. Имеются небольшие запасы полезочных камней. Известны также рудопроявления и пункты минерализации мели, свинца, цинка, вольфрама, молибдена, висмута, лития, бериллия, ртути, сурьмы, серебра, урана, редких земель, проявления каменного и бурого угля, торфа, гидроточных костей, окаменелостей. Район обеспечен разнообразными строительными материалами.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменный уголь. Два незначительных по масштабам проявления каменного угля расположены в западной части района — Эриктанское (IV-3-2) и VI-1-6. Они приурочены к слабодислоцированным терриенно-вулканогенным толщам апского (IV-3-2) и ранне-позднемиоценового возраста (VI-1-6) и представляют собой маломощные (от 20 до 70 см) быстровыклинивающиеся прослои каменного угля. Количество прослоев от двух (IV-3-2) до пяти (VI-1-6). Уголь высокозольный, пекокусующийся; выход летучих 43,3 %, калорийность 7624 ккал/кг. Проявления практического интереса не представляют.

Бурый уголь. Выявлено пять проявлений бурого угля (V-12-2, V-13-1, V-14-1, VI-13-1, VI-14-2), расположенных на юго-востоке территории в пределах Нижнеколымской впадины. Первые четыре относятся к Нижнеколымскому потенциальному буруугольному району, в пределах которого скважинами вскрыты две разновозрастные угленосные пачки. Нижняя пачка позднегапалеогенового возраста мощностью 34 м пересечена только одной скважиной в интервале 541—575 м (проявление VI-13-1). Верхняя пачка включает толщи позднепалеогенового и ранне-среднемиоценового возраста, имеет мощность до 165 м в центральной части буруугольного района, к западу (проявление V-12-2) и востоку (проявление V-14-1) мощность ее уменьшается; глубина залегания кровли от 80 до 122 м. Количество угольных пластов на углерожениях колеблется от 5 до 18, мощность их от 0,1 до 16,3 м, суммарная мощность от 7,5 до 37,0 м. Количество пластов рабочей мощности от 2 до 8, суммарная их мощность от 6,8 до 34,1 м. Угольные пластины большей частью имеют простое строение с ровными контактами, реже встречаются пластины, состоящие из нескольких пропластков, разделенные мало-мощными прослойками глин; широко распространены сближенные пластины угля.

Углевмещающими породами чаще всего являются глины, иногда угольные пластины перекрыты песчаниками.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бедущим полезным ископаемым района является золото — здесь выявлен ряд малых рудных и россыпных месторождений, большое количество рудопроявлений и пунктов минерализации. Значительно уступает ему олово, представленное двумя малыми россыпными месторождениями, рядом рудопроявлений и пунктов минерализации. Имеются небольшие запасы полезочных камней. Известны также рудопроявления и пункты минерализации мели, свинца, цинка, вольфрама, молибдена, висмута, лития, бериллия, ртути, сурьмы, серебра, урана, редких земель, проявления каменного и бурого угля, торфа, гидроточных костей, окаменелостей. Район обеспечен разнообразными строительными материалами.

Качественная характеристика углей приведена в табл. 6.

Бурье угли Нижнеколымского потенциального буруугольного района, судя по количеству пластов рабочей мощности и качеству, могут быть использованы как энергетическое и бытовое топливо, сырье для производства гуминовых кислот и дизельного топлива, не исключена возможность получения горючего газа путем ползменной перегонки.

Проявление VI-14-2 представлено выходящим на поверхность пластом бурого угля позднепалеогенового возраста мощностью 0,5 м. Уголь качественно аналогичен углем Нижнеколымского потенциальному буруугольного района. Вмещающие породы — песчано-глинистые отложения. Практического интереса углерожение не представляет.

Торф. Все известные проявления торфа (II-10-2, II-10-3, III-2-1, IV-11-2, IV-12-1, IV-12-2, V-4-7, VI-1-1, VI-4-3) приурочены к современным озерно-болотным отложениям. Слои торфа мощностью от 0,3 до 4,0 м сложены слаборазложившимися остатками мха, трав, с включениями листьев и сучьев кустарников, с прослойками алевритов, глины и супесей, с клиньями сингенетического и эпигенетического льда. Торф пригоден для бытовых нужд.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Установлено два рудопроявления меди — Столбик и Водораздельное и восемь пунктов минерализации — IV-2-3, IV-6-27, IV-7-9, V-4-1, V-4-2, V-6-2, V-15-4, V-15-19. Оруденение гидротермального генезиса. Рудопроявления, согласно классификации А. И. Кривцова (1986 г.), отнесены к медно-молибденовой формации; формационная принадлежность большинства пунктов минерализации, в силу их слабой изученности, не установлена.

Мелкое оруденение пространственно связано с раннемеловыми коллизионными гранитоидами, локализуется преимущественно в эндогенных и экзоконтактах интрузий; рудные тела контролируются разломами и зонами трещиноватости северо-западного, реже северо-восточного направления. Три пункта минерализации приурочены к палеозойским карбонатным отложениям (V-4-1, 2) и ранне-позднемеловым рифтогенным эффиузивам (V-6-2) без видимой связи с гранитоидами.

Рудопроявление Столбик (IV-14-1) приурочено к зоне повышенной трещиноватости в эндоконтактовой части массива гранитоидов. Ширина зоны около 30 м, протяженность более 150 м, простирание северо-восточное. Трещины вертикальные и кругопадающие, выполнены кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами мощностью от первых сантиметров до 1—2 м. Жилы ветвящиеся, иногда с раздувами и перекимами, содержат рассеянную сульфидную вкрашиванность, в центральных частях сменяющуюся массивной полисульфидной рудой. В составе рудных минералов резко преобладает халькопирит, образующий крупные (до 10—15 см) аллотриоморфные зерна. Кроме халькопирита, обнаружены пирит, арсенопирит, сфalerит, ковеллит, блеклые руды, висмутин и самородный висмут. Содержание меди в погутфных пробах достигает 7,15 %, среднее по трем пробам — 6,99 %. Из попутных элементов установлены: висмут — 0,54—1,42 %, свинец, цинк, мышьяк — до 1 %. Рудопроявление недоподзучено.

Рудопроявление Водораздельное (V-15-8) расположено в эндоконтакте Лево-сухаринского гранитоидного массива. Представлено серияй минерализованных зон дробления карбонат-сульфидно-кварцевого и хлорит-сульфидно-кварцевого состава, а также сульфидно-кварцевыми жилами. Простирание рудных тел преимущественно северо-восточное, протяженность минерализованных зон дробления от 100 до 700 м при мощности от 0,4 до 15 м, жил — от 90 до 150 м при мощности 0,2—1,0 м. Руды вкрашенные, главные минералы — пирит, халькопирит, галенит, молибденит, висмутин; второстепенные — шеелит, магнетит. Широко развиты гипертензные минералы — гент, гидрогематит, азурит, малахит, ковеллит. Содержание меди в рудах колебается от сотых долей до 2,85 %, из сопутствующих элементов отмечается (%): молибден — от 0,001 до 0,859,

висмут — от 0,0022 до 0,88, вольфрам — от 0,0006 до 0,29. Рудопроявление описано как перспективное.

Из пунктов минерализации наиболее интересны V-15-4 и V-15-19, расположенные вблизи рудопроявления Водораздельное. Они представлены аналогичными по составу рудами с содержаниями меди 0,1—0,3 %. Кроме того, в пункте минерализации IV-2-3 в эндоконтакте гранитоидного массива отмечены обломки минерализации IV-2-3 в густой сульфидной вкрашиванностью и содержанием меди 1 %.

В других пунктах содержание меди не превышает сотых долей процента. В целом медная минерализация района самостоятельного практического значения не имеет.

Литохимические ореолы рассеяния меди и комплексные медно-цинковый и медно-свинцово-цинковый ореолы в большинстве случаев тяготят к областям распространения рифтовых терригенно-вулканогенных толщ ранне-позднемелового возраста (V-4-3; V-6-2, 3; VI-1-1; VI-4-1), реже к палеозойским карбонатным породам (IV-6-1, V-4-2) и раннемеловым коллизионным гранитоидам (V-15-1). Ореолы малоконтрастные, содержание меди в пробах колеблется от 0,003 до 0,006 %. Только в ореоле V-15-1, содержание меди достигает 0,01—0,02 %.

Свинец, цинк. Известно четыре рудопроявления и 17 пунктов свинцово-цинковой минерализации. Оруденение гидротермального генезиса, в большинстве случаев ассоциирует с оловянным и золотым, принадлежит к касситерит-силикатной [7] и, в меньшей степени, золото-кварцевой формации. Отнесение пунктов минерализации к той или иной формации, в силу их недостаточной изученности, в некоторой степени условно.

Свинцово-цинковые объекты касситерит-силикатной формации представлены тремя рудопроявлениями — IV-3-24, Западное (IV-6-16), Кыям (VI-1-4) и 13 пунктами минерализации — III-3-5, III-6-1, 14; IV-7-1; IV-2-7, 9; IV-3-28; IV-4-13, 18; IV-5-11; IV-7-1; VI-1-2, 3. По минеральному составу они относятся к многосульфидному типу. Располагаются, как правило, по периферии оловорудных узлов, локализуются как в эндоконтактах раннемеловых метасоматически переработанных гранитоидов, так и на значительном удалении от них среди терригенных и вулканогенных отложений разного возраста. Контролируется оруденение крупными разломами меридионального — северо-восточного направления, связанными с проявлением ранне-позднемелового рифтогенеза, и опериодами их трещинами. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления; простирание их преимущественно северо-восточное, иногда близкотрите, протяженность от первых десятков до 500—600 м, мощность от 2—3 до 20 м. Руды вкрашенные, прожилково-вкрашенные, гнездово-вкрашенные, реже массивные, брекчевые, коллюмфорфы. Типичные рудные минералы — галенит, сфalerит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пиритин, станин, сульфосоли свинца. Жильные минералы — кварц, карбонаты, иногда хлорит, турмалин. Содержание свинца в рудах от 0,1 до 8,5 %, цинка — от 0,1 до 15,68 %, встречаются руды как с преобладанием свинца или цинка, так и свинцово-цинковые с примерно равным содержанием металлов. Из сопутствующих элементов практически во всех объектах отмечается олово — до 0,03 %, серебро — до 50—840 г/т, иногда до 1530 г/т (рудопроявление IV-3-24), в единичных случаях сурьма — 0,1 %, вольфрам — 0,04 %, литий — 0,03 %, мель — 0,1 %.

Представителями свинцово-цинкового оруденения золото-кварцевой формации являются рудопроявление Кута-Тас (IV-7-6) и четыре пункта минерализации — IV-3-10, 32; V-15-2; VI-15-2. Оруденение пространственно связано с коллизионными гранитогнейсами, локализуется в гранитоидных массивах и в их близайших экзоконтактах среди ороговиковых терригенных пород. Рудные тела контролируются разломами северо-восточного и северо-западного направления, реже зонами наливов.

Рудопроявление Кута-Тас приурочено к экзоконтакту раннемеловых коллизионных гранитов, прорывающих терригенно-вулканогенную толщу средней — поздней юры. Рудные тела — минерализованные зоны дробления в роговиках, простирание северо-восточное, ширина от 8—10 до 35—40 м, общая протяженность 3—3,5 км. Руды брекчийской текстуры, состав кварцевый, карбонатно-кварцевый, хлорит-кварцевый; отмечается неравномерная вкрапленность, гнезда и мелкие прожилки сульфидов. Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, ильменит, аргентит. Содержание свинца — 0,1 %, цинка — 2,1 %, меди — 0,47 %, золота — 0,25—0,5 г/т, в одной пробе В качестве примесей присутствует серебро — до 50 г/т, висмут — до 0,03 %, молибден — до 0,005 %.

Пункты свинцово-цинковой минерализации представляют собой развали кварци-сульфидных жил и брекчий с кварц-сульфидным цементом, солерикания свинца и цинка от 0,1 до 1,38 %, меди — до 0,2 %, золота — до 0,5 г/т. Свинцово-линковое оруденение промышленного значения не имеет.

Литохимические ореолы рассеяния свинца и цинка тяготят преимущественно к раннемеловым коллизионным гранитоидам (III-6-1; IV-7-1; IV-8-4; 5; IV-15-4), реже к нижне-верхнемеловым терригенно-вулканогенным толщам (V-5-3, VI-1-2); содержание свинца 0,003—0,006 %, цинка — до 0,02 %.

Молибден. Выявлено 14 пунктов собственно молибденовой минерализации. Оруденение относится к молибденовой (кварцевый тип) (IV-2-5, IV-2-6, IV-3-21, IV-3-33, IV-5-13, IV-5-31, IV-6-8, V-15-6, VI-15-1) и молибден-порфировой (IV-3-4, IV-4-43, IV-4-44, V-6-6, VI-2-2) формациям [84].

Объекты кварцевого типа локализуются в экзоконтактах раннемеловых коллизионных гранитоидных массивов в полях развития контактово-измененных вмещающих пород, реже в эндоконтактах гранитоидов. Они невелики по масштабам, представлены единичными жилами и системами прожилков сульфидно-кварцевого состава, минерализованными зонами дробления и брекчиями с сульфидно-кварцевым цементом. Главным рудным минералом является молибденит, второстепенные — пирит, халькопирит, висмутин. Содержания молибдена от 0,003 до 0,1 %, попутно иногда отмечаются свинец — до 0,1 % и золото — до 0,4 г/т.

Оруденение молибден-порфирового типа выявлено в протомилинизованных риолитах и риодолитах средне-позднегорского (IV-4-44) и ранне-позднemелового (V-6-6, VI-2-2) возраста, а также отмечается среди терригенных пород разного возраста (IV-3-4, IV-4-43). Оруденение представлено небольшими по площади участками тонкой сульфидной вкрашиваемости. Сульфиды — молибденит, арсенопирит, пирит, содержание молибдена от 0,005 до 0,1 %.

Кроме собственно молибденовых объектов, молибден в виде примеси встречается в рудах редкометалльных (III-6-4), золоторудных (IV-2-2, IV-3-38, V-15-15), медных (V-15-8) проявлений в количестве от 0,015 % и выше. Максимальные концентрации отмечаются на золоторудном месторождении золото-

редкометалльной формации Тугучакское (IV-3-38) — от 0,1 до 3,8 % и металлическим рудопроявлением Болгарзеленое (V-15-8) — до 0,86 %. Самостоятельный про мышленного значения молибденовое оруденение района не имеет.

Литохимические ореолы рассеяния молибдена преимущественно к областям развития раннemеловых коллизионных вулканитов (V-15-3, VI-6-1, VI-7-1, VI-8-1), иногда отмечаются в кайнозойских впадинах (V-9-1); содержание молибдена в пробах до 0,0002—0,0004 %, в редких случаях (V-15-3) — до 0,0007 %.

Вольфрам. Вольфрамовое оруденение распространено незначительно и в большинстве случаев тесно ассоциирует с оловянным; представлено олигопроявлением Дивное и пятью пунктами минерализации — IV-1-3; IV-3-19, 34; IV-4-46; IV-7-5. Все они относятся к кварцевому типу кассiterит-кварцевой формации [7], за исключением пункта IV-4-46, приуроченного к шеелитоносным скарнам. Вольфрамовые объекты локализуются в приконтактовых частях массивов раннemеловых коллизионных гранитоидов, как правило, подвергшихся интенсивной метасоматической переработке вблизи крупных разломов меридионального — северо-восточного направления.

Рудопроявление Дивное (IV-7-4) представляет собой минерализованную зону дробления в гранитах, простирание ее северо-восточное, протяженность 450—500 м, мощность до 20 м. Обломки гранитов в зоне осветлены, окваркованы, хлоритизированы и серицитизированы, спементированы хлорит-кварцевым агрегатом с примесью серпентаита и мусковита. Рудные минералы — арсенопирит, пирит, шеелит, содержание трехокиси вольфрама — 0,61 %.

Пункты вольфрамовой минерализации представлены кварцевыми и хлорит-кварцевыми жилами и прожилками с содержанием трехокиси вольфрама от 0,035 до 0,1 %. В шеелитоносных скарнах (пункт минерализации IV-4-46) содержание вольфрама по данным спектрального анализа — 0,03 %. В качестве сопутствующего элемента вольфрам отмечается в рудах висмутовых (III-6-12) и золоторудных (IV-2-2, IV-3-15, IV-4-33) проявлений, где содержание трехокиси вольфрама колеблется от 0,1 до 2,14 %. Практического значения вольфрамовое оруденение не имеет.

Шеелитовый ореол шеелита со знаковыми содержаниями выявлен в пильевых отложениях о-ва Крестовский (II-14-1). Здесь же зафиксированы две литохимические аномалии (II-14-2, 3) с содержаниями вольфрама до 0,007 %. Знаковый шеелитовый ореол шеелита и кассiterита (IV-8-2), связанный с метасоматически переработанными гранитами, установлен в пределах Таамарского потенциального рудного узла.

Олово является вторым по значению (после золота) полезным ископаемым района. Выявлено 10 рудопроявлений и 31 пункт оловянной минерализации, два малых месторождения и 11 проявлений россыпного олова. Оловянное оруденение сосредоточено преимущественно в хребтах Улакан-Сис, Сурх-Уята и Кряже Сюрх-Тас. Оно пространственно тяготеет к раннemеловым коллизионным гранитоидам, где связano, как правило, с процессами кремнешелочного метасоматоза [52]; реже отмечается в ранне-позднemеловых рифтогенных вулканитах. Оловянные проявления района, согласно классификации С. Ф. Лугова (1986 г.), относятся к касситерит-кварцевой (скарновый тип) и касситерит-силикатной (грейзеновый, хлорит-турмалиновый и многосульфидный типы) формациям (табл. 7).

