
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ Сибири и Дальнего Востока



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 690

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ Сибири и Дальнего Востока

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук И. В. Николаева



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

1987

Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. - Новосибирск: Наука, 1987.

Сборник посвящен региональной геохронологии, в разработке которой авторы видят путь совершенствования общей геохронологической шкалы. Обсуждаются результаты калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов изотопного датирования изверженных пород, причины разброса датировок. Проводятся сопоставление изотопных данных с геологическими, сравнение с другими регионами Земли.

Рассмотрена роль радиоуглеродного датирования в геохронологических и палеогеографических исследованиях отложений позднего плейстоцена и голоцена. Приведены спорово-пыльцевые и радиоуглеродные данные по опорным разрезам голоценовых отложений Барабинской лесостепи. Проанализированы результаты датирования почв со вторым гумусовым горизонтом и история его образования.

Для геологов, геохронологов, палинологов, стратиграфов.

Рецензенты В.С. Волкова, Н.Н. Амшинский, А.Н. Дмитриев

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства А.М. Самсоненко
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник Е.Ф. Гришин
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры С.А. Хабте, С.В. Блинова

ИБ № 30240

Сдано в набор 20.01.87. Подписано к печати 17.04.87. МН-02232.
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать. Усл. печ. л. 13.
Усл. кр.-отт. 13,5. Уч.-изд. л. 14. Тираж 700 экз. Заказ № 722. Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ

Л.В. Фирсов с отличием окончил Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова в 1950 г. и при распределении выбрал Магадан. Он работал сначала в поисково-разведочной партии, а с 1952 года – во ВНИИ-1. В 1953 г. Лев Васильевич защитил кандидатскую диссертацию, в 1955 г. стал заведующим лаборатории золота, в 1958 г. – заведующим лаборатории изотопной геохронологии, а в 1960 г. – заместителем директора и заведующим лабораторией геохронологии в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте СО АН СССР. Будучи заместителем директора, Л.В. Фирсов много сделал для изучения геологии края, а также для развития института. С золоторудной тематикой связана вся творческая жизнь Л.В. Фирсова. Он разработал оригинальную генетическую гипотезу о связи золотого оруденения с осадочными толщами, подвергшимися метаморфизму на орогенной стадии, сопровождавшейся гранитизацией. В настоящее время этот научный вывод находит все больше подтверждений в трудах геологов по золоторудным месторождениям различных провинций мира.

В 1958 г. Л.В. Фирсов организовал одну из первых в нашей стране и первую в Сибири и на Дальнем Востоке лабораторию изотопной геохронологии. Эта лаборатория позволила сразу же поставить региональную геологию Северо-Востока на передовую научно-методическую базу и способствовала развитию правильных представлений о его геологической истории. С этих лет и до конца своей жизни Л.В. Фирсов уделял большое внимание датированию гранитоидов Сибири и Дальнего Востока, доказав их многофазность, длительную и сложную историю формирования, основные эпохи гранитообразования.

В 1964 г. Л.В. Фирсов был приглашен работать в Институт геологии и геофизики СО АН СССР, где он руководил лабораторией изотопной геохронологии и отделом физико-химических методов исследования. В 1977 г. он защитил докторскую диссертацию.

Большая заслуга принадлежит Л.В. Фирсову в организации и постановке в Сибири исследований по радиоуглеродной хронологии. С вводом в 1970 г. в строй комплекса установок для радиоуглеродного датирования начался пересмотр ряда вопросов четвертичной геологии и археологии в тесном сотрудничестве с археологами и геологами Новосибирска, Томска, Новокузнецка, Иркутска, Владивостока и ряда других городов. И это не случайно. У исследователей древней истории появилась возможность определять возраст археологических объектов независимо от традиционных эталонов – хронологии древних цивилизаций Египта и Месопотамии. Особую привязанность он испытывал к археологии Крыма, ежегодно участвуя в полевых раскопках и сборе проб для радиоуглеродного датирования. Итогом этой работы явилась книга "Этюды радиоуглеродной хронологии Херсонеса Таврического", которая была высоко оценена и геологической научной общественностью, и специалистами – археологами. В ней Л.В. Фирсов не только представил серию коротких

очерков с чисто археологическим содержанием, но и обосновал методологический подход к интерпретации результатов датирования. Серия публикаций Л.В. Фирсова и его соавторов способствовала широкому внедрению радиоуглеродных исследований в практику геологических работ, что привело к значительным успехам в палеогеографии и стратиграфии позднплейстоценовых и голоценовых отложений Сибири и Дальнего Востока. Особый интерес представляют его работы в содружестве с геологами-четвертичниками по обоснованию стандартных пыльцевых диаграмм голоцена, которое обеспечивает высокую точность реконструкций изменения растительности и климата и позволяет осуществить широкие корреляции местных и зональных диаграмм по изохронам.

География датированных в лаборатории Л.В. Фирсова образцов пород и минералов охватывает несколько тысяч объектов Сибири и Дальнего Востока и выходит далеко за пределы нашей страны.

Л.В. Фирсов хорошо знал не только геологию, но также археологию, историю, философию, изобразительное искусство, поэзию, прекрасно рисовал и писал стихи. Он вел большую организационную работу, был одним из бес-
сменных руководителей философских семинаров, председателем художественного совета Новосибирского дома ученых.

Л.В. Фирсов опубликовал около 200 научных работ, из них 3 монографии. Около 30 крупных отчетов передано в фонды различных организаций. Ряд статей опубликован в зарубежных изданиях.

Г.В. Поляков, И.В. Николаева,
Т.С. Юсупов, В.А. Паньчев

ОТ РЕДАКТОРА

В предлагаемый сборник включены статьи безвременно ушедшего из жизни заведующего лабораторией геохронологии д-ра геол.-мин. наук Льва Васильевича Фирсова, а также подготовленные специалистами по геохронологии Сибири и охватывающие проблемы, которые Л.В. Фирсов разрабатывал, обсуждал или планировал к дальнейшему исследованию. Статьи объединяются тем, что все они посвящены проблемам региональной геохронологии Сибири.

Необходимость создания региональных геохронологических шкал была обоснована академиком АН УССР Н.П. Щербаком и принята XXII сессией комиссии по изотопной геохронологии как главное направление на пути дальнейшего совершенствования общей геохронологической шкалы, включая международную. Создание региональных геохронологических шкал вызвано прежде всего необходимостью датирования скользящих во времени био- и литостратиграфических границ, а также асинхронно проявившихся фаз однотипного вулканизма, магматизма, метаморфизма.

По тематике сборник делится на две части.

Первая часть посвящена геохронологии изверженных пород. Большой интерес представляет статья Л.В. Фирсова "К геохронологии магматических образований юго-западного фланга Корякского нагорья (Олюторский прогиб)". В ней освещены результаты оригинальных систематических геохронологических исследований в регионе, которые после Л.В. Фирсова еще не проводились. Хотя определение выполнено по валовым пробам калий-аргоновым методом, возраст пород, видимо, близок к истинному, так как наложенные процессы в регионе практически отсутствуют. Особый интерес в этом отношении представляют датировки рубежа олигоцена и миоцена.

Л.В. Фирсов в статье "К геохронологии Аянского района (северо-восточная оконечность хребта Джугджур)" приводит результаты систематического калий-аргонового датирования изверженных горных пород и рассматривает представительность датировок. Он приходит к выводу, что в геологической истории района важную роль играли долгоживущий глубинный разлом и его положение на фланге Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В статье И.А. Загрузиной, посвященной общим проблемам геохронологии гранитов, систематизированы результаты геохронологических исследований северо-восточных и восточных регионов нашей страны и для сравнения приведены данные по другим регионам Земли. Автор отмечает, что по породам можно датировать гранитоидный массив с точностью до первых десятков миллионов лет, что затрудняет использование данных для современной геохронологической шкалы. Обсуждаются причины разброса датировок. Большое внимание уделяется проблеме периодичности и дискретности эпох гранитообразования в связи с общей периодичностью, а также эволюцией геологических процессов в истории Земли.

Большой фактический материал по изохронному рубидий–стронциевому датированию меловых вулканитов Охотско–Чукотского вулканогенного пояса приводит А.П. Милос с соавторами. Они доказывают, что изотопные данные хорошо согласуются с палеофлористическими. Проведенные исследования авторы рассматривают как первый этап на пути разработки детальной геохронологической шкалы по вулканитам, для которой потребуются более детальное изучение разрезов и более строгая отбраковка материала для изохронного датирования с целью исключения возможных элементов смешивания материала разных изотопно–геохимических источников при образовании вулканитов.

Ю.Г. Щербаков и др. показывают возможность генетической и геохронологической интерпретации изотопных данных по гидротермальным образованиям полихронного и полигенного салаирского рудного поля, что может представлять интерес как в теоретическом, так и в методическом отношении.

Н.И. Ненашев и А.И. Зайцев обращают внимание на длительность мезозойско–кайнозойского цикла магматизма Восточной Якутии на основании совпадающих датировок по данным рубидий–стронциевого и калий–аргонового изотопных методов; изотопно–геохронологические данные хорошо согласуются с геологическими.

Вторая часть сборника посвящена геохронологии осадочных отложений по данным радиоуглеродного метода.

С.А. Архипов с соавторами обобщают геологические и радиологические данные с целью расчленения и корреляции верхнеплейстоценовых отложений.

Л.А. Орлова и В.А. Панычев приводят новые данные о составе, происхождении и особенностях датирования дерново–подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом.

Т.П. Левина с соавторами и В.А. Климанов с соавторами рассматривают результаты радиоуглеродного датирования и пылецевого анализа голоценовых торфяников, которые могут оцениваться как опорные разрезы для голоцена Барабинской лесостепи; по комплексным данным авторы устанавливают основные этапы изменений климата и закономерности миграции климатических зон.

Роль радиоуглеродного датирования в геохронологических и палеогеографических исследованиях отложений позднего плейстоцена и голоцена Северо–Востока СССР раскрывает А.В. Ложкин. Он отмечает высокую скорость накопления речных отложений, резкие изменения очертаний суши, климатические изменения и особенности развития растительности, обусловленные палеогеографическими факторами, в частности влиянием Берингийской суши.

В.В. Бутвиловский рассмотрел лавинообразные рельефообразующие процессы, связанные с последним, сарганским, оледенением Горного Алтая, уничтожившим следы более древних оледенений.

Сборник насыщен новыми фактическими данными. Вместе с тем необходимо отметить, что основная часть статей не столько решает, сколько ставит разнообразные геохронологические проблемы, отражает объективные трудности и намечает некоторые пути для дальнейшего их решения. Полагаю, что сборник будет интересен и полезен широкому кругу геологов и геохронологов, поскольку только при совместных усилиях специалистов можно успешно решать современные изотопно–геохимические и геохронологические проблемы, жизненно важные для такого большого и перспективного на различные полезные ископаемые региона, каковым является наша Сибирь.

ЧАСТЬ I. ДАТИРОВАНИЕ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Л.В. Фирсов

К ГЕОХРОНОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ
(ОЛЮТОРСКИЙ ПРОГИБ)

Корякское нагорье, иногда также архаически именуемое Корякским хребтом, вытянуто на 850 км между Олюторским и Анадырским заливами и имеет ширину до 350 км. На северо-западе оно ограничено Парампольским долом, на юго-востоке - Беринговым морем. Эта обширная (более 200 000 км²) территория представляет собой часть зоны кайнозойской складчатости в северо-восточном секторе Тихоокеанского тектонического кольца и подразделена на Анадырско-Корякскую (центр и северо-восточный фланг нагорья) и Олюторско-Камчатскую (юго-западный фланг) системы. Тектоническое развитие обеих систем происходило в позднем мезозое - кайнозое.

Олюторский прогиб четко вырисовывается как ареал интенсивного кайнозойского магматизма, проявившегося главным образом в эффузивной фации. Эффузивы входят в состав многих осадочных толщ. При определении возраста радиологическими методами нужно решить три задачи: 1) получение серии дат для магматических образований, достаточной для их геохронологической статистики; 2) решение вопроса о корректности вулканогенных пород радиологическому способу датирования; 3) выявление реперных дат (для геохронологической шкалы).

Приведем результаты датирования полусотни проб, давшие основание сделать некоторые заключения по дискуссионным вопросам хронологии регионального магматизма.

Геологический абрис

Взгляды на геологическое строение и геотектоническую сущность Олюторско-Камчатской системы эволюционировали. Обратимся к данным В.Ф. Белого и др. /1964/, положенным в основу одной из тектонических карт Северо-Востока СССР. Согласно данным этих авторов, допермтриасовая история Олюторско-Камчатской системы есть развитие мио-, эв- и позднегеосинклинальных образований. К поздней юре этот участок коры достиг квазиplatformенного состояния. В мелу и кайнозое (до раннего миоцена) происходило формирование геосинклинального комплекса, в послераннемиоценовое время - позднегеосинклинального собственно кайнозойской складчатой системы. В.В. Белый и др. считают, что на юго-западном фланге Корякского нагорья можно выделить внешнюю (с преобладанием миогеосинклинальных формаций в сеноне) и внутреннюю (с эвгеосинклинальным ходом развития в то же время) зоны. Во внутренней зоне условно различаются три структурных

Таблица 1. Сопоставление разрезов третичных отложений юго-западного фланга Корякского нагорья по данным на 1957 г.

Период	П-ов Ильпинский, зал. Корфа	Бассейн рек Вивник и Апука, Олюторский залив	Верховья рек Вивник и Пахача
Плиоцен	Отсутствуют	Свита мыса Крешенного огнем: андезиты, туфы, туфобрекчии, конгломераты, песчаники; 500 – 600 м	Туфоконгломераты, туфобрекчии, вулканогенные пески, алевролиты, бурые угли; 1200 м
Миоцен	Корфовская свита: песчаники, конгломераты, сланцы, глины, бурые угли; до 1600 м	Пахачинская свита: песчаники, сланцы конгломераты: 500 – 600 м (может быть, синхронна толще песчаников, сланцев, туфов, углей; до 3000 м)	
Олигоцен	Перерыв	Вивникская свита: песчаники, сланцы, туфы, туффиты, туфобрекчии, андезиты; 2000 – 2500 м	Песчаники, конгломераты, сланцы, алевролиты; 1600 м
	Андезиты, андезито-, липарито-дациты и их туфы; 300 – 600 м		
Эоцен	Песчаники, сланцы, аргиллиты, (восточно-камчатский туфогенный флиш); 3100 – 5000 м	Отсутствуют	Отсутствуют
Палеоцен			
Мел (верхний)	Перерыв, несогласие	Перерыв, несогласие	Отсутствуют

Таблица 2. Схема стратиграфии кайнозойских осадочных и эффузивных образований юго-западного фланга Корякского нагорья (по материалам Пенжинской экспедиции (1961-1964 гг.))

Период	П-ов Ильпинский, бассейн р. Энынгваям и соседние территории	Бассейн рек Энычаваам и Вывенка	Бассейн рек Пахача и Алука
Плейстоцен	Апукская серия: базальты	Апукская серия: андезиты, базальты	Апукская серия: андезиты, андезитобазальты, базальты, туфы
?			
Плиоцен	Эрмановская: пески, глины, галечники, лигниты	Не установлены	Корфовская: андезиты, андезитобазальты, базальты, туфы, туфо- и лавобрекчии
	Корфовская: андезиты, туффы, туфо-песчаники, туфобрекчии		
?			
Миоцен	Пахачинская: дациты и липариты, песчаники и гравелиты	Пахачинская: андезиты и дациты, алевролиты, песчаники и конгломераты	Пахачинская: песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, угли, андезиты
	Велонлыкская: липариты, дациты, туфы	Ильпинская: аргиллиты, алевролиты, песчаники, туфы	Ильпинская: алевролиты, песчаники, конгломераты, глинисто-кремнистые породы, туфы, туфобрекчии, спилиты
	Ильпинская: глины		
?	Ильпинская и вочвинская: песчаники, глинистые сланцы, вулканогенные породы		
Олигоцен		Вочвинская: диабазы, андезиты, дациты, кремнистые и песчаниково-сланцевые породы	Вочвинская: яшмы, спилиты, алевролиты; говенская: андезиты, спилиты, дациты, туфы, туфопесчаники, алевролиты и др.
	Перерыв, несогласие	Перерыв, несогласие	Перерыв, несогласие
Мел (верхний)		Аргиллиты, песчаники, кремнистые алевролиты	Тавенская: песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы; ватынская: яшма, кварциты, туфы, порфириты
	Ватынская: яшма, песчаники, алевролиты, туфы, кератофиры, порфириты	Ватынская: андезиты, диабазы, спилиты, туфы, кремнистые породы; корякская: песчаники, глинистые сланцы, конгломераты	

яруса, отражающих три этапа развития кайнозойской геосинклинали: 1) нижний (сенон) – преимущественно эвгеосинклинальные отложения, развитые по окраинам Олюторского прогиба и в ядрах антиклинальных поднятий; 2) средний (олигоцен – ранний миоцен) – терригенные (в частности, и флишевые) и кремнисто-вулканогенные отложения по 3–5,5 км мощностью; 3) верхний (со среднего миоцена) – морские и континентальные молассы и вулканические покровы, знаменующие развитие локальных впадин.

Позднее В.Ф. Белый и С.М. Тильман /1966/ устанавливают такое же строение и развитие Анадырско-Корякской системы, что вполне согласуется с “этажным” и “ярусным” делением Корякского нагорья, произведенным Б.Х. Егизаровым /1964/.

В кайнозойской истории интересующего нас региона немаловажную роль играл магматизм преимущественно в эффузивной фации. Место эффузивных (и интрузивных) образований во времени определяется по их соотношению с биостратиграфически датированными комплексами осадков. Однако в кайнозойской стратиграфии Олюторского прогиба есть ряд пунктов, возраст которых пока еще уверенно не определен.

В 1957 г. на межведомственном стратиграфическом совещании в Магадане были предложены уточненные стратиграфические схемы, в частности и для различных районов Корякского нагорья. Пользуясь материалами совещания /Решения..., 1959/, сопоставим схемы стратиграфии трех районов (списки флоры и фауны опущены) (табл. 1), а также схемы стратиграфии участков юго-западного фланга Корякского нагорья, сообщенные сотрудниками Пенжинской экспедиции (табл. 2).

Нетрудно выявить несоответствия между табл. 1 и 2 и в самой табл. 2. Не все геологи даже Пенжинской экспедиции были единодушны в датировке региональных свит, в определении их объема и литолого-петрографической сущности. Например, пахачинской свите приписывался либо средне-позднемиоценовый, либо раннемиоценовый возраст, ильпинской – олигоценный или олигоцен-миоценовый (у рубежа) и т.д. Причина этих несоответствий заключается в сложной и изменчивой (по вертикали и в латеральном направлении) стратиграфии вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов и в недостаточности биостратиграфических данных.

Стратиграфия кайнозоя юго-западного фланга Корякского нагорья по исследованиям Института геологии Арктики и Пенжинской комплексной экспедиции такова /Геология..., 1965/: плиоцен – корфовская свита; средний – верхний миоцен – пахачинская свита с двумя подсвитами; олигоцен – нижний миоцен – ильпинская свита с двумя подсвитами, аналоги – говенская и вивникская свиты. Здесь же развитие магматизма в Корякском нагорье представлено такой схемой: плейстоцен – почти исключительно эффузивная форма магматизма (базальты, андезиты, дациты), также дайки; неоген – широко проявленные эффузивные образования (андезиты, андезитодациты, базальты, также кислые лавы) в сочетании со штоками диоритов, габбро, габбро-норитов, сиенитов, граносиенитов, сиенитодиоритов, монзонитов; палеоген – в основном наземные излияния андезитов, также малые интрузии гранодиоритов; поздний мел – широкое проявление субаквального эффузивного магматизма (андезитобазальты) и интрузий гипербазитов.

Сквозное развитие вулканизма, насыщенность разрезов лавами, агломератами и пирокластами разного состава и принципиальная возможность датировать эффузивные образования калий-аргоновым методом позволяют геохронологу получить дополнительные материалы для региональной стратиграфии.

Для калий-арганового датирования использованы образцы (1961-1964 гг.) из коллекций следующих геолого-съёмочных партий Пенжинской комплексной экспедиции (указаны лабораторные номера проб): Лео-Уннэйваямская - 1422-1426, 1771; Вторая Уннэйваямская - 1927-1932; Вторая Ново-Ильпинская - 1952; Вторая Маметчинская - 1953-1954; Третья Ново-Ильпинская - 1942-1951; Вочвинская - 1430-1437; Ханжонклавская - 1566, 1934-1941; Импукская - 1804; Вторая Импукская - 1955-1962; Ачайваямская - 1457-1458. Образцы и соответствующую документацию предоставили геологи В.И. Голиков, Б.В. Лопатин, А.А. Коляда, А.Г. Погожаев, Т.В. Тарасенко и др. Всего использовано 53 образца, проведено

1) на навесках по 50 г. При молодости пород и, как правило, невысоком содержании калия и радиогенного аргона крупные навески позволяют достичь удовлетворительной точности. Сходимость результатов параллельных определений аргона в среднем хорошая; для единичных проб (либо очень молодых, либо с очень низким содержанием калия) сходимость параллельных дат хуже, но и эти даты можно принимать во внимание.

Все датировки проведены с контролем чистоты радиогенного аргона на МИ-1305 двухлучевым методом, с использованием системы напуска, непосредственно соединенной с аргоновыми установками высоковакуумной коммуникацией. Заражение радиогенного аргона воздушным, как правило, было высоким, и очень высоким, что свойственно молодым и особенно эффузивным породам.

Для молодых пород различия в возрасте между породой в целом и отдельными слагающими ее минералами не выявляются или несущественны. Поэтому все анализы проведены на "валрвых" пробах. Вероятность утечки радиогенного аргона из эффузивных пород, особенно претерпевших значительные изменения в разное время после кристаллизации расплавов, велика. Однако кайнозойские породы Корякского нагорья изменены незначительно и к тому же в основном аутометасоматически (близко ко времени кристаллизации), поэтому полученные даты, по-видимому, не требуют "эмиссионных поправок".

Для расчета возраста использованы константы распада калия-40: для β -распада - $4,68 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, для К-захвата - $0,585 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹. Сопоставления проведены по шкале, построенной на этих константах, в которой геологические рубежи лежат при следующих значениях (млн. лет):

Плейстоцен- плиоцен	1,5 ± 2
Плиоцен - миоцен (+)	11 ± 2
Миоцен - олигоцен (+)	25 ± 2
Олигоцен - эоцен	35 ± 3
Эоцен - палеоцен	57 ± 3
Палеоцен - мел (+)	65 ± 3

Знаком (+) отмечены рубежи, время которых определено достаточно надежно; хронологическое разделение палеогена необходимо уточнить.

Район севернее зал. Корфа и Ильпинского полуострова включает междуречье Рекинники, Таловки, Уннейваям и Вывенки и составляет 26 500 км². Второй район - севернее Олюторского залива - охватывает бассейны рек Пахача, Алука, Энычаваяма и имеет площадь в 19 000 км². В общем одна дата приходится на 850 км². Для исчерпывающей геохронологической статистики этого мало, но некоторые вопросы хронологии все же могут быть обсуждены. Впрочем, далеко не каждый регион имеет и такую "плотность" калий-аргоновых дат.

В широком временном диапазоне дат (проб) - от палеоцена до плиоцена включительно (табл. 3) - выделяется довольно широкий максимум, приходящийся на олигоцен-миоценовое время, к которому отнесено большинство вулканогенных свит (ср. с табл. 1 и 2).

Распределение датированных проб во времени выглядит так (в процентах от общего числа проб):

Плиоцен (и плейстоцен)	13,2
Миоцен	41,6
Олигоцен	23,5
Эоцен	17,8
Палеоцен	1,9

Олигоцен-миоценовый максимум становится менее выразительным, если те же данные представить числом проб, приходящихся на миллион лет каждой эпохи с некоторым округлением продолжительности (в процентах от общей суммы):

Плиоцен (и плейстоцен)	1,3
Миоцен	2,8
Олигоцен	2,3
Эоцен	0,9
Палеоцен	0,2

Оба способа сравнения отражают общую тенденцию магматизма юго-западного фланга Корякского нагорья в кайнозое - его интенсификацию со временем, по крайней мере от палеоцена до миоцена включительно. Олигоцен-миоценовый максимум в первом способе сравнения резко асимметричен (отношение числа миоценовых дат к олигоценным 1,75), во втором - его асимметрия сглаживается, что обусловлено большей продолжительностью миоцена, чем олигоцена (в полтора раза).

При сравнении дат по двум районам получаем две несхожие картины (см. табл. 3), отражающие неодинаковую распространенность разновозрастных образований. Так, для первого района максимумы числа дат приходятся на эоцен, начало олигоцена и миоцен, для второго - на рубеж олигоцена и миоцена, на конец миоцена и плиоцен.

Район севернее зал. Корфа

В этом районе выявлены вулканогенные и интрузивные образования, по крайней мере, пяти возрастных групп, средние даты для которых

Таблица 3. Распределение проб по районам и по возрасту, определенному калий-аргоновым методом, %

Период	Интервал млн. лет	Междуречье Таловки и Вывенки (25 проб)	Верховья рек Энычаваям и Вывенка, бассейн р. Пахача (28 проб)	В целом (53 пробы)
Плиоцен	0-5	4	10,7	7,5
	5-10	-	10,7	5,7
Миоцен	10-15	10	10,7	10,4
	15-20	16	5,4	10,4
	20-25	22	19,5	20,8
Олигоцен	25-30	-	23,2	12,2
	30-35	22	1,8	11,3
Эоцен	35-40	8	3,6	5,7
	40-45	14	3,6	8,5
	45-50	4	5,4	4,7
	50-55	-	1,8	0,9
Палеоцен	55-60	-	-	-
	60-65	-	3,6	1,9

(табл. 4) следующие (млн. лет):

Гранитоиды	15 ± 2
Средние эффузивы	20,5 ± 3
Кислые эффузивы	32,5 ± 3,5
Гранитоиды	34,5 ± 3
Кислые эффузивы	41,5 ± 2

Указанные для каждой группы допуски соответствуют реальному разбросу дат. Из числа эффузивов датированы лавы, отнесенные к корфской и велоньской свитам (см. табл. 1 и 2). Малые интрузии гранитоидов оказались существенно разновозрастными, разделенными промежутками в 20 млн. лет, причем ранняя группа гранитоидов, по-видимому, синхронна одной группе кислых эффузивов, пространственно и генетически с нею связана.

Даты, полученные для эффузивов, дают право сделать два замечания к региональной стратиграфической схеме.

1. Корфовская свита ранее была отнесена к миоцену (см. табл. 1), позднее - к плиоцену (см. табл. 2). В ее составе обнаружены андезиты, базальты и туфообломочные породы. А.И. Челебаева и др. /1969/ корфовскую свиту в стратотипическом разрезе снова относят к миоцену. Надо полагать, что это не окончательное решение, дискуссия о возрасте собственно корфовской свиты еще не окончена.

Датировано девять проб андезита, определяемых геологами как корфовские (или "очень вероятно" корфовские), и комагматических им диоритов (см. табл. 4, пробы 1932, 1946-1951, 1423, 1426). Возраст восьми из них - 19-25 млн. лет (одной - 14-

Таблица 4. Абсолютный возраст эффузивных и субинтрузивных пород междуручья Таловки и Вывенки и их сопоставление со свитами, принимаемыми геологами Пенжинской экспедиции

Номер пробы	Порода, тело	Данные геологов Пенжинской экспедиции	Возраст, млн. лет	
			I	II
1930	Кварц, диорит-порфирит, шток	Рвет корфовскую	10,7-12,3	11,3-13,0
1952	Гранодиорит-порфир, шток	Рвет корфовскую	12,5-15,8	16,7-13,1
1953	Липарит (гранитоподобный), возможно, шток	Велонлыкская	16,8-14,2	15,0-17,7
	В среднем . . .		15 ± 2	
1932	Андезит, покров	Корфовская	14 - 18	18,9-14,7
1946	То же	"	20 - 21	21 - 22
1947	"	Корфовская?	19	19 - 8
1948	"	Корфовская	22 - 17	23,2-18,0
1949	"	Корфовская?	19,5	20,6
1950	Оливиновый базальт, покров	"	20,5-20,5	24,9-22,0
1951	Андезит, покров	"	19,5-23,5	20,7-24,9
1423	Диорит, дайка	Аналог корфовской	22 - 20	24,2-21,4
1426	Диорит, шток	"	20 - 25	24,0-27,2
	В среднем . . .		20,5 ± 3	
1424	Гранодиорит, шток	Рвет кислые эффузивы	34 - 36	37,6-36,0
1425	То же	То же	31 - 36	38,4-32,9
1927	Гранит-порфир, дайка	"	33 - 34	35,9-34,5
1929	Плагиогранит-порфир, шток	"	36 - 34	38,1-35,4
1931	Плагиогранит, шток	"	29 - 41	43,7-29,9
	В среднем . . .		34,5 ± 3	
1422	Кварцево-полевошпатовый порфир, покров	Велонлыкская	31 - 32	33,8-32,8
1943	Липарит, покров	"	34 - 36	36,2-38,7
1944	То же	"	33 - 29	35,0-30,9
1771	Кварцево-полевошпатовый порфир, покров	"	42 - 42	44,0-44,0
1928	Липаритоацит, покров	"	42 - 43	45,2-44,6
1954	Липарит, покров	"	41,5-38	44,1-40,5
	В среднем для двух групп		32,5 ± 3,5 и 41,5 ± 2	

Примечание. В табл. здесь и далее I - по константам $\lambda_{\beta} = 4,68 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_{\kappa} = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; II - $\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_{\kappa} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

ствуует раннему миоцену. Среднеквадратичный разброс всех дат (по 16 определениям) составляет только $\pm 2,5$ млн. лет, для большинства дат - еще меньше. Следовательно, надежность датировки достаточно высока, и полученные значения отвечают миоценовому возрасту корфовской свиты. К сожалению, речь может идти лишь о коррелянтах корфовской свиты, поскольку ни одного образца андезита из стратотипического разреза самой этой свиты (побережье зал. Корфа) датировано не было.

При оценке возраста коррелянтов корфовской свиты нужно учитывать возраст прорывающих их малых интрузий гранитоидов - 11-17 млн. лет (см. табл. 4 и 7, пробы 1952, 1953, 1930).

Возможно, что вопрос о возрасте аналогов или коррелянтов корфовской свиты в междуречье Таловки и Вывенки не решается однозначно, и не исключено, что объединяемые под этим стратиграфическим подразделением породы разновозрастны. Однако не остаются сомнения в том, что севернее зал. Корфа распространены раннемиоценовые андезиты и комагматичные им малые интрузии диоритов. В районе севернее Олюторского залива "корфовские" андезиты имеют иной возраст.

2. В бассейне р. Эньингваям и на соседних территориях выделена велонлькская свита липаритов, липаритодацитов, дацитов и соответствующих туфов. Ее относят к середине миоцена (см. табл. 2). При определении возраста автор использовал шесть проб (см. табл. 4 и 7, пробы 1422, 1943, 1944, 1771, 1928, 1954) и получил две группы дат: 29-36 и 38-43 млн. лет. Формально они почти слиты, но наиболее вероятное значение возраста 32,5 и 41,5 млн. лет (см. табл. 4). Только два определения (из двенадцати) заполняют возрастную интервал между группами, разделенными временем около 9 млн. лет. Эта цифра велика, чтобы быть следствием лабораторных ошибок. Стоит обратить внимание также на территориальную разобшенность проб, принадлежащих к ранней и поздней хронологическим группам.

Скорее всего, к велонлькской свите отнесены кислые эффузивы разного возраста в разных, хотя и соседних, районах. Они являются в основном позднеэоценовыми - раннеолигоценными, а не миоценовыми (см. табл. 2). Возраст ранней группы соответствует позднему эоцену, поздней - началу олигоцена.

Реальная геологическая ситуация не противоречит полученным датировкам. Так, в верховьях рек Куйвиваям и Уннэйваям вулканогенные образования несогласно перекрывают вулканогенно-кремнистые отложения ватынской серии верхнего мела; этим фактом исчерпываются возможности их датировки. По аналогии с соседними районами андезиты отнесены к корфовской свите, липаритодациты - к велонлькской. Андезит пробы 1932 из этих мест имеет возраст 16 ± 2 млн. лет, липаритодацит пробы 1928 - $42,5 \pm 0,5$. Кислые эффузивы прорваны малыми интрузиями гранитоидов, для которых установлен возраст 35 ± 1 , 35 ± 6 и $33,5 \pm 5$ млн. лет (см. табл. 4, пробы 1929, 1931, 1937). Таким образом, полученные даты строго отвечают последовательности магматических образований, для определения возраста которых только геологических данных недостаточно.