Таблица

Рудная формация	Минеральный тип	Названия и номера рудных объектов на карте полезных ископаемых	
		Рудообразования	Пункты минерализации
Касситерит-кварцевая	Скарновый	IV-3-26, Улхан (IV-4-25), Асимметричное (IV-4-38)	IV-3-18, IV-3-29, IV-4-31, IV-4-32
Гранатовый (топаз-столистисто-каратевый)	Лепидит (III-6-9)	IV-2-4, IV-2-10	
Хлорит-турмалиновый (малосульфидный)	IV-6-13, Деменчик (IV-6-14)	III-6-6, III-6-8, IV-1-2, IV-4-19, IV-5-17, IV-6-7, IV-6-12, IV-6-20, IV-6-25, IV-7-40	
Касситерит-силикатная	Многосульфидный	Брустах (IV-4-4), Антыкысан (IV-4-8), Тапех (IV-5-14), IV-6-2	V-4-22, IV-4-36, IV-5-3, IV-5-22, IV-8-14, V-4-5, V-4-6, V-5-3, V-6-4, V-6-5, V-6-7, V-7-2, VI-4-1, VI-7-1

Отнесение оловорудных объектов к той или иной формации в некоторой степени условно. Не исключено, что ряд пунктов минерализации (V-4-5, 6; V-6-3, 4, 5, 7; V-7-2; VI-4-1; VI-7-1), приуроченных к рифтогенным вулканитам, принадлежат к риолитовой формации [61].

Отнесение оловорудных объектов к той или иной формации в некоторой степени условно. Не исключено, что ряд пунктов минерализации (V-4-5, 6; V-6-3, 4, 7; V-7-2; VI-4-1; VI-7-1), приуроченных к рифтогенным вулканитам, принадлежат к риолитовой формации [6].

Оловорудные скарны расположены достаточно компактно в центральной части хр. Улахан-Сис и представлены небольшими по площади (от 10×10 до 100×150 м) залежами преимущественно в батических олигостромовых отложениях, содержащих олистоолиты карбонатных пород, на контакте с раннегеометрическими гранитоидами. По составу скарны гранат-пироксен-скаполитовые, амфибол-эпилот-гранатовые, амфибол-эпилотовые, гранат-пироксеновые, часто с магнетитом и лювигибитом. На скарны наложено сульфидное орудение, текстуры руд вкрашенные, гнездово-вкрашенные, реже массивные. Главные минералы руд — магнетит, пирит, арсенопирит, пирротин, лювигибит, второстепенные галенит, сфалерит, халькопирит, станин, кассiterит, молибденит. Содержание олова в рудах от 0,01 до 0,83 %, из сопутствующих полезных компонентов характерны свинец, никель, медь с содержаниями в десятия доли процента, иногда золото (до 5,9 г/т на проявлении Улахан — IV-4-25). Оловорудные проявления скарнового типа практического значения не имеют в силу незначительных масштабов оруденения и низких содержаний олова, но могут рассматриваться как источник кассiterита для доссышей.

Оруденение грейзенового типа кассiterит-силикатной формации имеет не-значительное распространение; сформировалось в процессе метасоматической переработки гранитоидов и вмещающих их пород. Типичным представителем

является рудопроявление Левентик (III-6-9), приуроченное к грейзенизированным гранитам Южно-Сундуринского массива. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления северо-западного, реже меридионального и северо-восточного направления. Протяженность зон от первых сотен до 1500—1700 м, мощность от 3—5 до 15—20 м. Сложены зоны дробления обломками грейзенизированных, окварцованных, турмалинизованных гранитов, кварца и флюорита, спементированными глиной трещин. Рудная минерализация в обломках гранитов представлена кассiterитом, арсенопиритом, висмутином, пиритом, галенитом, ильменитом, тетраэдритом. Жильные минералы — кварц, флюорит, топаз, мусковит, цинвалидит. Текстура руд вкрапленная, реже гнездовая вкрапленная. Содержание олова колеблется от солых до десятих долей процента, в отдельных пробах до 1,58 %. Рудопроявление определяется как перспективное, является источником кассiterита в россыпях Малый Хомус-Юрях (III-6-5) и Маган-Яслы (III-6-11).

ших гранитоидов. Рудные минералы: касситерит, пирит, арсенопирит, молибдит, халькопирит, галенит, блеклые руды, тетраэдрит, диксомит, шеелит. Жильные минералы: кварц, флюорит, хлорит, турмалин, мусковит, сернистый, эпидот, топаз. Вторичные минералы: лимонит, мельниковичит, малахит, халькоzin, ковеллин, скородит. Касситерит в рудах темной окраски, кристаллы средней и короткостолбчатые, дипирамидальные. Текстура руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная. Касситерит тяготеет к центральным частям прожилков, в замыбаниках отмечается обогащение арсенопиритом, галенитом. Содержание олова от сотых до десятых долей пропелта, в одной пробе — 10,53 %. В виде примеси установлены (%): висмут — до 0,01—0,02, молибден — 0,01—0,1, литий — 0,02—0,03, вольфрам — 0,04—0,22, церий — до 0,1; золото — до 1,1 г/т. В лепьевальных отложениях шлиховым опробованием установлены весовые содержания касситерита — до 50—80 г/м³. Рудопроявление оценено как высоко-перспективное.

Пункты оловянной минерализации хлорит-турмалинового типа (табл. 7) представлены брекчиями, по составу аналогичными описанным на рудопроявлениях Деменчик, и хлорит-кварцевыми, хлорит-турмалин-кварцевыми, турмалин-кварцевыми жилами. Параметры рудных тел в большинстве случаев не установлены. Содержания олова в рудах от 0,03 до 0,75 % (IV-6-12).

Словянное орудение многослойного типа не обнаруживает отчетливой пространственной связи с гранитоидными интрузиями, локализуется иногда на значительном удалении от них. Контролируется меридиональными и северо-восточными разломами. Отличительной особенностью руд является высокое

содержание в их составе сульфиды свинца, цинка, мели, олова, часто формирующие комплекстные руды. Оловорудные объекты изначально имеют дробление и зонами супердиализации.

Простирание зон преимущественно северо-восточное, реже субширотное, протяженность от десятков до первых сотен метров, мощность не превышает первых метров, редко до 20—25 м. Рудные минералы: пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, таленит, сфalerит, станинит, тетраэдрит, буланжерит, касситерит. Содержания олова от 0,03 до 0,53 %, в единичных пробах до 2,27 % (IV-4-22). Сопутствующие элементы (%): свинец — от 0,1 до 3,65, цинк — до 4,0; медь — от 0,01 до 0,5, иногда сурьма — 0,1; серебро — до 200 г/т, золото — до 0,2 г/т. Практического значения оловорудные проявления многосульфидного типа не имеют.

Россыпная оловянность. Выявлены два малых месторождения олова — Маган-Сала (III-6-11) и Обрывистое (IV-5-2) и 11 россыпепроявлений — Малый Хомус-Юрх (III-6-5), Шелкунля (IV-2-1), Вилка (IV-2-8), Гумениковая (IV-3-25), Таба-Бастах (IV-3-42), Правый Нанчан (IV-4-20), Светлый (IV-4-29), Асимметричный (IV-4-40), Скалистый (IV-4-41), Эге (IV-5-8), Санга-Сала (IV-6-3). Все объекты аллювиальные, долинного типа, сформировались в возрастном диапазоне от позднего неоплейстоцена до голоценена. Они представляют собой россыпи ближнего сноса, коренными источниками которых являются оловорудные проявления грейзенового, хлорит-турмалинового, реже скарнового типов.

Малое россыпное месторождение Маган-Сала (III-6-11) представляет собой выдержанную лентаобразную залежь протяженностью более 7 км при ширине контура 500—700 м. Оловянные отложения — песчано-гальечный горизонт позднеоплейстоценового возраста мощностью до 10 м, перекрытый голоценовыми суглинками. Максимальные концентрации касситерита отмечаются в нижней части песчано-гальечного горизонта, мощность песков от 1,2 до 6—7 м, топфов — от 10,8 до 26,4 м. Содержание касситерита на пласт составляет 300—900 г/м³, по отдельным проходкам — до 1145—2211 г/м³. Касситерит встречается в виде угловато-окатанных обломков изометричной и неправильной формы, а также свойникованых кристаллов; крупность его колеблется от тонкой до мелкой, цвет бурый разный оттенков, окраска пятнистая, полосчатая. Россыпь разредана буровыми скважинами. Прогнозные запасы олова определены в 4 тыс. т.

Россыпь руч. Обрывистый (IV-5-2) приурочена к голоценовому песчано-

галечным отложениям, протяженность ее около 2 км, ширина контура 80—120 м, содержание касситерита достигает 858 г/м³. Россыпь недолизучена. Остальные россыпепроявления также недокументированы, выявлены по единичным буровым линиям, содержание касситерита в них колеблется от 22 до 262 г/м³. Кроме того, весовые содержания касситерита (до 200 г/м³) отмечены в ряде россыпепроявлений золота (IV-4-2; IV-4-28; IV-5-1, 6).

Шлиховые ореолы касситерита со знакоными, редко весовыми (до 0,01—0,78 г/м³ в ореоле V-4-1) содержаниями связаны с коллизионными гранитоидами (II-15-2, 4; III-6-3; III-15-1; V-4-1) и рифтовыми ранне-позднемеловыми терригенно-вулканогенными толщами (III-3-2, V-5-2, VI-4-2), в единичных случаях (VI-9-1) отмечаются в кайнозойских впадинах. Литохимические ореолы олова, как и шлиховые, связанны с гранитоидами (III-6-2, IV-7-2, IV-8-1, V-15-4) и ранне-позднемеловыми эфузивами (V-4-4, V-5-1, V-6-1), а также встречаются в кайнозойских впадинах (IV-12-2). Ореолы различной концентрации, содержание олова в пробах от 0,0003 до 0,005 %, а ореоле IV-12-2 в

единичных пробах достигает 0,05 %. Не исключено, что этот ореол фиксирует потребленную россыпь касситерита.

Ртуть. Единственное рудопроявление ртути — Чекурулганское (III-3-2), выявленное на Кондаковской возвышенности, относится к кварц-дикитивному типу ртутной формации [4]. Локализуется в рифтовой вулканогенной толще позднемелового возраста и приурочено к разлому северо-восточного простирания.

В участках повышенной трещиноватости отмечается вкрашенность киновари, других рудных минералов не установлено; из жильных присутствуют кварц и кальцит. Содержание ртути от 0,001 до 0,004 %. Рудопроявление сопровождается сплошным ореолом рассеяния киновари (III-3-1) с содержаниями в шлифах от знаков до 20 г/м³. Ртутное оруднение района практического значения не имеет.

Россыпные проявления. Известно одно золото-киноварное россыпепроявление Сундрун (III-6-15), где вместе с золотом встречается киноварь с содержаниями в отдельных проходках до 995 г/м³.

Кроме выделенного ореола III-3-1, шлиховые ореолы киновари со знаковыми содержаниями выявлены на юге района, где приурочены к терригенно-вулканогенным комплексам раннемелового (VI-13-3, VI-15-1) и раннепозднемелового возраста (VI-1-4; VI-3-1, 2).

Сурьма. Известно одно рудопроявление сурьмы и олова пункту минерализации. Оруднение относится к кварцевому типу антимонитовой формации [9].

Рудопроявление Антимонитовое (III-6-7) локализуется в зоне смятия и брекчирования в толще верхнегорских алевролитов и аргиллитов. Зона пронизана многочисленными кварц-полевошпатовыми прожилками мощностью в первые сантиметры. Ширина зоны около 120 м, простирание северо-восточное. Рудной минерализации в зоне не установлено, но в ее пределах выявлен механический ореол обломков антимонитового и антимонит-кварцевого состава с содержанием сурьмы до 15,6 %.

Пункт Минерализации IV-4-7 представлен минерализованной золой дробления в роговиках протяженностью около 100 м при мощности 20 м, приуроченной к наливу блокширитного направления. В пределах зоны встречаются многочисленные обломки антимонит-кварцевого и антимонитового состава с содержанием сурьмы до 1,33 %.

Кроме описанных объектов, сурьма как сопутствующий элемент встречается в рудах золоторудных проявлений IV-7-7 и IV-15-2 в количестве 0,1 и 0,7 % соответственно. Практического значения сурьминое оруднение не имеет.

Висмут. Висмутовое оруднение, по-видимому, связано с формированием коллизионных гранитоидных интрузий раннемелового возраста, локализуется как непосредственно в гранитоидах, так и в ближайших экзоконтактах. Выявлено одно рудопроявление и три пункта минерализации.

Рудопроявление III-6-12 находится в южной части Южно-Сундрунского гранитоидного массива, локализовано в зонах дробления. Зоны дробления имеют меридиональное и северо-восточное простирание и простягиваются на 300—400 м при мощности до 20—25 м. Минерализация представлена вкрапленностью, нитевидными и линзовидными прожилками арсенопирита, пирита, галенита. Спектральный анализ установило содержание (%): висмута — более 0,1, вольфрама, мышьяка, лтгия — более 0,1, олова — 0,07—0,08, иттрия — 0,01.

Пункты минерализации III-6-3, IV-5-29, V-15-9 представлены развалами кварцевых жил с сульфидной вкрапленностью. Содержания висмута от 0,07 до 1,0 %, ему сопутствуют иттрий — до 0,01 %, золото — до 0,2 г/т, молибден, вольфрам — сильные доли процента.

В качестве сопутствующего элемента висмут встречается в рудах золоторудных проявлений IV-2-2, IV-3-12, IV-4-6, 7, 15; IV-7-8, где его содержание составляет десятые доли процента, а также в рудах медного рудопроявления Столбик (IV-14-1) — от 0,54 до 1,42 %. Практического значения висмутовая минерализация района не имеет.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллиевое, литиевое и редкоземельное оруденение встречается преимущественно в виде самостоятельных объектов, иногда как сопутствующее в олововорудных проявлениях. Оно тяготеет в большинстве случаев к участкам метасоматической переработки коллизионных гранитоидов раннемелового возраста и локализуется как непосредственно в гранитах, так и в ближайших экзоконтактах.

Бериллий. Известно четыре рудопроявления (III-6-4, III-6-16, IV-6-17, IV-6-22) и три пункта бериллиевой минерализации (III-6-2, IV-8-6, IV-8-10). Рудопроявления представлены минерализованными зонами дробления преимущественно северо-западного направления, протяженностью от 250 до 600 м, шириной от 20 до 100 м. В прелатах зон развиты кварцевые жилы и прожилки, брекции с кварцевым цементом, мощность жил достигает 0,5 м. Кварц молочно-белый, крупнозернистый, иногда друзовый, пересечен нитевидными прожилками серого халцедоновидного кварца, кальцита, флюорита. Отмечается убогая вкрапленность арсенопирита, пирита, халькопирита, молибдена, галенита. Вместе с тем породы и обломки в брекчиях местами турмалинированы, флюоритизированы, иногда отмечается циннавит. Содержания бериллия в пробах по данным спектрального анализа от 0,01 до 0,1 %. Из сопутствующих элементов установлены лантан, молибден, олово, висмут, вольфрам, иттрий, церий в сильных долях проявита.

Пункты бериллиевой минерализации отличаются от рудопроявлений меньшими масштабами и низкими содержаниями берилля — до 0,05 %. Исключение составляет пункт минерализации IV-8-6. Здесь в эндоконтакте Кисильяжского гранитоидного массива наблюдаются метасоматически переработанные интенсивно выветрельные граниты. На протяжении 1 км вдоль контакта в литохимических пробах, отобранных из этих гранитов (три пробы), спектральным анализом установлено содержание берилля более 0,1 %. Промышленного интереса бериллиевая минерализация не представляет.

Литий. Выявлено два рудопроявления лития и три пункта литиевой минерализации.

Рудопроявление III-6-13 локализовано в грейзенизованных гранитах Южно-Сундрунского массива, пронизанных маломощными прожилками белого, светло-серого кварца с незначительной примесью флюорита. Грейзенизованные границы прослеживаются в меридиональном направлении на 150—200 м, содержание лития в них более 0,1 %, бериллия — 0,07 %, иттрия — 0,01 %.

Рудопроявление III-6-17 приурочено к окварцованным, сульфицированным роговикам в эндоконтакте Южно-Сундрунского гранитоидного массива, где отмечаются многочисленные жилы и прожилки кварцевого и кварц-карбонатного состава с флюоритом, пиритом, халькопиритом. Параметры зон прожилкования не установлены, содержание лития в жилах и прожилках до 0,1 %, бериллия — до 0,02 %.

Пункты литиевой минерализации IV-8-7, IV-8-9, IV-9-1 представлены гидротермально измененными гранитоидами и роговиками, содержания лития в них от 0,02 до 0,1 %. Практического интереса литиевая минерализация не представляет.

Редкие земли. Редкоземельная минерализация распространена позднепалеогеновой (IV-6-24 и IV-7-11) и пять —

пиритовой (III-7-2; IV-6-5, 28, 30; VI-12-4). Иттриевая минерализация приурочена к участкам окварцевания в позднегорских диоритах, содержит иттрий 0,05—0,1 %. Пункты пиритовой минерализации представляют собой кварцевые жилы и прожилки, участки окварцевания в гранитоидах, роговиках, эфузивах. Содержания церия от 0,1 до 0,36 %. Минеральный состав редкоземельных проявлений не определен, содержания устанавливаются по данным спектрального анализа. Практического значения редкоземельная минерализация не имеет.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото является ведущим полезным ископаемым района. Известно три малых комплексных золоторудных месторождения (Арбатское, Кандидатское, Тугучинское), 22 рудопроявления, 48 пунктов минерализации. Россыпное золото образует 12 малых месторождений и 48 проявлений.

Золотое оруденение связано с формированием в средне-позднегорское и позднегорское время островодужных вулканогенных и интрузивных комплексов [52]. Меловая коллизия с сопровождающими магматическими и гидротермальными процессами привели к ремобилизации золота и его переносу в новых структурных условиях. Сложное тектоническое строение района обусловило многообразие формационных типов оруденения, пространственное совмещение объектов различной формационной принадлежности. Золоторудные проявления преимущественно гидротермального генезиса, по классификации Н. В. Петровской (1973 г.) с дополнениями Ю. Г. Ивансена (1975 г.) относятся к золото-карбонатной, золото-серебряной и золото-релкометальной формациям; последние имеет наибольшее значение (табл. 8). В связи со сложным строением и недостаточной изученностью ряда золоторудных объектов, описание их к той или иной формации условно.

Золоторудные объекты золото-карбонатной формации наиболее многочисленны. Они локализуются в эндоконтактах коллизионных гранитоидных массивов раннемелового возраста среди ороговикованных терригенных и вулканогенных пород, реже непосредственно в гранитоидах, иногда в позднегорских островодужных диоритах; в единичных случаях оруденение накладывается на скарны. Рудные тела контролируются надвиговыми зонами, разломами северо-западного и северо-восточного направления. Выделяются два минеральных типа — арсенопирит-пиритовый и полиметаллический. Проявления арсенопирит-пиритового типа пневелики по масштабам, представлены преимущественно пунктами минерализации, рудных проявлений выявлено три.

Таблица 8

Характеристика золоторудных объектов

Название и номера объектов на карте полезных ископаемых			
Рудная формация	Минеральный тип	Малое место-рождения	Проявления
Золото-кварцевая	Арсенопи-рит-пирит-титановый		Гном (III-6-10), Таамар-1 (IV-8-2), Таамар-2 (IV-8-4)
			IV-3-3, 11, 14, 17, IV-4-27, 34, IV-5-20, 21, 27, 28, 30; IV-6-1, 4, 21, 26, IV-7-2, 3; IV-8-3, 5, 11, 12, 13, 15; IV-14-2; IV-15-1, 2; V-15-1, 3, 10, 11, 12, 16, 33
Золото-серебряная	Полиметаллический		Сандылыское (IV-4-33), Намынинда (IV-4-37), Южное (IV-4-45), Алазейское (IV-7-7)
			IV-3-22, IV-5-10, IV-5-16
			IV-5-24, VI-12-5
Касситерит-вольфрамитовая			Автомобильное (IV-3-12), Выйчишка (IV-7-8)
Кобальт-висмутовый	Арбатское (IV-3-30), Каниндинское (IV-3-37)		Кемчю (IV-3-5), Хостокчайское (IV-3-20), Западное (IV-3-23), Мусункучан (IV-3-27), Центральное (IV-3-31), Гематитовое (IV-3-35), Зестское (IV-3-39), Михайловское (IV-3-41), Чистое (IV-4-41), Ат-Юрих (IV-5-34), Нина-Сыре (IV-6-15)
Золотогорекометальная (соплеменная рудная формаия)			
Формационная	Моллбесновый		Тугучакское (IV-3-38)

и алевролитах позднегорского возраста. Рудное тело представлено собой минерализованную зону дробления широкого простирания протяженностью более 300 м при ширине 12–20 м. В зоне отмечаются обломки брекций с сульфидно-кварцевым цементом; вмешающиеся роговики также сульфидизированы. Среди сульфидов преобладает арсенопирит, реже встречаются пирит и пирротин. В штуфрих пробах приборным анализом установлено содержание золота от 4,4 до 13,9 г/т. Рудопроявление недоказано.

Рудопроявления Таамар-1 (IV-8-2) и Таамар-2 (IV-8-4) приурочены к экзоконтакту Кисильяхского гранитоидного массива. Здесь в ороговикованных алевролитах и песчаниках среднетектонического возраста и в крупных ксенолитах кровли массива выявлены минерализованные зоны северо-восточного и северо-западного направления. По простирианию зоны простягиваются плохо, предположительная протяженность их от 600 м до 4 км. Мощность рудных интервалов, вскрытых канавами, от 1 до 8,5 м. Руды представлены брекциями с сульфидно-кварцевым и кварц-сульфидным цементом. Среди сульфидов преобладают пирит, арсенопирит, пирротин, реже встречаются халькопирит, галенит, антимонит, иногда отмечаются касситерит, ильменит, самородное золото (размер зерен 0,2–0,5 мм). Содержание золота в рудах от 0,4 до 15,6 г/т на рудопроявлениях Таамар-1 и от 0,2 до 29,2 г/т на Таамар-2. Из элементов-примесей установлено олово — от 0,005 до 0,02 %, в единичных пробах до 0,82 %; висмут, медь, цинк, лттий, иттрий, бериллий в количествах от тысячных до сотых долей процента. Рудопроявления однены как высокоперспективные.

Многониственные пункты минерализации представлены кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами и прожилками, реже минерализованными зонами дробления преимущественно северо-восточного направления; зонами сульфидизации в роговиках, реже в гранитоидах. Состав сульфидов постоянен — пирит, пирротин, арсенопирит, редко халькопирит и галенит. Содержания золота составляют десятые доли г/т, иногда до 1–2 г/т, в единичных случаях — 6 г/т (IV-8-15) и 3,8 г/т (V-15-3).

Полиметаллический тип золото-кварцевой формации представлен четырьмя рудопроявлениями и тремя пунктами минерализации. Наиболее характерным является рудопроявление Алазейское (IV-7-7), приуроченное к контактовой зоне Сис-Тасского гранитоидного массива. Рудопроявление состоит из трех участков, максимальные концентрации золота установлены на северном участке. Здесь на площади 1,44 км² в ороговиковых песчаниках среднегорского возраста и гипертермально измененных гранитах выявлена серия минерализованных зон дробления северо-восточного простирания. Одна из них вскрыта горными выработками, прослежена на 400 м. Мощность ее изменяется от 3–5 до 15–20 м. Орудиенный интервал мощностью от 1,8 до 3,5 м, тяготеющий к юго-восточному краю зоны, представляет собой брекцию с сульфидно-кварцевым цементом. Сульфиды встречаются в виде вкрапленности в кварце, максимальная их концентрация наблюдается в зальбалах прожилков. Состав сульфидов: галенит, сфalerит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, реже диксонит, молибденит, блеклые руды, бултанкерит. Содержания золота от 0,2 до 3,24 г/т, серебра — от 50 до 600 г/т, свинца — от 0,1 до 2,5 %, цинка — от 0,1 до 10,56 %, меди — от 0,1 до 1,8 %. В солях доломита установлены висмут, лттий, олово, вольфрам, иттрий, кобальт, сурьма. На центральном и восточном участках рудопроявления выявлены аналогичные зоны дробления северо-восточного простирания, расположенные в гидротермально измененных гранитах. Протяженность зон от

400—600 м до 1,3 км, мощность от 3—5 до 20—25 м. Содержания золота достигают 0,3—0,38 г/т. Рудопроявление недоизучено.

В рудопроявлении Санбильское (IV-4-33) золоторудная минерализация наложена на скарны. Скарновые залежи линзовидной формы, вытянуты в широтном направлении вдоль южного контакта гранитоидного массива. Гранитоиды, пересечены минерализованными зонами дробления северо-восточного и северо-западного простирания, протяженностью до 300 м, мощность зон дробления от 0,3 до 13 м. Обломки пород в зонах дробления cementированы карбонатно-кварцевым цементом, содержанием вкрапленности, гнезда и линзобразные прожилки сульфидов. Среди сульфидов преобладают пирит, пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит. В скарнах также отмечается вкрапленность пирротина, пирита, арсенопирита, халькопирита. Содержание золота как в минерализованных зонах дробления, так и сульфилизованных скарнах колеблется от 0,1 до 0,6 г/т, в единичных пробах — до 5,1 г/т, свинца — от 0,2 до 0,35 %, цинка — от 0,15 до 1,18 %.

Рудопроявления Нямнянганска (IV-4-37) и Южное (IV-4-45) представлены минерализованными зонами дробления в ороговикованных туфолесчаниках средней—верхней юры и мраморизованных палеозойских известняках. Обломки пород в зонах дробления связаны карбонатно-кварцевым цементом с убитой вкрапленностью пирита, галенита и сфалерита. Простижение зон северо-восточное, реже субширотное, протяженность до 400—500 м, мощность от 2 до 15—20 м. Содержания золота низкие — от 0,1 до 0,46—0,8 г/т, свинца — до 4,9 %, цинка — до 20,79 %.

Пункты золоторудной минерализации полиметаллического типа представляют собой единичные жилы и минерализованные зоны дробления сульфидно-кварцевого состава. Простижение их северо-восточное и северо-западное, протяженность от десятков до первых сотен метров, мощность до первых метров. Сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом. Содержания золота 0,4—0,8 г/т.

Проявления полиметаллического типа промышленного интереса не представляют.

Золото-серебряная формация выделена условно. К ней отнесены два пункта минерализации, приуроченные к участкам окварцевания, пропилитизации и сланцевого мела (VI-12-5). Содержания золота в них 0,2—1,2 г/т. Практического значения не имеют.

Оруденение золото-редкометалльной формации образует наиболее крупные объекты района. Оно формировалось, как правило, в экзоконтактовой зоне раннемеловых коллизионных гранитоидов, где парагенезисы золото-кварцевой либленовой минерализаций и часто накладываются на скарны. Рудные тела сопровождаются высокотемпературными метасоматитами, контролируются разломами северо-восточного, реже северо-западного направления, иногда налигами. По минеральному составу выделяются касситерит-вольфрамитовый, кобальт-висмутовый и молибденовый типы.

Касситерит-вольфрамитовый тип представлен двумя рудопроявлениями и четырьмя пунктами минерализации.

Рудопроявление Аномальное (IV-3-12) приурочено к северо-западному экзоконтакту Улахан-Сисского гранитоидного массива. Здесь в биотитовых рогови-

ках выявлен ряд минерализованных зон дробления северо-восточного простирания, протяженностью до 400 м при мощности в первые метры. Центральные части зон дробления сложены брекчиями с карбонато-кварцевым и сульфидно-кварцевым цементом. В цементе и обломочном материале бруский отмечается гнейсово-вкрапленная сульфидная минерализация, представленная арсенопиритом, пиритом, пирротином, скородитом. Краевые части зон дробления представляют собой участки кварц-турмалинового прожилкования; в прожилках присутствует убогая вкрапленность пирротина, пирита, арсенопирита, молибденита, магнетита, гематита, ильменита, касситерита, шеелита, иногда зерна золота. Содержание золота в центральных частях зон дробления от 0,1 до 2,4 г/т, в краевых — до 0,2 г/т. Из сопутствующих элементов отмечается серебро — до 15 г/т, кобальт, висмут, олово — до 0,1 %. Рудопроявление недоизучено.

Комплексное золото-оловянное рудопроявление Бычка (IV-7-8) приурочено к южному экзоконтакту Сис-Гасского гранитоидного массива. Здесь выявлены минерализованные зоны дробления северо-западного и северо-восточного направления. Зоны протяженностью 1200—1500 м, мощностью от 3—5 до 25—30 м, представляют собой брекчию роговиков и мелкозернистых гранитов с кварцевым и хлорит-кварцевым цементом. В кварце отмечается вкрапленность, гнезда и мелкие прожилки рудных минералов — касситерита, висмутина, арсенопирита, молибденита, пирита, халькопирита, галенита, сфалерита. По данным штучного опробования содержание золота до 29 г/т, олова — до 0,1 %, висмута — до 0,54 %, свинца — до 0,24 %, серебра — более 100 г/т, перия — до 0,1 %.

Описанное рудопроявление касситерит-вольфрамитового типа после дополнительного изучения могут представлять промышленный интерес.

Пункты золоторудной минерализации касситерит-вольфрамитового типа не значительны по масштабам, содержание золота от 0,2 до 0,5 г/т. Исключение — пункт IV-6-6 с содержанием золота 2,4 г/т, олова и висмута — 0,05—0,06 %.

Кобальт-вистмутовый минеральный тип представлен двумя малыми комплексными месторождениями, 11 рудопроявлениями и пятью пунктами минерализации. Золоторудные объекты характеризуются разнообразной морфологией, рудные тела представлены скарновыми залежками с наложенной сульфидной минерализацией, минерализованными зонами дробления, жилами различного состава. Наиболее продуктивным является скарновый тип, большинство проявлений которого концентрируется вокруг восточной оконечности Улахан-Сисского гранитоидного массива, образуя вместе с объектами других формаций Тугучакский рудный узел.

Самым значительным объектом скарнового типа является малое кобальт-золоторудное месторождение Кандидатское (IV-3-37). Площадь месторождения сконцентрирована в средне-верхненорской вулканогенной и батской терригенно-олистостромовой толщами, прорваными гранитами и гранодиоритами. Породы разбиты серией разломов северо-восточного направления. Контактовые изменения представлены биотитовыми и кварц-биотитовыми роговиками в терригенных породах; актинит-гранат-пироксеновыми и пироксен-гранатовыми скарнами в олистолитах известняков. Установлено два типа рудных тел: скарновые залежи и минерализованные зоны дробления.

Наиболее продуктивное оруденение связано со скарнами. Скарновые залежи линейной формы, вытянуты в широтном — северо-восточном направлении, контакты залежей неровные. Выявлено два рудных тела: № 1 протяженностью 110 м, мощностью от 2 до 26,4 м и № 2 протяженностью 50 м, мощностью около

м. Рудная минерализация, падающая на скарны, приурочена к зонам трещиноватости пиротного направления, содержание сульфидов от 1 до 10 %. Главные минералы: арсенопирит, леллингит, пирротин, пирит, марказит, реже встречаются магнетит, халькопирит, скородит, шеелит, сферулит, кобальтий, касситерит, молибденит, сфалерит, галенит, висмутин, самородный висмут, золото. Содержание золота в рудах по рудному телу № 2 — 1,3—7,9 г/т. Содержания кобальта от 0,03 до 1,3 %, молибдена — 0,01—0,24 %, висмута — 0,03—0,11 %.

Минерализованные зоны дробления распространены па восточном фланге месторождения, простирание их северо-восточное, протяженность до 1200 м, мощность до 320 м. В центральных частях зон дробления отмечаются брекчи с кварцевым, сульфидно-кварцевым цементом и кварцевые жилы с вкрашиванием сульфидов. Рудные минералы — пирротин, магнетит, халькопирит, пирит, марказит, пентландит, сфалерит, галенит, арсенопирит, самородное золото, молибденит. Содержание золота до 15,2 г/т, из сопутствующих элементов отмечается никель — до 0,33 %, молибден — до 1,5 %. Запасы категории $C_1 + C_2$ составляют 3665 кг золота и 1027 т кобальта. Прогнозные ресурсы определяются в 9 т золота и 15 тыс. т кобальта.

Малое кобальт-золоторудное месторождение Арабатское (IV-3-3), расположено в 5 км к северо-северо-западу от месторождения Кандидатское, приурочено к северному экзоконтакту гранитоидного массива, прорывающего баткую олистостромовую толщу, насыщенную олистоцитами карбонатных пород. Концентрические изменения выражены образованием биотитовых, биотит-пироксеновых, пироксен-кварц-полевошпатовых скарновых зон. Рудными телами являются скарновые залежи с наложенной сульфидной минерализацией и минерализованые зоны дробления. Всего на месторождении выявлено 50 скарновых залежей протяженностью от 30 до 280 м при мощности от 1—2 до 11 м. Контакты скарнов с вмещающими роговиками нечеткие. Оруденение вкрапанное, гнездовое-брекчия и прожилково-вкрапанное. Минеральный состав: гранат, пироксен, арсенопирит, леллингит, кобальтий, галенит, молибденит, висмутин, висмут самородный, касситерит, шеелит, вольфрамит, пирит, халькопирит, глауконит, эритрин, сфалерит, магнетит, самородное золото. Содержания золота — 0,2—4,7 г/т, кобальта — 0,1—1,1 %, висмута, никеля — до 0,1 %, молибдена — 0,02—0,03 %, олова — 0,01—0,1 %, иттрия, иттербия — до 0,01 %.

Минерализованные зоны дробления северо-восточного, северо-западного, меридионального простирания, протяженностью до 800 м при мощности 5—10 м. Состав рудных минералов: арсенопирит, пирротин, пентландит, кобальтий, сфалерит, халькопирит, касситерит, шеелит, висмутин, самородное золото. Содержание золота 0,1—0,8, редко до 5 г/т. Месторождениеpedoизучено, по прогнозным ресурсам золота и кобальта отнесено к категории малых.

Рудопроявления Туучтакского месторождения (IV-3-35), Харкентское (IV-3-39) и Михайловское (IV-3-41), расположенные на флангах месторождения Кандидатское, описаны как высокоперспективные, ос-тальные недопозиции.

Таблица 9

Характеристика золоторудных объектов скарнового типа

Масштаб, название объекта и его номер на карте полезных ископаемых	Типы рудных тел	Параметры рудных тел			Минеральный состав руд	Содержание золота, г/т	Содержание сопутствующих элементов, % (серебро в г/т)
		Ориентировка	Протяженность, м	Мощность, м			
Рудопроявление Кемюс (IV-3-15)	Залежи скарнов пироксеновых и гранат-пироксеновых	Северо-восток	550—800	1,5—7,0	Халькопирит, пирит, арсенопирит, пирротин, шеелит, ильменит, гематит, борнит	0,2	Вольфрам — до 0,18, кобальт — до 0,1
	Минерализованные зоны дробления		100—700		Халькопирит, пирит, пирротин, арсенопирит, касситерит, шеелит, вольфрамит, эритрин	0,2	Медь — до 0,1, олово — 0,03, цинк — 0,02
	Кварц-турмалин-сульфидные жилы		»		Халькопирит, пирит, арсенопирит, пирротин, халькоцин	0,1—1,4	
Рудопроявление Хос-покчанское (IV-3-20)	Жильные эндоскарны скаполитовые, скаполит-гранатовые, гранатовые	Северо-восток	До 220	2—10	Арсенопирит, пирротин, леллингит, галенит, эритрин, кобальтий, пирит	0,2	Кобальт — 0,06—0,44
	Минерализованные зоны дробления		»	До 240	3—10	Арсенопирит, пирит, пирротин, кобальтий, висмутин, галенит, золото	0,1—1,0
Рудопроявление Центральное (IV-3-31)	Скарны гранат-пироксеновые сульфилизованные	Северо-восток	До 140—200	0,2—6,0	Арсенопирит, пирротин, халькопирит, антимонит, молибденит, сфалерит, шеелит	0,2—1,7	Кобальт — до 0,03, никель — до 0,03, сурьма — до 0,02, вольфрам — до 0,04, свинец, цинк — более 0,1
	Минерализованные зоны дробления		Северо-восток, север, юг	До 180	2—8	Пирротин, пирит, арсенопирит	0,2—0,8

Масштаб, название объекта и его номер на карте полезных ископаемых	Типы рудных тел	Параметры рудных тел			Минеральный состав руд	Содержание золота, г/т	Содержания сопутствующих элементов, % (серебро в г/т)
		Ориентировка	Протяженность, м	Мощность, м			
Рудопроявление Гематитовое (IV-3-35)	Залежи скарнов пироксеновых и гранат-пироксеновых	Северо-восток, северо-запад, восток, юг	100—1300	1,8—9,6	Магнетит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, пирил, сфалерит	0,2—32,0	Олово — до 0,1, кобальт — до 0,03, цинк — до 0,48, висмут — до 0,01
	Минерализованные зоны дробления кварц-турмалиновые		До 500	3—4	Пирротин, пирил, арсенопирит, халькопирит, магнетит, сфалерит, молибденит	0,2—10,0	Серебро — до 50, висмут — до 0,1, олово — до 0,04, медь — до 0,05
Рудопроявление Зейское (IV-3-39)	Минерализованные зоны дробления в роговиках и скарнах	Северо-восток	До 1200	5—38,5	Пирротин, пирил, магнетит, пентландит, сфалерит, арсенопирит, золото, халькопирит, шеелит	0,025—14,2	
Рудопроявление Михайловское (IV-3-41)	Залежи гранат-пироксеновых скарнов		20—200	2—13	Пирротин, пирил, арсенопирит, халькопирит, галенит, магнетит, шеелит, кассiterит, молибденит, висмут самородный, людвигит, кобальтин	0,2—10,0	Кобальт — до 0,2, свинец — 0,1—3,0, цинк — до 0,1, олово — до 0,25
	Минерализованные зоны дробления в известняках, дачитах и гранодиоритах	Северо-восток	До 800	0,5—14	Пирротин, арсенопирит, галенит, сфалерит, висмут самородный, молибденит, пирил, кассiterит, магнетит, шеелит, золото самородное	0,2—2,3	Кобальт — до 0,03, олово — до 0,03, висмут — до 0,01, цинк — до 0,1, свинец — до 0,1, вольфрам — до 0,1
Пункт минерализации IV-4-26	Скарны сульфицированные				Пирил, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит	0,2—0,4	Свинец — 0,1, цинк — 0,2
Пункт минерализации IV-5-35	Скарны сульфицированные		250	1—1,5	Арсенопирит, пирил, пирротин	1—5	

Жильный морфологический тип представлен пятью рудопроявлениями и тремя пунктами минерализации. Наиболее характерным является рудопроявление Нила-Сянэ (IV-6-15). Его плоская сложена ороговикованными терригенно-ми перидотами батского возраста, прорванными раннеметловыми коллизионными гранитами.