Любопытно, что возраст малых интрузий гранитоидов ближе к возрасту поздней группы кислых лав, чем ранней. К этим интрузиям относятся и гранодиориты, представленные пробами 1424 и 1425 (см. табл. 4). Средний возраст гранитоидов междуречья Уннэйваяма, Куйвиваяма, Таловки близок 34,5 млн. лет (округленно 35 млн. лет) и отвечает рубежу между эоценом и олигоценом.

Какую же хронологическую группу кислых эффузивов следует принять за велонлькскую свиту? Если исходить из ее петротипа, то вопрос этот

решается в пользу ранней группы. Петротип свиты распространен по восточному побережью Пенжинской губы, от Маметчинского залива до м. Угольного /Геология..., 1965/, в структурах Парапольского прогиба, а не Олюторского. К этому району относится проба 1954 липарита, возраст которого 40 ± 2 млн. лет (см. табл. 4).

Конечно, можно условиться считать хроностратиграфический объем велонлыкской свиты достаточно емким и включать в нее кислые эффузивы обеих групп. Однако есть ли в этом необходимость? Оставим решение этого номенклатурного вопроса до лучших времен, отнеся пока к велонлыкской свите группу датировок в пределах $41,5 \pm 2$ млн. лет. Ни в этом случае, ни при объединении обеих групп в одно стратиграфическое подразделение даты комплекса кислых эффузивов не подтверждают миоценовый возраст велонлыкской свиты.

Район севернее Олюторского залива

Сводка дат для района севернее Олюторского залива представлена в табл. 5. В ней указано уверенное или предположительное отождествление пород с конкретными свитами. Хронологические группы магматических образований оказываются здесь иными. Три из них можно выделить очень уверенно (млн. лет):

Андезиты, базальты, дациты и другие породы с довольно широким разбросом дат для всей группы проб и с вполне удовлетворительным - для половины проб	
(13 ± 2 млн. лет)	11 ± 6
Андезиты	$24,5 \pm 2,5$
Эффузивы и комагматичные им штоки среднего состава	$26,5 \pm 3$

Две последние группы вполне могут быть и разновозрастными.

Первая и последняя группы проб (см. табл. 5) не могут быть осреднены по датам и характеризуют породы разных состава и фаций (млн. лет):

Разные эффузивы и гранитоиды	0-5
Разные интрузивные образования	37-63

Сосредоточим внимание на группах 11 ± 6 , $24,5 \pm 2,5$ и 26 ± 3 млн. лет. К схеме корреляции региональной стратиграфии (см. табл. 2) можно сделать еще три замечания, которые состоят в следующем.

1. Группа дат 11 ± 6 млн. лет характеризует вулканогенные образования, причисленные и во втором районе к корфовской (или "очень вероятно" к корфовской) свите. Разброс дат в этой группе велик, но он едва сближает ее с группой $20,5 \pm 3$ млн. лет из района севернее зал. Корфа. Итак, "корфовскими" в соседних районах оказываются существенно разновозрастные эффузивы. И миоценовый, и плиоценовый возраст корфовской свиты и ее коррелянтов вроде бы получают подтверждение. Однако нет ли все же основания принять за истинный широкий возрастной диапазон корфовских отложений? Оказывается, есть.

А.И. Челебаевой и др. /1966/ третичные отложения побережья зал. Корфа ("корфовская" толща) разделены на пять свит (сверху вниз):

Мошность, м

Классическая (средний плиоцен - плейстоцен):	
конгломераты, песчаники, алевролиты	500

Медвежкинская (нижний – средний плиоцен): состав тот же, плюс туфы, туффиты, бурые угли, в основании – покровы андезитов	500
Свита мыса Окно (нижний плиоцен): конгломераты, песчаники, алевролиты	300
Свита Японских камней (верхний миоцен): состав тот же . . .	300
Туфовая (предположительно нижний миоцен)	

Каждая свита (кроме туфовой) датирована по обширным спискам комплексов фауны, медвежкинская и классическая – еще и флоры. Андезиты в разрезе появляются в нижнем плиоцене, со сменой морских условий на континентальные. Именно с андезитами можно сопоставить группу пород с возрастом 11 ± 6 млн. лет, тогда как для группы $26,5 \pm 3$ млн. лет коррелятом может быть туфовая свита корфовской толши.

Как уже отмечалось, А.И. Челебаевой о возрасте корфовских отложений. Флору нижней части медвежкинской свиты она определяет как среднемиоценовую, верхней – как позднемиоценовую, классической – как раннеплиоценовую.

Если так изменчива биостратиграфическая датировка стратотипического разреза, то что же можно ожидать для коррелянтов корфовских отложений там, где биостратиграфических данных недостаточно или попросту нет! Конечно, нужно иметь образцы вулканогенных пород и охарактеризованного выше разреза на побережье зал. Корфа и провести их датирование. Видимо, тогда и будет возможность сделать конкретное заключение о корреляции эффузивов с корфовской толшей.

2. В 1957 г. /Решения..., 1959/ пахачинская свита песчаников, глинистых сланцев, конгломератов мощностью в 500–600 м (быть может, до 3000 м), содержащая обширный комплекс фауны, была отнесена к миоцену и принята в качестве аналога корфовской (см. табл. 1). Позднее геологи Пенжинской экспедиции изменили датировку пахачинской свиты на средний – поздний миоцен и отнесли к ней андезиты, дациты, липариты и коагматичные малые интрузии (см. табл. 2). Было датировано 9 проб (17 определений), причисленных пенжинскими геологами к пахачинской свите и коагматам (см. табл. 5 и 8, пробы 1430–1437, 1934). Они оказались заметно древнее группы $20,5 \pm 3$ млн. лет. В среднем их возраст $26,5 \pm 3$ млн. лет при очень хорошей сходимости большинства результатов. Это соответствует самому концу олигоцена, рубежу олигоцен – миоцен.

Все пробы (за исключением 1432) характеризуют штоки, которые представляют собой корневые тела лавовых покровов, отнесенных к пахачинской свите. Возраст этих покровов (проба 1432) совпадает с возрастом штоков, но можно ли считать их собственной частью пахачинской свиты?

В типичном разрезе свиты вулканиты не отмечены /Геология..., 1965/. По данным Б.Х. Егiazарова и Г.К. Пичугиной /1963/, пахачинская свита на левобережье р. Пахача налегает на туфы, андезитовые порфириты, туфо-песчаники и алевролиты, условно отнесенные к верхнему мелу. А.Г. Злотник-Хоткевич /Геология..., 1965/ в бассейне р. Вивник в состав пахачинской свиты включает вулканогенную (андезиты, андезитобазальты, базальты, андезитодациты, дациты, туфы) и терригенную (песчаники, гравелиты, конгломераты) толши и рассматривает эти толши в фациальных соотношениях. Вместе с тем он отмечает, что конгломераты в основании терригенной толши содержат хорошо окатанную гальку преимущественно основных эффузивов. Не исключено, что вулканогенная толша предшествует терригенной.

В свете этих данных вполне реально выглядит предположение, что груп-

Таблица 5. Абсолютный возраст эффузивных и субинтрузивных пород бассейна р. Пахача, верховьев рек Энычаваям и Вывенка по данным геологов Пенжинской экспедиции

Номер пробы	Порода, тело	Отождествление	Возраст, млн. лет	
			I	II
1940	Базальт, покров	Корфовская? апукская?	0	0
1942	Липарит, покров	Велонлыкская??	1,3 - 1,3	1,39 - 1,3
1457	Андезитодацит, дайки	Аналог апукской?	5 ± 2	5,2 ± 2
1458	Гранит, шток	Четвертичный?	3 ± 2	3,3 ± 2
	Осреднение вряд ли возможно			
1938	Плагиогранит-порфир, шток	Рвет корфовскую	5 - 10	5,3 - 10,0
1941	Андезитобазальт, покров	Корфовская??	4 - 9	4,1 - 10,2
1957	Андезит, покров	Корфовская	7 - 7	7,3 - 7,2
1956	Базальт, покров	"	11 - 13 - 15	11,3 - 13,5
1937	Дацит, шток	Аналог корфовской?	13 - 13	14,1 - 14,1
1961	Базальт, покров	Корфовская	11 - 12 - 13	11,3 - 13,5 - 12,6
1962	Диорит-порфирит, шток	Рвет говенскую	17,5 - 17	18,5 - 17,9
	В среднем . . .		11 ± 6	
1432	Дацит, покров	Пахачинская	26 - 28,5	29,9 - 27,5
1430	Дацитовый порфирит, шток	Все остальные штоки	24,5 - 25	26,7 - 26,0
1431	То же	в тесном соседстве	28,5 - 29	30,6 - 30,3
1433	Андезитодацит, шток	с пахачинской и, вероятно, ее корневые тела	28,5 - 29	29,9 - 30,4

1434	Диоритовый порфирит, шток	Все остальные штоки в тесном соседстве с пахачинской и, вероятно, ее корневые тела	21 - 24,5	25,6 - 22,7
1435	Микродиорит, шток		30 - 30	31,7 - 31,7
1436	Дацитовый порфирит, шток		25 - 25	26,6 - 26,2
1437	То же		26 - 27	28,0 - 28,7
1934	Андезитодацит, дайка		23	24,3
В среднем . . .			26,5 ± 3	
1958	Андезит, покров	Верх говенской	22 - 24	25,1 - 23,4
1960	То же	То же	23 - 26	24,2 - 27,8
1959	"	Низ говенской	27	29,0
В среднем . . .			24,5 ± 2,5	
1955	Гранодиорит-порфир	Рвет ильпинскую	26	27,5
1176	Гранодиорит	Перекрыт говенской	37	53,9
1935	Порфирит	Рядом с 1566	40 - 50	42,5 - 53,4
1566	Гранодиорит	Рвет ватынскую	45	47,4
1936	Габбро-диорит	То же	63 - 59	62,2 - 66,4
1804	"		50	51,9
Осреднение вряд ли возможно				

па пород с возрастом $26,5 \pm 3$ млн. лет (конец олигоцена) предшествует пахачинской свите, хронологические рамки которой (при отнесении ее к среднему - позднему миоцену) 20-10 млн. лет.

3. В бассейнах рек Пахачи и Апуки распространена так называемая говенская свита андезитов, спилитов, дацитов и осадочных пород, сопоставляемая с вочвинской кремнисто-вулканогенной свитой (см. табл. 2). Той и другой приписывают олигоценовый возраст и помещают их в разрезе значительно ниже пахачинской свиты. Поэтому, определяя возраст "пахачинских" (или "допахачинских") вулканитов в $26,5 \pm 3$ млн. лет, следовало ожидать еще более древние даты для вулканитов "говенских". Определения возраста последних дали иной результат.

В коллекции было только три пробы, характеризующие говенскую свиту, и тем не менее можно смело сделать конкретное замечание к корреляционной схеме (см. табл. 2).

Андезит (две пробы) из верхней части свиты имеет возраст 23 ± 1 и $24,5 \pm 1,5$ млн. лет, на основании - 27 млн. лет (см. табл. 5, пробы 1958, 1960, 1959). Сходимость дат очень хорошая, стратиграфическое соотношение между ними вполне нормальное. Среднее значение возраста для этой небольшой группы проб $24,5 \pm 2,5$ млн. лет, и это очень сближает ее с группой $26,5 \pm 3$ млн. лет ("предпахачинской"), тем более что андезит пробы 1959 имеет тот же возраст.

В говенской и пахачинской (и, по всей вероятности, вочвинской) свитах к корфовским отложениям относят, несомненно, полихронные эффузивы, тогда как принципиально одновозрастный и петрографически сходный вулканогенный комплекс буквально "раздерган" на три локальные свиты. Правильнее сохранить за этим комплексом только одно название - говенская свита - и вот почему. В стратотипе (п-ов Говена) эта свита представляет собой чередование туфов, андезитобазальтов, базальтов с песчаниково-сланцевыми пачками. Именно в них и именно здесь находки фауны позволили датировать свиту поздним олигоценом - ранним миоценом. Говенскую свиту фациально сопоставляют с олигоцен-раннемиоценовой ильпинской, коррелянтной которой (и аналогом говенской) является также и вулканогенно-осадочная вивникская свита в бассейне р. Вивник /Геология..., 1965/.

Датировка говенских эффузивов в $24,5 \pm 2,5$ млн. лет (причислим к ним и группу $26,5 \pm 3$ млн. лет) по биостратиграфическим данным точно соответствует позднеолигоценному - раннемиоценовому возрасту. Именно эти даты можно принять как реперные на рубеже олигоцен - миоцен.

Другие хронологические группы

Из более ранних магматических образований выявлены пока немногие малые интрузии габброидов и гранитоидов. Ограниченное число проб, широкий разброс дат (между 37-63 млн. лет) и петрографическое разнообразие пород препятствуют выделению каких-либо определенных палеоценозоценовых магматических комплексов, за исключением оговоренных выше (замечание второе) гранитоидов хронологической группы $34,5 \pm 3$ млн. лет, попадающих в "эффузивную вилку". К этой группе следует причислить и гранодиорит пробы 1176 из бассейна р. Пахача (37 млн. лет, см. табл. 5). Очень вероятно, что он перекрывает говенскими эффузивами.

Нечеткие данные получены для наиболее молодых образований. Базальт пробы 1940 (табл. 6) имеет практически нулевой возраст, липарит пробы 1942 - 1,25-1,3 млн. лет.

Таблица 6. Сопоставление хронологических групп магматических образований юго-западного фланга Корякского нагорья (Олюторский прогиб)

Период	Рубеж, млн. лет	Место свит	Группы дат, млн. лет	Район севернее зал. Корфа (реки Таловка, Вывенка и др.)	Район севернее Олюторского залива (реки Вывенка, Пахача, Апука)
Плейстоцен	1,5-2	Апукская	0-1,3	Основные (и кислые) эффузивы	Основные (и кислые) эффузивы
		---	3-5	Нет данных	Гранитоиды
Плиоцен	11±2	Корфовская	11±6	Интрузии среднего состава	Средне-основные эффузивы
		---	15±2	Гранитоиды	Нет данных
Миоцен	26±2	---	20,5±3	Средне-основные эффузивы	"
		Говенская	24,5±2,5	Нет данных	Средние эффузивы
		---	26,5±3	"	Средние эффузивы и штоки
Олигоцен	35±3	---	32,5±3,5	Кислые эффузивы	Нет данных
		---	34,5±3	Гранитоиды	Гранитоиды (?)
Эоцен	57±3	Велонлыкская	41,5±2	Кислые эффузивы	
Палеоцен					

Возраст малых интрузий гранитоидов в верховьях р. Правой Ачайваам, локализованных в зоне разлома, приводящего в соприкосновение эффузивы двух подсвит апукской свиты, 3 ± 2 млн. лет (см. табл. 5, проба 1458), даек андезитодацита в породах ватынской серии рядом с этим местом - 5 ± 2 млн. лет (см. табл. 5, проба 1458). Эти разрозненные данные указывают пока лишь на то, что магматизм в Олюторском прогибе продолжался и в позднем плиоцене, и в плейстоцене, и следствием его является не только апукская свита базальтоидов.

Заключение

Проведенные определения возраста молодых пород юго-западного фланга Корякского нагорья в целом (табл. 7, 8), сопоставление их с биостратиграфическими и геологическими данными показали корректность ка-

Таблица 7. Абсолютный возраст эффузивных и субинтрузивных пород междуречья Таловки и Вывенки

Номер пробы	Содержание, г/г			$\frac{A^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	
	K	$K^{40} \cdot 10^6$	$A^{40} \cdot 10^8$		I	II
1422	0,0354	4,32	0,82	0,00190	32	33,8; 32,8
			0,795	0,00184	31	
1423	0,0257	3,14	0,425	0,00135	22	24,2
			0,375	0,00119	20	21,4
1424	0,0284	3,46	0,73	0,00211	36	37,6
			0,70	0,00202	34	36,0
1425	0,0236	2,88	0,62	0,00215	36	38,4
			0,53	0,00184	31	32,9
1426	0,0208	2,53	0,34	0,00134	22	24,0
			0,385	0,00152	25	27,2
1927	0,0411	5,01	1,01	0,00201	34	35,9
			0,97	0,00194	33	34,5
1928	0,0242	2,95	0,75	0,00254	43	45,2
			0,74	0,00250	42	44,6
1929	0,0264	3,22	0,69	0,00214	36	38,1
			0,64	0,00199	34	35,4
1930	0,0220	2,68	0,17	0,00063	10,7	11,3
			0,195	0,00073	12,3	13,0
1931	0,0210	2,56	0,63	0,00246	41	43,7
			0,43	0,00168	28,5?	29,2
1932	0,0139	1,70	0,18	0,00106	18	18,69
			0,14	0,00082	14	14,7
1771	0,0365	4,45	1,10	0,00247	42	44,0
			1,10	0,00247	42	44,0
1952	0,0246	3,00	0,28	0,00093	15,8	16,7
			0,22	0,00073	12,3	13,1
1953	0,0244	2,98	0,25	0,00084	14,2	15,0
			0,295	0,00099	16,8	17,7
1954	0,0161	1,96	0,48	0,00245	41,5	44,0
			0,44	0,00225	38	40,5
1942	0,0254	3,10	0,024	0,0000775	1,3	1,39
			0,023	0,000074	1,25	1,3
1943	0,0291	3,55	0,72	0,00203	34	36,2
			0,77	0,00217	36,5	38,7
1944	0,0235	2,86	0,56	0,00196	33	35,0
			0,495	0,00173	29	30,9
1945	0,0224	2,74	0,80	0,00292	49?	52
1946	0,0147	1,79	0,21	0,00117	20	21,0
			0,22	0,00123	21	22,0
1947	0,0140	1,71	0,19	0,00111	19	19,8
1948	0,0098	1,195	0,155	0,00130	22	23,2
			0,12	0,00100	17	18,0
1949	0,0149	1,82	0,21	0,00115	19,5	20,6
1950	0,0150	1,835	0,255	0,00123	20,5	24,9
			0,225	0,00123	20,5	22,0
1951	0,0141	1,72	0,20	0,00116	19,5	20,7
			0,24	0,00140	23,5	24,9

Таблица 8. Абсолютный возраст эффузивных и субинтрузивных пород верховьев рек Энычаваям и Вывенка, бассейн р. Пахача

Номер пробы	Содержание, г/г			$\frac{A^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет	
	K	$K^{40} \cdot 10^6$	$A^{40} \cdot 10^8$		I	II
1	2	3	4	5	6	7
1430	0,0194	2,37	0,355	0,00150	25	26,7
			0,345	0,00146	24,5	26,0
1431	0,0201	2,45	0,420	0,00171	29	30,6
			0,415	0,00169	28,5	30,3
1432	0,0186	2,27	0,38	0,00167	28,5	29,9
			0,35	0,00154	26	27,5
1433	0,0137	1,67	0,28	0,00167	28,5	29,9
			0,285	0,00170	29	20,4
1434	0,0146	1,78	0,255	0,00143	24,5	25,6
			0,225	0,00126	21	22,7
1435	0,0204	2,49	0,44	0,00177	30	31,7
			0,44	0,00177	30	31,7
1436	0,0201	2,45	0,365	0,00149	25	26,6
			0,360	0,00147	25	26,2
1437	0,0291	3,55	0,555	0,00156	26	28,0
			0,57	0,00160	27	28,7
1566	0,0380	4,64	1,24	0,00267	45	47,4
1934	0,0096	1,17	0,158	0,00135	23	24,3
1935	0,0093	1,135	0,27	0,00238	40	42,5
			0,34	0,00294	50	53,4
1936	0,0288	3,51	1,235	0,00362	59	62,2
			1,32	0,00376	63	66,4
1937	0,0178	2,17	0,17	0,00078	13	14,1
			0,17	0,00078	13	14,1
1938	0,0252	3,06	0,09	0,000295	5	5,3
			0,17	0,00056	9,5	10,0
1940	0,0072	0,88	0,00	-	-	-
			0,00	-	-	-
1941	0,0215	2,62	0,06	0,00023	4	4,1
			0,15	0,00057	9,5	10,2
1955	0,0235	2,86	0,44	0,00154	26	27,5
1956	0,0109	1,33	0,084	0,00063	10,7	11,3
			0,100	0,00075	12,7	13,5
			0,118	0,00089	15	15,9
1957	0,0126	1,54	0,063	0,00041	7	7,3
			0,062	0,00040	7	7,2
1958	0,0169	2,06	0,29	0,00141	24	25,1
			0,27	0,00131	22	23,4
1959	0,0180	2,20	0,357	0,00162	27	29,0
1960	0,0261	3,18	0,43	0,00135	23	24,2
			0,495	0,00156	26	27,8
1961	0,0107	1,305	0,082	0,00063	10,7	11,3
			0,098	0,00075	12,5	13,5
			0,092	0,00070	12	12,6
1962	0,0146	1,78	0,184	0,00103	17,5	18,5
			0,178	0,00100	17	17,9

Окончание табл. 8

1	2	3	4	5	6	7
1804	0,0168	2,05	0,60	0,00293	50	51,9
1176	0,0285	2,47	0,75	0,00216	37	53,9
1457	0,0165	2,01	0,058	0,00029	4,9 \pm 2	5,2 \pm 2
1458	0,0347	4,23	0,077	0,00018	3,1 \pm 2	3,3 \pm 2

лий аргонового датирования. Характер изменений пород, по-видимому, исключал потерю радиогенного аргона породами. Изменения эти незначительны, они отмечались близко ко времени кристаллизации лав (автометасоматоз), либо протекали в более позднее время в настолько низкотемпературных условиях, что радиогенный аргон прочно удерживался в минералах.

Большинство цифр в параллельных определениях имеет небольшой разброс. Только для некоторых молодых пород с низким содержанием калия (а следовательно, и радиогенного аргона) и высоким заражением воздушным аргоном получены менее надежные даты.

Часть проб, происходящих из биостратиграфически хорошо датированных отложений, может быть принята в качестве реперных. Это относится (в частности и прежде всего) к говенским андезитам.

Калий-аргоновые даты показали, что геологическая корреляция кайнозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений в ряде своих пунктов слишком неопределенна и даже неверна, а ряд локально выделенных свит может быть сокращен. Автором сопоставлены хронологические группы магматических образований Олюторского прогиба на юго-западном фланге Корякского нагорья и сделана попытка показать место наиболее известных свит, в которых участвуют вулканогенные породы.

Автор благодарен С.Ф. Биске за полезные замечания, сделанные в процессе работы над статьей.

Краткая характеристика типа датированных проб (см. табл. 7)

Проба 1422. Кварцево-полевошпатовый порфир с серой фельзитовой основной массой, с 40–45% вкрапленников кварца и розового полевого шпата размером 0,5–1,5 мм. Обр. 663 из коллекции Лево-Уннэйваямской геолого-съёмочной партии Пенжинской комплексной экспедиции, 1963 г. (пробы 1423–1426), бассейн р. Таловки, левобережье р. Уннэйваям, в 40 км к востоку от оз. Таловского. Покров кислых эффузивов, перекрывающий верхне-меловые песчаники и алевролиты.

Проба 1423. Диорит роговообманковый (темноцветных минералов до 5–7%) мелко-среднезернистый, светло-серый, близок по составу гранодиориту-тоналиту. Обр. 1002 из дайки, правобережье р. Уннэйваям, в верховьях, в 60 км к восток-юго-востоку от оз. Таловского. Диоритовые и диорит-порфиритовые дайки широтного и меридионального простирания распространены в соседстве с небольшими штоками диоритов и диоритовых порфиритов, рвушими верхне-меловые песчаники и алевролиты.

Проба 1424. Гранодиорит средне-крупнозернистый, порфириовидный, роговообманковый, с крупными вкрапленниками (1–3 см) полевого шпата (до 30%). Обр. 192, левобережье р. Уннэйваям, в верховьях, 25 км к восток-юго-востоку от оз. Таловского. Образец характеризует эндоконтак интрузивного тела около 6x16 км, вытянутого в северо-восточном направлении и прорывающего кислые эффузивы, подобные которым представлены пробами 1422 и 1928.

Проба 1425. Гранодиорит средне-крупнозернистый, порфировидный, биотитово-роговообманковый, с 15–25% вкрапленников белого полевого шпата размером 0,5–2,5 см, сходен с гранодиоритом пробы 1424. Обр. 802, левобережье р. Уннэйваям, в верховьях, 22 км к восток-юго-востоку от оз. Таловского и в 5–6 км к юго-западу от места пробы 1424. Соседнее интрузивное тело в толще кислых эффузивов, также датировавшееся миоценом.

Проба 1426. Диорит роговообманковый, среднезернистый, светло-серый. Обр. 1427, небольшой шток, прорывающий осадочные породы верхнего мела на правобережье р. Уннэйваям, в верховьях, в 55 км к восток-юго-востоку от оз. Таловского и в 5–6 км к западу от места отбора пробы 1423. Абсолютный возраст совпадает с возрастом пробы 1423 (дайки) и соответствует началу миоцена. Дайки и штоки, по-видимому, комагматичны.

Проба 1927. Гранит-порфир (кварцево-полевошпатовый порфир) с фельзитовой светло-зеленой основной массой, с 30–40% вкрапленников серого кварца и белого полевого шпата размером 1–3 мм, приблизительное отношение 1:1. Обр. 1163 из дайки, коллекция Второй Уннэйваямской геолого-съёмочной партии Пенжинской комплексной экспедиции, 1963 г. (пробы 1928–1932), левобережье р. Уннэйваям, в верховьях, в 46 км к юго-востоку от оз. Таловского. Рои гранит-порфировых даек северо-северо-восточного и субширотного простирания соседствуют с гранитными и гранит-порфировыми штоками и вместе с ними прорывают песчаниково-сланцевую толщу верхнего мела, предположительно датированы миоценом, тогда как абсолютный возраст близок к рубежу эоцен – олигоцен и совпадает с возрастом гранитоидов проб 1424 и 1425.

Проба 1928. Липаритодацит, неяснопорфировый. Обр. 1429 из покрова, залегающего на песчаниково-сланцевой толще верхнего мела, верховья р. Куйвиваям, в 30 км к юго-востоку от оз. Таловского. Отождествляется с велюлыкской свитой липаритов и дацитов, относимой к миоцену. Абсолютный возраст соответствует приблизительно середине эоцена и согласуется с возрастом прорывающих липаритодациты гранитоидов.

Проба 1929. Плагиигранит-порфир светло-серый, с мелкозернистой основной массой, с 50% вкрапленников размером 2–15 мм полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов, приблизительное соотношение 5:1:1. Обр. 1429а, р. Куйвиваям, поблизости от места пробы 1928, из штока, прорывающего липаритодациты (проба 1928). Возраст плагиигранит-порфира, гранит-порфировых даек (проба 1927) и гранодиоритовых штоков, расположенных севернее (пробы 1424 и 1425), одинаков.

Проба 1930. Кварцевый диорит-порфирит роговообманковый, мелкозернистый, светло-серый, с мелкими вкрапленниками плагииоклаза. Обр. 2447, левобережье р. Ветроваяя, в низовьях правого притока р. Вывенки, из штока в поле распространения андезитов, предположительно отнесенных к корфювской свите плиоцена. Шток прорывает андезиты. Радиологическая дата соответствует границе миоцена и плиоцена, таким образом, и прорываемые андезиты не могут быть плиоценовыми.

Проба 1931. Плагиигранит биотитово-роговообманковый, среднезернистый, желтовато-серый. Обр. 1474а, междуречье Куйвиваям и Ветроваяя, в верховьях, в 40 км к юго-востоку от оз. Таловского; из штока 1,5 x 5 км, вытянутого в широтном направлении, прорывающего песчаниково-сланцевую толщу верхнего мела, сопряженного со свитами гранитных и гранит-порфировых даек, и условно датированного миоценом. Значительно расхождение аналитических данных, по-видимому, из-за минеральной неидентичности навесок. Считая разнозначные ошибки равновероятными, можно ориентироваться на среднее значение в 35 млн. лет; оно соответствует возрасту даек (проба 1927) и гранитоидных штоков (пробы 1424, 1425, 1929) этого района.

Проба 1932. Андезит с серой фельзитовой основной массой, с 20% вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов размером 0,5–1,5 мм. Обр. 1843, междуречье Ветроваяя и Уннэйваяя, в верховьях, в 57 км к юго-востоку от оз. Таловского. Покров андезитов залегает на дислоцированной песчаниково-сланцевой толще верхнего мела, отождествляется с корфовской вулканогенной свитой, однако абсолютный возраст в среднем соответствует второй половине миоцена. То, что андезиты в междуречье Куйвиваяя, Уннэйваяя и Ветроваяя не могут быть плиоценовыми, подтверждается датировкой прорывающих эти андезиты кварцевых диорит-порфиритов (проба 1930).

Проба 1771. Кваршево-полевошпатовый порфир с желтовато-серой, неяснозернистой основной массой, с 40% вкрапленников полевых шпатов и кварца размером 1–3 мм. Обр. 778 из коллекции Лето-Уннэйваяяской геологической партии Пенжинской комплексной экспедиции, 1963 г., междуречье Кубль и Уннэйваяя, в 65 км к восток-северо-востоку от оз. Таловского; из эффузивного покрова, залегающего на песчаниково-сланцевой толще верхнего мела и предположительно отнесенного к миоцену. Дата (42 млн. лет) соответствует середине эоцена и точно совпадает с возрастом липаритоидита пробы 1928 из верховьев р. Куйвиваяя, приблизительно в 60 км юго-западнее места пробы 1771. После определения возраста автором главный геолог Пенжинской экспедиции Ю.Г. Егоров уточнил стратиграфическую позицию липаритов пробы 1771 и отнес их к нижней подсвите велонлыкской свиты олигоцена.

Проба 1952. Гранодиорит-порфир роговообманковый, среднезернистый, серый. Обр. 173 из коллекции Второй Ново-Ильпинской партии Пенжинской комплексной экспедиции. 1962 г., верховья р. Луэрваяя, 22 км к северу от зал. Анапка. Субинтрузивное тело находится в поле вулканогенных пород предположительно позднемиоценового – плиоценового возраста (сопоставляется с корфовской угленосной свитой), которые перекрывают осадочные породы пахачинской свиты среднего-верхнего миоцена и сами перекрывают верхнеплиоценовую эрмановскую свитой и, по всей вероятности, нижнечетвертичными оливиновыми базальтами (апукская свита). Вулканогенная толща расчленена на нижнюю – липаритовую (по косвенным признакам рассматривается как фация верхов пахачинской свиты), и верхнюю – андезитовую (условно сопоставляется с корфовской) свиты. Гранодиорит-порфиры условно отнесены к комагматитам липаритовой свиты. Радиологическая датировка соответствует позднему миоцену.

Проба 1953. Липарит с микрогранитовой структурой, биотитовый светло-серый. Обр. 1823 из коллекции Второй Маметчинской партии Пенжинской комплексной экспедиции, 1962 г. (проба 1954), восточное побережье Пенжинской губы, п-ов Маметчинский, бассейн р. Эсгичнинваяя, 12 км к северо-востоку от горы Бол. Мамет. Геологических обоснований для датировки не имеется; предполагалось, что липариты являются позднеэоценовыми, но не исключалась их синхронность с липаритами пробы 1954. Абсолютный возраст соответствует позднему миоцену.

Проба 1954. Липарит с гранитной структурой. Обр. 1696, восточное побережье Пенжинской губы, п-ов Маметчинский, бассейн р. Бол. Оммайваяя, 17 км к юго-востоку от горы Бол. Мамет и в 5 км к востоку от берега Маметчинского залива. Считалось, что липарит происходит из велонлыкской свиты миоцена, но не исключалась его синхронность с липаритом пробы 1953. Абсолютный возраст соответствует позднему эоцену.

Проба 1942. Липарит темно-серый с порфировой структурой. Обр. 2300–2 из коллекции Третьей Ново-Ильпинской партии Пенжинской комплексной экспедиции. 1963 г. (пробы 1943–1951), междуречье Энынг-

ваям и Уйвинывавам, в верховьях, правобережье р. Уйвинывавам, в 70 км от зал. Анапка. Липарит предположительно относится к велонлыкской свите, радиологическая датировка свидетельствует о его принадлежности к раннечетвертичным образованиям.

Проба 1943. Липарит фельзитовый, олигофировый, белый. Обр. 2293, левобережье р. Уйвинывавам, в верховьях, в 70 км к северу от зал. Анапка. Отождествляется с велонлыкской свитой, возраст соответствует рубежу эоцена и олигоцена.

Проба 1944. Липарит зеленовато-серый, с фельзитовой основной массой, с вкрапленниками (до 40–50%) полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов, с размером кристаллов 1–6 мм. Обр. 2281–3, верховье р. Уйвинывавам, поблизости от места пробы 1943. Отождествляется с велонлыкской свитой, абсолютный возраст близок возрасту пробы 1943.

Проба 1945. Липарит темно-серый, с фельзитовой основной массой, с вкрапленниками (до 30%) полевых шпатов и кварца, размером 0,5–5 мм, с крупными миндалевидными выделениями халцедона. Обр. 2262–2, правобережье р. Энынгвавам, в верховьях, в 50 км к северу от зал. Анапка. Геологическая датировка та же, липариты перекрыты андезитами, туфовыми брекчиями и туфопесчаниками, относимыми к корфовской свите.

Проба 1946. Андезит с литоидной основной массой, с вкрапленниками (до 25–30%) плагиоклазов размером 1–3 мм, темно-коричневый, междуречье Уйвинывавам и Энынгвавам, в верховьях, в 70 км к северу от зал. Анапка. Предполагалось, что андезит принадлежит корфовской свите, полученная дата соответствует раннему миоцену.

Проба 1947. Андезитобазальт (андезит), подобный андезиту пробы 1946. Обр. 3216, правобережье р. Энынгвавам, в верховьях, в 50 км к север-северо-востоку от зал. Анапка. В.И. Голяков сообщил, что данный образец происходит из корфовской свиты, но не отрицал возможность отнесения его к апукской свите. Радиологическая датировка сближает его с андезитами проб 1946 и 1948.

Проба 1948. Андезит серый, с вкрапленниками (до 20–30%) плагиоклаза и роговой обманки размером 1–5 мм. Обр. 3074, междуречье Уйвинывавам и Энынгвавам, в верховьях, в 65 км к север-северо-востоку зал. Анапка (см. также пробы 1949–1951). Геологическая датировка – корфовская свита плиоцена. Полученная дата близка возрасту проб 1946, 1947, все прогибы происходят из одного и того же поля андезитов.

Проба 1949. Андезит серый, литоидный, микропорфирный. Обр. 2085, местонахождение см. пробу 1948. Андезиты проб 1946, 1947, 1948, 1949, а также проб 1950 и 1951 одновозрастны (в пределах точности определений).

Проба 1950. Оливиновый базальт, серый, микропорфирный. Обр. 3087, местонахождение см. пробу 1948. Геологическая датировка условная: либо апукская, либо корфовская свиты, абсолютный возраст устанавливается вполне надежно по двум определениям как раннемиоценовый.

Проба 1951. Андезит серый, литоидный, с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки по 0,5–3 мм до 30%. Обр. 3075, местонахождение см. пробу 1948. Геологическая датировка условная: либо корфовская, либо апукская свиты, абсолютный возраст соответствует раннему миоцену.

Краткая характеристика проб (см. табл. 8)

Проба 1430. Дацитовый порфирит с зеленовато-серой основной массой, с 25% вкрапленников плагиоклаза размером 2–3 мм, с небольшим количеством темноцветных минералов и кварца. Обр. 344 из коллекции Воч-

винской партии Пенжинской экспедиции, 1962 г. (пробы 1431–1437), верховья р. Энычаваям, правобережье руч. Скальный. Серия небольших штоков прорывает толщу аргиллитов, алевролитов и песчаников, относимую к верхнему мелу, абсолютный возраст соответствует рубежу олигоцен–миоцен.

Проба 1431. Дацитовый порфирит с мелкозернистой серой основной массой, с 10% вкрапленников плагиоклаза размером 1–3 мм и роговой обманки. Обр. 300, правобережье р. Энычаваям, в верховьях, руч. Кривой. Полдесятка небольших штоков дацитовых порфиритов находятся в той же позиции, что и в долине руч. Скального. Возраст соответствует середине олигоцена. Эту же группу штоков характеризует проба 1435.

Проба 1432. Дацит с зеленовато–серой микрозернистой основной массой, с 40–45% вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки размером 1–3 мм. Обр. 632, правобережье р. Энычаваям, руч. Туманный. Дациты слагают покров, в котором есть также базальты и андезитобазальты, эффузивные породы перекрывают аргиллиты, алевролиты и песчаники верхнего мела. Штоки дацитовых порфиритов (пробы 1430, 1431, 1435) представляют собой корневые тела покрова, дата пробы 1432 соответствует верхам олигоцена.

Пробы 1433. Андезиодацит, плагиопорфир, мелкозернистый, светло–серый, с 15–20% вкрапленников плагиоклаза размером 2–10 мм, с небольшим количеством кварца и биотита (по Б.В. Лопатину, порода близка к гранодиорит–порфиру). Обр. 412, водораздел ручьев Водопадного и Ветвистого, между верховьями рек Энычаваям и Вывенка. Небольшие штоки, аналогичные штокам на правобережье Энычаваям, прорывают толщу песчаников, конгломератов и глинистых сланцев корякской серии верхнего мела. Абсолютный возраст соответствует середине олигоцена.

Проба 1434. Диоритовый порфирит с микрозернистой зеленовато–серой основной массой, с 36–40% вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки размером 0,5–4 мм. Обр. 880, верховья руч. Вочвиваям – левого притока р. Вывенка, в 100 км к северу от побережья Олюторского залива. Около десятка штоков такого же состава прорывают и метаморфизуют аргиллиты, алевролиты, песчаники и туфы ильпинской свиты. Датировка пробы 1434 соответствует началу миоцена.

Проба 1435. Микродиорит роговообманковый, зеленовато–серый. Обр. 24, небольшой шток в верховьях руч. Кривого – правого притока р. Энычаваям (см. пробу 1431). Возраст штока близок дате дацитовых порфиритов пробы 1431.

Проба 1436. Дацитовый порфирит со светлой, зеленовато–серой фельзитовой основной массой, с 45–50% вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки размером 0,5–3 мм. Обр. 915, небольшой шток на левобережье руч. Вочвиваям. Позиция аналогична штокам в верховьях руч. Вочвиваям (см. пробу 1434). Возраст отвечает рубежу олигоцен – миоцен.

Проба 1437. Дацитовый порфирит с микрозернистой зеленовато–серой основной массой, с 35% вкрапленников роговой обманки и плагиоклаза размером 0,5–5 мм. Обр. 900, группа небольших штоков на левобережье р. Вывенка, к востоку от места пробы 1434, позиция штоков аналогична. Абсолютный возраст соответствует рубежу олигоцен – миоцен.

Проба 1566. Гранодиорит роговообманковый, светло–серый. Обр. 2365 из коллекции Хаинконклавской партии Пенжинской экспедиции, 1962 г., правобережье р. Пахача, в верховьях, 140 км к северу от побережья Олюторского залива. Тело гранодиоритов размером около 0,5 x 1 км приурочено к интрузивной залежи габбро–сиенитов и сиенитодиоритов, находящейся в толще яшм, кварцитов и диабазовых порфиритов ватынской серии верхнего мела. Интрузивный комплекс условно датирован поздним мелом, абсолютный возраст свидетельствует о внедрении гранодиоритов в эоцене.

Проба 1934. Андезитодацит микрозернистый, афировый, серый. Обр. 3064 из коллекции Хаинконклавской партии Пенжинской экспедиции, 1963 г. (пробы 1935-1941). Серия субширотных даек дацитов и андезитодацитов рвет осадочные породы верхнего мела на бортах долины р. Пахача, в верховьях, дайки условно датированы палеогеном. Возраст пробы соответствует началу миоцена и близок возрасту дацитовых штоков в бассейнах рек Вывенка и Энычаяям (см. пробы 1430-1437).

Проба 1935. Порфирит микрозернистый, афировый, зеленовато-серый. Обр. 3009. Правобережье р. Пахача, в верховьях. Предполагается, что порфириты представляют собой покровные образования ватынской серии верхнего мела, однако полученные даты (40 и 50 млн. лет) соответствуют эоцену и сходятся с возрастом гранодиорита пробы 1566. Значительный разброс дат для порфирита объясняется невысоким содержанием в породе калия. Проба порфирита отобрана в 0,7 км к юго-востоку от контакта с интрузивной залежью габбро-сиенитов и сиенито-диоритов (см. пробы 1566, 1936).

Проба 1936. Габбро-диорит (габбро-сиенит) мелкозернистый, роговообманковый, серый. Обр. 3007, правобережье р. Пахача, в верховьях небольшое интрузивное тело, рвущее осадочные породы ватынской серии верхнего мела и соседствующие с интрузивным телом габбро-сиенитов и гранодиоритов (см. пробу 1566). Интрузии габброидного состава в бассейне р. Пахача предположительно датированы палеогеном. Абсолютный возраст пробы 1936 соответствует началу палеоцена и вполне гармонирует с более молодым возрастом прорывающих габброиды гранодиоритов пробы 1566.

Проба 1937. Дацит (плагиолипарит) светло-серый, фельзитовый, афировый. Обр. 2950, верховья руч. Эчваям - левого притока р. Пахачи. Небольшие штоки светлых дацитов и плагиолипаритов (субвулканические тела) находятся в поле эффузивов апукской свиты, взаимоотношение штоков с которыми неясно. Возраст пробы соответствует позднему миоцену.

Проба 1938. Плагиогранит-порфир с фельзитовой основной массой, с 15-20% вкрапленников полевых шпатов, темно-серый. Обр. 2886, левобережье р. Пахача, в верховьях, Пахачинский хребет. Шток размером 2 x 2 км прорывает верхнемеловые и неогеновые осадочные породы и перекрыт эффузивами апукской свиты. Абсолютный возраст в среднем соответствует первой половине плиоцена и сходится с возрастом проб 1941 (андезитобазальт) и 1957 (андезит).

Проба 1940. Базальт темный, коричневатый-серый, заметно порфиновый, с комковатой текстурой. Обр. 439, правый берег руч. Мал. Эчваям, левобережье р. Пахача. А.Г. Погожевым указано, что проба отобрана из верхне-неогеновых эффузивов, сопоставляемых с корфовской свитой, поблизости от контакта с перекрывающими эффузивами апукской свиты. Два анализа на пробе 1940 дали по 100% воздушного аргона (с ошибкой измерения в пределах $\pm 1\%$). Правильнее отнести базальт пробы 1940 к апукской свите, считая его возраст менее 1 млн. лет.

Проба 1941. Андезитобазальт с черной витрофировой основной массой, с 25-30% вкрапленников плагиоклаза размером 0,5-1,5 мм. Обр. 2997, левобережье р. Пахача, в верховьях. Образец из поля апукской свиты и вулкано-осадочных пород корфовской свиты, возраст пробы (4 и 9,5 млн. лет, разброс из-за молодости породы, невысокого содержания в ней радиогенного аргона - 40) соответствует плиоцену.

Проба 1955. Гранодиорит-порфир, мелкопорфиновый, с бело-серой фельзитовой основной массой (по внешнему виду близок к липариту). Обр. 691-а из коллекции Второй Импулской партии Пенжинской экспедиции, 1962 г. (пробы 1956-1962), левобережье р. Имка, в низовьях, 6 км к северу от

берега Олюторского залива. Штоки гранодиорит-порфиров и дацитов в районе мысов Грозного и Крешенного огнем прорывают отложения ильпинской свиты. Возраст пробы соответствует рубежу олигоцен - миоцен.

Проба 1956. Базальт микрозернистый, массивный, черный. Обр. 709-п, побережье Олюторского залива, между мысами Грозным и Крешенным огнем, к востоку от устья р. Имка. Эффузивные породы отнесены к корфовской свите, перекрывают отложения пахачинской свиты. Возраст базальта в среднем по трем определениям равен 13 ± 2 млн. лет и соответствует концу миоцена.

Проба 1957. Андезит микрозернистый, неяснопорфировый, темно-серый. Обр. 114-т (из сборов Т.В. Тарасенко, передан нам с коллекцией проб А.А. Коляда), 1962 г., правобережье рч. Бол. Аталваем - правого притока р. Пахача. Образец из эффузивов, отнесенных к корфовской свите. Два определения дают согласный результат, соответствующий плиоцену.

Проба 1958. Андезит с 25% вкрапленников полевых шпатов и темно-цветных минералов размером 1-4 мм, темный, сиренево-серый. Обр. 149-б-т (из сборов Т.В. Тарасенко), верховья рч. Бол. Аталваем, правого притока р. Пахача, 45 км к северу от побережья Олюторского залива. Образец характеризует породы верхней говенской свиты, датируемой предположительно олигоцен-миоценом. Абсолютный возраст близко соответствует рубежу олигоцен-миоцен (см. пробы 1959 и 1960).

Проба 1959. Андезит с 20-25% вкрапленников полевых шпатов размером 1-3 мм, с темной, зеленовато-серой литоидной основной массой. Обр. 127-т (из сборов Т.В. Тарасенко), около 3 км к востоку от места пробы 1958. Образец характеризует породы нижней части говенской свиты. Абсолютный возраст соответствует концу олигоцена.

Проба 1960. Андезит (андезитодацит) с 30-35% вкрапленников полевых шпатов размером 1-8 мм с темной коричневатой-серой литоидной основной массой. Обр. 1530, левобережье среднего течения р. Имка, 25 км к северу от мыса Крешенного огнем на берегу Олюторского залива. Образец характеризует верхнюю часть говенской свиты. Возраст близок датам пробы 1958 из той же верхней части и пробы 1959 из нижней части говенской свиты. Геологическая датировка говенской свиты (конец олигоцена - начало миоцена) хорошо подтверждается калий-аргоновыми определениями, соответствующими рубежу олигоцен-миоцен.

Проба 1961. Базальт микрозернистый, массивный, черный. Обр. 3226, правобережье р. Пахача, в 45 км от побережья Олюторского залива. Образец из Корфовской свиты, приблизительно в 7 км к востоку от места пробы 1957. В среднем по трем определениям возраст базальта 12 ± 1 млн. лет и почти вдвое древнее возраста пробы 1957. Следует, однако, обратить внимание на соответствие дат базальта пробы 1961 и аналогичного базальта пробы 1956 (в среднем 13 ± 2 млн. лет) с побережья Олюторского залива. Можно предположить, что в объем корфовской свиты включены эффузивы довольно широкого возрастного диапазона.

Проба 1962. Диорит-порфирит микрозернистый, мелкопорфировый, зеленовато-серый. Обр. 3396, правобережье р. Имка, 23 км к северу от мыса Грозного на побережье Олюторского залива. Небольшой шток диорит-порфиритов на контакте эффузивов говенской свиты с осадочными породами ильпинской свиты прорывает эффузивы говенской свиты. Условно диорит-порфириты датированы миоценом, калий-аргоновый возраст подтверждает это.

Проба 1804. Габбро-диорит среднезернистый, зеленовато-серый. Обр. 47-3 из коллекции Импулской партии Пенжинской экспедиции, 1963 г., верховья рч. Тавываем - левого притока р. Пылговаям, горы Хихинан. Условная датировка габбро-диорита - олигоцен - миоцен. Калий-аргоновый возраст соответствует началу эоцена.

Проба 1176. Гранодиорит биотито-роговообманковый, крупнозернистый, серый, в составе (визуально): темноцветные минералы - 10%, кварц - 7, полевые шпаты - 83%. Обр. 149-61 из коллекции А.А. Коляда, Пенжинская экспедиция, 1961 г., истоки р. Имка, 40 км к северу от побережья Олюторского залива и 20 км западнее долины р. Пахача. Интрузив размером около 7,5 x 7,5 км, по-видимому, перекрыт эффузивами говенской свиты. Его возраст оказывается более древним (37 млн. лет), чем пород говенской свиты (22-27 млн. лет).

Проба 1457. Андезитодацит зеленовато-серый, микрозернистый, олигофиновый, с 5-10% вкрапленников кварца и полевых шпатов размером 0,5-1,5 мм. Обр. 1 из коллекции Ачайваямской партии Пенжинской экспедиции, 1962 г., бассейн р. Апука, водораздел между верховьями р. Правой Ачайваям и р.левой Яелваям, верховья руч. Водопадов, 210 км к север-северо-востоку от мыс. Олюторского. Образец из дайки, пересекающей пироксеновые порфиры, туфы, туфопесчаники и кремнистые породы ватынской серии верхнего мела, предположительно датирован четвертичным временем. Радиологическое определение подтверждает молодость дайки и указывает на верхний плиоцен, но из-за возможных значительных аналитических погрешностей, обусловленных ничтожным содержанием радиогенного аргона в породе ($5,8 \cdot 10^{-10}$ г/г), нельзя быть в этом полностью уверенным.

Проба 1458. Гранит среднезернистый, с небольшим количеством биотита, светло-серый, Обр. 2, из той же коллекции, 1,5 км к юго-востоку от места пробы 1457. Образец из дайкообразного штока длиной около 8 км при максимальной ширине 300-400 м, локализованного в зоне разлома (по долине р. Правой Ачайваям). В разломе соприкасаются андезиты, андезито-базальты и туфы нижней подсвиты апукской свиты и андезитодациты, андезиты и туфолавы верхней подсвиты той же свиты, а также породы апукской свиты с породами ватынской серии верхнего мела. Поскольку апукская свита относится к плейстоцену, то гранитоидные дайкообразные штоки считаются средне-позднеплейстоценовыми. Калий-аргоновая датировка в данном случае подтверждает молодость штока и соответствует концу плиоцена, но возможная ошибка определения почти равна установленному значению.

Литература

- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (м-б 1:25000000) // Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. - Магадан, 1964.
- Белый В.Ф., Тильман С.М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тектоника. - 1966. - № 2.
- Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. - Л.: НИИГА, 1965. - Т. 148.
- Егизаров Б.Х. Тектоника Корякской складчатой системы // Складчатые области Евразии. - М.: Наука, 1964.
- Егизаров Б.Х., Криштофович Л.В., Пичугина Г.К. Палеогеновые и неогеновые отложения восточной части Олюторского прогиба // Геология Корякского нагорья. - М.: Госгортехиздат, 1963.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. - М.: Госгеолиздат, 1959.
- Челебаева А.И. К вопросу о стратиграфии верхнеогеновых континентальных отложений Камчатки // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. - М.: Наука, 1969.

Л. В. Фирсов

К ГЕОХРОНОЛОГИИ АЯНСКОГО РАЙОНА

(СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ хр. ДЖУГДЖУР)

Район бухты Аян геологически представляет собой чрезвычайно сложный участок зоны разлома (рис. 1). Он находится на стыке Джугджуро-Становой протерозойской складчатой зоны и позднемезозойского Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (рис. 2). Поэтому в его строении проявляются признаки и древних, и молодых структур, насыщенных разнообразными магматическими образованиями.

Распространенность пород в районе Аяна такова (%):

Формация	Распространенность
Метаморфические породы (гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, амфиболитизированные габброиды)	13,5
Палеозойская карбонатно-терригенная формация	9,0
Анортозиты и связанные с ними габброиды	18,5
Гранитоиды разных возрастных групп	46,5
Габброиды позднемезозойские	1,5
Эффузивы позднемеловые	11,0

Роль магматических образований велика: выходы магматических пород (без учета ортогнейсов) занимают 77,5% площади, причем на долю гранитоидов приходится 46,5%. Если прибавить амфиболитизированные габброиды в метамор-

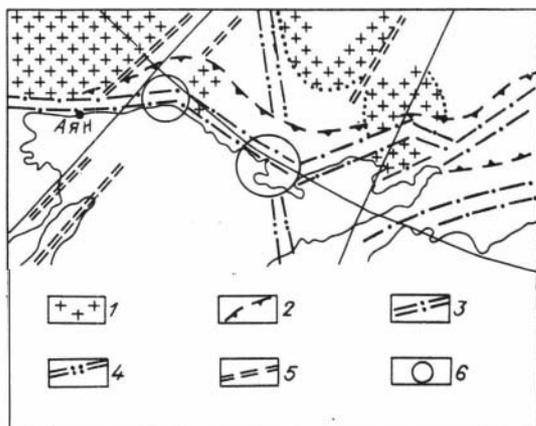


Рис. 1. Разломные структуры Приохотья.

1 - Алданский шит и жесткие массивы Верхояно-Чукотской складчатой области (Охотский, Колымский, Омолонно-Тайгоносский); 2 - границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 3 - кулисные зоны разломов Монголо-Охотского направления; 4, 5 - глубинные разломы Колымского (4) и Сахалинского (5) направлений; 6 - области сосредоточения эпицентров землетрясений, приходящихся на сочленения разломных структур.

Рис. 2. Геологическая карта-схема Аянского района (составлена по материалам съемок Северо-Восточного и Хабаровского геологических управлений, с изменениями и дополнениями).

1 - современные и четвертичные аллювиальные отложения; 2 - раннепалеогеновые субшелочные граниты; 3 - позднемеловые эффузивы; 4-6 - гранитоиды соответственно позднемеловые, раннемеловые, раннемезозойские; 7 - карбонатно-терригенные отложения палеозоя (силур - девон); 8 - габброиды (разного возраста); 9 - анортозиты Джугджурского плутона; 10 - предположительно синийские порфиroidы (могут быть и моложе); 11 - допалеозойские гранитоиды; 12 - кристаллические сланцы и кварциты; 13 - гнейсы и гранитогнейсы; 14 - крупные разломы. Датировка магматических образований - на основании калий-аргоновых определений автора.

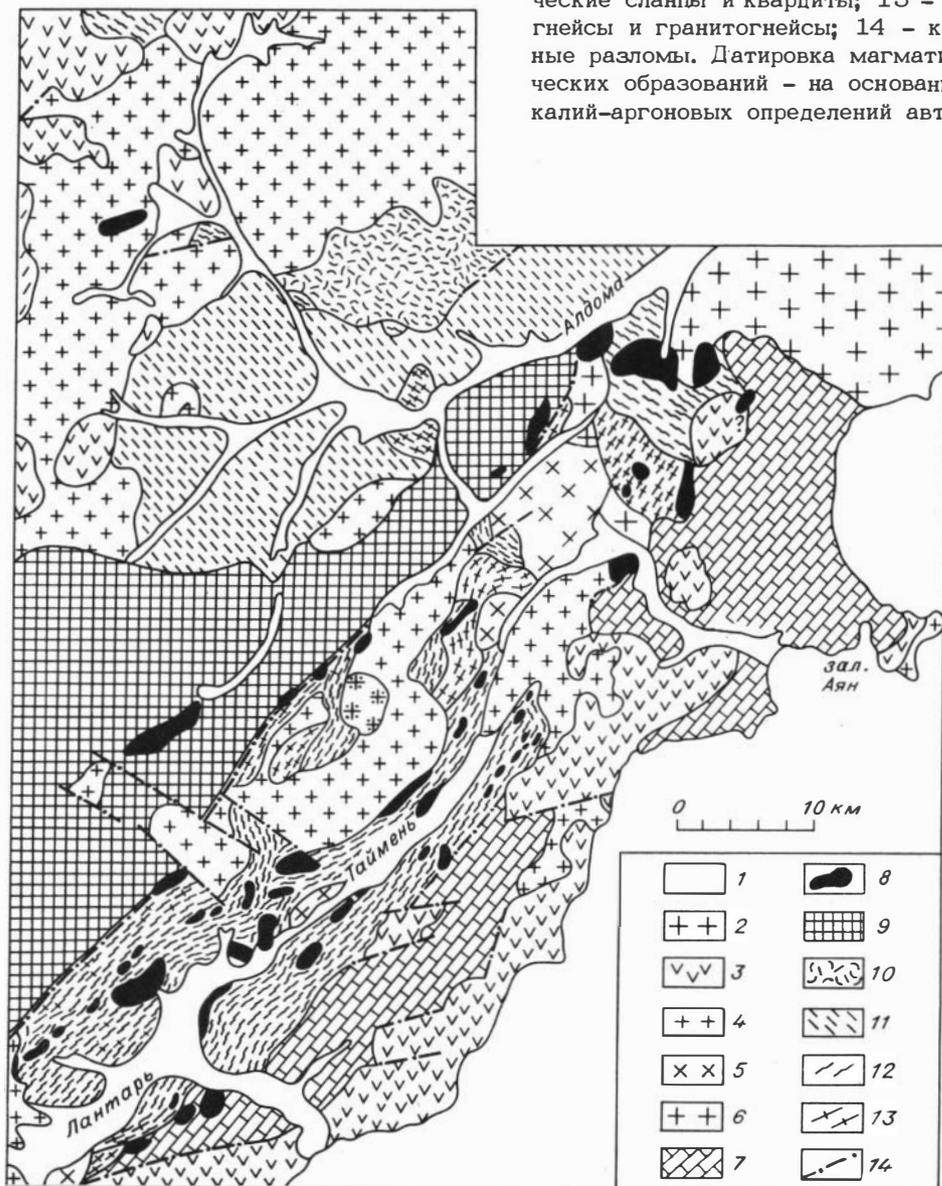


Таблица 1. Распространенность изверженных пород в районе Аяна, %

Формация	Распространенность	
	общая	только изверженных пород
Все изверженные породы, в том числе амфиболитизированные габброиды в метаморфических породах	80,5	100
Анортозиты	14,5	18,5
Габброиды в анортозитах	4,0	5,0
Габброиды в метаморфических породах	3,0	3,7
Габброиды позднемезозойские	1,5	1,8
Гранитоиды допалеозойские	11,1	13,8
Гранитоиды триасовые (?)	4,9	6,1
Гранитоиды раннемеловые	2,6	3,2
Гранитоиды позднемеловые	24,9	31,0
Гранитоиды палеогеновые	0,4	0,5
Порфиroidы условно синийские	2,6	3,2
Эффузивы позднемеловые	11,0	13,7

фическом комплексе, то распространенность магматических образований в Аянском районе составит около 80,5% (табл. 1).

Добавим к этому, что распространенность метаморфических пород оценивается в 13,5%, тогда как выходы осадочных пород, в той или иной мере биостратиграфически датированных, занимают всего 9% площади (рис. 2). Отсюда ясно, что хронологическое сопоставление разнообразных и полихронных магматических пород Аянского района не решается только геологическими наблюдениями, оно требует реализации радиологических методов.

Автором впервые приводятся даты для 70 проб изверженных и метаморфических пород Аяна, полученные им в 1962-1963 гг. (Лаборатория геохронологии СВКНИИ СО АН СССР, Магадан, калий-аргоновый метод). Материалом послужила коллекция образцов, принадлежащая автору и И.К. Шулушко.

Внимание заостряется на трех вопросах, неоднозначно решаемых геологами, картировавшими эту территорию.

Докембрий или девон?

В 1946 г. геологические исследования в Аянском районе проводил Г.Г. Кайгородцев. Именно он впервые оконтурил здесь поля архейских гнейсов и амфиболитов и протерозойско-кембрийских кварцитов, кварцитовидных и известковистых песчаников, зелено-каменных сланцев. Спустя десять лет его точка зрения на возраст пород метаморфического комплекса не изменилась /Трумпе, 1959/. Проведенные в 1958-1960 гг. геологические съемки под руководством В.И. Гольденберга (ВАГТ) не подтвердили (или, во всяком случае, поставили под сомнение) заключение о докембрийском возрасте метаморфических пород: последние отнесены к девону, а их блоки стали квалифицировать как гигантские ксенолиты девонских отложений среди палеозойских интрузивов. Основанием для подобного утверждения было наблюдение метаморфизма в породах и постепенного перехода нормальных песчаников, алевролитов и аргиллитов девона в различного рода кварциты и кристалличе-

ские сланцы с приближением к зонам разломов или к интрузивам. Вместе с тем В.И. Гольденберг посчитал возможным выделить в Аянском районе конкулинскую свиту песчаников с линзами аргиллитов и гонамскую песчаников и конгломератов (синий).

Таким образом, первая неясность касается возраста пород высокой степени метаморфизма: докембрий или девон?

Докембрийский возраст метаморфических пород в хр. Джугджур определяет также и В.А. Рудник /1960/. Он считает гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты продуктом дислокационного метаморфизма и кремний-калий-натрового метасоматоза синийских, силурийских и девонских отложений, гранитоидов и габбро-диоритов верхнепалеозойского и юрско-мелового возраста. Динамометаморфические и метасоматические преобразования охватили, по В.А. Руднику, даже мезозойские вулканогенные породы. Такие случаи действительно бывают. Например, в пределах Магаданского батолита (Охотско-Чукотский вулканический пояс) мезозойские лавы и лавобрекчии средне-основного состава местами метаморфизованы до состояния полосчатых гнейсов.

Возраст карбонатно-терригенных пород

Геологические съемки не дали однозначного материала также относительно стратиграфии и возраста карбонатно-терригенных пород Аянского района. Ограничимся сопоставлением двух стратиграфических схем (табл. 2). В одном случае объем карбонатно-терригенной формации определяется силу-

Таблица 2. Стратиграфия карбонатно-терригенных пород Аянского района

По И.Н. Трумпе, 1959	По В.И. Гольденбергу, 1960
Силур Разные известняки, мергели, известковистые сланцы; в нижней части – известковистые алевролиты, углистые известняки; 1000–1050 м	Кембрий Битуминозные известняки, известковистые алевролиты, реже аргиллиты; 1200 м; резкое несогласие
Силур – девон Известняки, известковистые песчаники, песчаники, сланцы, конгломераты; кораллы и растительные остатки; около 1000 м	Силур Известняки, известковистые алевролиты и аргиллиты с фауной; до 1000 м; резкое несогласие
Нижний – средний девон Песчаники, кварциты, битуминозные известняки, разные сланцы (кремнистые, углистые и др.), туфогенные песчаники, конгломераты; 950 м	Девон Известковистые и кварцитовидные песчаники, кварциты, известковистые алевролиты и аргиллиты, слюдястые сланцы, конгломераты; с фауной среднего девона
Несогласие Верхний девон Кремнисто-глинистые сланцы, известковистые песчаники; 350 м	
Пермь Углистые и другие сланцы с растительными остатками	

ром — девоном (плюс локально распространенные на п-ове Аян пермские отложения), в другом — кембрием — девоном.

Неопределенность проистекает из малочисленности находок датирующей фауны и флоры, из трудности стратиграфического изучения осадочных пород вследствие их блокового залегания, ограниченной распространенности и дислокаций.

Стратифицированные мезозойские породы (в том числе преобладающие эффузивные) датируются от юры (или поздней юры) до позднего мела и палеогена, но, будучи территориально разобшенными с большинством интрузивных образований, они мало помогают в определении возраста последних.

Магматическая многофазность

Если не учитывать описание изверженных пород Аянского района, впервые выполненное в 1851 г. И.Г. Меглицким /Богданович, 1905/, то первую попытку систематизации их сделали А.А. Леонтович и Н.А. Раков в 1938–1939 гг. /Леонтович, Раков, 1948/. С того времени изверженные породы Аяна неоднократно исследовались. Было установлено, что они весьма

Таблица 3. Хронология магматизма Аянского района

А.А. Леонтович, Н.А. Раков, 1948	Г.Г. Кайгородцев, 1946	И.Н. Трумпле, 1959	В.И. Гольденберг, 1960
Анортозиты, ка- ледонские или ран- негерцинские	Габбро-амфибо- литы и порфирои- ды, раннепалеозой- ские	Гранитоиды и габброиды (грани- тогнейсы и амфи- болиты)	Анортозиты и габбро-нориты, протерозойские Гранит-порфиры и порфиры, синий- ские
Гранитогнейсы, герцинские	Гнейсограниты, огнейсованные гра- нодиориты и грани- тоиды позднепалеозой- ские	Габбро-лабра- дориты и гранито- иды, раннепалео- зойские	Габбро, поздне- палеозойские
Адамеллиты, до- позднегерцинские	Габбро и амфи- болиты меловые	Гранитоиды, позднепалеозой- ские	Граниты, позд- непалеозойские
Гнейсовидные гранодиориты, дио- риты, позднегер- цинские	Диориты, гра- нодиориты и гра- ниты, меловые	Граниты и грано- диориты, мезозой- ские	Кварцевые дио- риты, раннемело- вые
Гранитоиды, аль- пийские	Граниты "Джуг- джурского" типа, меловые	Граносиениты и микропегматито- вые граниты, ме- зозойские Габбро, кайно- зойские Порфиroidные граниты, кайнозой- ские	Габбро-диориты и габбро, ранне- меловые Гранитоиды, ме- ловые Граниты, позд- немеловые Долериты и гра- нит-порфиры, па- леогеновые

разнообразны и, несомненно, разновозрастны, однако недостаточность геологических (прежде всего биостратиграфических) данных препятствовала уверенной их датировке. Как водится в таких случаях, мнения исследователей неоднозначны (табл. 3). Можно заключить, что при существенных разногласиях относительно хронологии магматизма Аяна "среднестатистическое" мнение складывается все же в пользу позднепалеозойского – мезозойского времени (при неслишком определенной последовательности и числе фаз) гранитоидного и габброидного магматизма.