Породы разбиты тектоническими нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений. Рудными телами являются кварцевые жилы. Простирание их северо-западное, протяженность 150—250 м, мощность от 0,2—0,5 до 2—3 м. Нередко жилы переходят в серии сближенных прожилков, образующих зоны проявления. Вмещающие породы интенсивно оквартированы, иногда турманинизованы и хоритизированы. Тип оруднения вкрапленный, реже гнездово-вкрапленный. Рудная минерализация представлена арсенопиритом, тетрадимитом, висмутином, молибденитом, самородным золотом, реже встречаются пирит, сфалерит, халькопирит, самородный висмут. Рудообразование многостадийное. На ранней стадии выделялись кварц-I, арсенопирит-I, пирил; в подчиненном количестве отмечаются молибденит, сфалерит, турмалин и золото. Основная продуктивная стадия характеризуется халькопиритом, висмутином, кварцем-II, арсенопиритом-II, тетрадимитом, самородным висмутом и золотом. Завершается рудный процесс кварц-карбонатной стадией. Золото ранней стадии встречается в кварце в виде окружных зерен до 0,1 мм в попечнике. Золото основной стадии находится в тесном срастании с тетрадимитом и представлено мелкими (менее 0,1 мм) выделениями неправильной формы, реже встречается в сочетании с висмутином. Содержания золота в рудах по данным штукового опробования от 1,8 до 54,0 г/т, по линям бороздового опробования одной из жил — от 0,5 до 13,2 г/т. Содержание висмута от 0,002 до 0,1 %. Рудопроявление оценено как перспективное.

Рудопроявление Западное (IV-3-23) приурочено к небольшому штоку гранитов, вытянутому в северо-восточном направлении вдоль зоны Улахан-Сисского надвига. Рудные тела — минерализованные зоны дробления и жилы сульфицированного кварцевого состава. Минерализованные зоны дробления северо-восточного, редко северо-западного простирания, протяженность до 200—250 м, мощность от 0,5 до 2,0 м. Сульфицированные жилы сосредоточены у юго-западного конца гранитов, разноориентированы, протяженность до 30—40 м, мощность до 0,8 м; сульфилиды составляют от 1 до 10 % жильной массы. Руды вкрапленные и гнездово-вкрапленные. Рудные минералы зон дробления: арсенопирит, пирротин, пирил, халькопирит, эритрин, в сульфицированных жилах, кроме того, отмечаются самородное висмут и самородное золото. Содержание золота до 0,4 г/т в минерализованных зонах дробления и 1,4 г/т в жилах, кобальта — до 0,18 %. Рудопроявление Мусункучан (IV-3-27) представлено минерализованной зоной дробления северо-восточного простирания в роговиках. Протяженность зоны 180 м, ширина от 2 до 8 м. В пределах зоны и во вмещающих роговиках отмечаются участки густой сульфилидной вкрапленности (до 60 % от объема породы) мощностью 0,3—2,8 м и протяженностью до 60 м. Рудные минералы: арсенопирит, пирротин, пирил, халькопирит, антимонит, молибденит, сфалерит, шеелит. Содержание золота 0,02—1,7 г/т, кобальта — до 0,1 %, никеля — 0,03 %, сурьмы — 0,02 %, свинца, цинка — более 0,1 %, вольфрама — до 0,04 %, олова — 0,03 %. Рудопроявление недоказано.

Рудопроявления Чистое (IV-4-14) и Ат-Юрях (IV-5-34), а также пункты золоторудной минерализации IV-4-6, 7, 15 представлены минерализованными зонами

Рудопроявление Чистое (IV-4-14) и Ат-Юрях (IV-5-34), а также пункты золоторудной минерализации IV-4-6, 7, 15 представлены минерализованными зонами

дробления и жилами кварцевого, хлорит-кварцевого, супфидно-кварцевого состава, аналогичными рудным телам рудопроявлений Нила-Сяне и Западное. Содержания золота в них от 0,1 до 8,3 г/т, висмута — более 0,1 %; медь, свинец, цинк, кобальт, вольфрам встречаются в сотых и десятых долях процента.

Объекты молибденового типа немногочисленны, представлены одним малым месторождением и двумя рудопроявлениями.

Малое месторождение Тугучакское (IV-3-38) комплексное, молибден-золоторудное, приурочено к апикальной части Улахан-Сисского гранитоидного массива. Площадь месторождения сложена биотитовыми гранитами. Рудные тела двух типов: 1 — пологолегкие жили, 2 — минерализованные зоны дробления. На месторождении вскрыто 17 жил кварцевого, турмалин-кварцевого и хлорит-кварцевого состава. Простирание жил северо-восточное, близмеридиональное; контакты с вмещающими породами четкие, углы падения их от 5 до 15°. Протяженность жил от 50 до 500 м, мощность от 0,1 до 1,2 м. В жилах наблюдается вкрапленность рудных минералов — арсенопирита, молибдита, пирротина, халькопирита, самородного золота. Содержание золота 0,2—10 г/т, молибдена — 0,1—3,8 %, висмута — 0,02—0,05 %.

Минерализованные зоны дробления представлены передробленными гранитами, сгементированными кварцем. Простирание северо-восточное, реже северо-западное. Протяженность до 1200 м, мощность до 15—20 м. В кварце отмечается узкая вкрапленность арсенопирита, кассiterита, шеелита, молибдита, галенита, сфalerита, пирита, пирротина, магнетита, самородной меди. Содержание золота 0,2—0,8 г/т, молибдена — до 0,1 %, олова — до 0,1 %, вольфрама — до 0,04 %, цинка — более 0,1 %. Месторождение недоизучено, по прогнозным ресурсам золота оценено как малое. Запасы молибдена категории C_2 — 195,5 т, прогнозные ресурсы — 1500 т.

Рудопроявление IV-2-2 приурочено к небольшому штоку грейзенизированных гранитов. Здесь встречены обломки кварца с вкрапленностью арсенопирита и молибдита. Содержание золота в кварце от следов до 9,2 г/т, молибдена — 0,1 %, вольфрама — 0,5 %, висмута — 0,1 %, свинца — 0,2 %, олова — 0,03 %.

Рудопроявление Скии (V-15-15) расположено в эндоконтакте Правофилиповского гранитоидного массива в зоне крупного наливта. Оруденение локализуется в минерализованных зонах дробления преимущественно северо-западного простирания. Протяженность зон дробления от 150 м до 0,5—2,0 км, мощность от 0,3 до 10—15 м. Сложенены зоны обломками интенсивно окварцованных, хлоритизированных пород, сгементированными сульфидно-кварцевым элементом. Руды вкрашенные, гнейзово-вкрапленные, прожилковые, текстура брекчевая. Минеральный состав: пирит, халькопирит, висмутин, молибдит, галенит, сфalerит, самородное золото. Выделяются две стадии минералообразования: первая — кварц-пиритовая с молибденитом, вторая — сульфидная с халькопиритом, висмутином, галенитом, сфalerитом и самородным золотом. Содержания золота в руках от следов до 3,6 г/т, меди — от 0,03 до 0,8 %, цинка, кобальта — до 0,1 %, молибдена — до 0,03 %. Рудопроявление оценено как перспективное.

К объектам невыясненной формационной принадлежности отнесен пункт минерализации IV-6-29. Здесь в островодужной терригенно-вулканогенной толще средне-позднегорского возраста выявлен горизонт туфоконгломератов, содержащий гальку молочно-белого кварца. Содержание золота в конгломератах 0,7 г/т.

Кроме описанных собственно золоторудных и комплексных объектов, золото в качестве сопутствующего элемента отмечается на олововорудном проявлении Улахан (IV-4-25) — от 0,2 до 5,9 г/т и на урановом рудопроявлении Сторюях (IV-6-11) — до 94,4 г/т. Золоторудные проявления района представляют интерес как самостоятельные промышленные объекты, так и в качестве источника золота россыпей.

Россыпная золотоносность. В районе выявлено 12 малых россыпных месторождений и 50 россыпепроявлений золота, все они аллювиального генезиса. По литературным данным [72], россыпная золотоносность зафиксирована в начале палеоцене и в среднем эоцене. Более значительные концентрации россыпного золота отмечаются начиная с эоплейстоцена (табл. 10); выделяются три этапа россыпебразования — эоплейстоценовый — ранненеоплейстоценовый, поздненеоплейстоценовый и поздненеоплейстоценовый — голоценовый. Морфологически россыпные объекты преимущественно долинного типа, редко отмечается террасовый тип. При анализе пространственного размещения россыпепроявлений выделяются два рудно-россыпных района — Улахан-Сисский и Филипповский. Условия россыпебразования в этих районах были различны.

Россыпная золотоносность золотоносного района зафиксирована в обоих рудно-россыпных районах. В Улахан-Сисском районе это россыпепроявление Сундрун (III-6-15). Здесь в террасе правого борта долины древние гравийно- песчаные отложения с неравномерным содержанием гальки прослежены на 2 км при ширине до 900 м; мощность их колеблется от 1,2 до 10 м. Установлена устойчивая знаковая золотоносность по всей ширине и мощности гравийно-песчаного горизонта. По отдельным скважинам наблюдаются весовые (0,16—0,31 г/м³) содержания золота на мощность до 0,8 м; кроме золота, отмечена киноварь до 460—995 г/м³. Золото тонко, лепешковидной формы, реже встречаются бесформенные агрегаты, иногда в сростках с кварцем. Проявление недолизучено.

В Филипповском районе к предположительно эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовому возрасту отнесено малое россыпное месторождение Родника (V-15-30). Протяженность золотоносного контура 12 км, ширина от 40 до 400 м. Золотосодержащий горизонт — гравийно-галечные отложения, перекрытые листовыми суглинками супесчаного горизонта позднего неоплейстоцена. Мощность песков 0,4—2,4 м, торфов до 35 м, содержание золота от 0,13 до 1,2 г/м³. Россыпь прерывистая, распределение золота крайне неравномерное, участки с промышленными содержаниями сменяются непромышленными без какой-либо закономерности. В общем контуре выявлено восемь струй с промышленными концентрациями протяженностью от 0,3 до 2 км при ширине 20—80 м. Золото высокогорное (пробность 850), средний размер золотин 1 мм.

Группа россыпных объектов поздненеоплейстоценового возраста наиболее многочисленная и продуктивная. Большинство объектов по типу относятся к погребенным долинным россыпям, редко отмечается террасовый тип. В Улахан-Сисском районе выявлено три малых месторождения и 16 россыпепроявлений. Все они приурочены к граническим низкогорного рельефа и предгорных равнин. Литологические разрезы россыпей долинного типа сходны и представляются в следующем обобщенном виде: 1) почвенно-растительный слой, 2) суглинки с линзами торфа и льда, 3) галечники, 4) щебень с песчано-глинистым заполнителем, 5) кореной плотик. Весовые концентрации золота приурочены к низам галечного горизонта, верхняя граница контуров устанавливается только по данным

Таблица 10

Классификация россыпей золота

Возраст	Геоморфологический тип	Названия и номера объектов на карте полезных ископаемых			
		Улахан-Сисский рудно-россыпной район		Филипповский рудно-россыпной район	
		Малые месторождения	Проявления	Малые месторождения	Проявления
Эоплейстоцен—ранний неоплейстоцен	Террасовый долинный		Сундрун (III-6-15)	Родника (V-15-30)	
Поздний неоплейстоцен	Террасовый Погребенный долинный	Нямнягинджа (IV-3-39), Левая Эрча (IV-4-21), Палатка (IV-5-25)	Большая Эрча (IV-3-1) Верхний Тугучак (IV-3-5), Эркичан (IV-3-6), Мусункучан (IV-3-7), Кемюс (IV-3-8), Правый (IV-3-13), Ларь (IV-5-1), Дол (IV-5-6), Нижняя Тугария (IV-5-12), Озерный (IV-5-18), Верхняя Тугария (IV-5-23), Муох-Юрюе (IV-6-9), Правый Муох (IV-6-10), Нила-Сыне (IV-6-18), Кюенде-Сала (IV-6-23), Правая Половая (V-3-1)	Финиш (V-15-37)	V-15-5, Краснушка (V-15-7), V-15-13, V-15-14, Крест-Юрях (V-15-18), Конгур (V-15-27), Дорожный (V-15-28), Ночной-II (V-15-40), VI-15-6
Поздний неоплейстоцен—голоцен	Долинный	Мокрундя (IV-3-40)	Малыш (IV-3-16), Икс (IV-3-36), Чогуручу (IV-4-2), Зарамый (IV-4-3), Теплый (IV-4-5), Левый Чогуручу (IV-4-9), Антыкчан (IV-4-11), Чистый (IV-4-12), Тонкий (IV-4-16), Правый Наччан (IV-4-23), Наччан (IV-4-24),	Холодный (IV-4-28), IV-4-30, IV-4-35, Мирза (IV-4-39), Кусаган-Юрях (IV-4-42), Уклонный (IV-5-5), Самыр (IV-5-7), Кривой (IV-5-9), Тилех (IV-5-15), IV-5-19, Балыктах (IV-5-26), Ат-Юрях (IV-5-32)	

опробования. Рассыпли простого строения, состоят в плане из 1—2 (редко трех) лентообразных струй. Параметры россыпей колеблются в широких пределах — протяженность от 1 до 10 км, ширина контуров от 20 до 800 м, мощность торфов от 1,6 до 46 м, песков — от 0,4 до 4,4 м. Содержания золота от 0,05 до 3,64 г/м³. Золото мелкое, очень мелкое и тонкое, полуокатанное, пробность 788—819.

Единственное террасовое россыпепроявление Большая Эрча (IV-3-1) зафиксировано в террасе левого борта долины. Скважинами вскрыты горизонт галечников с глинистым заполнителем, перекрытый илисто-глинистыми отложениями. Протяженность золотоносного участка 6 км, ширина 40 м, мощность торфов 3,0—5,6 м, песков — 0,2—0,4 м. Содержания золота 0,51—1,72 г/м³. Большинство россыпепроявлений исследовано, зафиксировано по единичным буровым или шурфовочным линиям; при дальнейшем изучении возможно выявление промышленных контуров. В ряде россыпепроявлений (IV-5-1, IV-5-6), кроме золота, отмечаются весовые содержания кассiterита — до 103 г/м³.

В Филипповском районе россыпные объекты позднеоплейстоценового возраста представлены восемью малыми месторождениями и девятью россыпепроявлениями, четыре из которых выявлены единичными скважинами.

Террасовая россыпь руч. Финиш (V-15-37) разведана в террасе 15-метрового уровня, продуктивный слой (гравийно-галечные отложения) перекрыт илами мощностью от 9,8 до 18 м. Протяженность про мышленного участка россыпи 1000 м, ширина 45 м, мощность торфов от 12,8 до 17,8 м, песков — 1,4—1,5 м. Содержания золота от 0,41 до 4,91 г/м³. Запасы категории С₁, подсчитанные отдельно для участков открытой и подземной разработки, в сумме составляют 95,9 кг.

Характеристика погребенных долинных россыпей приведена в табл. 11. Золотоносными являются щебнисто-гравийно-галечные отложения, перекрытые суглинками или алевритами. Строение россыпей сложное, содержание золота крайне неравномерное. Золото мелкое, реже крупное, высокопробное, окатанность хорошая. Выявленные россыпные месторождения малые, запасы по отдельным россыпям колеблются от 140,5 до 678,2 кг. Часть россыпепроявлений — Краснушка (V-15-7), Крест-Юрях (V-15-18), Конгур (V-15-27), Дорожный (V-15-18) недолузчена, прогнозные ресурсы золота по ним составляют 73—100 кг. При дальнейшем изучении не исключено выявление промышленных контуров.