Ключевым вопросом в хронологии магматизма Аяна является возраст анортозитового плутона, простирающегося к юго-западу и далее в западном направлении более чем на 450 км. А.А. Леонтович и Н.А. Раков /1948/ считали его каледонским или раннегерцинским, И.Н. Трумпле /1959/ – раннепалеозойским, Г.Т. Татаринов – досинийским, В.И. Гольденберг – протерозойским, В.Н. Мошкин и др. /1961/ – раннепротерозойским, И.П. Карташов /1957/ – послесинийским и докарбовым (или додевонским). Свинцовым методом для анортозитов определен возраст 1700 млн. лет /Мошкин, 1961а, б/. Сложные структуры и состав плутона уже описывались в упомянутых работах, однако его возраст и способ образования остаются в значительной мере дискуссионными (ср. Леонтович и Раков /1948/; Мошкин /1961/; Лебедев и Павлов /1957/); противоречивы представления о магматизме Аянского района вообще.

Датировки, результаты которых будут обсуждены ниже, подтверждают не какую-либо одну из указанных выше схем магматизма, а отдельные пункты разных схем. Следовательно, различия между ними могут быть устранены или в значительной мере сглажены. Как известно, истина – посредине.

Метод и точность

Возраст определялся калий–аргоновым объемным методом. Использовались аргоновые установки конструкции автора, ныне действующие в геохронологической лаборатории в Магадане и улучшенные им после 1964 г. в Лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР (Новосибирск). Аргоновые установки соединяются высоковакуумной коммуникацией с масс-спектрометром МИ-1305. Состав аргона определяется двухлучевым способом.

Надежность определения радиогенного аргона гарантируется крупными навесками (около 50 г), хорошей герметизацией установок, калиброванными монометрами Мак–Леода (погрешность не более $\pm 0,5\%$), проведением анализов с контрольными чистками аргона от химических активных газов, эвакуацией из вакуумной системы гелия, использованием абсолютно закрытой системы напуска аргона в МИ-1305, оптимальным режимом работы на МИ-1305 и другими факторами.

Во всех случаях содержание калия в породах определено методом фотометрии пламени с использованием внутренних стандартов и с контролем по внешним стандартам.

Вопрос о точности определений довольно сложен. Было бы рискованно уверять в абсолютной надежности получаемых дат. Они могут существенно не соответствовать геологическим представлениям о возрасте пород в силу объективных и субъективных причин. К первым нужно отнести всякого рода нарушения калий–аргонового баланса в породах, особенно при метаморфических преобразованиях. Эти причины и их последствия не всегда можно выявить и учесть, приходится просто говорить о том, что даты отражают время наиболее существенного преобразования пород. Причины второго порядка

целиком и полностью лежат на совести геологов, которым зачастую бывает трудно договориться не только о возрасте пород, но и о более материально-осязаемых категориях и явлениях (например, рвет ли гранит Б, или наоборот, или есть ли между ними интрузивный контакт и т.д.). Поэтому причины второго порядка вообще не учитываются.

Точность аналитических данных для калия до $\pm 1\%$ (относительных) в диапазоне абсолютных концентраций 1,5%, до $\pm 2\%$ при концентрациях 0,5-1,5% и может быть неудовлетворительной (но все же до $\pm 5\%$) при концентрациях K_2O меньше 0,5%. Точность определения аргона обычно находится в пределах $\pm (2-3)\%$, реже $\pm 5\%$, но для пород с низким содержанием калия и молодых, содержащих очень мало радиогенного аргона и сильно зараженных воздушным аргоном, она также может быть больше $\pm 5\%$.

О воспроизводимости результатов можно судить по дубль-анализам ряда проб, которые в большинстве случаев имеют хорошую сходимость. Есть, конечно, и неудовлетворительные примеры (проба 1295 и др.); в табл. 6-15 приведены все результаты датировок, без какого-либо отсеивания "некорректных" дат.

Статистика калий - аргоновых дат

Прежде всего обратим внимание на резкое возрастание числа дат от докембрия к позднему мелу (табл. 4). На поздний и ранний мел приходится 31 дата (44,3%), на юра-триас - 18,5 (26,4%), на пермь-карбон - 8 (11,4%); на девон-кембрий - 6,5 (9,3%), на весь протерозой - 6 дат (8,6%).

Число дат от докембрия к позднему мелу возрастает еще заметнее в пересчете числа проб на миллион лет каждого периода (в % на 1 млн. лет, см. табл. 4). Эта гиперболическая тенденция может быть истолкована как следствие интенсификации геологических процессов в районе Аяна от докем-

Таблица 4. Распределение дат (проб) по геологическим периодам (при $N = 70$)

Период	Конец - начало, млн. лет	Продолжительность, млн. лет	Число дат (проб), %	Число дат (проб) на 1 млн. лет, %
Палеоген	25-65	40	(3)*	-
Поздний мел	65-100	35	32,9	0,94
Ранний мел	100-135	35	11,4	0,326
Юра	135-185	50	11,4	0,228
Триас.	185-230	45	15,0	0,333
Пермь	230-275	45	6,4	0,141
Карбон	275-345	70	5,0	0,072
Девон	345-395	50	5,0	0,100
Силур	395-425	30	-	-
Ордовик	425-480	55	2,9	0,053
Кембрий	480-590	110	1,4	0,013
Докембрий	590 (до 1800)	(1200)	8,6	0,007

Примечание. Звездочкой отмечены даты (около 65 млн. лет), отнесенные к верхнему мелу.

Таблица 5. Распределение дат (проб) по геологическим периодам и формациям пород (N = 70)

Период	Метаморфические породы	Анортозиты	Габброиды разные	Гранитоиды	Эффузивы
Поздний мел	-	-	3	15	5
Ранний мел	-	-	3	5	-
Юра	4	-	-	4	-
Триас	1	2	3	5	-
Пермь	-	-	3	2	-
Карбон	1	-	2	-	-
Девон	1	1	2	-	-
Силур	-	-	-	-	-
Ордовик	2	-	-	-	-
Кембрий	-	1	-	-	-
Докембрий	-	3	-	3	-
Всего . . .	9	7	16	33	5

брия к позднему мелу, исключительной молодости магматических проявлений, потери радиологической информации с ходом времени в результате повторных преобразований пород древних формаций. Нарастание числа дат к позднему мелу, по-видимому, определяют все три фактора. Подбор проб был не случайным, а равным, и число их в какой-то мере соответствует распространению метаморфических и магматических пород (табл. 5). Приведенные в табл. 4 данные о распределении дат по стратиграфическому интервалу указывают на относительную геологическую молодость структур и образований Аянского района, что соответствует его положению на фланге Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В целом магматизм Аяна мезозойский. В сумме на триас, юру и мел приходится 70,7% от общего числа калий-аргоновых дат. При этом, конечно, часть дат отражает преобразования пород, инициированные развитием магматизма, главным образом гранитоидного.

Метаморфические породы

Гранитогнейсы и кристаллические сланцы (табл. 6, рис. 3) датируются от 145 до 462 ± 16 млн. лет, причем четыре пробы из девяти показывают возраст 171-185 млн. лет, соответствующий юре. Эти пробы характеризуют гранитогнейсы и гнейсы. Среди последних есть породы с возрастом 472 и 462 ± 16 млн. лет (ордовик). И в "юрских", и в "ордовикских" гнейсах проявлены катаклаз, бластез и диафторические изменения, причем в "ордовикских" не менее, а даже более, чем в "юрских". Слюдистые сланцы с хлоритом (и явными признаками регрессивного метаморфизма) датируются в 145, 315, 375 млн. лет. По этим датировкам они близки к амфиболитизированным, габброидным породам.

Ни одна дата для данной группы пород не опускается ниже ордовика.

Таблица 6. Датировки метаморфических пород

№ пробы	Порода	Место	K, %	Ar ⁴⁰ рад, 10 ⁸ г/г	Возраст, млн. лет	
					I	II
1280	Гранитогнейс полосчатый, серый, катаклази- рованный; состав: кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, эпидот, клиноцоизит, сфен Структура бластокатакластическая	Водораздел рек Тай- мень и Уйка	1,39	1,79	174	181
1282	Гнейс полосчатый, амфиболитовый	Левый борт долины р. Джагдаджинджа, в ни- зовьях	0,285	0,385	179	189
1283	Гнейс полосчатый, меланократовый, биотито- амфиболовый	Правый борт долины р. Таймень, в верховьях	2,66	3,40	171	179
1287	Сланец биотитохлоритовый, темно-зеленый; состав (%): кварц - 53,3, плагиоклаз - 26,7, биотит - 12,5, хлорит - 5,0, мусковит - 1,2, рудный - 0,6, апатит - 0,7	Верховья руч. Осенне- го, левого притока р. Уй- ка	2,32 2,32	2,49 2,50	145 145	152 153
1288	Сланец слюдисто-хлоритовый	Низовья р. Джулгункит	1,09	2,67	315	332
1286	Сланец слюдистый; состав (%): кварц - 63, плагиоклаз - 5, мусковит - 15, хлорит - 12, apatит - 1, рудный - 4	Левый борт р. Таймень	2,29	6,76	375	390
1284	Гнейс сильно катаклазированный, полосчато- очковый; состав (%): плагиоклаз - 50, кварц- 34, биотит - 15, эпидот, сфен, апатит - 1	Правый борт долины р. Второй Кений, в 500 м выше устья	1,28	4,90	472	492
1285	Гнейс катаклазированный, полосчато-очковый; состав (%): кварц - 40, плагиоклаз - 37, мус- ковит - 15, хлорит - 5, рудный - 3%, калиш- пат, карбонат, сфен	Среднее течение р. Мук- дуканджа	3,19 3,19	11,45 12,25	446 478	464
1312	Сильно амфиболитованная габброидная по- рода (амфиболит); состав (%): амфибол - 70, плагиоклаз - 7, эпидот - 15, лейкоксен - 7, хлорит - 1	Левый борт долины р. Таймень; тело в поле кристаллических сланцев	0,232	0,156	92	97

1302	Габбро амфиболизированное, среднезернистое; состав (%): андезин - 20, амфибол - 70, рудный - 7, соссорит и биотит - 3	Верховья р. Сахалинка; штук на контакте метаморфических пород с карбонатно-терригенными породами палеозоя	0,55	0,535	132	138
1299	Габбро амфиболизированные, крупнозернистые; состав (%): плагиоклаз - 20, актинолит - 5	Бассейн р. Ипси, высота 619 м; интрузивное тело в поле кристаллических сланцев и кварцитов	0,27	0,275	137	144
1294	Габбро амфиболизированные, среднезернистые, массивные	Р. Андома, ниже р. Ипси; небольшое тело в метаморфических породах	0,307	0,32	140	148
1308	Амфиболизированная порода типа базальта, с амфиболом, хлоритом, эпидотом	Верховья руч. Сахалинка, 4 км к северо-западу от пос. Няча	0,44	0,73	218	229
1310	Амфиболизированная порода с порфировой структурой типа базальта	Левобережье р. Таймень, в 3,5 км к востоку от пункта Джигда	0,19	0,35	244	253
1296	Амфиболизированная сланцеватая порода с неамагнитообластковой структурой; состав (%): амфибол (актинолит-тремолитового ряда) - 50-75, плагиоклаз - 10-15, эпидот-клиноцоизит - 5-15, сфен и лейкоксен - до 10, рудный	Левый борт долины руч. Чукиначан	0,36	0,73	263	277
1297	Амфиболизированная сланцевая порода, по составу подобна 1296	Верховья р. Таймень, северный склон высоты 485 м	0,34	0,75	287	299
1301	Амфиболизированная порода с линзовидно-полосчатой текстурой, по составу подобна 1296	Долина руч. Мукдукан-канджа	0,21	0,43	269	279
1295	Габбро амфиболизированное, крупнозернистое	Левый борт долины р. Алдома, в верховьях	0,465	1,45	393	410
			0,465	1,14	315	330

Примечание. В табл. здесь и далее I - по константам $\lambda_{\beta} = 4,68 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\kappa} = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$;
 Π - по $\lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\kappa} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

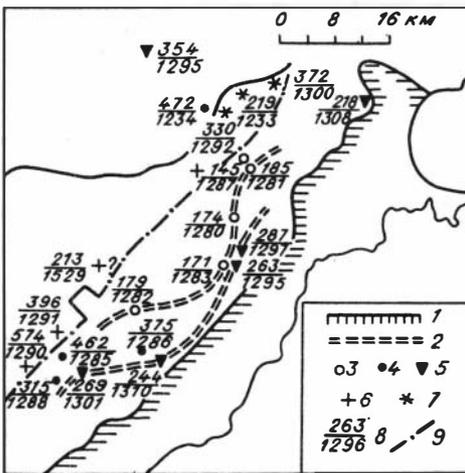


Рис. 3. Положение геохронологических проб метаморфических пород и анортозитов.

1 - северо-западная граница палеозойской карбонатно-терригенной формации; 2 - две изохроны; 3, 4 - метаморфические породы 171 ± 18 млн. лет (3) и более древнего возраста (4); 5 - амфиболитизированные габброиды; 6 - анортозиты; 7 - габброиды в анортозитах; 8 - возраст (в числителе) и номер (в знаменателе) пробы; 9 - долгоживущий разлом.

как это обычно и делается. Отсутствие четкой зависимости их предполагаемого "омоложения" от степени катакlastических и диафторических изменений может склонить к мысли, что правы те исследователи, которые видят в метаморфических породах Аяна результат глубоких изменений палеозойской карбонатно-терригенной формации в палеозойское и мезозойское время в связи с развитием гранитоидного магматизма. Выбрать тот или иной путь интерпретации калий-аргоновых дат не так-то просто, и мы воздержимся от категорических выводов, оставив вопрос о "докембрии или девоне" Аяна открытым. Однако в том, что калий-аргоновые даты метаморфических пород соответствуют моментам их коренных повторных преобразований, вряд ли можно сомневаться.

В табл. 6 сведены также даты амфиболитизированных пород, распространенных в метаморфическом комплексе, в интервале 90-390 млн. лет, причем из 11 проб три дают возраст 132-140 млн. лет (ранний мел), четыре - 244-287 (пермь - поздний карбон). Возможно, что среди раннемеловых габброидов действительно есть такие, которые именно внедрились в раннем мелу, а не только подверглись амфиболитизации в это время. Провести грань между ними и амфиболовыми породами метаморфического комплекса можно лишь путем сплошного геохронологического опробования. Конечно же, эта задача невыполнима.

В составе амфиболитизированных габброидов преобладают амфибол (60-75%), плагиоклаз (20-30%), присутствуют биотит, светлые слюды, эпидот, клиноцоизит, рудные минералы. Довольно обычны для них рассланцевание и катаклаз, проявленные с разной интенсивностью.

Анортозиты

Для анортозитов наиболее характерны следующие вариации состава (%): кварц - 0,5-1, плагиоклаз (от олигоклаз-андезина до лабрадора) - 80-85%, амфибол - 5-12, пироксен - 0,012, эпидот-клиноцоизит - до 5, хлорит - 4-7, сфен и рудные минералы - до 0,5.

В анортозитах Джугджура широко распространены сингенетичные им габброиды в виде шпировых обособлений разного масштаба или в виде более четко индивидуализированных тел (габбро, габбро-нориты, нориты, пироксениты,

Таблица 7. Датировки анортозитов и связанных с ними габброидов

№ пробы	Порода	Место	K, %	Ar ⁴⁰ рад, 10 ⁸ г/г	Возраст, млн. лет	
					I	II
1289	Анортозит существенно плагиоклазовый; состав: амфибол и хлорит - 5%, сильный катаклаз	Верховья р. Второй Кений	0,335	0,545	215	225
1529	Анортозит крупнозернистый, катаклазированный, серый	Место точно не известно, юго-восточный эндоконтакт плутона	0,615	0,99	213	223
1291	Анортозит крупнозернистый, грубополосчатый, катаклазированный, серый; состав (%): плагиоклаз - 8, эпидот - 15, хлорит-1-2, рудный - 1, карбонат - 0,5	Верховья р. Мукдуканджа	0,557	1,755	396	413
1290	Анортозит среднезернистый, сильно катаклазированный, светло-серый	Верховья рч. Джулгункит	0,324	1,475	553	571
			0,324	1,61	595	615
			0,025	0,445	1610	1590
4020	Гиперстен из норит-пегматита (в породе - гиперстен и средний плагиоклаз)	Водораздел рек Мамай и Чулкачан; тело пирит-пегматита гнездовой формы, среди анортозитов и генетически связано с ними. Обр. М-139-513 из коллекции А.М. Ленникова, ДВГИ, 1962	0,025	0,58	1915	1886
4019	Средний плагиоклаз из анортозита (в породе также до 10% ромбического и моноклининого пироксена, до 1% - рудного минерала и апатита)	Р. Верх. Сыганджа, лев. приток р. Маймакан, в верховьях Учуро-Маймаканский плутон в юго-западной оконечности хр. Джугджур. Обр. А-5-75 из коллекции А.М. Ленникова, ДВГИ, 1959	0,64	8,20	1265	1293
			0,64	8,61	1310	1338

Окончание табл. 7

№ пробы	Порода	Место	K, %	Ar ⁴⁰ рад, 10 ⁸ г/г	Возраст, млн. лет	
					I	II
4018	Роговая обманка (керсутит до 4,42%) из габбро-пегматита (в породе андезин, керсутит, ильменит и титаномагнетит)	Верховья р. Ганом (приток р. Джана); тот же плутон. Гнездообразное тело габбро-пегматита в анортозитах, генетически связанное с ними. Обр. А-21-174 из коллекции А.М. Ленникова, ДВГИ, 1959	0,145	1,585	1125	1153
			0,145	1,62	1145	1172
1293	Габбро амфиболизированное, с бластокактастической структурой; состав (%): андезин-лабрадор - 90, амфибол - 4-5, кварц - 5, хлорит, эпидот, альбит, серицит, карбонат, калишпат	Правый борт долины р. Алдомы; предположительно шлировое обособление в анортозитах окончания плутона	0,365	0,605	219	229
1292	Габброидная порода, сильно катаклазированная; состав: плагиоклаз, амфибол, эпидот, хлорит, сфен, рудный, апатит, кварц	Левый борт р. Правый Кеный в 1,3 км от устья. Возможно шлировое обособление в анортозитах	0,76	1,95	330	343
1300	Габбро ильменитовое, среднезернистое; состав (%): плагиоклаз - 58, амфибол - 18, пироксен - 7, гранат - 4, биотит - 1, ильменит - 1, 5, кварц - 2%, эпидот, карбонат	Правый борт р. Алдомы, вершина 542 м, северо-восточная оконечность плутона	0,475	1,40	372	390

габбро-пегматиты). В общем габброиды в анортозитовом плутоне составляют по меньшей мере до 20% от объема всех пород.

В анортозитах (и габброидах) широко и интенсивно проявлен катаклаз. Вблизи разломов и контактов с более молодыми породами анортозиты рассланцованы до состояния милонитов. В них проявляются также гранобластовые и бластокатакlastические структуры. Это, а также изменение амфиболов (замещение тремолитом, эпидотом, хлоритом) делает датировку анортозитов (в смысле определения возраста плутона) весьма ненадежной.

Серия дат в диапазоне от 215 до 590 млн. лет, относящихся к пробам из района Аяна, где анортозиты подвергались особенно сильным термальным и динамическим преобразованиям, служит показателем этой ненадежности (табл. 7). Пробы габброидов из анортозитов этой части плутона датируются в тех же пределах (см. табл. 7, рис. 3, пробы 1293, 1292, 1300). Кажется, что вопрос о возрасте анортозитового плутона так и не будет решен, несмотря на очень древнюю дату пироксена пробы 4020: при предельно низком содержании калия в пироксене возраст 1600–1900 млн. лет мог быть определен с ошибкой до 500 млн. лет или больше.

Однако при датировке плутона использовались две пробы из юго-западной оконечности Джугджура, где породы почти или вовсе не подвергались изменению. Возраст плагиоклаза пробы 4019 и керсутита пробы 4018 оказались практически одинаковым (в среднем 1200 ± 100 млн. лет), протерозойским. При всей ненадежности датировки по пироксену стоит обратить внимание на то, что его средний возраст 1750 млн. лет соответствует определению возраста анортозитов по свинцу – 1700 млн. лет /Мошкин, 1961/. Молодые даты, полученные для анортозитов и габброидов в них, совпадают с возрастом некоторой части гранитоидов и с моментами повторных (катакlastических и диафторических) изменений в метаморфических породах.

Позднемеловые габброиды

Среди габброидных пород Аяна встречены малоизмененные массивные, некатакlastизированные и нерассланцованные габбро, небольшие штоки которых прорывают почти все изверженные породы и в том числе позднемеловые интрузивы. По-видимому, они представляют собой комагматичные с

Таблица 8. Датировки позднемеловых габброидов

№ пробы	Порода	Место взятия	K, %	Ar ⁴⁰ рад, 10 ⁸ г/т	Возраст, млн. лет	
					I	II
1298	Габбро оливинное	Левый борт долины р. Второй Кений; шток в мезозойских гранитоидах	0,375	0,21	77	81
			0,375	0,20	73	77
1305	Габбро; состав (%): плагиоклаз – 82, амфибол – 8, биотит – 5, хлорит – 2, пироксен, кварц, калишпат, рудный минерал	Левый борт долины р. Тугурма, бассейн р. Алдома; интрузив в соседстве с верхнемеловыми интрузивами	1,50	0,825	75	79
			1,50	0,75	69	72

частью интрузивов образования, что следует, в частности, из близости их калий-аргоновых дат. Две пробы подобных габбро имеют возраст 75 ± 2 и 72 ± 3 млн. лет (табл. 8), тогда как средний возраст интрузивов (см. табл. 14) 78 млн. лет.

Состав малоизмененных габбро (%): плагиоклазы - 60-80, пироксен - 2-18, амфибол - 0-10, биотит - 0,012-6, светлые слюды - 0-5, рудный минерал - 2-7, кварц - до 2. Малым содержанием темноцветных они резко отличаются от амфиболизированных габброидов. Хлоритизация в них развита незначительно, агрегаты соссюрита наблюдаются лишь изредка, и "свежий" облик пород вполне гармонирует с полученными для них позднемеловыми датами.

Допалеозойские гранитоиды

Среди них выделяются породы от диоритов до гранитов, наиболее распространены гранодиориты. Они слагают тело размером 20 x 40 км в бассейне р. Алдома, граничащее с порфироидами, мезозойскими гранитоидами, анортозитами. В контактах с блоками метаморфических пород чаще находятся более меланократовые разновидности, чем гранодиориты. Вариации минерального состава гранодиоритов таковы (%): кварц - 18-22, плагиоклаз - 40-55, калишпат - 0,12-25, амфибол - 0-3, биотит - до 20, эпидот - до 2,5, апатит, циркон, сфен, рудный минерал - 1-1,5. Породы обычно среднезернистые, серые или розовато-серые, с отчетливой гнейсовидной текстурой, сильно катаклазированные, с проявлением бластокатакластической структуры.

Две из трех дат (табл. 9, рис. 4) отвечают концу протерозоя, но более вероятно, что они показывают время огнейсования и бластокатакластических изменений в гранодиоритах. Эти породы могут быть значительно древнее, чем 670-800 млн. лет, что подтверждается датой пробы 1335 (1530 млн. лет), совпадающей с возрастом многих проб гранитов и гранитогнейсов из бассейна р. Учур. Возможно, допалеозойские гранитоиды асинхронны.

Раннемезозойские гранитоиды

Распространены к северу от бухты Аян, в низовьях р. Алдома, а также в бассейнах рек Ипси и Уйка. Их небольшие интрузивы прорваны гранитоидами раннемелового возраста. Вариации минерального состава очень широки (порода от габбро-диоритов до гранитов)(%): кварц - до 33, плагиоклаз - 40-60, калишпат - 0-30, биотит - 0,15, амфибол - до 10, пироксен - менее 3, акцессорные и рудные минералы - 2-5. Катаклиз и вторичные изменения в этих породах проявлены в общем незначительно, но в некоторых случаях наблюдаются довольно сильная соссюритизация плагиоклаза и замещение биотита хлоритом. Калишпат представлен по большей части решетчатым микроклином.

Пять из шести дат (табл. 10, рис. 4) соответствуют триасу. Триасовые гранитоиды и субшелочные породы обнаружены автором по датировкам в различных структурно-фациальных зонах Северо-Востока; вместе с тем триасовые даты получены и для различных пород Аяна (см. табл. 6, 7), подергавшихся сильным изменениям, надо полагать, именно в это время и в связи с началом мезозойского цикла гранитоидного магматизма. Одна дата отвечает верхнему карбону (проба 1342- 270 млн. лет), но пока трудно сказать, случайна она или нет и есть ли в районе Аяна позднекарбонные интрузии.

Таблица 9. Датировки допалеозойских гранитоидов

№ пробы	Порода	Место	К, %	Ar ⁴⁰ рад, 10 ⁸ г/т	Возраст, млн. лет	
					I	II
1326	Плаггиогранит порфировидный, катаклазированный; состав (%): плагиоклаз - 45, кварц - 36, биотит (и хлорит) - 15, сфен - 1,5, апатит - 0,7, мусковит - 1,5, рудный, местами гнейсовидный	Водораздел рек Второй Кений и Няндога, высота 581 м	1,21	6,82	660	684
			1,21	7,15	684	712
1395	Плаггиогранит среднезернистый, гнейсовидный, розово-серый; состав (%): кварц - 20, плагиоклаз - 51, биотит - 21, амфибол - 2,5, эпидот - 3, сфен - 1, апатит - 0,5, рудный - 1	Средняя часть бассейна р. Алдома, отрог высоты 1295 м	1,27	21,4	1530	1564
			1,27	21,4	1530	1564
1336	Гранодиорит порфировидный, неравномернозернистый, гнейсовидный, серый; состав (%): кварц - 20, плагиоклаз - 50, калишпат - 20, амфибол и пироксен - 10, апатит, сфен, рудный	Средняя часть бассейна р. Алдома, левый борт долины	2,50	18,0	810	837
			2,50	18,2	815	844

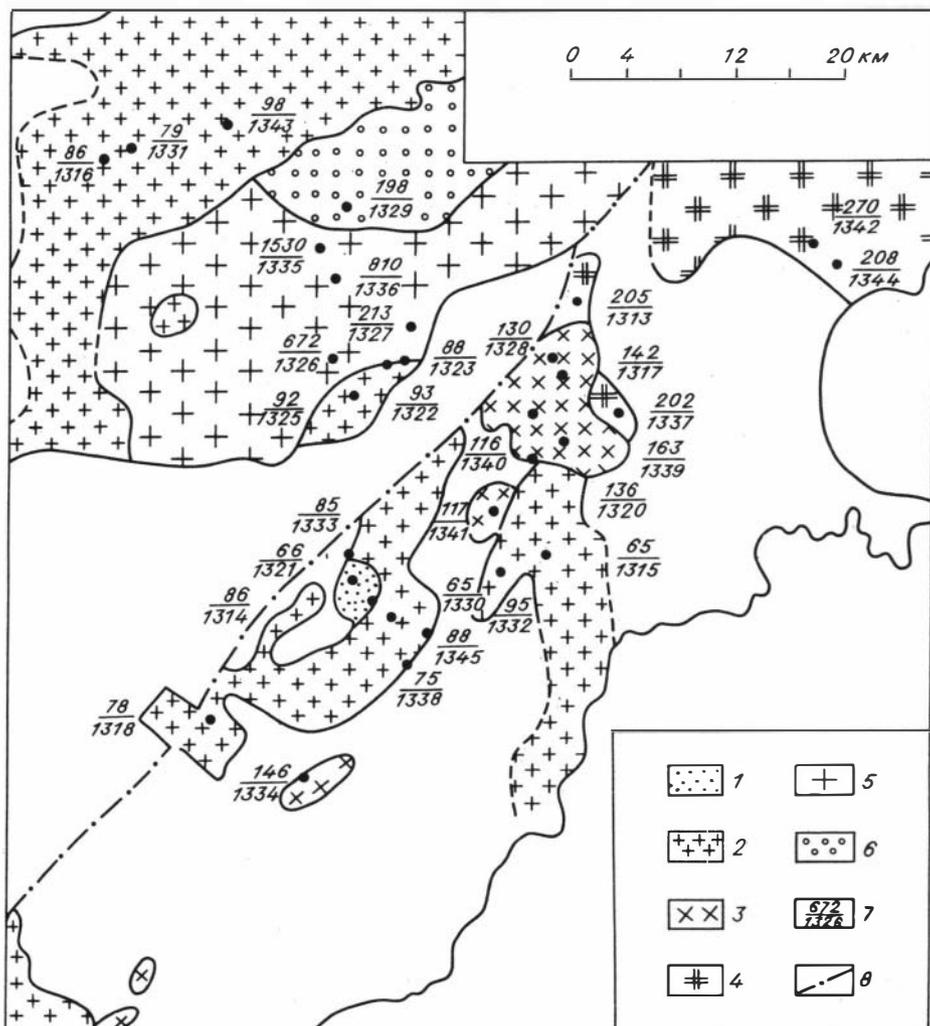


Рис. 4. Положение геохронологических проб и разделение гранитоидов по калий-аргоновым датам.

1 - палеогеновые; 2 - позднемеловые; 3 - раннемеловые; 4 - триасовые (одна дата - верхний карбон); 5 - допалеозойские; 6 - порфирииды с триасовой датой; 7 - возраст (в числителе) и номер (в знаменателе) пробы; 8 - разлом.

Раннемеловые гранитоиды

Восемь проб дают основание выделить в районе Аяна раннемеловые гранитоиды, причем пять из них намечают довольно тесный интервал от 130 до 146 млн. лет (в среднем 139 млн. лет), больше соответствующий границе юры и мела или началу раннего мела. В эту группу включены гранодиорит 1339 с возрастом 163 млн. лет и породы, датированные в 116-117 млн. лет (табл. 11, рис. 4).