Таблица 11

Категория, название объекта и его номер на карте полезных ископаемых	Параметры промышенного контура				Содержания золота, г/м ³	Характеристика золота		Категория запасов		
	Длина, м	Ширина, м	Мощность, м			Средний размер частиц, мм	Пробность			
			Торфа	Пески						
Происхождение V-15-5	По данным одной скважины	32	0,2	0,18	0,57	799	P ₁			
Происхождение Краснушка (V-15-7)	1500	20	21,8—36,0	0,8	0,27—3,9		P ₂			
Происхождение V-15-13	По данным одной скважины		0,2	0,24			P ₂			
Происхождение V-15-14	По данным одной скважины		0,2	0,18			—			
Происхождение Крест-Юрях (V-15-18)	2000	40—160	22—30	0,4—1,2	0,06—1,52	0,65	859			
Происхождение Контуру (V-15-27)	2000	60—140	13,8—20,2	0,2—0,8	0,8	0,5				
Происхождение Дорожный (V-15-28)	400	60	7—8	0,2—1,2	0,06—0,52					
Малое месторождение Малая Филиппова (V-15-29)	3270	10—60	7,3—22,4	1,3	0,2—13,54	0,87	843			
Малое месторождение Комарок (V-15-31)	1100	49	10,7—24,1	1,22—1,27	0,07—5,96	0,5	883			
Малое месторождение Финиш (V-15-37)	5320	38	5,56	1,44	0,4—9,37					
Малое месторождение Отрадный (V-15-39)	2360	10—180	8—19,5	1,4—1,8	0,07—9,73	1,0	897			
Происхождение Ночной-II (V-15-40)	400	40	7,2	0,2	1,1					
Малое месторождение Ночной (V-15-41)	2500	60	7,3—15,6	1,2—1,6	0,05—8,27	0,88	823			
Малое месторождение Добрый (VI-15-3)	2370	50	4,1—5,8	1,67	0,16—4,10	0,46	890			
Малое месторождение Древний (VI-15-5) две струи	1340	65	12,2—14,6	1,2	0,33—22,6					
Происхождение VI-15-6	2000	74	2,6—17,3	1,7—2,6	0,23—8,09					
	По данным одной скважины		26	0,8	3,65					

Поздненеоплейстоцен-голоценовые россыпные обьекты выявлены только в Улахан-Сисском районе — одно малое месторождение и 24 россыпь-проявления. Сформированы россыпи в долинах горной части хр. Улахан-Сис, часто вблизи коренных источников. Морфологический тип — долинный.

Малое месторождение Мокруния (IV-3-30) представляет собой лентаобразную зашлаку длиной 4700 м, при средней ширине контура 50 м. Мощность торфов 2,4 м, песков — 1,4 м, среднее содержание золота — 1,89 г/т. Продуктивный горизонт — галечно-гравийные отложения с супесчанным заполнителем, местами перекрыты суглинками и супесями. Золото в россыпях мелкое, перевалочное окатанное. Рассыпь-проявления неплощущечные, установлены по линиям сдвинутых буро-вых и шурфовых линий. Характеризуются, как правило, малыми мощностями торфов и песков и относительно низкими содержаниями золота — до 1,3—1,8 г/т³. В ряде россыпь-проявлений — Зарямный (IV-4-2), Тонкий (IV-4-16), Правый Наччан (IV-4-23), Холодный (IV-4-28), Ларь (IV-5-1), Дол (IV-5-6) выявлены весовые содержания касситерита — до 200 г/т³.

Шлиховые ореолы рассеяния золота со знаковыми содержаниями пространственно связаны с раннеметаморфными коллизионными гранитоидами (IV-8-3, IV-15-5) и вулканитами (VI-1-3, VI-11-1, 2; VII-12-1; VII-15-2, 3). Лигохимические ореолы с содержанием золота в пробах от 0,01 до 0,3 г/т иногда приурочены к областям развики коллизионных гранитоидов (II-15-1, 3, 5, 6; VI-12-2; V-15-2), чаще отмечаются в кайнозойских впадинах (II-10-1, 2; II-11-1; II-12-1, 2; II-13-1; III-10-1, 2; III-11-1, 2; III-12-1; IV-11-1; IV-12-1, 3; IV-13-1, 2; V-11-1; V-12-1, 2; V-15-2; VI-12-2; VI-13-1, 2), местами с серебром. В ряде проб морских донных осадков отмечаются содержания золота от 0,04 до 0,9 г/т (III-15-2, 3, 4, 5, 6, 7, 8; IV-14-1; IV-15-1, 2, 3).

Серебро. Самостоятельных серебряных объектов не выявлено. Комплексные серебро-полиметаллические проявления, известные в районе, относятся к многослойному типу касситерит-силикатной формации. Серебро в рудах присутствует в виде аргентита и входит в состав галениита. Объекты с преобладанием серебра представлены одним рудопроявлением и одним пунктом минерализации.

Рудопроявление Чогуручу (IV-4-10) локализовано в ороговикованной терригенно-глинистой батиской породе в кайнозойской впадине Улахан-Сисского гранитоидного массива. Рудные тела — минерализованные зоны дробления северо-западного простирания, протяженностью до 150—200 м, мощностью 10—15 м. В зонах дробления отмечается густовкрашенное и массивное галениит-сфалеритовое оруденение. Кроме того, встречаются пирит, пирротин, халькопирит, иногда артентит. Содержания серебра в рудах от 100 до 1870 г/т, свинца — 1,88—6,5 %, цинка — 0,93—17,45 %, из попутных элементов отмечается висмут — до 0,1 %, олово — до 0,04 %, золото — до 4 г/т.

Пункты минерализации IV-6-19 приурочены к минерализованной зоне дробления сублиптического простирания в диоритах позднегорского возраста. Протяженность зоны 350 м, ширина 15 м, оруденение густовкрашенное и массивное, галениит-сфалеритовое. Содержание серебра от 21 до 2192 г/т, золота — до 4 г/т, свинца — до 13—16 %, цинка — до 15,4 %, меди, висмута — до 0,1 %. Как попутный элемент серебро отмечается в полиметаллических проявлениях: на рудопроявлениях IV-3-24 — 70—1530 г/т, в пункте минерализации IV-3-28 — 840 г/т; в золоторудном проявлении IV-3-22 — до 100 г/т. Самостоятельный значения серебряная минерализация не имеет.

Собственных литохимических ореолов серебро не образует, встречается вместе с золотом в ореолах III-10-2; IV-11-3; IV-13-1, 2; V-11-1; V-12-1; VII-12-2 в количестве до 0,3—0,5 г/т.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Радиоактивная минерализация в районе распространена крайне ограниченно. Вывялено одно урановое рудопроявление и один пункт минерализации.

Рудопроявление Сторехтах (IV-6-11) приурочено к верхнеюрским андезитам, андезититам и риолитам, слагающим промес кровли Сис-Гасского гранитоидного массива. Оруденение локализуется вблизи контакта с гранитоидами в полосе шириной 45—60 м и протяженностью около 135 м. Оно контролируется минерализованной зоной дробления меридионального простирания мощностью 1,5—2,2 м. Радиоактивность пород составляет 220—240 мкР/ч, в отдельных точках до 960 мкР/ч. Породы интенсивно изменены — окварцированы, турмалинированы, калиптипитизированы, биотитизированы, с гнейзовыми обособлениями турмалина, пойзита, с кварц-полевошпатовыми, сфеен-полевошпатовыми, кварцевыми и карбонатными прожилками. Радиоактивность пород обусловлена тонкой вкрапленностью ураннита и браннерита, а также ураносодержащими ортита, сфена, ильменита и флюорита. Содержание урана по данным бороздового опробования от 0,01 до 0,046 %, тория — до 0,01 %. В отдельных штуфных пробах концентрация урана достигает 0,223 %. Из полутных элементов наибольший интерес представляет золото — от 0,3 до 94,4 г/т.

Пункт минерализации IV-5-4 представляет собой радиоактивную аномалию в гранитах размером 5 × 20 м, интенсивностью до 110 мкР/ч. Граниты окварциованы, пронизаны прожилками флюорита. Содержание урана 0,0326 %, тория — 0,0065 %. Практического значения урановая минерализация района не имеет.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Халцедон. Известно пять проявлений халцедона. Наиболее крупное из них — Кондаков Камень (VI-1-3) расположено на правом берегу р. Колымы и приурочено к верхней части лавового потока андезитазальтов раннемелового возраста, обнажающихся в береговом обрыве высотой до 40 м. Протяженность потока с миндалинами халцедона около 1500 м, ширина в среднем 10 м, встречаемость халцедонов на поверхности 10 штук на 1 м² (2 кг/м²). Халцедоны и полосчатые агаты встречаются совместно с аметистовидным кварцем в миндалинах диаметром 3—8 см. Прогнозные ресурсы проявления при мощности пласти 1 м оценены в 300 т.

Проявления халцедона II-3-1, III-3-3 и V-5-1 приурочены к горизонтам миндалекаменных лав андезитазальтов позднемелового возраста. Халцедон моногипно-белый, матовый и полупрозрачный, иногда с концентрическим рисунком. Размеры миндалин достигают 10—20 см, встречаемость 1—2 штуки на 2—3 м². Практической ценности проявления не представляют.

Проявление VI-7-2 приурочено к толще нижнемеловых базальтов и представлено линзовидным кварц-халцедон-карбонатным прожилком мощностью до 10—20 см в зоне дробления широтного простирания. Практического интереса не представляет.

Сердолик. Вывялено одно малое месторождение сердолика и шесть проявлений.

Малое месторождение Огорода (VI-1-5) — россыпное аллювиальное, террасовое и косовое. Надпойменная терраса левого берега долины р. Огорода 12—15-метрового уровня, сложенная ниже-среднемиоценовыми галечниками, прослежена на 4 км. В галечниках наряду с обломками лав и туфов среднего и кислого ильменитового пласта 1,2 км, ширина около 250 м, содержание сердоликов от 100 до 375 г/м³, среднее — 144 г/м³, в том числе сортового — 22 г/м³. Полусчитанные запасы составляют 60 480 кг, в том числе сортового — 9240 кг. Косовая россыпь прослеживается ниже террасовой на протяжении 9,5 км. На этом интересе отмечено 66 кос, сердолики встречаются в поверхностном слое гальки до глубины 0,3—0,5 м. Запасы косовой россыпи составляют 3925 кг, в том числе сортового — 620 кг.

Проявления Улахан-Чаогур (VI-1-7) и Муустах (VI-2-1) приурочены к горизонтам сферолитовых лав в толще нижнемеловых андезитазальтов. Мощность горизонтов 0,4—2,0 м, размеры сферолитов сердоликов 10—20 см. Практического интереса не представляют.

Проявления V-15-26, VI-11-2, VI-12-3, VI-13-2 — россыпные косовые. Встречаются сердолики от единичных до 2—3 на 1 м². Размеры от 0,5 до 4 см, в среднем 0,5—2,0 см. Цвет коричнево-красный, светло-коричневый, желтовато-бурый, светло-желтый, красно-бурый, красный; часто полупрозрачные, нередко полосчатого и концентрически-зонального строения, окатанность плохая. Редкие проявления представляют интерес только для разовых сборов.

Полелочные kostные окаменелости. В районе известно два проявления поделочных kostных окаменелостей. Восточно-Сибирское (II-10-1) расположено на побережье Восточно-Сибирского моря и представляет собой скопление kostей и бивней мамонта в пределах береговой зоны осушки в основании термоабразионного уступа, в котором обнажаются верхненеоплейстоценовые отложения едомного надгоризонта, являющиеся источником бивней при перемыше. Средние размеры бивней 60—80 см, вес 40—50 кг; сохранность хорошая, поверхность окраинена в коричневые тона, поверхности стилов обладают цепиковой структурой и достаточной прочностью. Протяженность участка скопления бивней около 4 км, ширина 0,5 км, мощность вмещающих отложений до 15 м, среднее содержание kostи 2,5 кг на 100 м³. Запасы бивней оцениваются в 500 т.

Проявление Чукочья (V-9-3) представлено скоплением kostей и бивней ма-мога вдоль правобережья р. Большая Чукочья на протяжении около 200 м. Средняя встречаемость бивней — 1 штука на 10—15 м², размеры бивней до 1,5 м. Проявление оценивается как перспективное.

Многочисленные (25) пункты минерализации (I-2-1; II-13-1; III-1-1, 2; III-2-2; III-3-1, 4; III-4-1, 2; III-13-1; IV-1-1; IV-10-1; IV-11-1, 3; IV-12-3, 4, 5; V-9-1, 2, 3; V-12-1; V-15-23; VI-4-2, 5, 6; VI-9-1, 2; VI-11-1; VI-12-1; VI-14-1; VI-15-7, 9, 10) представляют собой отдельные обломки и небольшие скопления kostей, зубов и бивней мамонта, встречающиеся в отложениях сдоменного надгоризонта. Наблюдаются, как правило, в термоабразионных уступах вдоль побережья и в эрозионных уступах речных террас. Самостоятельной ценности не представляют, но могут быть указателем для поисков более крупных, возможно промышленных, скоплений.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Специальные работы, направленные на изучение строительных материалов, проводились на территории в ограниченном объеме. Поэтому, несмотря на огромные потенциальные запасы такого сырья, как гранит, диорит, известняк, глины, гравий, галька, песок и др., количество определенных объектов незначительно.

Магматические породы. В качестве строительных материалов изучались эфузивы мелового возраста. Разведано три месторождения на правобережье р. Колымы и выявлено два проявления в бассейне р. Рассоха.

Малые месторождения Петушки (V-15-21), Родника-Северная (V-15-32), Родника-Южная (V-15-36) представлены горизонтами нижнепалеозойских андезит-базальтов, андезитов и их туфов. Объемный вес пород 2,68—2,8 т/м³, удельный вес 2,71—2,84 г/см³, водопоглощение 0,1—1,84 %, пористость 0,72—2,2 %, предел прочности от 700 до 2000 кг/м². Пригодны для изготовления щебня как заполнители бетонов марок от «150» до «400». Запасы категорий В + С₁ составляют от 1051 до 1584 тыс. м³.

Проявление V-5-2 представлено горизонтом риолитов ранне-позднемелового возраста. Породы пригодны для изготовления заполнителя бетона — щебня марки «300». Проявление V-6-1 приурочено к горизонту базальтов позднемелового возраста, пригодных для изготовления бутового камня марки «1400».

Карбонатные породы. Единственное проявление V-4-3 приурочено к наибольшему по площади выходу известников нижнего девона. Породы пригодны к использованию в качестве бутового камня марки «300».

Глины и суглинки кирпичные. Известно пять малых месторождений и два проявления кирпичных глин и суглинков. Четыре из пяти месторождений приурочены к корам выветривания палеогенового и неогенового возраста.

Месторождение Чокурдахское (III-2-3) расположено на правобережье р. Индигирка. Представлено пластом глины выветривания палеогенового возраста. Глина пригодна для изготовления кирпича марки «50». Месторождение разрабатывается для местных нужд; по состоянию на 1983 г. остаточные запасы составляли 10 тыс. т.

На правобережье р. Колымы разведано четыре месторождения кирпичных глин. Месторождение Конзабойское (VI-12-2) представляет собой пластовую за-лекку коры выветривания миоценового возраста на раннемеловых гранодиоритах. Площадь залежки 28 тыс. м³, мощность до 11,6 м. Глины имеют выдержан-ный гранулометрический и минералогический состав, фракция мелее 0,01 мм составляет 50,5 %. Сырье пригодно для производства кирпича марки «100» и «150—200». Запасы категории В + С₁ + С₂ составляют 309 403 м³.

Месторождения Петушки-2 (V-15-22) и Нижние Кресты (V-15-35) по генезису аналогичны Конзабойскому месторождению, но отличаются низким качеством сырья, оно пригодно для изготовления кирпича марок «75» и «100». Запасы

месторождения Петушки-2 категории В + С₁ + С₂ — 1544 тыс. м³, месторождения Нижние Кресты категории С₁ — 4372,4 тыс. м³.

Месторождение Анюйское (VI-15-8) приурочено к толще криогенно-озерно-аллювиальных суглинков едомного надгоризонта. Мощность пласта 2,5 м. По качеству суглинки схожи с глинами месторождений Петушки-2 и Нижние Кре-сты. Запасы категории С₁ — 952 тыс. м³.

Проявления V-7-1 и V-8-1 представлены суглинками едомного и олерского надгоризонтов. Мощность пластов от 1 до 8 м. Суглинки пригодны для изгото-вления кирпича марки «100».

Глины керамзитовые. Известно одно малое месторождение и два проявления керамзитового сырья. Месторождение Родника (V-15-38) представлено пе-реславанием аргиллитов и алевролитов раннемелового возраста. Полученный при технологических испытаниях керамзит характеризуется следующими пока-зателями: объемный вес 400—1000 кг/м³, насыпной вес 300—800 кг/м³, коэффи-циент вспучивания при температуре 1200 °C — 3—7. Запасы керамзитового сырья 143 тыс. м³.

Проявления V-4-4 и VI-4-4 представлены глинистыми алевритеами сартанско-го горизонта и олерского надгоризонта, мощность пластов 3,6—4,0 м. Месторождение Петушки-3 (V-15-20) представлено мелкими косами правого берега р. Колымы. Запасы песчано-гравийной смеси — 49,4 тыс. м³. Запасы песка с учетом 10 % потерь при промывке — 32,2 тыс. м³, гравия — 17,6 тыс. м³.

Месторождение Правое Филипповское (V-15-24) разведано в русловой и пойменной фациях аллювия реки. Мощность гравийно-галечных отложений от 3,0 до 4,8 м. Гравий составляет 63,1 %, песок — 36,9 %. Коэффициент рыхления 1,3—1,4. Объемный вес 2,6 т/м³, удельный вес 2,71 г/см³. Материал низкого ка-чества, пригоден для производства бетона марок «300» и «400». Запасы катего-рии С₁ — 1343 тыс. м³.

Песок строительный. Выявлено одно месторождение — Филипповское (V-15-25), представленное косовыми аллювиальными песками. Пески пригодны для изготовления бетона марки «150» и выше; запасы категории В + С₁ — 369,1 тыс. м³.

Дресва. Известно одно месторождение — Петушки (V-15-17), приуроченное к эловиально-деловиальным отложениям. Из смеси аргиллитовой дресвы и суглинков получен морозостойкий кирпич марки «100» и «150». Кроме того, получен керамзит с насыпным весом 500—700 кг/м³. Запасы дресвы категории В + С₁ — 259,6 тыс. м³.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ОБЩИХ ПЕРСПЕКТИВ

Геодинамический подход при изучении строения и истории развития региона позволяет провести минерагеническое районирование территории, существенно отличающейся от традиционного. К сожалению, район плохо обначен и, как следствие этого, крайне неравномерно изучен, поэтому при минерагеническом анализе широко использованы материалы по сопредельным территориям. В процессе дальнейшего изучения и получения новых данных минерагенические построения могут претерпеть некоторые изменения при сохранении общей картины районирования.