Таблица 10. Датировки раннемезозойских гранитоидов

№ пробы	Порода	Место	К, %	Ar ⁴⁰ рад, 10 ⁸ г/т	Возраст, млн. лет	
					I	II
1313	Гранит среднезернистый, светлый; состав (%): кварц - 25, полевые шпаты - 55, амфибол - 12, биотит - 8	Среднее течение р. Ипси	1,30	2,39	240	252
1337	Гранит биотитовый, среднезернистый, светло-серый	Бассейн р. Уйка, руч. Егулчан, в 2,5 км от устья	1,37	2,0	202	203
1342	Кварцевый диорит, мелкозернистый, гнейсовидный, розовато-серый; состав (%): плагиоклаз - 60, калишпат - 1, кварц - 8, амфибол - 15, пироксен - 5, биотит - 8, сфен, апатит, хлорит, рудный - 3	Левобережье руч. Контактного	1,24	2,56	270	283
1344	Габбро-диорит амфиболовый, гигантозернистый	Верховья руч. Веркакер, в 20 км севернее пос. Аян; эндоконтактная зона Нижне-Алдомского интрузива	0,855	1,35	208	218
1327	Гранит микроклиновый, крупнозернистый, катаклазированный, розовый; состав (%): микроклин - 20, кварц - плагиоклаз (раздробленная масса) - 80, ортит, рудный	Низовье р. Второй Кений. Возможно, дата относится к группе омоложенных палеозойских	4,74	7,88	220	230
1329	Субшелочной порфир, мясо-красный, крупнозернистый, крупнопорфировый	Левобережье р. Алдома в верховьях, высота 1295 м. Предположительно относится к синию	3,97	5,89	198	206

Таблица 11. Датировки раннемеловых гранитоидов

№ пробы	Порода	Место	К, %	Ar ⁴⁰ рад, 10 ⁸ г/т	Возраст, млн. лет	
					I	II
1	2	3	4	5	6	7
1317	Гранит двуслюдяной, катаклазированный; состав (%): калишпат - 21, плагиоклаз - 37, кварц - 35, биотит - 3,5, мусковит - 3, хлорит, гранат, циркон, рудный	Интрузив на водоразделе рек Второй Кений и Уйка	2,76	2,91	142	90
1319	Гранит амфиболо-биотитовый, неравномерно-зернистый	Бассейн р. Мырмакан, северо-восточнее бухты Аян	1,97	2,06	141	148
1320	Гранодиорит слабо огнейсованный, серый; состав (%): плагиоклаз - 64,5, кварц - 15, амфибол - 10, биотит - 10, эпидот, сфен, рудный	Интрузив на водоразделе рек Второй Кений и Уйка	1,33	1,33	136	142
1328	Гранит мелкозернистый, гнейсовидный, розовато-серый; состав (%): кварц - 35, калишпат - 50, плагиоклаз - 10, биотит, мусковит, хлорит - 5, сфен, апатит	Северная часть того же интрузива (см. пробу 1320), район перевала	3,92	3,78	130	137
1339	Гранодиорит мелкозернистый, светлый; состав (%): плагиоклаз - 54,5, кварц - 17, биотит - 13,6, амфибол - 7,7, рудный, хлорит, эпидот, апатит - 7	Южная часть того же интрузива (см. пробу 1320), среднее течение р. Уйка	0,805	0,98	163	172
1340	Кварцевый диорит мелкозернистый, темно-серый; состав (%): плагиоклаз - 78, кварц - 5, амфибол - 10, биотит и хлорит - 4,5, пироксен - 1, рудный, циркон, клиноцоизит - 1,5	Центральная часть того же интрузива (см. пробу 1320), район перевала Малгин	0,905	0,77	116	122
1341	Гранодиорит биотито-амфиболовый, среднезернистый, темный	Водораздел рек Второй Кений и небольшое интрузивное тело	1,52	1,305	117	123
1334	Плагиогранит мелкозернистый, серый; состав (%): калишпат - 15, плагиоклаз - 45, кварц - 35, биотит и амфибол - 5, эпидот, рудный, сфен	Среднее течение р. Таймень; интрузия прорывает метаморфические породы	1,58	1,71	146	153

Таблица 12. Датировки позднемеловых гранитоидов

№ пробы	Порода	Место	К, %	Ar ⁴⁰ рад, 10 ⁸ г/т	Возраст, млн. лет	
					I	II
1318	Гранит; состав (%): плагиоклаз - 30, калишпат - 30, кварц - 25, биотит и роговая обманка - 7, хлорит - 2, рудный - 5, апатит, циркон, сфен - 1	Водораздел рек Джагдаджинджа и Анях	3,69	2,10	78	82
1331	Гранит среднезернистый, серый; состав (%): кварц - 21, микроклин - 27,5, плагиоклаз - 43,5, биотит - 4, амфибол - 3, сфен, циркон, рудный, хлорит - 1. Слабое проявление катаклаза	Бассейн р. Тагурма	2,80	1,61	79	83
1338	Плагиогранит мелкозернистый, серый; состав (%): кварц - 25, плагиоклаз - 55, биотит, амфибол, хлорит - 20, рудный - 5, циркон, апатит	Верховья р. Таймень	0,965	0,53	75	80
1317	Гранит неравнозернистый; состав (%): кварц - 20, полевые шпаты - 70, биотит и амфибол - 10. Структура катакластическая	Верховья р. Второй Кеный	3,42	2,15	86	90
1316	Гранит лейкократовый, крупнозернистый; состав (%): кварц - 35, плагиоклаз - 21, калишпат - 40, биотит - 2, рудный, сфен, циркон - 2. Слабое проявление катаклаза	Бассейн р. Тагурма	2,92	1,84	87	90
1323	Гранит-порфир; структура основной массы микрогранитовая; состав (%): кварц - 20, плагиоклаз - 45, калишпат - 5 (во вкраплениях), основная масса - 30	Низовье р. Второй Кеный, в 2,5 км от устья	2,08	1,33	88	92
1324	Мусковит из вкрапленников в гранит-порфире пробы 1323	Там же	7,07	5,55	106	112

Окончание табл. 12

№ пробы	Порода	Место	K, %	Ar ⁴⁰ рад, 10 ⁸ г/т	Возраст, млн. лет	
					I	II
1333	Гранит среднезернистый, темно-серый, катаклазированный; состав (%): кварц - 28, плагиоклаз - 60, хлорит - 12, рудный, эпидот, соссюрит - 0,4	Среднее течение р. Второй Кений	2,08	1,29	85	89
1345	Гранит порфировидный, светло-серый	Бассейн руч. Чукинакчан	4,94	3,15	88	92
1322	Плагиогранит катаклазированный, гнейсовидный, серый; состав (%): плагиоклаз - 63, калишпат - 1, кварц - 30, биотит - 5, циркон, эпидот, рудный, хлорит - 1	Низовье р. Второй Кений	1,98	1,35	93	98
1325	Гранит-порфир с вкрапленниками мусковита	Левобережье р. Второй Кений	1,87	1,26	92	97
1332	Гранит среднезернистый, серый, биотитовый	Верховья р. Уйка	2,80	1,96	95	101
1343	Диорит мелкозернистый; состав (%): средний плагиоклаз - 60, кварц - 2, амфибол - 22, эпидот, цоизит, хлорит, карбонат - 12,5, апатит, циркон, сфен, рудный - 3,5	Левобережье р. Алдома, у устья р. Тагурма	1,08	0,78	98	103

В данном случае вариации состава интрузий весьма широки. Обращает на себя внимание тот факт, что среди пород этой группы есть как малоизмененные, так и довольно сильно катаклазированные и даже огнейсованные. Последние локализованы поблизости от более молодых гранитов и зон разломов. Очень вероятно, что раннемеловые (или позднеюрские – раннемеловые) гранитоиды полихронны, многофазны, к чему можно прийти как на основании калий–аргоновых дат, так и из фактов петрографической разношерстности интрузивных тел и наличия в них самих интрузивных контактов между разными породами. Некоторые амфиболитизированные породы также имеют даты, отвечающие юре – раннему мелу (см. табл. 6, рис. 3).

Позднемеловые гранитоиды

Тринадцать дат относятся к гранитоидам и соответствуют позднему мелу – от 75 до 106 млн. лет. Эти даты по геологическим данным должны рассматриваться как наиболее молодые (кроме палеогеновых субщелочных гранитов) образования: они прорывают все породы (от метаморфических и анортозитов до раннемеловых гранитоидов) и наиболее распространены среди других гранитоидов (см. табл. 1).

В большинстве своем это мелко- и среднезернистые породы, иногда порфиroidные, со слабыми проявлениями катаклаза, очень редко огнейсованные, с незначительным развитием вторичных минералов (эпидот–клиноцоизит, хлорит, серицит, карбонат, главным образом в породах диоритового состава). Калишпат во всех случаях представлен ортоклазом, что отличает позднемеловые гранитоиды от всех более древних, даже от раннемеловых, в которых развит микроклин. И в этой группе породы варьируют от диоритов до гранитов, взаимоотношения между которыми в интрузивных телах непостоянны (либо фациальные переходы, либо интрузивные контакты, или то и другое вместе). Следовательно, и позднемеловые гранитоиды представляют собой, по всей вероятности, многофазные или в общем полихронные образования. Можно выделить две группы дат: 75–78 и 85–95 млн. лет (табл. 12, рис. 4). Две пробы более древние. Все позднемеловые гранитоиды датируются надежно, хотя не исключены некоторые погрешности в определениях.

Позднемеловые гранитоиды Аяна соответствуют широкому развитию позднемелового гранитоидного магматизма в пределах Охотско–Чукотского вулканогенного пояса в целом, где они столь же петрографически разнообразны и их датировки распадаются на две группы пород: 75 ± 5 и 100 ± 5 млн. лет. Абсолютное значение этих фаз может быть и другое, но многофазность позднемеловых интрузий и по геологическим данным не вызывает сомнения (четкие интрузивные контакты, разные взаимоотношения с интрузивами, неодинаковая локализация интрузивов разного возраста и т.д.).

Палеогеновые гранитоиды

Наиболее молодыми оказались небольшие штоки аплитовидных и нормально–зернистых гранитов с высоким содержанием калишпата. Их состав таков (%): калишпат – 50–70, кварц – 24–25, плагиоклаз – 5–20, амфибол – 0–1,5, биотит – 0,25–1,5, хлорит – 0,25–1; из аксессуарных присутствуют циркон, сфен, апатит. Среди богатых калишпатом гранитов встречаются также молодые плагиограниты.

Штоки этих пород рвут позднемеловые граниты (верховья р. Второй

52 Таблица 13. Датировки палеогеновых гранитоидов

№ пробы	Порода	Место	К, %	40 Ar рад, 10 ⁸ г/т	Возраст, млн. лет	
					I	II
1315	Гранит субшелочной, пегматоидный, неравномерно-зернистый, розовато-серый; состав (%): калишпат - 50,5 кварц - 25, плагиоклаз - 20, биотит, амфибол, хлорит - 4, апатит, циркон, сфен	Верховья р. Уйка, цирк горы Нядолы; небольшой штوك в интрузиве гранитоидов мелового возраста, рвет также эффузивы	3,72	1,76	65	68
1321	Гранит субшелочной, мелкозернистый, розовато-серый (в шлифе - аплитовидный)	Верховья р. Второй Кений, шток 3,5x4 км, прорывающий метаморфические породы и меловые гранитоиды	4,59	2,19	66	69
1330	Плагиогранит лейкократовый, серый, среднезернистый; состав (%): кварц - 50, плагиоклаз - 44, амфибол и биотит - 3, рудный - 2. Порода катаклазирована	Бассейн руч. Чукинакчан, отрог высоты 1115 м. Вероятно, проба 1330 относится к "среднемеловым" гранитоидам, омоложение в связи с интрузией субшелочных гранитов пробы 1321	1,59	0,75	65	68

Таблица 14. Эффузивные породы

№ пробы	Порода	Место	К, %	40 Ar рад, 10 ⁸ г/т	Возраст, млн. лет	
					I	II
1303	Андезитобазальт зеленовато-серый. порфировый, с микролитовой основной массой	Верховья р. Алдома, западный отрог высоты 822 м; дайка мощностью 4 м в эффузивах	0,89	0,49	75	79
			0,89	0,475	73	77
1304	Андезит мелкозернистый, порфировый	Верховья р. Алдома, высота 1460 м; горизонтальный покров	1,56	0,97	85	89
			1,56	1,03	90	95
1306	Кристаллокластический туф андезитового состава, с порфировой структурой, с обломками андезита	Верховья рч. Гоночан; покров	1,56	0,91	80	84
			1,56	0,89	78	82
1307	Андезитовый порфирит с криптозернистой основной массой	Северо-западный склон хр. Джугджур, ниже перевала Казенного на Аянской тропе; покров	2,76	1,53	76	80
			2,76	1,51	75	79
1309	Андезитобазальт порфировый, мелкозернистый, микролитовый, с андезином во вкраплениях	Берег Охотского моря у устья р. Лантарть, мыс Коля-Камень; покров	0,19	0,105	75	80

Кений, проба 1321) и даже позднемеловые эффузивные породы (гора Нядолы, проба 1315).

Три пробы (табл. 13, рис. 4) датированы в 65–66 млн. лет, что соответствует границе мела и палеогена, поэтому отнесение их к палеогену в некоторой мере условное.

Эффузивные породы

Эффузивные породы распространены в основном в полосе побережья шириной 5–10 км, от устья р. Лантарь до Аянского полуострова. Они спокойно и несогласно залегают на метаморфических породах палеозойской формации. В них наблюдаются пологие и широкие складки. Вблизи разломов углы наклона в эффузивах возрастают до 60–70°.

Наиболее распространены андезиты, андезитовые порфириты и андезитобазальты, менее – липариты, кварцевые порфиры и пирокластические производные.

На основании геологических соотношений их возраст определяли интервалом поздняя юра – палеоген (даже неоген). Интервал калий–аргоновых дат (табл. 14, рис. 5), однако, менее широкий (73–90 и более вероятно – 75–80 млн. лет), он соответствует второй половине или середине позднего мела.

Изменения в эффузивах, в общем незначительные, охватывают по большей части только вкрапленники плаггиоклаза и относятся к типу низкотемпературных (пропилитовый тип), поэтому можно считать, что сохранность аргона в таких породах близка к 100%.

Рис. 5. Положение геохронологических проб поздне-мезозойских эффузивов и габброидов.

1 – амфиболизированные габброиды 132 – 140 млн. лет; 2 – габбро 72–74 млн. лет; 3 – эффузивы 74–78 млн. лет; 4 – возраст (в числителе) и номер (в знаменателе) пробы; 5 – долгоживущий разлом; 6 – эффузивы.

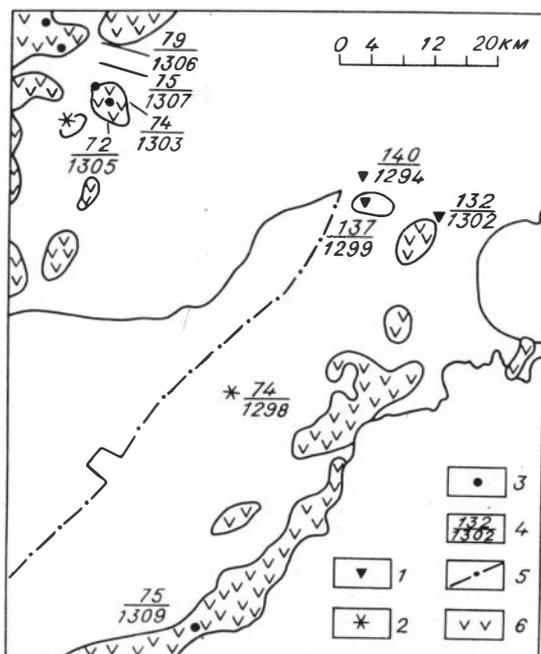


Таблица 15. Хронология геологических формаций Аяна

Формация	№ табл.	Дата, млн. лет	Примечание
Субшелочные граниты, палеоцен	13	65, 66, 65	Омоложение исключено
Эффузивы, поздний мел	14	74 \pm 1, 75, 75 \pm 1, 79 \pm 1, 87 \pm 3	Изменения незначительны
Габбро, поздний мел	8	75 \pm 2, 72 \pm 3	То же
Гранитоиды, поздний мел	12	75, 78, 79, 85, 86, 87, 88, 88, 92, 93, 95, 98, 106	Возможна многофазность; омоложение почти исключено
Гранитоиды, ранний мел	11	116, 117, 130, 136, 141, 142, 146, 163	Возможна многофазность; омоложение не исключено.
Гранитоиды, ранний мезозой - поздний палеозой	10	198, 202, 208, 220, 240, 270	То же
Гранитоиды, допалеозой	9	672 \pm 12, 812 \pm 3, 1530 \pm 0	Омоложение очень вероятно (катаклаз, огнейсование)
Амфиболизированные породы в метаморфических	6	92, 132, 137, 140, 181 \pm 6, 218, 244, 263, 287, 269, 354 \pm 39	Вероятная многоэтапная амфиболизация габброидов, инициированная гранитоидным магматизмом
Кристаллические сланцы	6	145 \pm 0, 315, 375	Диафторез
Гнейсы, гранитогнейсы	6	171, 174, 179, 185, 472, 462 \pm 16	Катаклаз, диафторез
Габброиды в анортозитах, измененные	7	219, 330, 372	Резкое омоложение
Габброиды в анортозитах (по минералам)	7	1750 \pm 150, 1135 \pm 10	Неизмененные пироксен и амфибол
Анортозиты, измененные	7	213, 215, 396, 574 \pm 21	Многоэтапное асинхронное омоложение
Анортозиты (по плагиоклазу)	7	1290 \pm 25	Неизменный плагиоклаз

Сводка дат для геологических формаций Аяна приведена в табл. 15. Широта возрастного диапазона в целом (как значительный разброс дат для ряда отдельно взятых формаций) может быть поводом для игнорирования калий-аргоновых дат, но такое отношение к ним едва ли оправданно. Даты от докембрия до начала палеогена указывают на длительное геологическое развитие района Аяна и на сложное его строение. Длительность и простота магматизма Аяна есть следствие его структурного положения и глубинно-разломной природы основных тектонических элементов. В заключение сделаем следующие выводы:

1. Датировкой пород нельзя решить вопрос, есть или нет среди метаморфического комплекса действительно докембрийские образования, можно наметить моменты повторнометаморфических преобразований в этом комплексе, которые отчасти оказываются синхронными гранитоидному магматизму. Предельно низкие даты для анортозитового плутона (протерозой) дают основание считать, что и метаморфические породы, его окружающие, являются протерозойскими. Не исключено развитие и более молодых гнейсов, и кристаллических сланцев (в блоках карбонатно-терригенной формации палеозоя между интрузиями и внутри них, также по гранитоидным породам).

2. Анортозиты и единые с ними по структуре габброидные породы Джугджурского плутона, несомненно, протерозойские, но в большинстве своем они испытали резкое многоэтапное омоложение, вплоть до середины и даже до конца мезозоя.

3. Габброидный магматизм, как следствие глубинности и длительного развития Джугджурского разлома, был многоактным, но для большинства габброидных пород получены даты, соответствующие, по всей вероятности, этапам амфиболизации. Эти этапы совпадают со временем проявления гранитоидного магматизма. Только для некоторых габброидов анортозитового комплекса и для наиболее молодых габбро полученные значения возраста можно отнести к ряду неомоложенных дат.

4. Проявления гранитоидного магматизма, несомненно, были в докембрий, и не исключена их полихронность. Однако в данном районе допалеозойские гранитоиды распространены ограниченно и подвергаются различного рода изменениям (вплоть до огнейсования). Ни одна дата гранитоидов не отвечает раннему и среднему палеозою, что соответствует формированию в это время в районе Аяна карбонатно-терригенной формации в условиях глубокого прогиба. Мощность осадочных пород оценивается в 2500-3500 м.

5. Новый цикл гранитоидного магматизма начинается, по всей вероятности, в конце карбона - перми (единичные даты для самих гранитоидов и не редкие даты для повторнометаморфизованных пород), его интенсивность нарастает к раннему мелу и кульминирует в позднем мелу, повторяя ход развития гранитоидного магматизма в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.

Литература

- Богданович К.И. Геологический очерк западного побережья Охотского моря от Николаевска-на-Амуре до Охотска //Сборник памяти И. Мушкетова. - Спб., 1905.
- Карташов И.П. К вопросу о возрасте анортозитов Джугджура //Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. - Магадан, 1957. - Вып. 11. - С. 82-85.

- Лебедев А.П., Павлов Н.В. Джугджурский анортозитовый массив // Тр. ИГН АН СССР. - 1957. - Вып. 15.
- Леонтович А.А., Раков Н.А. Геологическое строение центральной части хребта Джугджур // Тр. ДВ базы АН СССР. Сер. геол. - 1948. - Вып. 1.
- Мошкин В.Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджур // Докембрий восточных районов СССР. - 1961а. - Вып. 59. - С. 39-70.
- Мошкин В.Н. Стратиграфия и магматизм докембрия восточной части зоны Становика - Джугджур // Бюл. МОИП. Сер. геол. - Т. 36, № 5. - 1961б. - С. 135-136.
- Мошкин В.Н., Зубков В.Ф., Шиханов В.В. Новые данные о возрасте Джугджурских анортозитов // Докл. АН СССР. - 1961. - Т. 137, № 2. - С. 391-393.
- Рудник В.А. Проявление метаморфизма в центральной части хребта Джугджур // Геология и полезные ископаемые. - 1960. - № 28. - С. 73-86.
- Трумпе И.Н. Докембрий и палеозой Аянского района // Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.
- Фирсов Л.В. О выборе констант распада калия-40 для определения возраста пород по отношению аргона-40 к калию-40 // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1960. - № 3. - С. 96-100.

И.А. Загрузина

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ ГРАНИТОИДОВ

Опыт работы советских и зарубежных ученых позволяет считать, что радиологические исследования внесли достаточно весомый вклад в решение многих вопросов геологии, особенно в регионах, большая часть площади которых сложена магматическими и метаморфическими породами. Как у нас в стране, так и за рубежом значительное внимание уделялось радиологическому изучению гранитоидов, поскольку с ними часто связана богатая и разнообразная минерализация. Это дало возможность осветить некоторые общие вопросы геохронологии гранитоидов: главные закономерности проявления во времени процессов гранитообразования, его отчетливую периодичность (наличие нескольких главных эпох, в которые сформировалась основная масса гранитов), дискретность и относительную кратковременность кульминаций, продолжительность формирования гранитоидных интрузивов и комплексов, влияние гранитоидов на омоложение радиологического возраста вмещающих пород.

Гранитоиды, особенно мезо-кайнозойские, представляют собой объекты, благоприятные для радиологического датирования, в большинстве случаев радиологический возраст вполне достоверно отражает истинное время их формирования /Геохронология СССР, 1974/. В Тихоокеанском обрамлении удавалось неоднократно получить хорошее соответствие датировок мезо-кайнозойских геологических объектов разными радиологическими методами. Именно поэтому для установления закономерностей гранитообразования во времени использовался преимущественно материал по радиологическому возрасту мезо-кайнозойских интрузивов, на котором и базируются основные выводы. В палеозойских и докембрийских породах чаще, чем в мезо-кайнозойских, наблюдается искажение значений радиологического возраста, особенно если они получены калий-аргоновым методом.

Только радиологические данные позволили впервые уверенно говорить о периодичности гранитообразования. Периодичность в распределении радиологических датировок и наличие кульминаций на гистограммах были установлены еще в 1960 г. Г. Гаспилом и в 1967 г. М.М. Рубинштейном на основании обобщения сравнительно небольшого количества имевшихся к тому времени датировок. Кульминации магмообразования неоднократно отмечались разными советскими и зарубежными учеными для ряда конкретных регионов земного шара. Во ВСЕГЕИ в 1970–1978 гг. при составлении каталогов радиологических датировок для разных частей нашей страны (Казахстан, Забайкалье, Средняя Азия и т.п.) был обработан с применением методов математической статистики обширный материал (более 10 тыс. анализов), причем отбраковывались все некорректные датировки. Объем таких датировок оказался достаточно велик для всех регионов, что объясняется использованием для радиологических исследований случайного некачественного материала, особенно валовых проб пород.

Применение методов математической статистики позволило выявить отчетливую периодичность гранитообразования как в конкретных регионах (Забайкалье, Казахстан, Северо-Восток и Дальний Восток СССР), так и в пределах всего Востока Азии и Тихоокеанского обрамления /Загзурина, 1977. 1980/. Удалось установить следующие глобальные эпохи гранитообразования (млн. лет): 520 ± 20 , 450 ± 20 , 370 ± 20 , 300 ± 20 , 250 ± 10 , 200 ± 10 , 150 ± 10 , 100 ± 10 , 70 ± 10 . Первые четыре из них наиболее интенсивно проявлены в Центрально-Азиатском складчатом поясе, а три последние – в Тихоокеанском обрамлении. Планетарная эпоха 250 ± 10 млн. лет (пермская кульминация) в равной мере характерна для всего Востока Азии и различных частей Тихоокеанского обрамления.

В конкретных регионах каждый из вышеперечисленных мощных импульсов гранитообразования преломлялся по-разному и с неодинаковой активностью. Так, на Северо-Востоке СССР главное значение имеет кульминация, отвечающая эпохе 100 ± 10 млн. лет, на Дальнем Востоке – 70 ± 10 , в Забайкалье – 150 ± 10 (рис. 1, а). Кульминации гранитообразования обычно смешены во времени в разных структурно-формационных зонах крупных регионов, например в Забайкалье. В Газимурской, Даурской, Удино- и Олекмо-Витимской структурно-формационных зонах отчетливо проявлена кульминация 160 ± 10 млн. лет, которой практически нет в Джидинской и Селенгино-Яблоновой зонах, где вместо этого главную роль играет кульминация 200 ± 10 млн. лет. Общим для всех названных структурно-формационных зон Забайкалья является наличие на гистограммах пика, приходящегося на 250–270 млн. лет (см. рис. 1, б).

В крупных трансрегиональных гранитоидных ареалах, как правило, сочетаются представители нескольких разновозрастных эпох. Подробное перечисление регионов, в которых проявились вышеуказанные эпохи гранитообразования, было дано ранее /Загзурина, 1980, 1983/. На гистограммах возрастных значений кульминации гранитообразования видны в виде более или менее резких пиков. Временные паузы между ними в большинстве случаев фиксируются существенным уменьшением количества датировок, приходящихся на эти интервалы, реже – полным их отсутствием.

“Расплывчатость” пиков на гистограммах радиологических датировок и затуханность временных пауз между ними обусловлены дисперсией, которая должна рассматриваться как закономерность: для каждого исследуемого геологического объекта получается целый спектр возрастных значений с диапазоном от первых миллионов до нескольких десятков миллионов лет. Такие большие диапазоны радиологических датировок, устанавливаемые для интрузив-

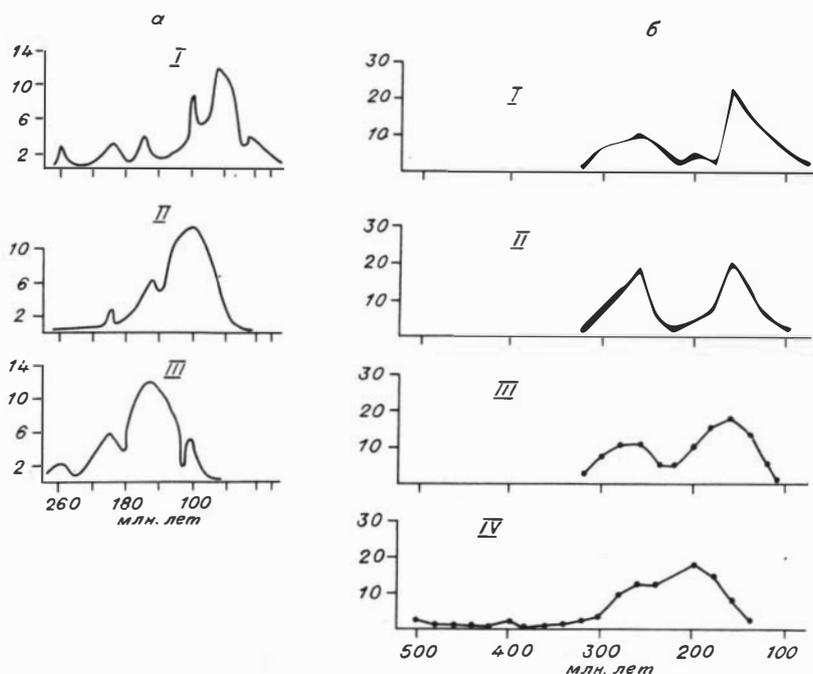


Рис. 1. Гистограммы радиологических датировок.

а - для мезозойских гранитоидов в целом: I - Дальний Восток СССР, II - Северо-Восток СССР, III - Забайкалье; б - для разных структурно-формационных зон Забайкалья: I - Газимурской, II - Даурской, III - Удино-Витимской и Олекмо-Витимской, IV - Джидинской и Селенгино-Яблоновой.

ных массивов, гранитоидных комплексов, рудных месторождений, обусловлены разными причинами: истинной продолжительностью и сложной историей формирования геологических объектов, различными наложенными процессами (повторный прогрессивный метаморфизм, метасоматоз, катаклаз, милонитизация), аналитическими погрешностями, составляющими, как показал анализ эталонных проб в лабораториях нашей страны, не менее 3-5%. Поскольку диапазоны возрастных значений отражают суммарное влияние всех возможных факторов, то они должны рассматриваться как заведомо превышающие истинное время формирования геологических объектов, которое заключено внутри этих диапазонов. Отсюда следует, что возраст геологических объектов не может быть охарактеризован только одной радиологической датой. Именно это обстоятельство вносит наибольшую неопределенность при датировании геологических объектов в рамках геохронологической шкалы, особенно при отнесении их к конкретным ярусам.

Проведенное в последние годы во ВСЕГЕИ датирование фанерозойских гранитоидов Забайкалья комплексом различных радиологических независимых методов подтверждает вышесказанное - для всех плутонов были получены диапазоны датировок, достигающие нескольких десятков миллионов лет. Так, для Сынырского массива определены следующие значения возраста (млн. лет): 350 ± 20 (уран-свинцовый метод по циркону), 335 ± 15 (калий-аргоновый), 330 ± 15 (рубидий-стронциевый); для Хоринского массива: 310 ± 10 (руби-

дий-стронциевый), 300 ± 10 (калий-аргоновый); для Чивыркуйского массива: 300 ± 10 (уран-свинцовый по циркону), 300 ± 15 (калий-аргоновый). Практическое совпадение датировок, полученных разными методами, свидетельствует об их надежности и близости к истинному времени формирования интрузивов, которое во всех случаях составляет первые десятки миллионов лет.

В случае нарушения изотопных систем в гранитоидах вследствие проявления различных наложенных процессов разброс возрастных значений гораздо больше. Так, в Австралии для палеозойского батолита Берридейл диапазон возрастных значений достигает 120 млн. лет / Williams, 1983/. Возраст определялся разными методами: уран-свинцовым – по циркону и монашиту, рубидий-стронциевым изохронным – по валовым пробам пород, калий-аргоновым – по разным минералам. Каждая из использованных систем дает при анализе свой возраст. При подобных обстоятельствах большие диапазоны радиологических датировок не могут рассматриваться как продолжительность формирования интрузива.

Относительная кратковременность формирования гранитоидных батолитов хорошо видна на некоторых молодых объектах. Для батолита Ладакх-Деосаи в Индской структурной зоне Сев. Индии комплексом разных методов был определен возраст 32,5–24,8 млн. лет / Sharma e. a., 1981/. Разброс возрастных значений не превышал 8 млн. лет, несмотря на то, что плутон многофазный. Радиологический возраст батолита совпадает с геологическим: гранитоиды перекрыты индской молассой миоцен-плиоценового возраста. Для плиоценового гранитного массива Амбон в Индонезии диапазон датировок, полученных разными методами, не превышает 0,5 млн. лет (от $3,8 \pm 0,2$ до $3,3 \pm 0,1$ млн. лет). В масштабах геологического времени становление этого интрузива было практически мгновенным / Priem e. a., 1978/.

В соответствии с радиологическими данными находятся известные модели остывания интрузивов, полученные путем физико-математических расчетов. Согласно большинству из них, кристаллизация и остывание интрузивов занимают около 10 млн. лет. Наблюдается большое влияние на данный процесс содержания в магме воды, увеличивающей время ее застывания. Независимое положение как будто бы подтверждается неодинаковыми диапазонами радиологических датировок для плутонов, сложенных разными типами гранитов. В понимании австралийских геологов Б. Чэппела и А. Уайта наибольшие возрастные диапазоны (десятки миллионов лет) характерны для плутонов, в составе которых преобладают граниты типа S. Аналогичные граниты выделены в "ильменитовый" тип японскими геологами и рассматриваются в качестве "водных" гранитов уральской школой петрографов во главе с Д.С. Штейнбергом / Chappel, White, 1974; Ishihara, 1977; Hutchison, 1979/. Примерами могут служить колымский комплекс на Северо-Востоке СССР, баргузинский в Забайкалье, некоторые гранитные комплексы Монголии, Вьетнама, Кореи, представляющие собой типичные коровые породы с высокими первичными изотопными отношениями $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} (> 0,707)$. Возрастные диапазоны менее 10 млн. лет отмечаются, по Б. Чэппелю и А. Уайту, в большинстве случаев для гранитов типа 1 ("магнетитовый" тип – в понимании японских геологов, "маловодные" граниты – по Д.С. Штейнбергу). Типичными примерами могут служить позднемезозойские гранитоиды, входящие в состав вулканоплутонических ассоциаций в Охотско-Чукотском и Сихотэ-Алинском вулканогенных поясах, а также многие гранитоидные интрузивы, развитые на западном побережье Северной и Южной Америки, с первичными изотопными отношениями $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ менее 0,706. Они, скорее всего, имеют мантийное происхождение или же могли образоваться при плавлении ниж-

них частей базальтового слоя земной коры в результате поступления с глубин мантийных расплавов.

Как показал Ф.Г. Рейф /1976/, в Забайкалье в громадном Ангаро-Витимском батолите степень замкнутости магматических систем не была одинаковой для разных типов гранитоидов. В магматических системах, формирующихся в условиях относительно низкой концентрации поступающей тепловой энергии (при интенсивной инфильтрационно-метасоматической переработке пород перед появлением расплава), главную роль играет конвективный теплообмен. Система в данном случае была открытой в отношении ряда компонентов, в частности щелочей. При высокой концентрации поступающей тепловой энергии имел место кондуктивный характер теплопереноса, обусловивший относительную замкнутость систем. В первом случае (граниты типа S) условия для геохронологического изучения не благоприятны, возможны большие диапазоны радиологических датировок и искажения истинного возраста; во втором (гранитоиды типа 1) дисперсия возрастных значений будет минимальной, а радиологический возраст близким к истинному.

Как правило, большие диапазоны радиологических датировок устанавливаются для длительно формировавшихся многофазных плутонов. В пределах таких плутонов последовательные фазы магматизма обычно оказываются сближенными по значениям радиологического возраста. Так, в Береговом батолите Перу в сегменте Лима практически не разграничиваются по возрасту предорогенные магматические фазы (млн. лет): габбро Патап - 102, гранодиориты Хекуан - 102-100, диориты Пакчо - 98-95, гранодиориты Санта-Роза - 95-90; столь же близки по возрасту и посторогенные магматические фазы (млн. лет): тоналиты Ла-Мина - 60, монцитоны Сан-Херонимо - 60-55, Канас-Саян - 55. В сегменте Арекипа того же батолита сближены во времени (млн. лет) монцодиориты Линга - 97, тоналиты Пампауси - 95-90, монцодиориты Инвауаси - 90-85, тоналиты Тьябая - 80/ Cobbing, 1987/.

Л.В. Фирсов /1960/ показал, что на Северо-Востоке СССР магаданский батолит сформировался в течение нескольких сближенных фаз магматизма (млн. лет): габбро и габбро-диориты - 136, трондьемитовые граниты - 130, кварцевые диориты - 125-122, гранодиориты - 115, биотит-амфиболовые граниты - 105-90, субшелочные граниты - 85-78. Н.И. Ненашев /1979/ установил довольно близкий радиологический возраст магматических фаз в Верхне-Тиряхтахском массиве в Восточной Якутии (млн. лет): гранодиориты - 150-143, среднезернистые биотитовые граниты - 144, крупнозернистые граниты - 145-132, мелкозернистые граниты - 134. Гистограммы радиологических датировок для многофазных массивов обычно выглядят как единое непрерывное распределение, пики для сближенных фаз не фиксируются /Загрузина, 1977, 1980/.

На многочисленных примерах видно, что время формирования гранитоидных комплексов всегда превышает время формирования отдельных плутонов /3, 4/. Однако следует учитывать, что объединяемые в один и тот же комплекс интрузивы не всегда являются строго одновременными. Например, на Северо-Востоке СССР неоднократно отмечалось смешение во времени отдельных представителей одних и тех же магматических комплексов на основании геологических данных. Так, типичные гранитоиды охотского комплекса в южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса имеют апт-альбский возраст, в Мургалском поднятии Средне-Анадырского района - позднеальбский, а в Оконайто-Пеледонском поднятии - сеноман-туронский. Неодновременность их образования подтверждается радиологическими исследованиями: кульминации гранитообразования в этих районах приходятся соответственно на 110, 100 и 90 млн. лет; смешены во времени начало и конец формиро-

вания аналогичных комплексов /Геохронология СССР, 1974; Загрузина, 1977/. Правда, наряду с реальным возрастным "скольжением" магматических комплексов, большие диапазоны радиологических датировок для них нередко объясняются и некорректностью выборок: объединение разрозненных массивов в совокупности всегда является в достаточной мере условным. На гистограммах, составленных для больших регионов, возрастные максимумы для отдельных гранитоидных комплексов, как правило, не видны. На примере Северо-Востока СССР было установлено /Геохронология СССР, 1974; Загрузина, 1977/, что композиционные гистограммы для таких регионов, как Чукотка, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и др., выглядят как единое и непрерывное распределение, в котором не отражены ни частные максимумы для конкретных комплексов, ни перепады между ними. Вместе с тем при известной детализации видно, что каждый из конкретных комплексов отличается довольно узким (по сравнению со всем регионом) возрастным диапазоном и максимумы их проявления не совпадают.

В соответствии с этим находятся данные о дискретности рудообразования в некоторых районах. Так, В.С. Кузевный и др. /1982/ провели статистическую обработку радиологических данных, полученных для околорудных серицитов из колчеданных месторождений Рудного Алтая. Оказалось, что в общей для всего Рудного Алтая выборке кривая возрастных значений имеет сглаженный вид с модой 286 млн. лет. Если же рассматривать отдельно радиологические датировки для Прииртышского, Лениногорского и Зырянского районов, то для каждого из них получают полимодальные распределения, иллюстрирующие многоэтапность рудообразования.

Дискретность временных интервалов конкретных гранитоидных комплексов хорошо подтверждается геологическими и радиологическими данными о возрасте комагматичных им эффузивов в пределах различных вулканогенных поясов (Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алинского, а также в Береговых и Центрально-Андийских Кордильерах / Miller, Bradfish, 1980/ в центральной части Чили и других районах Тихоокеанского обрамления). Т. Конда и Е. Уеда /1978/, определившие возраст кайнозойских вулканитов в северо-восточной части Японской дуги, проиллюстрировали на гистограммах радиологических датировок отчетливые временные паузы. В связи с молодым возрастом вулканитов и отсутствием в них наложенных преобразований, которые могли бы нарушить первичные изотопные системы, дискретность вулканизма в данном случае видна особенно хорошо. Временные паузы, устанавливаемые по радиологическим данным (комплекс методов), подтверждаются геологическими наблюдениями: отсутствием в это время осадконакопления и вулканизма, проявлением несогласий.

Радиологические данные впервые позволили наглядно продемонстрировать тенденции пространственного изменения возраста гранитоидов /Загрузина, 1980/. На Северо-Востоке и на Дальнем Востоке СССР отчетливо проявлено последовательное омоложение мезозойских гранитоидов в сторону Тихого океана (рис. 2). Конфигурация изолиний трендов радиологических датировок напоминает хорошо известную перипацифическую зональность в распределении калия на Востоке Азии, установленную ранее А.Б. Вистелиусом: содержание калия понижается к акватории Тихого океана. На основании построения карты тренд-поверхностей А.Б. Вистелиус показал, что в Австралии, в пределах Тасманского мобильного пояса, наблюдается закономерное омоложение фанерозойских гранитоидов по мере их удаления от окраины древнего щита к побережью Тихого океана; наиболее молодые гранитоиды сосредоточены между горами Мэриборо и Сиднеем /Vistelius, 1980/. В Юго-Восточном Китае в контурах тренд-поверхностей радиологических датировок наблюдается ярко

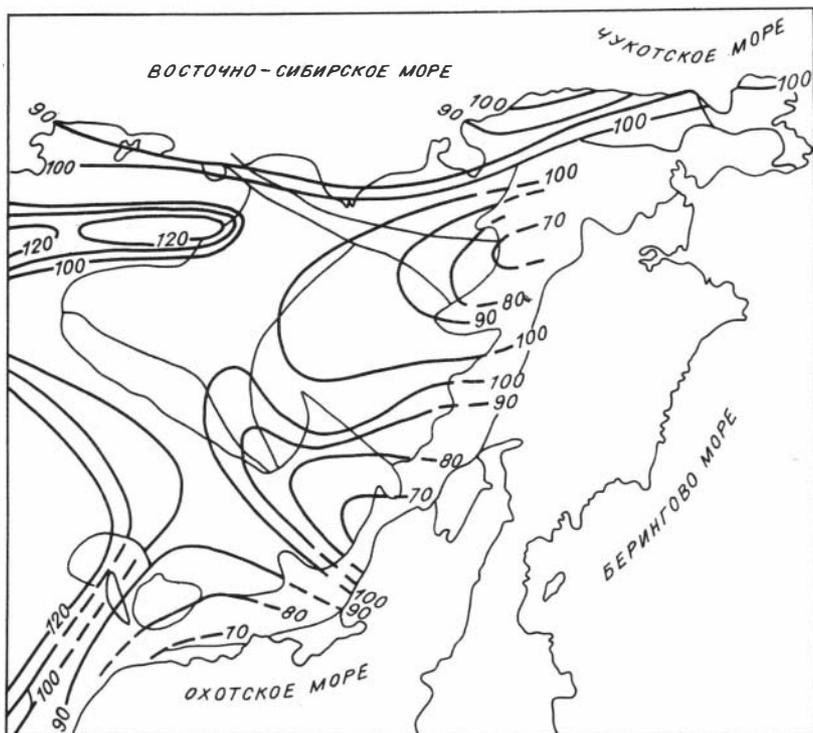


Рис. 2. Изолинии тренда радиологических датировок для мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР.

выраженная эволюция гранитоидных пород от наиболее древних к молодым в направлении с северо-запада на юго-восток к береговой линии / Mu Weixi, Sun Mingzhi, 1980/. Омоложение к востоку позднемезозойских гранитоидов установлено на территории Японии / Shibata Ken, Matsumoto Tatsuro, 1978/. Выполненная Н.В. Ичетовкиным /1983/ аппроксимация радиологических и петрохимических данных путем вычисления трехмерных полиномиальных трендов позволила установить общую направленность магмообразования в пространстве и времени: с омоложением возраста гранитоидов возрастают их известковистость, магнизиальность, меланократовость, при стабильности общей щелочности, причем площади распространения разных типов пород со временем изменяются как вкрест, так и вдоль простираения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Применение пространственно-статистических методов существенно повышает информативность радиологических данных о возрастных скольжениях гранитоидных комплексов. С внедрением гранитоидных интрузивов обычно связано омоложение радиологического возраста вмещающих пород. Р.И. Кресс с соавторами / Criss e.a., 1982/ на примере батолита Айдахо в Северной Америке показали, что гранодиориты ранней фазы с возрастом 92,9 млн. лет на контакте с эоценовыми гранитами поздней фазы, возраст которых составляет 38,0-46,1 млн. лет, омолаживаются до 46-40 млн. лет. Эоценовые граниты при внедрении создали мощные гидротермальные конвекционные системы, вызвавшие значительные потери радиогенного аргона в приконтактных зонах и нивелировку возраста

ранних и поздних гранитоидных фаз. Нарушение первоначально однородных изотопных систем в батолите Айдахо в связи с внедрением эоценовых гранитов подтверждается изотопными исследованиями: в ранних гранодиоритах по мере приближения к контакту с поздними гранитами δD изменяется от -66 до -173‰ , $\delta^{18}O$ от $-1,8$ до $+6,6\text{‰}$ (в эоценовых гранитах δD -166‰ , $\delta^{18}O$ $+5,4\text{‰}$). Таким образом, вследствие прогрева в гранитоидах из приконтактных зон происходят не только омоложение калий-аргонового возраста, но и изменение изотопного состава других элементов.

Широко известны омоложение докембрийских пород и искажение их истинного возраста в связи с внедрением мезозойских гранитоидов. Такие явления были описаны неоднократно /Загрузина, 1977, 1980/. На Восточной Чукотке, например в экзоконтактной зоне позднемезозойских гранитоидных плутонов, возраст вмещающих протерозойских метаморфических пород везде оказался равным или очень близким к возрасту гранитоидов - 125-67 млн. лет. В удалении от гранитоидных плутонов возраст метаморфической толщи достигает 1670 млн. лет. Аналогичная ситуация отмечается в Северной Америке в экзоконтактной зоне штока Эльдора. Еще одним примером может служить район Кыршехир в Анатолийском массиве в Турции, где Э. Явус и А. Гюрал установили практически полное совпадение калий-аргонового возраста гранодиоритов и древних метаморфических пород из экзоконтактной зоны (возраст тех и других определен в диапазоне 69-75 млн. лет).

Омоложенные радиологические датировки, получаемые для докембрийских пород, могут отражать различные стадии метаморфизма, а также всевозможные наложенные процессы, природу которых далеко не всегда удается выявить (криптометаморфизм, "всплывание" выше критической изотермы и т.п.) /Апельцин и др., 1973; Геохронология СССР, 1974/. Интерпретация омоложенных датировок, которые для докембрия в большинстве случаев преобладают над древними, представляет собой достаточно сложную задачу. Дело в том, что эти данные иногда несут ценную информацию. Статистическая обработка омоложенных калий-аргоновых датировок позволила выявить закономерность в их распределении и показать, что существовать эпохи аргонового омоложения, практически синхронные с некоторыми эпохами гранитообразования /Загрузина, 1977/. Максимальное количество омоложенных калий-аргоновых датировок приурочено к нескольким кульминациям (млн. лет) : 430 ± 15 , 330 ± 15 , 250 ± 10 , 150 ± 10 . Эти кульминации отчетливо проявлены как на Востоке Азии, так и в Европе, в зоне влияния Средиземноморского пояса. Повсеместно наиболее интенсивное аргоновое омоложение отмечалось в конце перми (250 ± 10 млн. лет), когда оно охватило не только многие части Евразийского материка, но и западное побережье Северной и Южной Америки. Эпохи аргонового омоложения докембрийских толщ, как и эпохи гранитообразования, повсеместно имеют дискретный характер. Однако кульминации (пики на гистограммах) обычно более расплывчатые, чем пики гранитообразования; слабее выражены также временные паузы между кульминациями /Загрузина, 1977/.

По времени с эпохами аргонового омоложения иногда совпадают проявления первичного "молодого" метаморфизма, тесно сопряженного с гранитообразованием, пластическими деформациями фундамента, формированием гранито-гнейсовых куполов и валов, а также некоторыми другими процессами. В.Г.Беличенко и другие геологи убедительно обосновали палеозойский возраст метаморфизма и палингенного гранитообразования в Заган-Малханской зоне Забайкалья. Комплексные радиологические исследования, проведенные во ВСЕГЕИ, позволили подтвердить этот важный вывод: возраст малханского

комплекса, природа которого смешанная, установлен в пределах 460 ± 30 млн. лет (485 млн. лет - рубидий-стронциевый метод, 440 - уран-свинцовый).

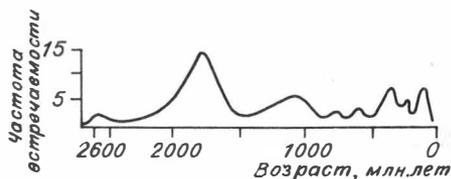
Для большинства регионов Востока Азии характерна приуроченность участков аргонового омоложения к различным фанерозойским структурам и зонам их влияния. Многие срединные и остаточные древние массивы, особенно в Тихоокеанском обрамлении, были заключены в фанерозойских складчатых системах и зонах в виде жестких глыб, претерпевавших вместе с ними общую историю развития в течение всего фанерозоя. Именно поэтому фанерозойские кульминации гранитообразования оказались столь отчетливо запечатленными в древних толщах в виде синхронных эпох аргонового омоложения.

Несмотря на общепризнанную возможность омоложения докембрийских пород, геологический возраст которых часто оказывается в резком несоответствии с радиологическими данными, представляется возможным говорить (даже на основании этих данных) о наличии дискретных тектономагматических эпох в докембрии. По данным Е.В. Бибиковой /1982/, формирование континентальной земной коры началось с эпохи, имевшей место 3,8-3,6 млрд. лет тому назад, причем не менее 50 об. % коры было сформировано на рубеже архея - нижнего протерозоя, в эпоху 2,8-2,6 млрд. лет. К.О. Кратц и др. /1976/ показали, что для докембрия Восточной Сибири радиологические датировки образуют отчетливые статистические максимумы, главными из которых являются (млрд. лет): 1,8-1,9 - в Анабарском шите, 1,9-2,1 - Алданском, 1,7-1,8 - в структурах краевых поднятий. Кроме того, в каждой из перечисленных выше структур проявлены кульминации 3,5-3,6 и 2,5-2,6 млрд. лет. Для Енисейского кража главное значение имеет кульминация 1,1-1,3 млрд. лет, невыраженная в других регионах. На всех гистограммах, составленных К.О. Кратцем и др. /1976/, ярко отмечается максимум 150 млн. лет, который может рассматриваться только в качестве наиболее типичной для всей Восточной Сибири эпохи регионального аргонового омоложения. Не исключено, однако, что на этих гистограммах в качестве равноправных могли быть учтены как реликтовые, так и омоложенные радиологические датировки, имеющие различный геологический смысл.

Большая дисперсия радиологических датировок обусловила на гистограммах наличие промежуточных значений между главными пиками-кульминациями, затухающая временные паузы. При составлении гистограмм только по датировкам, полученным по мономинеральным фракциям, дискретность главных кульминаций вырисовывается гораздо более ярко. Ю.Д. Пушкареву, Э.В. Кравченко и Г.И. Шестакову /1978/ при подобном подходе удалось показать отчетливую дискретность главных кульминаций на Кольском полуострове (2750 ± 100 и 1800 ± 100 млн. лет) при почти полном отсутствии магматических пород с реальными возрастными, промежуточными между геохронологическими кульминациями магнообразования. Ю.Д. Пушкарев, С.В. Лобач-Жученко и многие другие исследователи признают этап 1,8 млрд. лет в качестве важнейшего геохронологического рубежа, когда было сформировано не менее половины гранитоидов, участвующих в строении докембрия Балтийского щита.

На основании обобщения радиологических датировок представляется возможным говорить о периодичности не только гранитообразования, но и некоторых других геологических процессов. Исследованиями, проведенными во ВСЕГЕИ, удалось выявить периодичность пегматитообразования в истории Земли и выделить соответствующие кульминации (млн. лет): 2600 ± 200 , 1800 ± 150 , 1100 ± 100 , 600 ± 100 , 350 ± 50 , 250 ± 20 , 100 ± 20 , а также показать, что главное значение имеют раннепротерозойские пегматы (1800 ± 150 млн. лет), с которыми связаны месторождения важнейших полезных ископаемых /Загрузина, 1983/(рис. 3).

Рис. 3. Гистограмма радиологических датировок для пегматитов докембрия - фанерозоя.



Е.Е. Милановский и Б.А. Мальков неоднократно подчеркивали планетарную цикличность кимберлитового и траппового вулканизма. Выделенные этими исследователями кульминации совпадают с определенными палеомагнитными событиями - периодами замедления скорости перемещения виртуальных полюсов и замедлением рифта континентов или с изменениями внутреннего магнитного поля Земли при фиксированном положении материков. В.Е. Хаин указывает на периодичность офиолитообразования, которая, по его мнению, связана с пульсациями Земли, чередованиями глобального расширения и сжатия. И.Н. Томсон и В.С. Кравцов в пределах Тихоокеанского обрамления выявили отчетливую периодичность в образовании оловянных месторождений. В отечественной и зарубежной литературе приводятся сведения о периодичности формирования медно-порфировых, золоторудных, редкометалльных и некоторых других месторождений.

Установленная по радиологическим кульминациям периодичность процессов различного магмо-, рудообразования, метаморфизма и аргонowego омоложения определяется внутренним развитием Земли и внешними космическими воздействиями. Периодичность геологических процессов связывают с некоторыми параметрами планет Солнечной системы (наклоном оси и периодом изменения наклона оси Земли, периодами обращения Марса и Юпитера вокруг Солнца, совместными периодами обращения Юпитера и Сатурна, Венеры и Земли и др.), с периодами вращения Галактики (77, 274 и 220-240 млн. лет). Как показал Ю.М. Малиновский /1968/, все моменты прохождения Солнечной системы через три апогалактия и два перигалактия фиксируются отчетливыми вспышками магмообразования, вслед за которыми следовали периоды резкого снижения магматической активности. Можно предполагать, что под влиянием космических воздействий происходят периодическое возмущение глубинных подкорковых масс и возникновение в мантии участков повышенной энергии, что приводит к периодическому усилению тектономагматической активности. Этапы резкого повышения тектономагматической деятельности, как полагает Х. Ранкорн, могут быть объяснены с позиций конвекционной гипотезы эволюции Земли (характер конвекционных процессов менялся в недрах планеты неоднократно). В настоящее время рассматриваемая проблема еще не решена.

Установление периодичности и отчетливой дискретности магмообразования, метаморфизма и рудообразования, продолжительности формирования гранитоидных интрузивов и комплексов, главных тенденций пространственного изменения возраста гранитоидов, их "омолаживающего" влияния на древние вмещающие толщи - существенный вклад в развитие магматической геологии, который возможен только в результате широкого использования радиологических методов. Решение этих кардинальных вопросов гранитообразования, несомненно, повысит эффективность геологических исследований.

Литература

Апельцин Ф.Р., Архангельская В.В., Пантелеев А.И., Якушев Л.Н. Последовательность образования метасоматитов гранитоидного состава по данным определения их абсолютного возраста //Сов. геология. - 1973. - № 2. - С. 15-19.

- Бибикова Е.В. Изотопные методы в изучении процессов формирования земной коры на ранних стадиях геологического развития Земли //Геохимия. - 1982. - № 5. - С. 638-644.
- Геохронология СССР. - Т. II. Фанерозой. - Л.: Недра, 1974. - 345 с.
- Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. - М.: Наука, 1977. - 278 с.
- Загрузина И.А. Эволюция мезозойского магматизма в Тихоокеанском обрамлении в свете радиологических данных // Геология и геофизика. - 1980.- № 4. - С. 10-17.
- Загрузина И.А. Эволюция пегматитообразования в истории Земли // Геология и генезис пегматитов. - Л.: Наука, 1983. - С. 31-37.
- Ичетовкин Н.В. Пространственно-временные тренды петрохимического состава гранитоидов Северного Приохотья и их использование для тектономагматического районирования // Тихоокеан. геология. - 1983. - № 2. - С. 61-68.
- Конда Т., Уеда Е. Абсолютный возраст вулканических пород северо-восточной части Японской дуги //Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. - М.: Мир, 1978. - С. 130-133.
- Кратц К.О., Мануйлова М.М., Неелов А.Н., Хильтова В.Я., Юргина Е.К. Геолого-геохронологические рубежи в докембрии Восточной Сибири //Актуальные вопросы современной геохронологии. - М.: Наука, 1976. - С. 34-39.
- Кузубный В.С., Пономарев Э.С., Кокшаров В.А. Об абсолютном возрасте колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - Геология и геофизика. - 1982. - № 1. - С. 16-21.
- Малиновский Ю.М. Галактическая периодичность эпох осадкообразования // Тезисы докладов VI совещания по проблемам планетологии. - Л., ВСЕГЕИ, 1968. - С. 51-53.
- Милановский Е.Е., Мальков Б.А. Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальная пульсация Земли //Докл. АН СССР. - 1980. - Т.252, № 5.- С. 1203-1207.
- Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. - Новосибирск: Наука, 1979. - 142 с.
- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. - Л.: Наука, 1978. - 136 с.
- Ранкорн Х.С. Динамические процессы в нижней мантии //Верхняя мантия.- М.: Наука, 1975. - С. 286-298.
- Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных массивов Восточного Прибайкалья. - Новосибирск: Наука, 1976. -С.193.
- Томсон И.Н., Кравцов В.С. Этапы и циклы оловянного оруденения в Тихоокеанском рудном поясе //Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. - Новосибирск: Наука, 1975. - С.115-129.
- Фирсов Л.В. Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского батолита // //Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1960. - № 2. - С. 28-38.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. - М.: Недра, 1984. - 344 с.
- Штейнберг Д.С. Направленность, цикличность и латеральные вариации магматизма //Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. - Свердловск, 1978. - С. 3-28.
- Chappel B.W., White A.P. Two contrasting granite types //Pacific geology. - 1974. - N 8. - P. 173-174.
- Cobbing E.I. The sedimented coastal batholith of Peru: its relationship to volcanicity and metallogenesis // Earth-Sci. Revs. - 1987. - V. 18, N 3-4. - P. 241-254.

- Criss R.E., Lanphere M.A., Taylor H.R. Effects of regional uplift, dedormation and meteóric-hydrothermal metamorphism on K-Ar ages of biotites in the southern half of Idaho batholith // *J. geophys. res.* - 1982. - V. 7, N 8. - P. 7029-7046.
- Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geol.* - 1977. - N 27. - P. 293-305.
- Hutchison C.S. Southeast Asia tin granitoids of contrasting tectonic setting // *Geodyn. West. Pacif., Proc. Inc. Conf.* - Tokyo, 1979. - P. 221-232.
- Miller C., Bradfish L. An inner Cordilleran belt of muscovite-bearing plutons // *Geology.* - 1980. - V. 8, N 9. - P. 412-416.
- Mu Weixi, Sun Mingzhi. Наньцзи дасюэ бао. Цзы жань кэ сюэ. Nanjing daxue xue bao // *J. Nanjing Univ. Natur. Sci. Ed.* - 1980. - N 3. - P. 89-103.
- Priem H.N., Andriessen R.A., Hebeda E.H. e.a. Isotopic evidence for a Middle to Late Pliocene age of the cordierite granite of Ambon, Indonesia // *Geol. en mijnbou.* - 1978. - V. 57, N 3. - P. 441-443.
- Sharma K., Chonbey V., Nagpaul K. Age of the Ladakh - Deosai granite Batholith, Trans - Himalaya // *Curr. Sci. (India)* - 1981. - V. 50, N 18. - P. 820-821.
- Shibata Ken, Matsumoto Tatsuro. Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan // *Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sudney. 1976, Tulsa, Okla, 1978, p. 143-164.*
- Williams L.S., Compston W., Chapell B.W. Zircon and monazite U - Pb systems and the histories of I-type magmas, Beridale Batholith, Australia // *J. Petrol.* - 1983. - V. 24, N 1. - P. 76-97.
- Vistelius A.B. On the accretion of granitoid rocks in Tasman mobile belt (eastern Australia) after Precambrian time // *Pacif. Geol.* - 1980. - N 14. - P. 67-71.

А.П. Милов, И.А. Давыдов, И.Н. Котляр,
С.В. Щепетов, П.П. Павлов

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫЕ СИСТЕМЫ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ

ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

В меловое время на Северо-Востоке СССР широко проявился наземный вулканизм. Его продуктами сложен огромный по протяженности (около 3000 км) Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, вопрос о возрасте которого до сих пор не решен. Время его формирования В.Ф. Белый /1977/ считает альб-сеноманским. Другие исследователи /Битюцкая и др., 1979; Деянтилова и др., 1980; Лебедев, 1979; Филатова и др.; Умитбаев, 1983а/ высказывают мнение о длительной истории формирования вулканических поясов, начавшейся, возможно, уже с конца юры и закончившейся в палеогене. Эта неоднозначность обусловлена, с одной стороны, различными подходами к оценке объемов вулканитов, включаемых в состав пояса, а с другой - противоречиями во взглядах палеофитологов на возраст конкретных флористических комплексов. В связи с этим интерес представляют результаты изотопного датирования вулканогенных толщ и сопоставление их с возрастом, определяемым по ископаемым растительным остаткам.

Радиогеохронологическое изучение вулканогенных образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса началось в 60-х годах при организации Л.В. Фирсовым в СВКНИИ СО АН СССР (ныне ДВНЦ АН СССР) геохронологической лаборатории, что имело большое значение для дальнейшего развития изотопных исследований на Северо-Востоке. Уже первые работы Л.В. Фирсова с использованием калий-аргонового метода подтвердили геологические данные о формировании вулканических покровов в период от раннего мела по палеоген включительно. Однако имевший место разброс полученных цифр не позволял в ряде случаев уверенно сопоставлять их с геологическими датировками.

В последние годы в связи с расширением в регионе крупномасштабного геологического картирования и тематических исследований рубидий-стронциевым изохронным методом были датированы меловые вулканические толщи пояса, возраст которых в ряде случаев достаточно надежно охарактеризован ископаемой флорой. Нами приводятся и обсуждаются рубидий-стронциевые датировки для вулканитов трех районов внешней зоны пояса (рис. 1), выделяемых В.Ф. Белым /1977/: Омсукчанского прогиба, Охотского и Центрально-Чукотского секторов. Первичный материал был собран И.Н. Котляром, С.В. Щепетовым и П.П. Павловым.

Изотопные отношения стронция и рубидия измерялись на масс-спектрометре МИ-1201 методом изотопного разбавления. Для предварительной оценки изотопного смешения анализируемых проб, а также для отбора пригодной для анализа коллекции каменного материала и выбора оптимальных условий изотопного разбавления определялось содержание рубидия и стронция рентгенофлуоресцентным методом на квантометре ARL-72 000 фирмы "Самеса". Химическая подготовка проб к изотопному анализу проводилась по традиционной методике /Варшавская, 1967/ при контроле отбора фракции стронция с помощью радиоактивного изотопа стронций-90. В отличие от указанной методики по предложению В.С. Лепина (Институт земной коры, г. Иркутск) при измерении изотопных отношений стронция применялись фториды стронция. Фторирование осуществлялось в камере анализатора масс-спектрометра путем обработки исследуемого препарата концентрированной плавиковой кислотой и нанесения на второй испаритель источника ионов гидрофторида калия, выделяющего фтор для непрерывного фторирования. Применение фторидов стронция улучшает воспроизводимость анализа при измерении изотопных отношений стронция в связи с отсутствием рубидия в спектре SrF^+ . Регистрация масс-

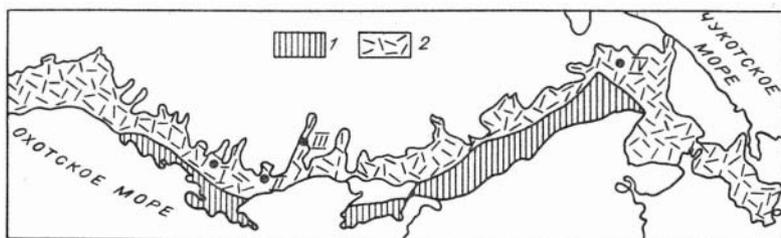


Рис. 1. Схема расположения датированных объектов в структурах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

1, 2 - внутренние (1) и внешняя (2) зоны. I - Топчанская и Трассовая депрессии; II - Навленгинская депрессия Охотского сектора; III - Дукатская вулканопольная система Омсукчанского прогиба; IV - Пегтымельский прогиб Центрально-Чукотского сектора.

спектров осуществлялась приставкой ПРМ-1 с обработкой данных программно-управляемой вычислительной машиной "Искра-1250" с выводом данных на дисплей. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ нормализовались по отношению $^{86}\text{Sr} / ^{88}\text{Sr} = 0,1194$. При оценке точности масс-спектрометрических измерений применялись межлабораторный стандарт Карбонат-70 с отношением $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,7103 \pm 0,0005$ и соль серно-кислого рубидия особой чистоты с отношением $^{85}\text{Rb} / ^{87}\text{Rb} = 2,590 \pm 0,014$. Ошибка при измерении $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ не превышала 0,17% при 95-процентном доверительном интервале.

Расчет уравнения изохроны выполнялся методом наименьших квадратов, указанные ошибки соответствуют 95-процентному доверительному интервалу.

При расчетах использовалось значение константы распада $^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$. Выборки дат для изохрон однородны, признаков смешивания вещества с разными изотопными составами не установлено.

Рассмотрим результаты исследований.

Омсукчанский прогиб. Наиболее древними вулканогенными породами этой структуры являются эффузивы кислого состава аскольдинской свиты. В.Ф. Белый /1978/ не включает ее в состав вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса и относит к эпигеосинклиальному орогенному комплексу Яно-Колымской складчатой системы. Р.Б. Умитбаев /1983б/ считает Омсукчанский прогиб рифтогенной структурой раннего этапа тектономагматической активизации, приведшей к формированию Охотско-Чукотского пояса. Иными словами, он предполагает структурное единство аскольдинских и "поясовых" вулканитов.

Вулканиты аскольдинской свиты с резким угловым несогласием залегают на песчано-сланцевых отложениях триасового возраста. Мощность свиты достигает 1800 м. Она перекрыта песчано-глинистыми (с прослоями конгломератов и каменного угля) отложениями омсукчанской свиты, которая по комплексу ископаемых растительных остатков датируется альбом. В туфопесчаниках и туфоалевролитах, наблюдающихся в виде прослоев среди вулканитов аскольдинской свиты, обнаружена ископаемая флора, которая /Волков и др., 1985/ соответствует буор-кемюсской стратофлоре, характерной для раннего и среднего альба. В 1982 г. В.Ф. Белый и С.В. Щепетовым проведены дополнительные сборы ископаемых растительных остатков, которые, по определению В.А. Самылиной /1974, 1975/, относятся к саяпской стратофлоре, датируемой аптом.

Породы аскольдинской свиты представлены игнимбритами, туфами и лавами кислого и ультракислого состава. Примечательная их особенность - ультракалиевый характер щелочности (K_2O до 9%, Na_2O до 3%).

Проведенное ранее радиогеохронологическое изучение вулканитов аскольдинской свиты калий-аргоновым методом /Волков и др., 1985/ показало возраст покровных и экструзивных фаций пород, не превышающий 91 млн. лет, что не соответствует геологическим данным. Причина этого несоответствия не совсем ясна и, как отмечают исследователи, возможно, связана с "омоложением" за счет термального воздействия более молодых (поздний мел) магматических пород.