Описываемая территория охватывает в оюлью или меньшии мере пять областей (Новосибирско-Чукотскую, Ляховско-Южноалтайскую, Святоноско-Олайскую, Чарско-Полоусненскую и Алазейскую), отмеченных крутым ландшафтическим блоком, развитие которых на доколлизионном этапе протекало в различных геодинамических условиях и, нередко, на значительном удалении друг от друга.

роговикам и скарнам.

В пределах Новосибирско-Чукотской области на прояжении всего триаса на щельфе и склоне Евразийского континента шло накопление потенциально золотосодержащих терригенных формаций [56]. В Чарско-Полоусненской области с позднего силура до средней юры в условиях пассивной окраины Сибирского континента (а начиная с позднего девона — отколовшегося от Сибири Улахан-Сисского блока) накапливались терригенно-карбонатные формации с рассеянным свинцово-цинковым оруднением [36]. Свинцово-цинковую специализацию имеет также батская флишиоидно-олистостромовая формация, образовавшаяся уже в условиях активной континентальной окраины и включающая олистолиты средне-позднетретических карбонатных пород.

С конца средней до конца поздней юры сформировались островные луги — Путесынская, Олойская, Улахан-Сисская, формации которых характеризуются золотым [52, 56, 68], золото-серебряным [37], медно-молибден-порфировым [1, 37, 56] и, в меньшей степени, свинцово-цинковым [37, 68] оруднением. Развития в Минералогической специализации островодужных комплексов незначительны и выражаются в преобладании того или иного типа оруднения. Терригенные и туфогенно-терригенные формации тыловых и междугородних бассейнов, сопряженных с островными дугами, характеризуются низкими концентрациями рудных элементов — отмечается (на сопредельных территориях) лишь слабая свинцово-цинковая [38], золотая и серебряная [37] минерализация.

В постколлизионный этап, на Русской платформе, подверглась деструкции в результате формирования крупных рифтовых структур преимущественно близмеридионального направления (Нижненитирская рифтовая зона). На начальном этапе рифтогенеза образовалась терригенно-вулканогенная трахиг-трахириолитовая формация, характеризующаяся слабопроявленной оловянной (риолитовая оловорудная формация [61]), молибденовой и медно-молибденовой [40, 43, 61], а также золото-серебряной [36, 37, 40, 43] и, предположительно, сурьмяной минерализацией. Отмечаются прослой каменных углей, с вулканическими связями проявления халидитов. Проявление рифтогенетических процессов также отразилось в образовании участков и зон метасоматических гранитов, сформировавшихся в результате кремнепелочного метасоматоза в раннепеметовых коллиптических гранитоидах. К метасоматическим гранитам и связанным с ними зонами грецизации приурочено оловянное [52], вольфрамовое, полиметаллическое и серебро-полиметаллическое, редкометальное и редкоземельное оруденение. Связь оловя с метасоматическими гранитами подтверждается ранее проведенными авторскими исследованиеми [51, 52], установленными, помимо прочего, двукратное преципитирование олова в метасоматических гранитах по сравнению с пегматитами. На этапе позднеметовом рифтогенеза образовалась вулканическая шлакобазальтовая формация, с которой связано ртутное оруденение и проявления халидитов.

Начиная с палеогена в условиях различных континентальных обстановок и разнонаправленных вертикальных движений формировалась коры выветривания, к которым приурочены месторождения кирпичных глин и которые являются, возможно, промежуточным коллектором в процессе гравийообразования.

В Лиховско-Южноанапской области в течение валайкина в условиях остаточного океанического бассейна отнагалась терригенная флишиодная формация с рассеянной золоторудной минерализацией [56], сформировавшейся, по-видимому, за счет размыва орудстения соседних островодужных сооружений.

В кайнозойских формациях локализуются проявления бурых углей (Нижнекамыкский потенциальный буровогольный район), россыпи золота, олова и ртути, скопления поделочных костных окаменелостей. Россыпные металлоносности фиксируются с палеоценом, промышленные же россыпи выявлены только в четвертичных отложениях; выделяются три этапа россыпебразования. Наиболее ранний, эзотейстоцен-раннеоплейстоценовый этап проявлен неизначительно, россыпь погребена под средненеоплейстоценовыми и более молодыми образованиями. Позднеоплейстоценовый этап наиболее продуктивный, к нему относится подавляющее большинство выявленных в районе россыпных месторождений. Позднеоплейстоцен-голоценовый этап характеризуется преимущественно россыпепроявлениями.

Предлагаемое авторами минерагеническое районирование соответствует выделенным представлениям о геодинамическом развитии региона и формировании его полезных ископаемых. Выделяемые шесть минерагенических провинций — Новосибирско-Чукотская, Яховско-Южноанайская, Святонасково-Олойская, Черско-Полоусненская, Алазейская, Приморская отвечают крупным блокам земной коры, развивавшимися в различных обстановках, со специфическими комплексами осадочных, магматических и минерагенических формаций. Коллизионные гранитоиды и вулканиты включаются в состав каждой из провинций, так как их металлогеническая специализация в значительной мере определяется минерализацией вмещающих вещественно-структурных комплексов. Рифтогенные магматические формации и связанные с ними процессы кремнешелочного метасоматоза характеризуются собственной четко выраженной металлогенической специализацией и определяют положение самостоятельных минерагенических подразделений: Нижнейндинийской, Альтынташской и Левентикской напоженных рудных зон.

Новообнурско-Чукотская минерагеническая провинция, занимающая северо-восточную часть территории, подразделяется на две минерагенические зоны — Погындскую и Мало-Анайскую.

Погындская минерагеническая зона в структурном плане соответствует шельфу и склону пассивной континентальной окраины; имеет медную и медно-молибденовую специализацию. Рудные объекты (рудопроявления Столбик, Водораздельное) приурочены к kontaktовым частям раннемеловых коллизионных гранитоидов, прорывающих тра铺ые терригенные отложения. В меньшей степени проявлена золоторудная, полиметаллическая и высмутовая минерализация, также тяготеющая к коллизионным гранитоидам. В районе Медвежьих островов, сложенных преимущественно гранитоидами, по данным плинового и лтюхимического опробования, кроме золота, отмечаются олово и вольфрам. За пределами района на восточном продолжении зоны установлены золото-редкометальные, золото-сульфидные и олововорудные проявления [56].

Мало-Анайская минерагеническая зона соответствует Нугесинской островной дуге и характеризуется четко выраженной золотой специализацией. В ее пределах находится Филипповский рудно-rossыпной район, включающий большинство выявленных на территории россыпных месторождений золота. Крупных коренных источников золотого золота не выявлено; отмечаются лишь малозначимые объекты золото-кварцевой и золото-редкометальной формаций, слабопроявленное медное, молибденовое и свинцово-цинковое орудение. Эндогенная минерализация генетически связана, вероятно, с остроговулканическими вулкангами базальт-андезитовой формации, частично регенерирована и перераспределена в процессе раннемеловой кальцификации. Локализуются рудные

объекты в надвиговых зонах и разломах преимущественно северо-восточного простирания.

Яховско-Южноанайская минерагеническая провинция представлена Южноанайской минерагенической зоной, протягивающейся с севера-запада на юго-восток района и соответствующей валанжинскому остаточному океаническому бассейну. Зона практически полностью скрыта под кайнозойскими отложенийами, рудных объектов в ее пределах не выявлено. По линии соседней с востока территории [56] металлогеническая специализация зоны убога золоторудная.

Святогорско-Олойская минерагеническая провинция прослеживается с северо-запада на юго-восток района. Большая ее часть перекрыта кайнозойскими отложениями. В составе провинии выделяются две минерагенические зоны — Олойская и Кондаковская.

Олойская минерагеническая зона является северо-западным продолжением Толетово-Хетаганской зоны [37] и в структурном плане соответствует позднетюменской Олойской островной дуге, образования которой перекрыты раннепротеровскими коллизионными вулканитами и прорваны палингнитами. Минерагеническая специализация зоны определяется недостаточно уверенно. С учетом данных по сопредельной с юга территории [37], с островодужным комплексом связано слабопроявленное золотое, медное, молибденовое и свинцово-цинковое орудение; коллизионные вулканиты характеризуются убогой ртутной минерализацией; к гранитоидам тяготеют единичные пункты золоторудной минерализации и, возможно, редких земель.

Кондаковская минерагеническая зона приурочена к тыловому бассейну Святогорской островной дуги, сложенному средне-позднетюменской терригенной флишиодной формации. Собственная минерагеническая специализация зоны расшифровывается с трудом из-за наложения более позднего рифтогенного оруденения. На сопредельной с запада территории [38] терригенные образования тылового бассейна характеризуются слабым свинцово-цинковым и золотым орудением.

Черско-Полоусненская минерагеническая провинция представлена Улаханско-Сисской минерагенической зоной, одной из наиболее значимых в районе, являющейся восточным продолжением Уяндино-Сутуухской зоны [38]. В структурном плане Улахан-Сисская минерагеническая зона соответствует одновременной зоне тектонического скручивания, сформировавшейся в результате раннемеловой коллизии и характеризующейся сложным чешуйчатым строением, широким развитием коллизионных гранитоидов и надвигов. Сложное строение зоны обусловило насыщенность ее рудными объектами и многообразие эндогенной минерализации.

Определяет минерагеническую специализацию зоны золото: здесь, сосредоточено подавляющее большинство выявленных в районе золоторудных объектов (малые месторождения Альбистское, Капитальное, Гучумское, рудопроявления Гематитовое, Зейтское, Михайловское и др.).

Золото предположительно снято с формациями останцово-бурового комплекса [51, 52], из которых частично рекомбинировано и переключено в процессе раннемеловой коллизии с образованием объектов золото-карбонатной формации. Совместное рекомбинированное золото-минерализации и редкометальная оруденение, характерного для гранитоидов, прислоено к формироровано объектов золото-редкометальной формации, в которых золото тесно ассоциирует с кобальтовой, молибденовой, висмутовой, в меньшей степени — с медной, серебро-полиметаллической и олово-вольфрамовой минерализацией. Наибольшее коли-

чество объектов золото-редкометалльной формации сосредоточено в западной части зон, где широко распространены скарны, являющиеся блатогорнитой средой для локализации гидротермального оруденения. Здесь выделяется Тугучакский рудный узел, включающий все три известняков в районе месторождения и ряд рудопроявлений золота. На восточном замыкании Улахан-Сисской Минерагенической зоны выявлены перспективные рудопроявления золота Тамар-1 и Тамар-2, образующие вместе с рядом пунктов минерализации Тамар-1 и потенциальный рудный узел. Положение этого узла определяется соединением двух коллизионных швов — Улахан-Сисского и Омолонского, обусловивших широкое развитие зон дробления различной ориентировки, имеющих золото оруденение. Рудопроявления и пункты минерализации золота, расположенные за пределами описанных рудных узлов, малоперспективны или недоказучены.

С коллизионными гранитами ассоциирует Урановое оруденение и слабопроявленная олово-боратовая и вольфрамовая минерализация в скарнах в виде лодовигита и шеелита.

Многочисленные россыпи золота, часть из которых по запасам соответствует малым месторождениям, сконцентрированы в центральной части Улахан-Сисской минерагенической зоны в полосе протяженностью около 130 км (Улахан-Сисский рудно-российский район).

Алазейская минерагеническая провинция представлена одноименной минерагенической зоной, в структурном плане соответствующей междуголовому бассейну, средне-позднегорские туфогенно-терригенные отложения которого перекрывают средне-позднепалеозойские океанические и островодужные формации и свою очередь частично перекрыты раннемеловыми коллизионными вулканами. Минерагеническая специализация Алазейской зоны, определяемая с учетом данных по сопредельным южным территориям [36, 37, 40], преимущественно молибденовая, молибден-порфировое оруденение связано с коллизионными вулканитами, к ним же приурочены проявления хальцедона и сердолика. Формации междуголового бассейна характеризуются убогой золотой и серебряной минерализацией. Средне-позднепалеозойские формации как самостоятельные рудоносные факторы не выделяются, так как из-за незначительного распространения их минерагеническая специализация не определена.

Приморская минерагеническая провинция охватывает область развития кайнозойских формаций различного генезиса, вмещающих проявления бурьих ушей, торфа, поделочных костных окаменелостей, россыпи золота, олова, ртути.

Наложенные рудные зоны, связанные с процессами ранне-позднемелового континентального рифтогенеза, имеют север-северо-восточное направление и являются сектулями по отношению к вышеописанному минерагеническим зонам. Они включают участки интенсивного кремнешечечного метасоматоза, проявившегося в коллизионных гранитоидах. Границы зон нечеткие, проводятся условно, оконтуривая области преимущественного распространения рифтогенных образований и характерной для них минерализации. Минерагеническая специализация всех зон определяется в первую очередь оловом, в меньшей степени — вольфрамом, редкими металлами и редкоземельными элементами, полиметаллами, иногда отмечается серебро-полиметаллическое, ртутное и сурьмянное оруденение.

Нижнеиндигирская рудная зона, приуроченная к зоне одноименного внутренне-континентального рифта, характеризуется слабопроявленной ртутью, полиметаллической и олово-вольфрамовой минерализацией. Ртутная минерализация представлена единственным в районе Чекурулканским рудопроявлением, распо-

ложенным на северном фланге зоны. На южном фланге выявлен прихвостовой ореол киновари, известны проявления свинцово-цинковой минерализации, локализованные в пропилитизированных радиометалловых вулканитах (рудопроявление Кыйям). Олово и вольфрам отмечены на пересечении с Улахан-Сисской Минерагенической зоной в приконтактовых частях массивов метасоматически переработанных коллизионных гранитоидов. На северном фланге выявлен илихновской ореол каситерита со знаковыми содержаниями.

Антыкчанская рудная зона, по сравнению с Нижнеиндигирской, более насыщена рудными объектами. На ее северном фланге, в районе пересечения с Улахан-Сисской минерагенической зоной, расположены многочисленные рудопроявления (Антыкчан, Брустах, Тилем и др.), пункты минерализации и россыпь проявления олова, образующие Антыкчанский потенциальный рудный узел с преимущественно оловянной специализацией; в незначительном количестве отмечаются вольфрамовые, полиметаллические и серебро-полиметаллические объекты. На южном фланге, в пределах Алазейской минерагенической зоны, выявлены малозначимые пункты оловянной минерализации, локализованные в ранне-позднemеловых вулканогенных отложениях. Здесь же установлены прихвосты ореолы киновари и каситерита, литохимические автомали олова, не обнаруживающие отчетливой связи с определенными вещественно-структурными комплексами.

Левентикская рудная зона характеризуется высокими концентрациями и разнообразием оруденения. На северном фланге, к пересечению с Кондаковской и Улахан-Сисской минерагеническими зонами, приурочены перспективные рудопроявления олова Левентик и Деменчик, раннее месторождение олова Маган-Сала, ряд других рудопроявлений, пунктов минерализации и ранне-позднemелового олова, в совокупности образующие Левентикский потенциальный рудный узел. К этому же узлу тяготят рудопроявления и пункты минерализации лития, бериллия, сурьмы, полиметаллов и редких земель, локализованные преимущественно в эзоконтактах массивов коллизионных гранитоидов, подвергшихся интенсивному кремнешечечному метасоматозу. На южном фланге на пересечении с Алазейской минерагенической зоной выявлены пункты оловянной минерализации.

Плохая обнаженность территории не позволяет доста точно четко прослеживать наложенные рудные зоны. Не исключено наличие еще одной, аналогичной вышеописанной, в районе Тамарского потенциального рудного узла. Об этом свидетельствует проявление кремнешечечного метасоматоза в коллизионных гранитоидах и наличие многочисленных пунктов минерализации олова, лития и бериллия.

На юго-востоке района, в пределах Нижнеколымской впадины, выявлен Нижнеколымский потенциальный буровоглинный район, приуроченный к палеоценовым и олигоцен-миоценовым отложениям на западном замыкании Аннойского угольного бассейна [20].

Целенаправленных поисковых работ на нефть и газ в районе не проводилось, прямые признаки нефте- и газоносности отсутствуют. Среди исследователей нет единого мнения по поводу перспектив нефтегазоносности территории. По одному литературному источнику [66], район входит в состав Лено-Ангарской потенциальней нефтегазоносной территории Новосибирско-Чукотской потенциально нефтегазоносной провинции. Согласно другим исследованиям [63], потенциально нефтегазоносные отложения (средне-позднегорские терригенные отложения Кондаковской зоны) характеризуются низкими содержаниями C_{opt} (от 0,28 до 1,94 %), пористость пород редко достигает 5 %, в среднем 2–2,5 %, сильная текtonическая раздробленность неблагоприятна для формирования залежей углеводородов. На Карте нефтегазоносности Российской Федерации (К. А. Клещев,

1994 г.) территория района отнесена к бесперспективным в отношении нефтегазоносности. Авторы настоящей записи считают, что до получения дополнительных данных давать оценку нефтегазоносности территории преждевременно.

Исходя из имеющихся сведений о полезных ископаемых и минерагенического анализа территории, можно дать ее перспективную оценку.

В целом район работ, по сравнению с сопредельными с запада и востока Улахан-Сисской минерагенической зоне. Здесь необходима дозревелка комплексных золото-cobальтовых месторождений Арбатское, Кандилатское и золото-молибденового Месторождения Туучакское, дознечие перспективных рудопроявлений золота Центральное, Гематитовое, Зейское, Аг-Юрях, Чистое, Нила-Сянте, Бичитка, рудопроявления Таамарского потенциального рудного узла. Комплексный характер руд большинства перечисленных объектов существенно повышает их ценность. Олововорудные промышленные объекты могут быть выявлены при дознечии Левентикского потенциального рудного узла. Привост запасов россыпного золота и олова возможен за счет дозревелки выявленных россыпей и при поисках новых, в том числе погребенных зон пойменно-раннеоплейстоценовых россыпей.