Для рубидий-стронциевого изохронного датирования (а известно, что рубидий-стронциевые системы более устойчивы при прогреве) были отобраны пробы игнимбритов из первого, второго и десятого горизонтов аскольдинской

свиты Дукатской купольной структуры в районе верховьев р. Джагын, правого притока р. Балыгчан. Данные изотопного анализа пород аскольдинской свиты таковы:

№ пробы	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
22/4	31,88	28,93	1,102	0,7063
304/1	77,16	6,120	12,61	0,7244
2/2	65,14	3,807	17,11	0,7329
2/1	120,80	4,512	26,77	0,7517
304	80,57	2,783	28,95	0,7521

Краткая характеристика проб пород

Проба 22/4. Липарит с порфировой структурой и гиалопилитовой основной массой. Содержание вкрапленников кварца, плагиоклаза и биотита не превышает 15%.

Проба 304/1. Игнимбрит липаритового состава с порфирокластической структурой. Кристаллокласты представлены кварцем и калинатровым полевым шпатом (около 15%). Фельзитовая основная масса обнаруживает следы течения и фьямме.

Проба 2/2. Липарит с афировой структурой. Вкрапленники кварца и полевого шпата составляют 3–5% от объема породы. Основная масса микропиклитовая, участками сферолитовая.

Проба 2/1. Кристаллокластический туф, состоящий из обломков кварца, плагиоклаза и калинатрового полевого шпата.

Проба 304. Игнимбрит липаритового состава. Структура порфирокластическая. Кристаллокласты кварца и калинатрового полевого шпата составляют 8–10% объема породы. Основная масса фельзитовая с теньвыми следами течения и фьямме.

Все проанализированные пробы вулканитов дают изохрону, тангенс угла наклона которой соответствует 120 ± 9 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70398 \pm 0,00253$ (рис. 2). Полученная дата, по шкале Г.Д. Афанасьева, С.И. Зыкова /1975/, отвечает неокому (готерив-баррему).

Таким образом, рубидий-стронциевая дата является несколько "удревненной" по сравнению с геологическим возрастом.

Охотский сектор. Радиогеохронологическое изучение вулканитов проводилось по вулканогенным толшам Малтано-Ольского поля (бассейн рек Ола и Малтан) и Нявленгинской вулканотектонической депрессии верхнего течения р. Нявленги /Белый, 1977/.

В пределах первого объекта выделяются две вулканотектонические депрессии: на севере – Тоопчанская (бассейн р. Тоопчан, правого притока р. Ола), на юге – Трассовая (бассейн рек Гайчан и Ола).

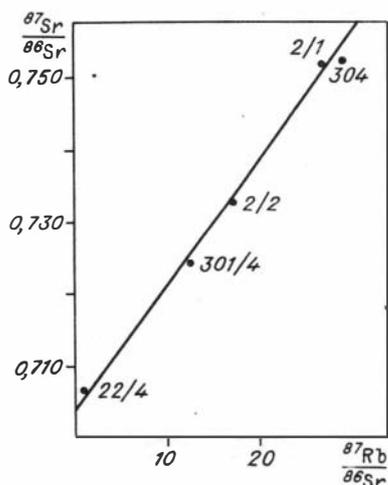


Рис. 2. Эволюционная диаграмма для вулканитов аскольдинской свиты.

В строении Трассовой депрессии участвуют (снизу вверх): нараулийская свита мощностью до 1000 м, представленная лавами и туфами амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитобазальтов с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и мелкогалечных конгломератов; хольчанская мощностью 800–1000 м, образованная дацитами, туфами, туфобрекчиями и игнимбритами липаритов с отдельными горизонтами туфопесчаников и мелкогалечных конгломератов; улынская мощностью до 100 м, сложенная двупироксеновыми андезитами с редкими горизонтами андезитобазальтов; аганская толща мощностью до 700 м, представленная однородными по составу игнимбритами кислого состава.

По В.Ф. Белому /1977/, нараулийская свита относится к верхнему альбу, хольчанская – альб–сеноману, улынская свита и аганская толща – к нижней части сеномана. Г.Г. Филиппова /1980/ считает аганскую толщу более молодой – турон–сенонской.

Для изотопного датирования была отобрана коллекция игнимбритов липаритового состава хольчанской свиты в бассейне руч. Позднего, правого притока р. Олы. Результаты измерений следующие:

№ проб	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
401–2	13,33	13,36	0,9978	0,7067
367–7	9,303	8,609	1,081	0,7094
375	26,98	18,48	1,460	0,7084
374	33,69	11,48	2,935	0,7091
384–5	64,16	5,650	11,36	0,7226
385–3	61,24	4,225	14,49	0,7268

Краткая характеристика проб пород

Проба 401–2. Игнимбрит липарита с криптофельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены кварцем (5%), олигоклазом (25%) и единичными зёрнами биотита.

Проба 367–7. Игнимбрит липарита с фельзитовой структурой основной массы, в которой находятся вкрапленники кварца (20%), ортоклаза (20%), альбита (5%) и биотита (5%).

Проба 375. Игнимбрит липарита, имеющий фельзитовую основную массу, в которой присутствуют вкрапленники кварца (15%), олигоклаза (20%), ортоклаза (10%) и биотита (5%).

Проба 374. Игнимбрит липарита с микрогипидиоморфной структурой основной массы. Вкрапленники: кварц (10%), олигоклаз (20%), ортоклаз (5%).

Пробы 384–5, 385–3. Игнимбрит липарита с фельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены кварцем (10%), плагиоклазом (10%) и ортоклазом (5%).

В результате расчета уравнения изохроны (рис. 3) получены возраст 100 ± 8 млн. лет и первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70614 \pm 0,00091$. Эта цифра практически соответствует границе альба и сеномана и вполне удовлетворительно сопоставляется с геологическим возрастом, определяемым по ископаемым растительным остаткам.

В Тоопчанской депрессии, сложенной также вулканитами нараулийской, хольчанской, улынской свит и аганской толщи, изучались породы последней. В ней выделяются игнимбриты липаритового состава, массивные и флюидаль-

ные липариты с витрофирами и витролипаритами. Общая мощность этих образований около 750 м.

Результаты изотопного анализа пород аганской толщи таковы:

№ пробы	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
443-4	20,96	24,28	0,8633	0,7193
310	26,68	17,39	1,534	0,7205
441-6	28,98	14,66	1,977	0,7221
336-2	24,20	1,786	13,55	0,7348
342-1	33,98	1,991	17,02	0,7389

Краткая характеристика проб пород

Проба 443-4. Липарит с фельзитовой основной массой. Присутствуют вкрапленники кварца (20%), ортоклаза (10%), андезина № 35 (10%).

Проба 310. Игнимбит липарита с криптофельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены кварцем (10%), олигоклазом (5%) и анортоклазом (5%).

Проба 441-6. Витрофир с витрофировой основной массой, в которой находятся вкрапленники кварца (15%), андезина № 33 (15%), санидина (10%), биотита (5%), ромбического пироксена (до 1%) и единичные зерна роговой обманки.

Проба 336-2. Игнимбит липарита. В основной криптофельзитовой массе присутствуют вкрапленники кварца (15%) и олигоклаза (25%).

Проба 342-1. Игнимбит липарита с криптофельзитовой основной массой. Во вкрапленниках наблюдаются кварц (15%), ортоклаз (20%) и олигоклаз (5%).

Расчет линии регрессии (изохроны) соответствует дате 83 ± 5 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71889 \pm 0,0005$ (см. рис. 3). Полученная дата отвечает середине позднего мела (сенону).

Вулканогенные образования Нявленгинской вулканотектонической депрессии представлены двумя толщами. Нижняя толща сложена андезитобазальтами, андезитами, резе дацитами и базальтами с прослоями туфов и вулканогенно-осадочных пород. Мощность толщи достигает 1000 м. Она без видимого углового несогласия, но, очевидно, трансгрессивно перекрывает терригенные образования триасового и юрского возраста. Вышележащая толща вулканитов кислого и умеренно кислого со-

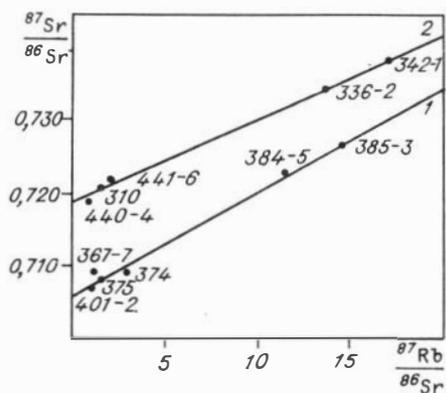


Рис. 3. Эволюционная диаграмма для вулканитов хольчанской свиты (1) и аганской толщи (2).

$$1 - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 = 0,70614 \pm 0,00091,$$

$$100 \pm 8 \text{ млн. лет}; 2 - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 =$$

$$= 0,71889 \pm 0,00073, 83 \pm 5 \text{ млн. лет.}$$

става подразделяется: на два горизонта. Нижний горизонт, залегающий на андезитобазальтах и андезитах с размывом /Бочарников, 1975/ и имеющий мощность до 450 м, состоит из лав, туфов и игнимбритов липаритов и липарито-дацитов, среди которых отмечаются дациты и андезитодациты. Верхний горизонт мощностью до 600 м залегает субгоризонтально на сравнительно ровной поверхности первого горизонта. Он сложен однообразными игнимбритами и туфами липаритового состава. Ранее толща андезитов и андезитобазальтов сопоставлялась по возрасту с нараулийской свитой, а оба горизонта кислого состава – с хольчанской /Белый, 1977/. В последние годы в аргиллитовых прослоях первого горизонта липаритов и липаритодацитов собраны растительные остатки раннего – среднего альба (буор-кемюсская стратофлора).

Для изотопного датирования наиболее благоприятными по соотношению рубидия и стронция оказались две серии пород: липариты, слагающие субвулканическое тело в центральной части депрессии, и игнимбриты липаритов второго горизонта кислой толщи.

Результаты изотопного анализа пород Нявленгинской депрессии следующие:

№ проб	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$
2	21,45	43,10	0,4977	0,7055
34	21,73	20,72	1,049	0,7061
117	31,83	6,144	5,181	0,7130
73	22,34	19,11	1,169	0,7070
38	33,81	16,09	2,101	0,7077
122	30,01	8,328	3,604	0,7197
107	35,95	5,934	6,065	0,7219
186	34,95	2,493	14,02	0,7340
168	46,50	2,143	21,70	0,7406
267	57,53	2,231	25,79	0,7511
189	41,78	1,525	27,40	0,7544
12	78,75	0,7556	104,0	0,8532

Характеристика субвулканических пород

Пробы 2, 73. Дацит с кварц-полевошпатовой основной массой. Во вкрапленниках наблюдаются андезин № 35-40 (20%), биотит (3%), кварц (10%), калинатровый полевой шпат (5%) и амфибол (1-2%).

Пробы 34, 38. Липарит с микрозернистой основной массой кварц-полевошпатового состава. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 25-30 (10-15%), кварцем (10-12%), калинатровым полевым шпатом (8-12%) и биотитом.

Проба 117. Ультракислый липарит с фельзитовой основной массой. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз № 15-20 (3%), кварц (10%) и калинатровый полевой шпат (10%).

Характеристика вулканических пород

Пробы 12, 107, 122, 168, 186, 189, 267. Однообразные по составу игнимбриты кислого состава, стекловатые и олигофировые с вкрапленниками кварца (2-5%), олигоклаза (5-8%) и калинатрового полевого шпата.

Для субвулканических образований получена изохрона возрастом 112 ± 12 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,7047 \pm 0,0004$.

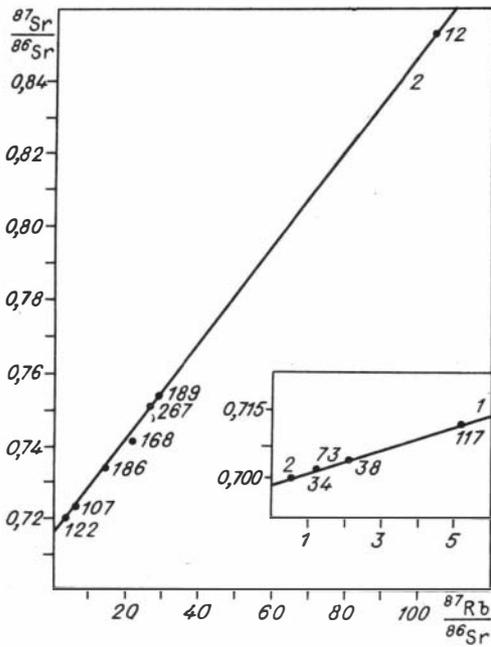


Рис. 4. Эволюционная диаграмма для субвулканических липаритов (1) и вулканитов второго горизонта кислой толщи (2) Нявленгинской структуры.

$$1 - \left(\frac{87}{86} \frac{\text{Sr}}{\text{Sr}} \right)_0 = 0,70467 \pm \pm 0,00045, 112 \pm 2 \text{ млн. лет}; 2 - \left(\frac{87}{86} \frac{\text{Sr}}{\text{Sr}} \right)_0 = 0,714950 \pm 0,00128, 94 \pm 2 \text{ млн. лет.}$$

Игнимбриты покровной фации датируются 94 ± 2 млн. лет с первичным изотопным отношением $0,7150 \pm \pm 0,0011$ (рис. 4). Таким образом, обе полученные даты явно расходятся с геологическими.

Центрально-Чукотский сектор.

В этом районе Охотско-Чукотского

вулканогенного пояса анализировались породы, характеризующие вулканические накопления чаунской серии, выделенной В.Ф. Белым /1977/ в Пегтемельском прогибе. На левобережье р. Паляваам, в междуречье рек Вуквуль-выгыргын и Глубокой, континентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения чаунской серии почти повсеместно залегают на складчатых терригенных отложениях триасового возраста, а местами на вулканитах среднего состава этчикуньской толщи, котрая по-видимому, формировалась в конце раннего мела /Журавлев, 1975/.

Вулканогенные образования чаунской серии представлены алькаквуньской, каленьмуваамской (ранний цикл вулканизма), пыкарваамской, вороньинской и козквуньской (поздний цикл вулканизма) свитами, залегающими согласно без перерывов.

Таблица 1. Результаты изотопного анализа пород чаунской серии

№ проб	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$
1	2	3	4	5
Алькаквуньская свита				
102-3	33,27	28,57	1,165	0,7069
100-11	22,19	8,239	2,693	0,7090
100	31,05	10,79	2,886	0,7089
102-2	73,15	14,43	5,069	0,7117
102	72,07	13,18	5,468	0,7124
101-1	50,84	9,020	5,636	0,7133

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5
Пыкарваамская и вороньинская свиты				
45-2	27,38	177,99	0,1538	0,7060
48	29,74	47,34	0,6282	0,7060
63-4	47,04	12,97	3,627	0,7105
54-1	43,19	11,06	3,905	0,7112
40а	53,89	11,77	4,579	0,7114
54-2	50,49	12,05	4,190	0,7116
70	46,51	9,560	4,865	0,7128
Козьвуньская свита				
23-1	7,186	24,70	0,2909	0,7041
59	15,83	31,17	0,5079	0,7044
58	33,54	39,45	0,8502	0,7052
24-3	50,58	24,50	2,065	0,7068
18	54,79	11,18	4,901	0,7099
67	31,00	40,12	0,7727	0,7051

В составе алькаквуньской свиты (1000 м) преобладают игнимбриты и туфы липаритового состава с горизонтами витрофиров, туфопесчаников и туфо-конгломератов. Каленьмуваамская свита сложена преимущественно массивными игнимбритами с большим количеством кристаллокластов и лавами андезитодацитов и андезитов. Мощность свиты около 800 м. Пыкарваамская свита мощностью 800-900 м представлена главным образом массивными кристаллокластическими игнимбритами кислого состава. В разрезе вороньинской свиты, перекрывающей пыкарваамскую, фиксируются кристаллокластические игнимбриты дацитового и андезитодацитового состава, значительно реже отмечаются липаритодациты. Мощность свиты около 500 м. Завершает разрез чаунской серии козвуньская свита, залегающая на вороньинской без видимого несогласия. Вулканы мощностью до 550 м представлены двупироксеновыми андезитами и андезитобазальтами, изредка среди них отмечаются дациты и базальты, а также туфы, туфобрекчии и игнимбриты кислого, среднего и основного состава.

В тонкослоистых пепловых туфах алькаквуньской, каленьмуваамской, вороньинской и нижней части козвуньской свит обнаружены ископаемые растительные остатки, свидетельствующие, по заключению В.А. Самылиной /1974/, об их верхнеальбском возрасте. В.Ф. Белый допускает, что верхняя часть козвуньской свиты, поскольку в ней отсутствует ископаемая флора, могла формироваться в раннем сеномане. Г.Р. Журавлев и Г.Г. Филиппова /1976/ считают флористический комплекс чаунской серии позднемиловым - сеноман-туронским.

Изотопные исследования были проведены по четырем свитам: алькаквуньской, пыкарваамской, вороньинской (совместно) и козвуньской (табл. 1).

Краткая характеристика пород

Пробы 102, 102-2, 100, 100-11. Липариты.

Проба 101-1. Липаритодацит.

Проба 102-3. Дацит. Породы имеют фельзитовую структуру основной

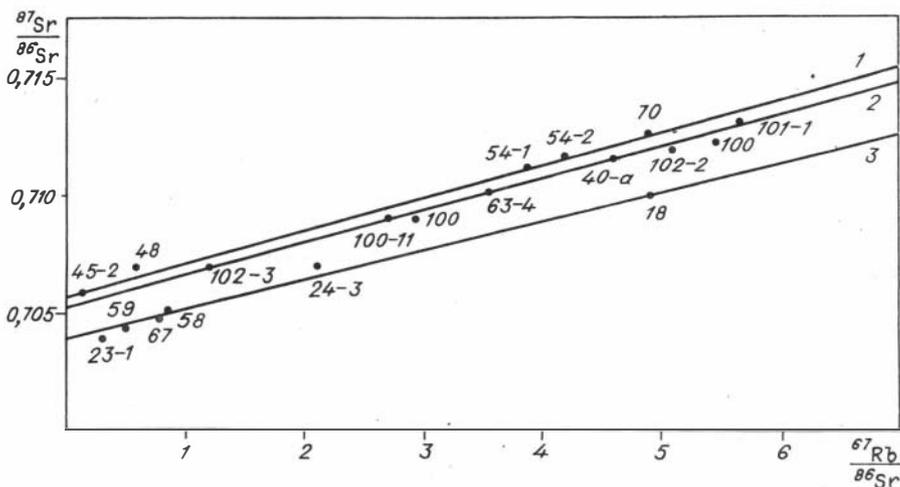


Рис. 5. Эволюционная диаграмма для вулканитов Чаунской серии. Свиты: 1 - пыкарваамская и вороньинская свиты, 2 - алькаквуньская свита, 3 - коэквиуньская.

$$1 - \left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_0 = 0,70398 \pm 0,00019, 95 \pm 6 \text{ млн. лет}; 2 - \left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_0 = 0,70525 \pm 0,00044, 94 \pm 7 \text{ млн. лет}; 3 - \left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_0 = 0,70580 \pm 0,00039, 87 \pm 6 \text{ млн. лет}.$$

массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 25-30, кварцем, биотитом и редко амфиболом, составляющими около 20% от объема пород.

Пробы 54-1, 54-2, 63-4, 70. Липариты и игнимбриты кислого состава пыкарваамской свиты. Породы с фельзитовой и витрокластической основной массой содержат вкрапленники олигоклаза (5-20%), калинатрового полевого шпата (0-15%), биотита (2-9%), кварца (до 10%) и единичные зерна роговой обманки.

Пробы 45-2, 48, дациты, 40a - липарит вороньинской свиты. Основная масса пород фельзитовая с вкрапленниками андезина № 32-38 (4-20%), кварца (4-8%), амфибола (0-5%), биотита (3-4%) и единичными зернами моноклинного пироксена.

Пробы 58, 23-1, 67 - андезиты, 59, 24-3 - дациты, 18 - липарит коэквиуньской свиты. Структура вулканитов порфировая с афировой, гломеропорфировой и фельзитовой основной массой. Вкрапленники составляют 5-30% от объема пород. В средних породах они представлены лабрадором № 52-60, пироксеном, амфиболом и биотитом. В вулканитах умеренно кислого и кислого состава они сложены кварцем, плагиоклазом № 10-35, калинатровым полевым шпатом, реже биотитом, моноклинным пироксеном и амфиболом.

Полученные цифры возраста (рис. 5) алькаквуньской, пыкарваамской и вороньинской свит практически идентичны (94-95 млн. лет) и отвечают сеноману. Сходен и изотопный состав первичного стронция ($\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}} = 0,7053 \pm 0,0004$ и $0,7058 \pm 0,0004$). Вулканиты коэквиуньской свиты являются более поздними образованиями, их возраст соответствует дате

87 ± 6 млн. лет, т.е. турону. Эти породы значимо отличаются и от предшествующих образований изотопным составом стронция.

Перейдем к обсуждению полученных рубидий-стронциевых датировок. Д.П. Найдиным /1981/ показано, что в определении границ ярусов мелового периода существует много неточностей. Достаточно указать, что граница раннего и позднего мела по различным геохронологическим шкалам изменяется от 103 до 95 млн. лет, соответственно устанавливается и различная продолжительность отдельных ярусов. Так, по Г.Д. Афанасьеву и С.И. Зыкову /1975/, продолжительность альбского яруса составляет 5 млн. лет, по шкале Г.С. Одина /Odin, 1978/ - 12, по шкале Р.Л. Армстронга /Armstrong, 1978/ - 21. Значительно меньше разногласий имеется по геохронологическим границам ярусов позднего мела. Условно и датировка стратофлор, "так как пока еще нет объективных данных о том, соответствуют ли временные границы стратофлор границам ярусов единой геохронологической шкалы" /Самылина, 1975/.

Принимая за основу корреляцию флористических комплексов мелового периода Северо-Востока СССР с общей геохронологической шкалой /Белый, 1982/, а также рекомендации Д.П. Найдина, по которым нижняя граница альба ближе всего соответствует 107 млн. лет, а граница раннего и позднего мела - 95-96, можно следующим образом прокомментировать полученные изотопные датировки.

Геологический возраст аскольдинской свиты по наличию в ней сиялпской стратофлоры определяется аптом. Однако рубидий-стронциевая дата 120 млн. лет соответствует готерив-баррему. Следует отметить, что В.А. Самылина не исключает возможности начала накопления вулканитов рассматриваемой свиты еще в неокоме.

Изотопная дата по хольчанской свите Охотского сектора вулканогенного пояса 100 млн. лет хорошо сопоставляется с геологическим возрастом, определяемым арманской позднеальбской - раннесеноманской стратофлорой.

Несколько иначе обстоит дело с интерпретацией датировки аганской толщи. Ее рубидий-стронциевый возраст 83 млн. лет отвечает сенону. Ископаемых растительных остатков в породах аганской толщи не обнаружено. Сеноманский возраст этой толщи принят на основании того, что она по латерали как будто замещается образованиями ольской свиты, которую одни исследователи считают позднеальбской - раннесеноманской /Белый, 1982/, а другие - сенонской /Филиппова, 1980/. Последнее мнение подтверждается полученной изотопной датой.

Вулканогенные образования алькаквуньской, пыкарваамской и вороньинской свит имеют идентичные (94-95 млн. лет) даты, отвечающие границе раннего и позднего мела. В.Ф. Белый считает чаунский флористический комплекс, характерный для рассматриваемых свит, только позднеальбским, хотя наряду с этим категоричным утверждением существует мнение /Филиппова, 1975/ о его позднемеловом возрасте. Не обсуждая правомочность этих представлений, отметим следующее.

В.Ф. Белый /1982, с. 104/ указывает, что "вулканогенные толщи с чаунским комплексом флоры залегают выше осадочно-вулканогенных образований с бур-кемюсской флорой и перекрыты вулканитами с аркагалинской флорой". Эти флоры он соответственно датирует концом апта - нижней частью среднего альба и концом позднего альба - ранним сеноманом. Учитывая сходство арманской стратофлоры (по В.Ф. Белому, ее возраст отвечает позднему альбу - раннему сеноману), а также и то, что арманская флора некоторыми исследователями датируется сеноманом, по-видимому, наиболее приемлемой датировкой чаунского комплекса является конец альба - начало сеномана. Это в известной мере подтверждают и изотопные даты.

Несколько "омоложенной" по сравнению с геологическим возрастом является дата по вулканитам коэвуньской свиты (87 млн. лет), соответствующая турону. Напомним, что для изотопного датирования использовались пробы из средней и верхней части разреза свиты, в которых ископаемые растительные остатки отсутствуют. Более молодых вулканогенных отложений во внешней зоне Центрально-Чукотского сектора, перекрывающих коэвуньскую свиту, неизвестно. Привлечение В.Ф. Белым материалов для датировки коэвуньской свиты по внутренней зоне Центрально-Чукотского сектора (левобережье верхнего течения р. Анадырь), где она перекрывается существенно базальтовой энмываамской свитой с сеноманской аркаалинской стратофлорой, на наш взгляд, небесспорно. Сопоставление вулканитов, относимых к коэвуньской свите, во внутренней и внешней зонах пояса, является в некоторой степени условным. Условен и сеноманский возраст энмываамской свиты, поскольку в залегающих здесь конгломератах (левобережье р. Чинейвеем) найдена позднегуронская - раннесенонская фауна. Это обстоятельство свидетельствует о возможном сеноман-гуронском возрасте не только энмываамской, но и верхней части коэвуньской свит.

Наконец, несоответствие в геологических и изотопных датировках по вулканитам обнаружено в Нявленгинской вулканотектонической депрессии. Возраст субвулканических липаритов и липаритодацитов 112 млн. лет, а прорываемых ими кислых вулканитов второго горизонта - 94, хотя по геологическим данным они считаются одновозрастными - ранний - средний альб. Попытаемся дать интерпретацию расхождения дат, тем более, что некоторые авторы данной работы проводили исследование в этой структуре.

По нашему мнению, объемы субвулканических образований весьма увеличены. В пределах структуры предшествующими исследователями выделяются по крайней мере четыре генерации субвулканических тел, образующих местами даже "тело в теле". Расчленение субвулканических образований произведено весьма условно, поскольку в силу плохой обнаженности доказывається не столько геологическими наблюдениями, сколько сходством петрографического состава пород покровных и субвулканических фаций. В связи с этим датированное нами субвулканическое тело, скорее всего, может быть сопоставлено с породами первого горизонта кислой толщи, в котором и обнаружена буор-кемсовская стратофлора (дата 112 млн. лет). Ранняя андезитовая толща и первый горизонт кислой толщи обладают структурной близостью, так как имеют одинаковое центриклинальное падение, в то время как кислые породы второго горизонта (94 млн. лет) залегают субгоризонтально. Это обстоятельство может свидетельствовать о структурной перестройке депрессии, которая, по-видимому, зафиксирована внедрением субвулканических тел. В заключительный этап формировались покровы второго горизонта кислой толщи, залегающие субгоризонтально не только на предшествующих вулканитах андезитового и липаритового состава, но и на терригенных отложениях триасового и юрского возраста за пределами Нявленгинской структуры. Эти покровы могли быть и не связаны со становлением депрессии.

В заключение отметим, что для уточнения возраста меловых континентальных вулканитов Охотско-Чукотского пояса применение рубидий-стронциевого изохронного метода по валовым пробам пород дает вполне удовлетворительные результаты. Последние достаточно надежно коррелируются с геологическими датировками. Как показали проведенные исследования, возраст вулканогенных толщ кислого и умеренно кислого состава, связанных с формированием пояса, определяется альбом, альб-сеноманом и сеноном, что в большинстве случаев подтверждается и калий-аргоновыми датами /Геохронология СССР, 1974/.

Дальнейшие работы по изотопному датированию должны сопровождаться детальным изучением разрезов вулканитов и содержащихся в них ископаемых растительных остатков, что будет способствовать созданию региональной геохронологической шкалы мелового периода. Это особенно важно для начавшегося крупномасштабного геологического картирования, датирования немых вулканогенных толщ и ассоциирующих с ними рудных проявлений.

Литература

- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. - М.: Наука, 1975. - 82 с.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - М.: Наука, 1977. - 171 с.
- Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. - М.: Наука, 1978. - 213 с.
- Белый В.Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. - 1982. - № 3. - С. 101-109.
- Битюккая П.И., Братцева Г.М. и др. О возрасте меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 247, № 3. - С. 1270-1278.
- Бочарников Ю.С. Стратиграфия эффузивных образований Нявленгинской вулcano-тектонической депрессии (Северное Приохотье) // Мезозой Северо-Востока. - Магадан, 1975. - С. 110.
- Варшавская Э.С. Методы определения рубидия и радиогенного стронция в породах и минералах // Материалы к III семинару по методам определения абсолютного возраста минералов и горных пород. - Л.: Наука, 1967. - С. 147-155.
- Волков В.Н., Аракеяни М.А., Роднов Ю.Н. Возраст магматизма и рудогенеза в Балыгычано-Сугойском наложенном прогибе Северо-Востока СССР по данным калий-аргонового метода // Масс-спектрометрия и изотопная геология. - М.: Наука, 1985. - С. 137-149.
- Геохронология СССР. - Т. II. Фанерозой. - Л.: Недра, 1974. - 345 с.
- Девятилова А.А., Невретдинов Э.Б., Филиппова Г.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь // Геология и геофизика. - 1980. - № 12. - С. 25-39.
- Журавлев Г.Ф. Стратиграфия меловых вулканогенных образований Чаунской зоны // Мезозой Северо-Востока СССР. - Магадан, 1975. - С. 115-117.
- Журавлев Г.Ф., Филиппова Г.Г. Стратиграфия и обоснование позднемелового возраста вулканогенных образований р. Паляваама // Колыма. - 1976 - № 2. - С. 42-44.
- Лебедев Е.Л. Палеоботаническое обоснование стратиграфии меловых вулканогенных образований Ульяновского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1979. - № 10. - С. 25-39.
- Найдин Д.П. Геохронология мезозоя // Стратиграфия - Т. II. Палеонтология. - М.: ВИНТИ, 1981. - С. 34-73.
- Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. К проблеме становления кайнофита. - Л.: Наука, 1974. - 56 с.
- Самылина В.А. Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнеюрских, нижнемеловых и сеноманских отложений Северо-Востока СССР // Мезозой Северо-Востока СССР. - Магадан, 1975. - С. 131-132.
- Умитбаев Р.Б. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. - 1983а. - № 3. - С. 109-116.

- Умитбаев Р.Б. Строение и природа Омсукчанской впадины (Северо-Восток СССР)// Геология и геофизика. - 1983б. - С. 56-62.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжины, Еропола, Анадыря) //Бюл. МОИП. Сер. геол. - 1977. - Т. 52. - С.67-82.
- Филиппова Г.Г. О возрасте флористических комплексов из верхнемезозойских отложений Северо-Востока СССР // Мезозой Северо-Востока СССР. - Магадан, 1975. - С. 97-99.
- Филиппова Г.Г. Новые меловые хвойные междуречья Армань-Ола (Северное Приохотье)// Колыма. - 1980. - № 9. - С. 22-25.
- Armstrong R.L. Pre-Cenozoic phanerozoic time scale computer file of critical dates and consequences of new and in-progress decay-constant revisions// Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976. - Tulsa, Oklahoma. - 1978.- P. 73-91.
- Odin G.S. Results of dating Cretaceous, Paleogene Sediments, Europe// Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976. - Tulsa, Oklahoma, 1978. - P. 127-141.

Ю.Г. Шербаков, Н.В. Рослякова,
Ю.Н. Лебедев, Е.Ф. Доильницын

ПОЛИХРОННОСТЬ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САЛАИРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Повысить эффективность оценки рудных месторождений может лишь правильное понимание рудокализирующих структур и геологических критериев протяженности оруденения на глубину. Велико значение в познании геологии рудных полей точных датировок важнейших событий их формирования. Особенно трудна, но необходима для правильного прогноза реконструкция условий образования полигенных и полихронных месторождений, высокая ценность которых все больше выявляется в последнее время. К числу таких сложных полиформационных объектов принадлежит Салаирское рудное поле (рис. 1). В результате многолетних геолого-геохимических исследований получены данные о его строении, условиях образования в барит-полиметаллическом рудном поле самостоятельной наложенной на него золото-сульфидно-кварцевой формации, заслуживающей дополнительного изучения и оценки /Шербаков и др., 1981; Рослякова и др., 1983а, б/. Полученные данные по возрасту слагающих рудное поле образований и об источниках рудного вещества, конечно, представляют интерес прежде всего для поисковиков и разведчиков Салаира. Они также помогут выявлять, изучать и оценивать подобные месторождения в геологически сходных условиях других металлогенических провинций. Эти материалы еще раз подтверждают, насколько полезны для поисково-разведочной практики геохимические наблюдения в давно отработанном и, казалось бы, достаточно детально изученном рудном поле.