В Мало-Ануйской минерагенической зоне не исчерпаны перспективы на зорудного проявления Скил, доразвелка выявленных россыпей и поиски новых, преимущественно позднеоплейстоценовых россыпей золота.

Обнаружение погребенных россыпей золота и олова не исключено в пределах крайнозойских впадин как вблизи известных рудно-россыпных районов, так и на удалении от них. Положение погребенных россыпей может фиксироваться на поверхности литохимическими ореолами рассеяния.

Как для Улахан-Сисской, так и для Мало-Ануйской минерагенических зон важным является картирование и изучение надвиговых зон, в которых возможна локализация оловянного, золотого, ртутного и других видов оруденения [38].

Несколько остаются перспективы шельфа Мало-Ануйского района — Колымского залива. Судя по высоким концентрациям кассiterита и шеелита в шлиховых пробах из пляжевых отложений островов, высокономальным солережанием вольфрама и золота в литохимических пробах и золота в пробах морских донных осадков, здесь возможно обнаружение прибрежно-морских и аллювиальных погребенных россыпей олова, вольфрама и золота. Такая погребенная промышленная россыпь золота известна на подводном береговом склоне за восточной рамкой района — вблизи мыса Летяткина [59].

Из нетрадиционных полезных ископаемых следует отметить полелочные kostные окаменелости, скопления которых приурочены к позднеоплейстоценовым отложениям (еломный надгоризонт). Судя по широкому распространению этих

отложений на рассматриваемой территории, запасы полелочного сырья могут быть значительны.

В случае промышленного освоения района запасы различных стройматериалов вполне обеспечивают нужды местной промышленности, а бурые угли Нижекольмского потенциального буровугольного района — бытовое отопление. Но удаленность территории, неблагоприятные климатические условия, плохая обнаженность и плохая проходимость вкупе со сложной экономической ситуацией в регионе отодвигают промышленное освоение района за пределы обозримого будущего.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Изученная территория характеризуется специфичностью геологического строения, заключающейся в ее расположении в зоне сочленения структур различного генезиса. Именно узловое положение площади определяет актуальность ее дальнейшего изучения, необходимого для понимания строения и истории развития не только этой, но и сопредельных территорий.

Анализ, проведенный в процессе подготовки Госгеокарты, а также привлечение материалов дистанционных съемок позволили с современных геодинамических позиций проинтерпретировать историю развития региона, выявить комплексы отложений, характерные для различных геодинамических обстановок, проследить связь с ними полезных ископаемых, установить последовательность и закономерности формирования геологической структуры территории.

Впервые установлено, что среднекаменноугольные и раннепермские карбонатные и терригенно-карбонатные образования, отлагавшиеся в хребтах Улахан-Сис и Сур-Уята, полностью размыты и встречаются только в виде олистолитов в составе батской олистостромы. Полученные данные дают возможность пересмотреть существующие представления и свидетельствуют о том, что смена карбонатного типа осадконакопления на терригенный произошла на шельфе Улахан-Сисского блока позже, чем на Сибирском щельфе, возможно, только к концу палеозоя, а в батское время режим пассивной окраины сменился здесь условиями активной окраины континента.

При изучении интрузивных образований выявлена самостоятельная группа метасоматических лейкократовых гранитов, происхождение которых связано с переработкой раннемеловых коллизионных гранитоидов в процессе раннепозднемелового рифтогенеза. Установлена четкая связь с метасоматическими гранитами оловянного оруденения.

Изучение смены геодинамических обстановок в пространстве и во времени позволило считать аккреционную тектонику основным механизмом наращивания континентальной окраины Сибири путем последовательного приключения к ней Уяндино-Яачинской и Улахан-Сисской, а затем и Святогорско-Олойской дуг и находящихся между ними литосферных блоков; показало ведущую роль надвигов и взбросо-надвигов в процессе формирования современного облика большинства выделенных тектонических единиц. Наиболее ярко эти процессы проявились в Улахан-Сисской зоне тектонического скручивания.

По-новому проведено тектоническое районирование территории. Алазейская и Олойская зоны рассматриваютсядельно: первая — в качестве самостоятельной складчатой системы, а вторая, совместно с находящейся на ее продолжении Святогорской зоной, образует Святогорско-Олойскую складчатую систему. Этот вывод хорошо подтверждается и имеющимися геофизическими данными.

Из-за широкого развития чехла рыхлых отложений, затрудняющих изучение докайнозойских образований, и удаленности территории от промышленно развитых районов изучена она недостаточно и во многом неравномерно. Обобщение материалов геологических съемок, геофизических данных, результатов тематических исследований показало, что требуют решения еще многие вопросы, касающиеся проблем стратиграфии, магматизма, тектоники и полезных ископаемых района. Это в первую очередь более детальное расчленение средне-верхнегорских толщ Кондаковской возвышенности; более подробное изучение батской олистостромы и ее нижнего возрастного предела; уточнение возраста средне-позднемеловых вулканитов хребтов Улахан-Сис и Сур-Уята; дополнительное обоснование возраста ряда меловых вулканогенных и терригенно-вулканогенных образований. Необходимы комплексные исследования по дальнейшему стратиграфическому расчленению олерского (золлрейстоцен—нижний неоплейстоцен) и керемесского (средний неоплейстоцен) надгоризонтов. Остается открытым вопрос генезиса и возрастного расчленения едомского надгоризонта (верхний исполнейстоцен). Целесообразно продолжение различных геофизических исследований как на суше, так и на шельфе с целью уточнения строения закрытых территорий.

П р о д о л ж е н и е

**УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И ПРОЯВЛЕНИЙ К КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта		Название объекта или географическая привязка	Номер литераптурного источника
		Промыщенная освоенность	Основность		
IV-2-2	Золото	П		Правый берег долины Руч. Шелкуния	49
IV-2-8	Олово	ПР		Вилка, руч.	74
IV-3-1	Золото	ПР		Большая Эрга, р.	57
IV-3-2	Уголь каменный	П		Эркинчакское	49, 74
IV-3-5	Золото	ПР		Верхний Тугуяч, р.	57
IV-3-6	Золото	ПР		Эркинчак, руч.	57
IV-3-7	Золото	ПР		Мусукчай, руч.	57
IV-3-8	Золото	ПР		Кемос, руч.	57
IV-3-9	Золото	ММР/З		Наминчижай, руч.	74, 75
IV-3-12	Золото	П		Аномальное	57
IV-3-13	Золото	ПР		Правый, руч.	57
IV-3-15	Золото	П		Кемос	57
IV-3-16	Золото	ПР		Малыш, руч.	57
IV-3-20	Золото	П		Хостоканское	57
IV-3-23	Золото	П		Западнее	74
IV-3-24	Свинец, серебро	П		Водораздел ручьев Мусункучай и Аргайорах	74
IV-3-25	Олово	ПР		Гумениковая, р.	74
IV-3-26	Олово	П		Водораздел рек Верхняя Тугаря—Мокрунда	74
IV-3-27	Золото	П		Мусункучай	57, 74
IV-3-30	Золото, кобальт	ММР/З		Араратское	57, 73, 74
IV-3-31	Золото	П		Центральное	73, 74
IV-3-35	Золото	П		Гематитовое	74
IV-3-36	Золото	ПР		Икс, руч.	57
IV-3-37	Золото, кобальт	ММР/З		Капдагское	49, 57, 73, 74
IV-3-38	Золото, монибиси	ММР/З		Тутучанская	49, 57, 73, 74
IV-3-39	Золото	П		Зейское	57, 74
IV-3-40	Золото	ММР/З		Монибиси, р.	74
IV-3-41	Золото	П		Михайловское	57, 74
IV-3-42	Слово	ПР		Тюль-Листик, руч.	57
IV-4-1	Золото	ПР		Чогулучук, руч.	76, 77
IV-4-2	Золото, олово	ПР		Карманджай, руч.	76, 77
IV-4-3	Золото	ПР		Гогониканай, руч.	76, 77
IV-4-4	Олово	П		Левий пояс речей Руч. Гимех	76, 77

* Принятые сокращения: ММ — месторождение малое; ММР — месторождение малое россыпное; ПР — проявление; ПР — проявление россыпное. Промыщенная освоенность месторождений:
 Э — эксплуатируемое, З — заканчивавшееся.

Продолжение

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер лите-турного источника	Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер лите-турного источника
					IV-4-8	Олово	II	Антыкчан	78
IV-4-9	Золото	ПР	Левый Чогурчы, руч.	76, 77	IV-5-19	Золото	ПР	Приток р. Верхняя Тутария	78
IV-4-10	Серебро, свинец, цинк	П	Чогурччук	75	IV-5-23	Золото	ПР	Верхняя Тутария, р.	76, 77
IV-4-11	Золото	ПР	Алтыкчан, руч.	76, 77	IV-5-25	Золото	ММР/З	Платокта, руч.	76, 77
IV-4-12	Золото	ПР	Чистый, руч.	75	IV-5-26	Золото	ПР	Башкытак, р.	76, 77
IV-4-14	Золото	П	Чистое	75	IV-5-32	Золото	ПР	Ат-Юрек, руч.	76, 77
IV-4-16	Золото	ПР	Тонкий, руч.	76, 77	IV-5-33	Золото	ПР	Талакчан, руч.	75
IV-4-20	Олово	ПР	Правый Наччан, руч., верховая	76, 77	IV-5-34	Золото	II	Ат-Юрек	76, 77
IV-4-21	Золото	ММР/З	Левая Эрги, руч.	76, 77	IV-6-2	Олово	II	Правый берег долины р. Большой Хомутс-Юрек	58
IV-4-23	Золото	ПР	Правый Наччан, руч.	76, 77	IV-6-3	Олово	ПР	Сапта-Сала, руч.	78, 79
IV-4-24	Золото	ПР	Наччан, руч.	76, 77	IV-6-9	Золото	ПР	Муюк-Юрек, руч.	78, 79
IV-4-25	Олово	П	Улахан	76, 77	IV-6-10	Золото	ПР	Правый Муюк, руч.	78, 79
IV-4-28	Золото, олово	ПР	Хополный, руч.	76, 77	IV-6-11	Уран	П	Сюрехтах.	79
IV-4-29	Олово, золото	ПР	Светлый, руч.	76, 77	IV-6-13	Олово	П	Водораздел ручьев Унгас-Сала и Кутурук-Юрек	58
IV-4-30	Золото	ПР	Альфа, руч.	76, 77	IV-6-14	Олово	П	Деменчик	58, 79
IV-4-33	Золото	П	Санбылское	74	IV-6-15	Золото	П	Нита-Сяне	78, 79
IV-4-35	Золото, олово	ПР	Правый приток руч. Правый Наччан	76, 77	IV-6-16	Свинец	П	Западное Верховье руч. Кутурук-Юрек	58
IV-4-37	Золото	П	Намынгана	57	IV-6-17	Бериллий	П	Юрик	58
IV-4-38	Олово	П	Асимметричное	76, 77	IV-6-18	Золото	ПР	Нила-Сяне, руч.	78, 79
IV-4-39	Золото	ПР	Мирза, руч.	75	IV-6-22	Бериллий	П	Первый берег долины руч. Кутурук-Юрек	58
IV-4-40	Олово	ПР	Асимметричный, руч.	76, 77	IV-6-23	Золото	ПР	Кюнде-Сала, руч.	78, 79
IV-4-41	Олово	ПР	Скаллистый, руч.	76	IV-7-4	Вольфрам	П	Линие	58
IV-4-42	Золото	ПР	Кусаган-Юрек, руч.	57	IV-7-6	Свинец	П	Кула-Тас	58
IV-4-45	Золото	П	Южное	74	IV-7-7	Золото	П	Алазейское	58
IV-5-1	Золото, олово	ПР	Ларь, руч.	78	IV-7-8	Золото	П	Бийчикта	58
IV-5-2	Олово	ММР/З	Обрывистый, руч.	76	IV-8-2	Золото	П	Таамар-1	58
IV-5-5	Золото	ПР	Уклонный, руч.	76, 77	IV-8-4	Золото	П	Таамар-2	58
IV-5-6	Золото, олово	ПР	Дол, руч.	78	IV-11-2	Горф	П	Чукоча, р.	50, 82
IV-5-7	Золото	ПР	Самыр, руч.	76, 77	IV-12-1	Горф	П	Чукоча, р.	50, 82
IV-5-8	Олово	ПР	Эге, руч.	76, 77	IV-12-2	Горф	П	Чукоча, р.	50, 82
IV-5-9	Золото	ПР	Кривой, руч.	76, 77	IV-14-1	Медь	П	Сюлбик	82
IV-5-12	Золото	ПР	Птичья Гугария, р.	78	V-3-1	Золото	ПР	Птичья Голевая, р.	57
IV-5-14	Олово	П	Тиекс	76, 77	V-4-3	Известник	П	Левый берег долины р. Алаг-Юрек	47
IV-5-15	Золото	ПР	Тиекс, руч.	76, 77	V-4-4	Глина керамич-	П	Правый берег р. Илни-Юрек	47
IV-5-18	Золото		Озерный, руч.	78					

Продолжение

Продолжение

Окончание

Индекс квадрата номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта Промышленная основность	Название объекта или географическая привязка	Номер литера- турного источника	
				Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое
V-4-7	Торф	II	Рассоха, р.	V-15-30	Золото
V-5-1	Халидол	II	Правый берег долины р. Рассоха	V-15-31	ММР3
V-5-2	Липарит	II	Правый берег долины р. Улахан-Сын	V-15-32	Алмазит
V-6-1	Базальт	II	Правый берег р. Рассоха	V-15-35	Глина кирпич- ная
V-7-1	Суглинки кирпичные	II	Правый берег р. Рассоха	V-15-36	Алмазит
V-8-1	Суглинки кирпичные	II	Правый берег р. Аланзей	V-15-37	Золото
V-9-3	Плодовые костные окаменелости	II	Чукочья	V-15-38	Глина керами- товая
V-12-2	Уголь бурый	II	Устье р. Омолон	V-15-39	ММР3
V-13-1	Уголь бурый	II	Протока Стадлинская, правый берег	V-15-40	Золото
V-14-1	Уголь бурый	II	Протока Стадлинская, левый берег	V-15-41	ММР3
V-15-5	Золото	II	Низовья р. Краснушка	V-1-1	Торф
V-15-7	Золото	II	Краснушка, р.	V-1-4	Сланец
V-15-8	Медь, молибден	II	Водораздельное руло Краснушки	V-1-5	Сердолик
V-15-13	Золото	II	Правый приток р. Краснушки	V-1-6	Уголь каменный
V-15-14	Золото	II	Верховья р. Краснушки	V-1-7	Сердолик
V-15-15	Золото, медь	II	Скил	V-2-1	Сердолик
V-15-17	Древесина	MM/3	Петуники	Vl-4-3	Торф
V-15-18	Золото	II	Крест-Юрях, р.	Vl-4-4	Глина керами- товая
V-15-20	Гравийно- галечный материал	MM/3	Петуники-3	VI-7-2	Халидол
V-15-21	Андиэйт	MM/3	Петуники-1	VI-11-2	Сердолик
V-15-22	Глины кирпичные	MM/3	Петуники-2	VI-11-3	Халидол
V-15-24	Гравийно- галечный материал	MM/3	Правое Филипповское	VI-12-2	Глина кирпич- ная
V-15-25	Песок строи- тельный	MM/3	Филипповское	VI-13-1	Сердолик
V-15-26	Сердолик	II	Филипповская, р.	VI-13-2	Уголь бурый
V-15-27	Золото	II	Конгур, руч.	VI-14-2	Сердолик
V-15-28	Золото	II	Дорожный, руч.	VI-15-3	Золото
V-15-29	Золото	II	Малая Филипповская, р.	VI-15-5	ММР3
				VI-15-6	Золото
				VI-15-8	Глина кирпич- ная

СИСТОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованы

1. Абракабич И. И., Кучин И. Г. Геодинамика и металлогения склоновых областей. Й., Недра, 1987, с. 115—172.
2. Арктический щельф Евразии в позднечетвертичное время М., Наука, 1987. 267 с. (Авт.: Аксенов А. А., Дунаев Н. И., Ионин А. С. и др.).
3. Архипов Ю. М., Азарнов Г. Е., Сонин Г. С. Олистостромы Улахан-Гасского горст-антеклиптия // Бюллетень научно-технической информации ЯФ СО АН СССР. Якутск, 1980, с. 17—20.
4. Бабин П. В. Региональные провинции Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1975, с. 45—51.
5. Бель Я. А. Современные движения земной коры и их геоморфологическое выражение в прибрежной зоне Кольмской низменности // Кайнозой Восточной Якутии. Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1980, с. 125—130.
6. Виршид Е. И., Задеев В. С., Шер А. В. Палеомагнитная характеристика типовых местонахождений олесского фаунистического комплекса (Кольмская низменность) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 1, с. 61—72.
7. Геология оловрудных месторождений СССР. Т. I. М., Недра, 1970. 241 с.
8. Гипротеология СССР. Т. XX. Якутская АССР. М., Недра, 1970. 383 с.
9. Индолев Л. Н., Жданов Ю. Я., Сундуров В. М. Сурьмяное орудение Верхояно-Кольмской провинции. Новосибирск, Наука, 1986. 200 с.
10. Капитин Г. Н., Лахтина О. В., Рыбакова Н. О. Кайнозойские отложения среднего течения р. Алазеи // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 8, с. 51—63.
11. Карпинова Г. Г., Архангелов А. А., Пирогова Л. Г. Олиготепловое похолодание в Северной Якутии // Климаты Земли в геологическом прошлом. М., Наука, 1987, с. 165—174.
12. Киселев С. В. Позднекайнозойские жесткоокрылые Северо-Востока Сибири. М., Наука, 1981. 116 с.
13. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Наука, 1964. 194 с.
14. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских полигенных поясов. Новосибирск, Наука, 1985. 197 с.
15. Кудо Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг // Окрайны континентов и островных дуг. М., Мир, 1970, с. 249—262.
16. Лунц Б. Г. Геохимия оксантинского и континентального магматизма. М., Недра, 1980. 246 с.
17. Макаров В. Н., Смирзин В. Н., Туманов В. Р. Геохимия кайнозойских отложений нижнего течения р. Колымы. Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. 89 с.
18. Напалов Л. М. История акрепионной структуры северо-восточного обрамления Сибирского континента // Геология морей и океанов. Докл. сов. геолог. Й., 1988, с. 172—187.
19. Напалов Л. М. Геология и геодинамическая эволюция Северо-Востока Азии. Автореф. дис. на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук. М., 1990. 38 с.
20. Научные основы прогнозирования молниеных утолщенных пластов (на примере Северо-Востока СССР) // Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1985, т. 325. 28 с.
21. Никифоров С. Н. Геоморфология для западной части Восточно-Сибирского моря // Океанология, 1984, т. 24, вып. 6, с. 948—952.
22. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск, ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 181 с. (Авт.: Фролов А. И., Жарикова Л. П., Гриценко О. В. и др.).
23. Пискулов Б. Н. Вулканизм островных дуг Востока Азии — вариации состава и связь с глубинным строением // Океанический магматизм, эволюция, геологическая корреляция. М., Наука, 1986, с. 138—153.
24. Поматкова М. Н. Эволюция обстановок и сообществ в ранне-средне-палеозойских бассейнах Восточной Якутии // Труды ИГиГ СО АН СССР, 1990, вып. 764, с. 77—83.
25. Путеводитель научной экспедиции по проблеме «Полинезийской скважины Колымской низменности». М., Изд-во АП СССР, 1979. 116 с. (Авт.: Шер А. В., Каплина Т. Н., Гитерман Р. Е. и др.).
26. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Восточной Якутии. Якутск, 1997.
27. Решение Межведомственного стратиграфического сокращения по четвертичной системе Востока СССР. (Магадан, 1982 г.). Магадан, 1987. 241 с.
28. Сергеенко А. И. и др. Каифогойские отложения хр. Улахан-Гас (межкаурене Идигирки и Алазеи) // Геология кайнозоя Якутии. М., 1982, с. 34—45.
29. Слободин В. Я., Киль Г. И. и др. Рисуночные разрезы Миттской скважины по биостратиграфическим ярусам // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики. Л., 1990, с. 43—58.
30. Стасский А. П. Тектоника Колымо-Ингирского региона. Автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геол.-минер. наук. М., 1984. 24 с.
31. Тайсон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитолов. М., Наука, 1977. 279 с.
32. Хромых В. Г. Стратиграфия левонских отложений и строматопорид хребта Улахан-Сис. М., Наука, 1976. 104 с.
33. Шепелев В. В., Толстухин О. Н. и др. Мерзлотно-гипротеологические условия Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1984. 115 с.
34. Шер А. В. Мелкокипающие и стратиграфия плейстоена Крайнего Севера-Востока СССР и Северной Америки. М., Наука, 1971. 312 с.
35. Шер А. В. и др. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Кольмской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5, с. 69—83.

Фондообразование

36—39. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000
(новая серия)

- Объяснительная записка. Кн. 1 / Сост. Е. Н. Сурмилова и др. Ред. Л. М. Нагапов. Л., ВСЕГЕИ, 1985. 119 с. Кн. 2 / Сост. Ю. А. Влачимирцева и др. Ред. В. И. Штур. Л., 1986, 37. Q-56—57 — Среднеколымск / Апп. В. С. Шумилова и др. Ред. Л. М. Нагапов. Л., ВСЕГЕИ, 1986. Объяснительная записка. Кн. 1 / Сост. В. С. Шумилова и др. Ред. Л. М. Нагапов. Л., 1991, 110 с. Кн. 2 / Сост. Н. Я. Неструев. В. М. Куйстов и др. Ред. Н. В. Иштюкин. 1993. 64 с.
38. R-53—(55) — Депутатский / Апп. Е. Н. Сурмилова и др. Ред. Л. М. Нагапов. Л., ВСЕГЕИ, 1990. Объяснительная записка. Кн. 1 / Сост. Е. Н. Сурмилова и др. Ред. Л. М. Нагапов. Л., 1992. 105 с. Кн. 2 / Сост. Ю. А. Влачимирцева и др. Ред. В. И. Штур. Л., 1993. 99 с.
39. R-58—(60) — Билибино / Апп. Г. Ф. Кургинец и др. Ред. М. Е. Горошинский. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.

40—46. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000

40. Q-55-V, VI. Серия Нижнениамырская / Авт.: А. Г. Кал, З. Б. Флорова. Ред. И. М. Русаков. М., ПГО «Аэрогеология», 1977. Объяснительная записка / Сост.: А. Г. Кал, З. Б. Флорова. Ред. И. М. Русаков. М., Недра, 1983.
41. Q-55-XI, XII. Серия Пижигинчиурская / Авт. Г. А. Васильева. Ред. И. М. Русаков. М., ПГО «Аэрогеология», 1977. Объяснительная записка / Сост. Г. А. Васильева. Ред. И. М. Русаков. М., Недра, 1983.
42. Q-57-V, VI. Серия Олоиская / Авт.: А. Г. Сенотрусов и др. Ред. И. А. Панычев. Магадан, 1982. Объяснительная записка / Сост. А. Г. Сенотрусов. Ред. И. А. Панычев. Магадан, 1998.
43. R-55-XXXIII, XXXIV, XXXV, XXXVI. Серия Пижигинчиурская / Авт.: А. Г. Кал и др. Ред. В. М. Моралев. ПГО «Аэрогеология», 1982. Объяснительная записка / Сост.: А. Г. Кал, З. Б. Флорова, А. И. Ставицкий. Ред. В. М. Моралев. М., 1989.
44. R-56-ХV, ХХI, ХХII, ХХIII. Серия Нижнениамырская / Авт.: В. К. Волков. Ред. Д. А. Кирюков. ПГО «Аэрогеология», 1996.
45. R-58-ХIX, ХХ. Серия Анюйско-Чаунская / Авт.: В. А. Кастанкин. Ред. С. М. Тильман. Магадан, 1965. Объяснительная записка / Сост. В. А. Кастанкин. Ред. С. М. Тильман. Магадан, 1979.
46. R-58-ХХV, ХХVI. Серия Анюйско-Чаунская / Авт.: В. В. Гуцевич. Ред. Д. Ф. Егоров. Магадан, 1960. Объяснительная записка / Сост. В. В. Гуцевич. Ред. Д. Ф. Егоров. М., Госгеодатиздат, 1963.
47. Алексеев Ф. Я. и др. Отчет об аэрофотогеологическом картировании местности масштаба 1 : 200 000 в бассейне среднего течения р. Алазая на территории листов R-56-ХХV—ХХХVI. ПГО «Якутскгеология», 1985. Ростголфонд.
48. Альховик Т. С., Баранов В. В. Стратиграфия и фауна (табуляты и брахиоподы) верхнесилурийских и девонских отложений хр. Улахан-Сис. ПГО «Якутскгеология», 1976. Ростголфонд.
49. Артемьев А. В., Жерасков Н. Н. и др. Разработка методики ускоренного геологического картирования с ограниченными объемами наземных исследований с преимущественным использованием аэротметров (опытно-производственные работы по составлению аэрогеологической карты масштаба 1 : 200 000 в Приморской низменности (низыья р. Идигирки). Окончательный отчет отряда № 21 за 1966—1970 гг. М., ПГО «Аэрогеология», 1970. Ростголфонд.
50. Архангелов А. А. и др. Аналитические и мерзлотно-геологические исследования керна скважин колонкого бурения и опорных разрезов в пределах листа R-57. ПГО «Якутскгеология», МГУ (географ. факультет). М., 1982. Ростголфонд.
51. Аулзов Б. Н. и др. Отчет о космофотогеологическом картировании местности масштаба 1 : 500 000 на плоскими листами R-54, 55 и матриковой части листов S-54, 55. М., ПГО «Аэрогеология», 1988. Ростголфонд.
52. Аулзов Б. Н. и др. Отчет о космофотогеологическом картировании местности масштаба 1 : 500 000 на плоскими листами T-54-В Г(ч); T-55-Г(ч); T-56-В, Г(ч); T-57-В, Г(ч); S-53-А, Б(ч); В, Г(ч); 54-А, Б, В, Г(ч); S-55-А, Б(ч); S-56-А, Б(ч); R-56, 57. М., ПГО «Аэрогеология», 1991. Ростголфонд.
53. Башапашин Д. К., Ованесов М. Г., Гищенко С. В. и др. Отчет по аэрофотогеологическому картированию местности масштаба 1 : 200 000 на плоскими листами S-54-XXXV, XXXVI; S-55-XXXI—XXXVI; R-54-В, VI; XVII, XVIII (северная половина); R-55-I—XV; XVI—XVIII (северная половина); XXI; XVII, R-56-I, II; VII, VIII, XII, XIV (северная половина) за 1977—1983 гг. М., ПГО «Аэрогеология», 1983. Ростголфонд.
54. Бисека С. Ф. Рельеф и четвертичные отложения поймы Илийки. Магадан, 1957. Ростголфонд.
55. Ганегев А. Ш. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки, геологического донесения местности масштаба 1 : 50 000 и общих поисков золота на правобережье нижнего течения р. Конымы (листы R-57-108-В, г; 119-Г; 120-Б, В, Г; 132-А-а, б; R-58-109-А, В, Г; 110-В; 121-А, б; 122-А) в 1984—1989 гг. ПГО «Якутскгеология», 1989. Ростголфонд.

56. Гефько М. И. и др. Отчет о космофотогеологическом картировании местности масштаба 1 : 500 000 на плоскими листами R-58-В, Г; R-59-В, Г(ч); R-60-В(ч), Г(ч); Q-57-Б(ч), Г(ч); Q-58-А(ч), В(ч) М., ПГО «Аэрогеология», 1991. Ростголфонд.

57. Дрязлов В. Н., Клюк Б. И. Отчет о результатах поисков россыпей золота в верховых р. Арга-Лорэх в центральной части хр. Улахан-Сис в 1981—1983 гг. ПГО «Якутскгеология», 1983. Ростголфонд.

58. Задорожный Н. П. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и аэрофотогеологического картирования местности масштаба 1 : 200 000 в восточной части хр. Улахан-Тас (листы R-56-IX—XII; XV—XVIII; XXI—XXIV) в 1979—1985 гг. ПГО «Якутскгеология», 1985. Ростголфонд.

59. Калинчев В. А. и др. Отчет о результатах опытно-производственных морских геофизических работ в Колымском заливе Восточно-Сибирского моря в 1984—1986 гг. ПГО «Якутскгеология», 1987. Ростголфонд.

60. Калинчев В. А., Корнеев В. А. и др. Информационный отчет о результатах геологической съемки шельфа Восточно-Сибирского моря масштаба 1 : 200 000, в пределах листа R-57-XVIII за 1987—1988 гг. ПГО «Якутскгеология», 1988. Ростголфонд.

61. Кал А. Г., Комаков В. В., Синайский А. П. и др. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на листах R-55-ХХIII—ХХХVI; Q-55-Ш, IV, IX, X за 1975—1979 гг. М., ПГО «Аэрогеология», 1979. Ростголфонд.

62. Курнилов О. В. и др. Отчет о результатах региональных геологических работ по изучению донных осадков морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского на судах I-II—ММФ. Ломоносов, ПГО «Севморгеология», 1987. Ростголфонд.

63. Кисляков В. Н. и др. Оценка перспектив нефтегазонности северной части Восточной Якутии с целью выбора объектов для размещения геофизических работ. Якутск, 1976. Ростголфонд.

64. Колесников С. Ф. и др. Отчет о научно-исследовательской работе «Комплексное изучение потребленных кайнозойских отложений с помощью зонированного бурения в пределах листа R-57 и предварительное обоснование перспектив аналитических работ на приморских закрытых территориях». М., 1982. Фонды географ. факультета МГУ.

65. Колесников С. Ф. и др. Отчет о научно-исследовательской работе «Проведение мерзлотно-геологических работ и зондировочного бурения в ледяном р. Колымы для оценки перспективности работы на россыпях». М., 1986. Фонды географ. факультета МГУ.

66. Комылова Т. Н., Польскин Я. И., Данилгар Л. В. и др. Пограничные нефтегазонные бассейны Северного Ледовитого океана. Л., 1981. Ростголфонд.

67. Констанко Н. П., Щап Ю. А. и др. Отчет по теме «Специальная некомплиментальная геоморфологическая съемка масштаба 1 : 500 000 хр. Улахан-Тас и сопредельных регионов» (R-55-В, Г; R-56). М., 1982. Фонды географ. факультета МГУ.

68. Красиков Б. В. Отчет по работе ««Составление прогдоно-металлогенической карты привобережья р. Колымы (в пределах Якутской АССР) масштаба 1 : 500 000». Якутск, 1975. Ростголфонд.

69. Минок П. С. Магнитные свойства кернов скважин и палеомагнитостратиграфическая корреляция (сказ. 1—4, участок р. Колымы). Магадан, СВКПИИ, 1981. Ростголфонд.

70. Платон И. Р. и др. Изучение стратиграфии и криолитологии плиоцен-четвертичных отложений листа R-56 (бассейн р. Айыса) с целью сопоставления ярусов для средне- и крупномасштабного геологического картирования. М., МГУ, 1985. Ростголфонд.

71. Плахут И. Р. и др. Геолого-криолитические исследования на щельце и побережье Восточно-Сибирского моря в связи с проектированием геологической съемки масштаба 1 : 200 000. М., 1987. Фонды географ. факультета МГУ.

72. Салгусиков В. П. Стратиграфия, литология кайнозойских отложений, особенности распределения золота в россыпях и их связь с коренными источниками хр. Улахан-Тас. Якутск, 1980. Ростголфонд.

73. Солин Г. С. и др. Отчет о результатах поисковых работ в центральной части хр. Улахан-Тас в 1972 г. ПГО «Якутскгеология», 1973. Ростголфонд.

74. Сокин Г. С., Агадуров Г. Е. Отчет о результатах геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000 в бассейне верхнего течения рек Бол. Эрга и Кусаган-Юрэх (хр. Улахан-Сис). ПГО «Якутскгеология», 1976. Ростелфонд.

75. Сокин Г. С. и др. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ в центральной части хр. Улахан-Сис в 1976—1978 гг. (листы R-56—73-В, Г; R-56—74-В, Г; R-56—75-А-В, Г; Б-В, Г; В, Г; R-56—86-А, Б; R-56—87-А, а, б). ПГО «Якутскгеология», 1982. Ростелфонд.

76. Сокин Г. С. и др. Отчет о результатах поисковых работ в восточной части хр. Улахан-Сис в 1978—1982 гг. (листы R-56—73-А-В, Г; В-В, Г; R-56—74-А-В, Г; Б-В, Г; В, Г; R-56—75-А-В, Г; Б-В, Г; В, Г; R-56—86-А, Б; R-56—87-А, а, б). ПГО «Якутскгеология», 1982. Ростелфонд.

77. Сокин Г. С., Агадуров Г. Е. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000 в петрографической части хр. Улахан-Гас в 1978—1982 гг. (листы R-56—73-А-В, Г; В, Г; R-56—74-А-В, Г; Б-В, Г; В, Г; R-56—75-А-В, Г; Б-В, Г; В, Г; R-56—86-А, Б; R-56—87-А, а, б, Г-а, б). ПГО «Якутскгеология», 1983. Ростелфонд.

78. Сокин Г. С., Васильевский Н. С. и др. Отчет (информационный) о результатах детальных поисковых работ в междууречье Сундрун и Бол. Хомус-Юрях в 1982—1985 гг. ПГО «Якутскгеология», 1985. Ростелфонд.

79. Сокин Г. С. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000 в восточной части Улахан-Гасского золотоносного района (хр. Улахан-Сис, листы R-56—65-Б, Г; R-56—76—77-А, Б-а, б; Г-а, б; R-56—78-А, Б, В-а, б; Г-а, б). ПГО «Якутскгеология», 1988. Ростелфонд.

80. Слектор В. Б. и др. Тектоника докайнозойского основания Яно-Индийского сектора Приморской низменности. ПГО «Якутскгеология», 1982. Ростелфонд.

81. Фролов А. И. и др. Отчет о результатах параметрического бурения в низовьях р. Колымы за 1978—1982 гг. (участок р. Омона — протока Стадухинская). ПГО «Якутскгеология», 1982. Ростелфонд.

82. Шникин Ю. М. и др. Отчет об аэрофотогеологическом картировании масштаба 1 : 200 000 на территории листов R-57-VII—Х; ХIII—XXXVI по работам Приморской партии в 1978—1983 гг. ПГО «Якутскгеология», 1983. Ростелфонд.

83. Шульцова В. С., Ткаченко В., Морозова Л. М. и др. Отчет о космоФотогеологическом картировании масштаба 1 : 500 000 на площади листов Q-56; Q-57-А, Б (часть); Q-57-В, Г (часть). М. ПГО «Аэрогеология», 1991. Ростелфонд.

84. Шир В. И., Панинцев Д. Н. и др. Молибденопосыпь Якутской АССР. Якутск, 1975. Ростелфонд.

85. Янин Д. С. и др. Венчестерский состав, геохимия и особенности седиментации донных осадков номерных областей Мирового океана. І, ВНИИГеология, 1990. Ростелфонд.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. Б. Н. Аулов	3
Стратиграфия	7
Сибирская система. М. Н. Помацова	9
Девонская система. М. Н. Помацова	10
Каменоугольная система. М. Н. Помацова	13
Пермская система. М. Н. Помацова	13
Триасовая система. М. Н. Помацова	13
Юрская система. М. Н. Помацова	14
Меловая система. Б. Н. Аулов	15
Палеогеновая система. Г. В. Иваненко	35
Неогеновая система. Г. В. Иваненко	39
Четвертичная система. Г. В. Иваненко	44
Интрузивные обраzования. Б. Н. Аулов	63
Тектоника. Б. Н. Аулов. М. Н. Помацова	75
Геоморфология. Г. В. Иваненко	86
Гидрогеология. Г. В. Иваненко	101
История геологического развития. Б. Н. Аулов. М. Н. Помацова	107
Полезные ископаемые. А. П. Севридов	112
Твердые горючие ископаемые	112
Металлические ископаемые	114
Неметаллические ископаемые	118
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка общих перспектив	138
А. П. Севридов	142
Основные выводы. Б. Н. Аулов. М. Н. Помацова	150
Указатель месторождений и проявлений к карте полезных ископаемых	152
Список литературы	158