Двухвековая история освоения открытого в 1781 г. в качестве серебряного и обрабатываемого сейчас как полиметаллического Салаирского месторождения изобилует сменами представлений о его происхождении, экономической ценности и о месте в общей геологической структуре района /Дерби-ков, 1960; Дистанов, 1963; Дистанов и др., 1964/. Пожалуй, основную

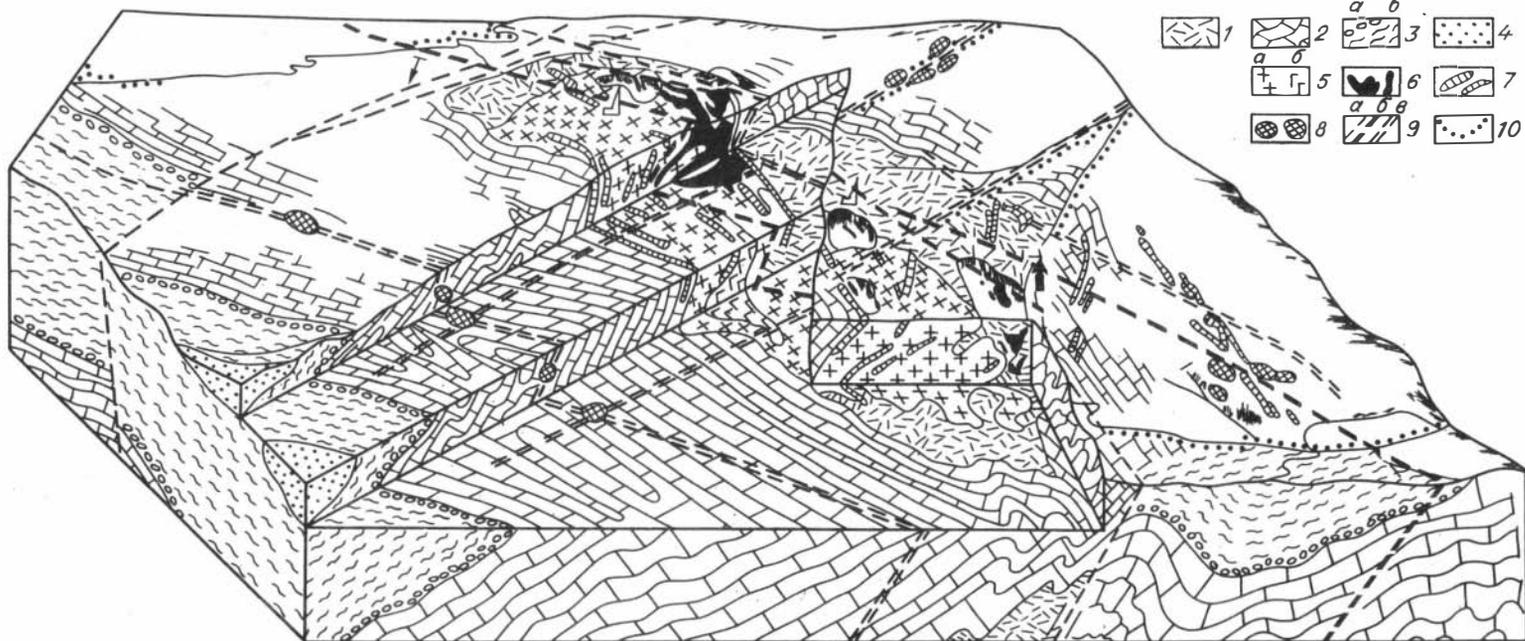


Рис. 1. Блок-диаграмма Салаирского рудного поля.

1 - вулканогенно-осадочные отложения печеркинской свиты C_1 рс ; 2 - карбонатные отложения анчешевской (гавриловской - анчешевской) свиты C_1 ап ; 3 - конгломераты (а), туфы, песчаники, глинистые сланцы (б) (прямушинская толща) C_{1-2} ; 4 - конгломераты, граувакки, песчаники, алевролиты, порфириды, туфы бачатской свиты C_{2bc} ; 5 - дацитовые, риолит-дацитовые порфиры C_1 (а) и андезитовые порфириды C_1 (б); 6 - полиметаллические рудные тела; 7 - диабазы и диабазовые порфириды P_3 ; 8 - старинные отработки золота и бурых железняков и предполагаемая их проекция на глубину; 9 - тектонические нарушения (а) и зоны минерализации с установленным золотооруденением (б) и предполагаемым (в); 10 - россыпи.

причину современной противоречивости суждений о месторождении можно видеть не в недостатке или неточности геохронологических определений, а в априорности допущений и недостаточном использовании геологической и геохимической информации о нем. Поэтому основную свою задачу авторы видели не только и не столько в получении новых изотопных и других (особенно прецизионных) аналитических данных по составу руд и вмещающих пород, сколько в методологически корректном сопоставлении их со всеми доступными материалами по месторождениям такого типа.

Интересно описал ныне отработанную верхнюю часть месторождения П.А. Чихачев /1974/, который посетил его в 1742 г.: "В Салаире добывают серебро. Оно расположено в виде неуловимых частиц в слоистом, тяжелом шпате, вклинившемся между пластами хлоритового сланца (?) или чередующегося с последним. Эта порода, в свою очередь, покоится на известняке, а также покрыта им. Местами хлоритовый сланец отсутствует, а известняк образует непосредственную кровлю и ложе сереброносного тяжелого шпата... К сожалению, подземные исследования (бурение) были произведены в очень немногих местах и нельзя сделать сколько-нибудь обоснованных заключений относительно настоящих соотношений между металлоносной рудой и теми породами, которые служат кровлей и ложем рудной жилы". П.А. Чихачев высказывает предположение, что салаирский барит не что иное, как продукт осаждения и отложения солей из водной среды, тогда как в большинстве случаев он образует жилы, и происхождение его, по-видимому, вулканическое.

С 1782 г. по 1892 г. продолжался первый, "серебряный" этап обработки Салаирского месторождения, на котором было выплавлено 355 т серебра в основном из окисленных и отчасти сульфидных руд при средних содержаниях его 230 г/т /Митропольский, Паренаго, 1931/. На этом этапе сложилось представление о генетической независимости и пространственной разобщенности собственно золотого кварцево-жильного и серебряного, а затем и колчеданно-полиметаллического оруденения.

Следующий "полиметаллический" этап изучения и освоения Салаирского рудного поля, начавшийся с 1927 г. и до сих пор продолжающийся, обусловлен разработкой и совершенствованием технологии обогащения сульфидных руд цветных металлов. На этом этапе поле изучалось А.Я. Булыничковым, М.А. Усовым, Г.Л. Поспеловым, С.С. Герингом, И.П. Незабывтовским, Г.С. Лабазиным, Э.Г. Дистановым, А.С. Лапуховым и др. В результате были довольно детально охарактеризованы структуры и состав полиметаллического существенно свинцово-цинкового с баритом месторождения. Считалось, что золото и серебро образуют лишь характерную для месторождений подобного типа примесь, извлекаемую обычно попутно при добыче свинца и цинка. Отсюда запасы и ресурсы благородных металлов в Салаирском поле, как и на других месторождениях колчеданно-полиметаллической формации, до последнего времени оценивались исключительно в качестве "попутного" компонента, и только в контурах разведываемых блоков полиметаллических руд. Самостоятельным проявлением Au - Ag оруденения в рудном поле сколько-нибудь серьезного значения не придавалось.

Начиная с А.М. Кузьмина /1928/, выделившего в среднем кембрии салаирскую фазу складчатости, большинство геологов (М.А. Усов, А.Я. Булыничков, Ф.Н. Шахов, В.К. Черепнин, И.В. Дербинов, В.Д. Фомичев и др.) связывали образование полиметаллических месторождений этого района с предшествовавшим этой складчатости вулканизмом печеркинской свиты нижнего кембрия, к выходам которой они исключительно и приурочены. Г.Л. Поспелов еще в 1942 г. отмечал, что салаирские месторождения венчают весь вулканический комплекс, а с диабазовыми дайками, пересекающими рудное поле

в меридиональном и широтном направлениях, связаны шеелитосодержащие золотоносные кварцевые жилы, залегающие как в вулканических породах, так и во вмещающих их известняках. Иной взгляд на природу салаирских месторождений высказали Г.С. Лабазин /1940/ и затем Э.Г. Дистанов /1963 и др./, связав их с зонами смятия и трещиноватости, пересекающими, по их мнению, антиклинальную структуру вулканогенной "линзы" печеркинской свиты кембрия. При этом возраст полиметаллического оруденения Э.Г. Дистанов /1977/, опираясь на данные К-Аг метода, трактует как девонский или даже позднепалеозойский по аналогии с рудноалтайскими месторождениями, считая их в Салаирском поле не вулкано-, а плутоногенными.

По данным глубокого (до 1500 м) бурения, проведенного в 1983-1986 гг. по профилям вкрест простираения Салаирского рудного поля, Д.И. Портяников и В.В. Толмачев уточнили его внутреннюю структуру как вулканокупольную. Барит-полиметаллические тела, подчиняясь этой структуре, в основном тяготеют к синвулканическому продольному по отношению к куполу разлому, вытянутому в близмеридиональном направлении, и сопряженной с ним зоне интенсивной трещиноватости. Мощность вулканогенно-осадочных отложений купола в центральной части поля по данным Д.И. Портяникова и В.В. Толмачева 1200 м, резко уменьшается в широтном и южном направлениях. В северной части вскрывается нэкк, уходящий под известняки гавриловской свиты. В составе вулканогенных пород купола преобладают эффузивы липарит-дацитового ряда и андезитовые порфириды. Особый интерес представляет сходство соотношений главных рудных элементов во вмещающих полиметаллическое рудное тело вулканах и взятых по результатам добычи с 1928 по 1985 г. (табл. 1). Это сходство соотношений элементов в рудах и во вмещающих их породах мы расцениваем как геохимическое доказательство связи эпигенетического,

Таблица 1. Средние содержания элементов в магматических породах (г/т) и полиметаллических рудах (усл. ед.) Салаирского месторождения и их отношения

Порода	Cu	Pb	Zn	Ba	Au	Ag	Cu:Pb:Zn:Ba:Au:10 ⁻⁴ :Ag·10 ⁻⁴
Базальты, диабазы	87	6	105	250	0,004	0,11	14,5:1:17,5:41,6:6,6:178
Андезиты	35	15	72	270	0,003	0,07	2,3:1:4,8:18:2:46
Андезитодациты и лашиты	23	10	43	550	0,002	0,051	2,3:1:4,3:55:2:50
Салаирского поля							
Барит-полиметаллические руды (по отработкам 1928-1985 гг.)		720	2920		0,13	5	0,67:1:4:20,5:1,8:68,4
То же, в зоне окисления		Нет данных			0,14	11	Нет данных
Данные отработки в зоне окисления с 1782 по 1986 г.					0,25	23	"



Рис. 2. Зарисовка северной стенки Ново-Салаирского карьера, уступ 20-го метра между блоками I и IV.

1 – рассланцованные дацитовые порфиры; 2 – диабазовая дайка; 3 – золотоносные кварцевые жилы, секущие рассланцовку вмещающей породы; 4 – серицитизация; 5 – почвенно-растительный слой.

завершающего вулканический этап, Салаирского барит-полиметаллического месторождения со вмещающими его дацитами и андезитами, т.е. обоснование генетически единой рудно-магматической системы. Некоторый кажущийся при этом относительный недостаток в рудах бария вполне компенсирован избытком его в головах рудных тел верхней отработанной в прошлом столетии части месторождения. Отношения средних содержаний Au и Ag в полиметаллических рудах Салаира (1:38), как и отношения их содержаний к Pb и Zn, наиболее близки к этим же параметрам вмещающих рудные тела пород. Аналогичные данные отмечаются Д.И. Горжевским /1982/ для многих сходного типа полиметаллических месторождений других провинций. Необходимо отметить увеличение отношения Au : Ag в обрабатываемой сейчас карьерами зоне окисления от 1:74, а в самых богатых зонах окисления (отработки XVIII – XIX вв.) – в среднем до 1:92.

Нами уже отмечалось, что согласно с рассланцовкой дацитовых порфиров, измененных до кварц-серицит-хлоритовых сланцев, тела вкрапленных, реже сливных барит-полиметаллических руд вместе с вмещающими их породами пересекаются дайками диабазов. Эти дайки, как и вмещающие их эффузивы, сланцы и полиметаллические руды, пересекаются кварц-карбонатными жилами и тонкими прожилками, образующими линейные жильно-штокверковые зоны, содержащие сульфидную вкрапленность и золото (рис. 2, 3). Вдоль жилок и сопровождающих их тектонических зон интенсивности серицитизация поражает и диабазовые дайки, секущие полиметаллические руды. В отличие от барит-полиметаллических руд, локализованных исключительно в породах вулканотектонического купола, золоторудные кварц-карбонатные жилы и штокверки, иногда пересекая барит-полиметаллические тела, выходят далеко за пре-

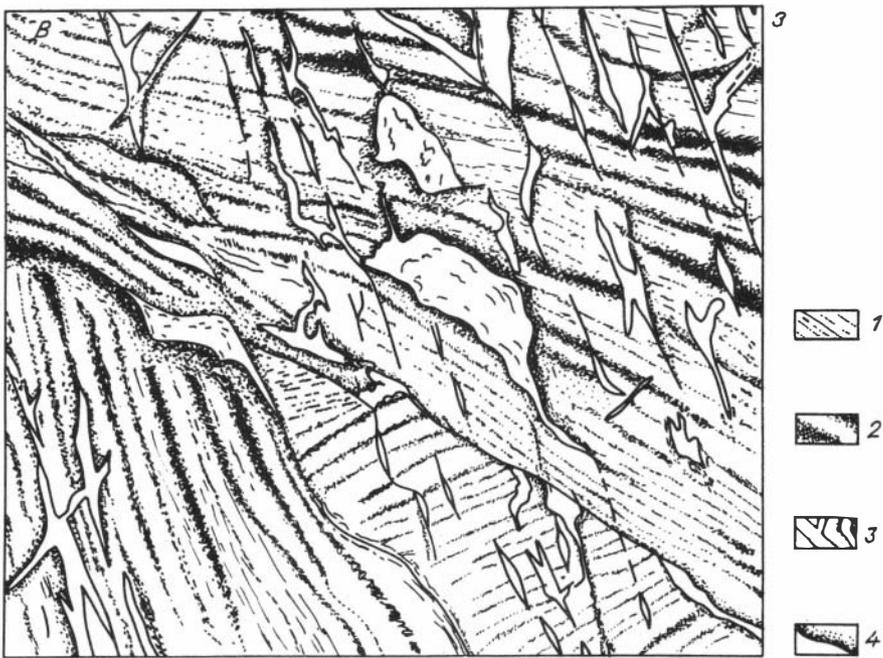


Рис. 3. Зарисовка южной стенки разведочного орта 4 штрека Западного рудного тела, гор. 330 м.

1 - рассланцованные дациты; 2 - прожилково-вкрапленные барит-полиметаллические руды; 3 - золоторудные кварц-карбонатные жилы и гнезда; 4 - серитизация.

дела этой структуры во вмещающие ее известняки и не теряют при этом своей золотоносности /Шербаков и др., 1981; Рослякова и др., 1983а, б/.

Золотые руды отличаются от полиметаллических свободным, нередко крупным золотом, широко распространенными теллуридами, небольшим количеством молибденита, а также соотношением минералообразующих элементов и элементов-примесей в минералах. Форма золотин разнообразная, определяется характером трещин и интерстиций во вмещающем минерале. Пробность золота 820-880. В полиметаллических рудах свободное золото обычно эмульсионное и встречается редко. Размер его выделений чаще менее 0,1 и не превышает 0,5 мм, а пробность 580-710. В участках наложения собственно золотого оруденения на золотосодержащие полиметаллические руды золото из протолокч разделяется по пробности отчетливо на две группы: 800-850 и 580-710 /Нестеренко и др., 1983/.

По данным рентгено-спектрального микроанализа, блеклая руда в золото-сульфидно-кварцевой формации представлена теннантитом с повышением содержания Sb по ходу развития продуктивной стадии, а в полиметаллической она относится к смешанному, т.е. менее дифференцированному, типу. Сульфиды золотых руд возникли при большей дифференциации вещества. Они резко обеднены примесями Pb, Zn и Cu, но отличаются более высокими содержаниями Te, Hg, As, Bi и Ag. Особенно показательны отличия в распределении элементов-примесей, самых характерных для каждого минерала: для пиритов - As, сфалеритов - Fe, Cd и Hg, галенитов -

Ag, Bi и Te (табл. 2). Блеклые руды золоторудной формации обеднены Ag и Zn, но обогащены Fe. В целом довольно резкое различие состава и концентрации элементов в минералах золотых и полиметаллических руд обращает на себя внимание относительно большим накоплением в золотых рудах элементов более редких, подвижных, с наименьшей ионной плотностью и обладающих самыми высокими коэффициентами рудного концентрирования. Это может свидетельствовать о выносе их из больших объемов исходного вещества и из больших глубин, чем при образовании полиметаллической ассоциации.

Температурный интервал образования руд золотосодержащей барит-полиметаллической формации, по данным К.Р. Ковалева /Дистанов, 1977/ и А.С. Лапухова /1975/, от 550-450°C в раннюю стадию окварцевания, серицитизации и пиритизации до 200-250°C в продуктивную стадию и менее 150°C в пострудную кварц-карбонатную. Температуры же гомогенизации газово-жидких включений в кварцах золото-сульфидно-кварцевой формации также охватывают весь этот диапазон. Однако в отличие от полиметаллических руд, обнаруживающих четкую минеральную и температурную зональность и быстро выклинивающихся на глубину /Лапухов, 1975/, собственно золотые, по нашим данным, характеризуются большой устойчивостью на глубину, как температурной, так и геохимической.

Руды полиметаллической и золото-сульфидно-кварцевой формации Салаирского поля принадлежат к разным геохимическим типам: первый - к существенно сиалическому, второй - к значительно более фемическому. Существенно сиалический тип барит-свинцово-цинкового оруденения Восточно-Салаирского вулканотектонического поднятия связан с резким преобладанием в нем дацитов, андезитов и липаритов над базальтами. Это характерно, по мнению Г.Ф. Яковлева /1984/, для сходных провинций и месторождений Рудного Алтая, Малого Кавказа и Балкан.

Состав редких земель (РЗ) в золотых рудах Салаира характеризуется несколько более горизонтальной "метеоритной" конфигурацией кривой отношений их содержаний к углистым хондритам типа C1 по сравнению с полиметаллическими рудами, кривая РЗ/C1 которых падает в сторону тяжелых элементов итровой группы, что более свойственно коровым объектам. "Утяжеленный" состав РЗ золотых руд характеризует их более фемический тип и, видимо, большую глубинность рудообразующих растворов, чем полиметаллических. РЗ состав карбонатов из полиметаллических руд обнаруживает сходство с таковым кембрийских известняков, вмещающих вулканокупольную постройку рудного поля. Ранее нами было установлено, что различия интервалов и средних значений ОК* главных рудообразующих металлов Салаирского месторождения отношений Ag:Au, Pb:Zn, Cu:Au и др. для золотосодержащих барит-полиметаллических руд соответствуют отличиям ОК кислых пород от основных для земной коры в целом и дацитовых порфиров кембрия, опробованных за пределами известных рудных полей, от диабазов Салаирского края в частности /Рослякова и др., 1983/. Этот же вывод можно сделать при сопоставлении ОК элементов в мономинеральных фациях блеклых руд из обеих рудных формаций.

Анализ изотопного состава С, О и S в породах и рудах Салаирского поля выявил три основные тенденции /рис. 4, 5/. Первая - более близкое к метеоритному, ювенильному соотношению изотопов всех трех элементов в минералах золоторудной ассоциации (сравнительно с теми же минералами

* Коэффициенты относительной концентрации пар геохимически родственных элементов, нормированных по их же отношениям в углистых хондритах C1.

Таблица 2. Элементы-примеси в сульфидах Салаирского рудного поля, % (по данным рентгено-спектрального микроанализа, выполненного С.Б. Бортниковой и Л.Н. Поспеловой)

Минерал	Кол-во анализов	Ag	Cd	Sb	As	Bi	Cu	Zn	Pb	S	Fe	Hg	Te	Σ
Полиметаллические руды														
Пирит	4	0,02	-	0,01	-	0,18	0,07	0,04	0,22			-	-	
Халькопирит	2	0,05	-	0,03	0,10	0,11		0,05	-			-	-	
Блеклая руда	17	2,22	0,15	9,06	13,24	0,90	38,90	8,11		26,40	0,67	0,84	0,05	100,59
Сфалерит	4	0,06	0,08	0,01	-	0,14	-	0,06				-	-	
Галенит	4	-	-	-	0,01	-	-	-	-			-	-	
Золотые руды														
Пирит	3	0,01	-	-	0,29	0,15	0,02	-	-			0,03	0,05	
Халькопирит	5	0,01	-	0,01	0,05	0,09		-	-			-	-	
Блеклая руда ранней ассоциации	3	0,05	0,01	0,39	20,15	0,06	41,36	0,47	-	28,0	7,60	0,06	-	98,15
Блеклая руда поздней ассоциации	3	0,05	0,10	4,00	16,85	3,69	42,02	4,78	-	27,29	2,25	0,72	0,02	101,77
Сфалерит	2	-	0,30	0,03	0,01	0,17	-	-	-			0,12	-	
Галенит	2	0,38	-	-	-	1,49	-	-	-			-	0,24	

Примечание. Прочерки - элементы не обнаружены, пропуски - не определялись.

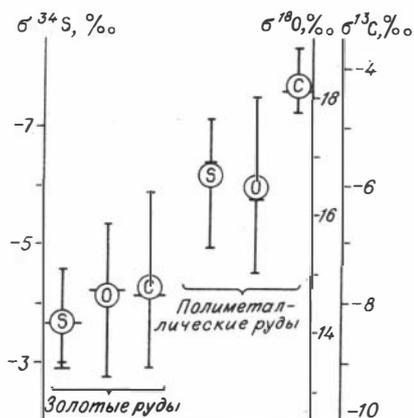


Рис. 4. Изотопный состав серы пиритов, углерода и кислорода карбонатов в полиметаллических и золотых рудах Салаирского месторождения.

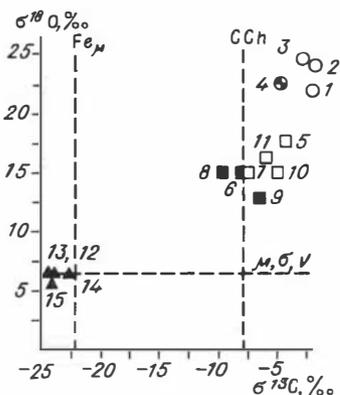


Рис. 5. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах пород и руд Салаирского рудного поля.

1-3 - известняки C_1 ; 4 - известняк в контакте с полиметаллическим рудным телом; 5, 7, 10, 11 - полиметаллические руды; 6, 8, 9 - золотые руды; 12-15 - графитизированный метасоматит в контакте с золотой жилой.

полиметаллической при одинаковых и весьма близких температурах образования тех и других). Вторая - принципиальное различие соотношений вариаций $\delta^{34}S$ и $\delta^{13}C$ в рассматриваемых типах руд, что отражает различие fO_2 рудообразующих растворов. Вдвое больший разброс $\delta^{34}S$, чем $\delta^{13}C$ в полиметаллических рудах, свидетельствует /Hiroshi Ohmoto, 1972/ о повышенной фугитивности кислорода при их отложении, что, по-видимому, связано с их близповерхностным аповулканическим происхождением.

С другой стороны, меньший диапазон вариаций $\delta^{34}S$, чем $\delta^{13}C$ в золотых рудах, указывает на пониженную fO_2 отложивших их более глубинных флюидов. Этот вывод согласуется с установленной авторами термобарометрическими измерениями большей устойчивостью на глубину температур отложения и составов минералов золоторудной ассоциации. Третья тенденция аналогична

отмеченной для РЗ. Она состоит в четком унаследовании $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ карбонатами полиметаллических и в меньшей мере золотых руд из состава вмещающих рудное поле известняков (см. рис. 5). Графит из околзолоторудных метасоматитов, интенсивно проявленных в зольбане кварц-карбонатного

золоторудного бананца, обнаружил $\delta^{13}C$ от -22,4 до -24,1‰, близкое к железным метеоритам. Пирит из того же бананца показал самое высокое из

всех проанализированных нами проб рудного поля значение $\delta^{34}S = -2,9$ и -3,1‰. Слабо облегченный состав изотопов серы при минимальной его вариации (всего 0,2%), скорее всего, свидетельствует о небольшой дотации коровой биогенной составляющей с последующей хорошей высокотемпературной гомогенизацией изотопного состава в магматическом очаге.

Таблица 3. Изотопный состав рудных свинцов Салаирского месторождения

Руды (кол-во проб)	Pb $\frac{206}{204}$	Pb $\frac{207}{204}$	Pb $\frac{208}{204}$	Pb $\frac{207}{206}$
Сливные полиметаллические (8)	17,59 \pm 1,3	14,83 \pm 1,2	35,52 \pm 3,3	0,84 \pm 0,03
Прожилково-вкрапленные полиметаллические (8)	17,76 \pm 0,9	15,17 \pm 0,9	36,01 \pm 1,8	0,85 \pm 0,03
Золотые (7)	19,86 \pm 1,9	16,32 \pm 0,9	38,45 \pm 4,4	0,82 \pm 0,04
Серебряные (4)	20,08 \pm 2,1	16,79 \pm 1,2	38,97 \pm 2,85	0,84 \pm 0,04

Примечание. Химические изотопно-свинцовые анализы ЦАЛ ПГО "Березовгеология".

Изотопный состав свинцов из галенита полиметаллических руд и жил, пересекающих диабазовые дайки Салаирского месторождения, впервые определен Э.Г. Дистановым /1977/ по четырем пробам масс-спектрометрическим методом в Радиовом институте АН СССР. Им отмечено в заключение о сходстве изотопных отношений с таковыми для свинцов Лениногорского месторождения Рудного Алтая, залегающего в вулканогенной толще среднего девона. Сложность геологической истории Салаирского рудного поля побудила авторов продолжить свинцово-изотопные исследования Э.Г. Дистанова и воспользоваться наиболее доступным спектрально-изотопным анализом свинцов для сопоставления их состава во вмещающих рудное поле вулканических породах за его пределами (чего в Горкинском разрезе) и в разных типах рудных образований (табл. 3; рис. 6). Основной результат определений, которые мы рассматриваем в качестве рекогносцировочных, сводится к установлению отличий отношений свинцов в полиметаллических и золотых рудах, незамеченных ранее из-за малого количества проб, отобранных, как мы теперь видим, исключительно в участках проявления более юной золото-серебряной жильной минерализации. Об этом свидетельствуют данные Э.Г. Дистанова /1963/ о пересечении опробованными жилами и прожилками диабазовых даек пермо-карбонového возраста. Кстати, девонские месторождения Лениногорского рудного поля, с изотопным составом свинца которого сопоставимы данные Э.Г. Дистанова, также отличаются повышенной золотоносностью по причине наложения на них более позднего самостоятельного кварцево-жильного золотого оруденения, которому, как и на Салаире, должного внимания ранее не уделялось. Выходящие за пределы полиметаллических рудных залежей Лениногорского (в прошлом Риддерского) месторождения золотоносные кварцевые жилы описаны еще в первой половине прошлого столетия А. Кулибиным /1836/.

Изотопный состав рудных свинцов полиметаллической и золотой минерализации Салаирского поля отличается заметной обогащенностью золото- и сереборудных тел радиогенными изотопами. При этом увеличивается относительная доля ^{206}Pb сравнительно с ^{208}Pb и ^{207}Pb , чему сопутствует общее понижение содержаний в золотых рудах материнских U, Th сравнительно с таковыми в полиметаллических (табл. 4). Объяснить названную тенденцию накопления радиоактивных изотопов Pb в золотых рудах может лишь значительный временной разрыв между формированием обоих

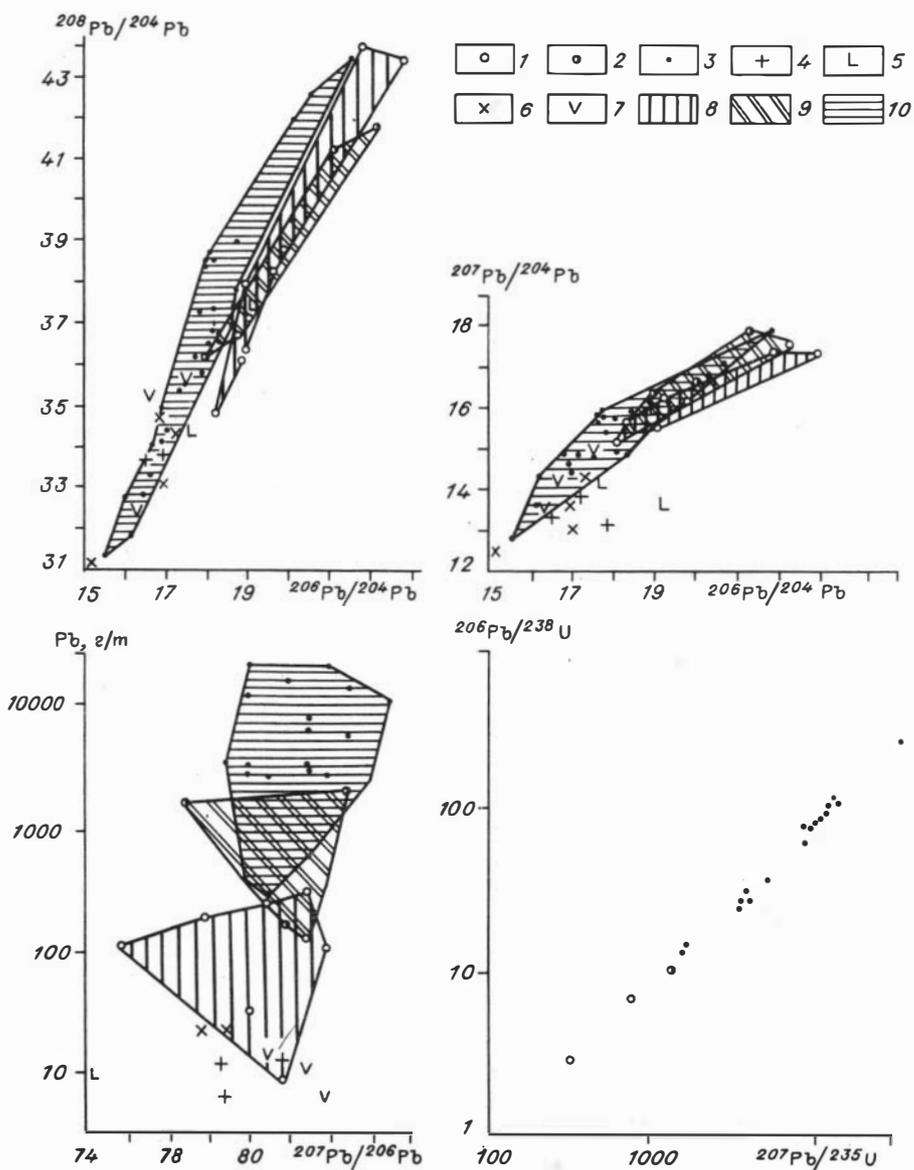


Рис. 6. Изотопный состав свинцов и урана из пород и руд Салаирского рудного поля.

1-3 - соответственно золотые, серебряные и барит-полиметаллические руды; 4 - дацитовые порфиры; 5 - дайки диабаза; 6 - андезитовые порфиры; 7 - туфобрекчии риодацитов; 8-10 - поля состава рудных выборок соответственно золоторудной, сереброрудной, барит-полиметаллической ассоциаций.

Таблица 4. Распределение Pb, U, Th, Rb, Sr в Салаирском рудном поле, г/т

Руды (кол-во проб)	Pb	U	Th	Rb	Sr
Сливные полиметаллические (8)	$\frac{4891-31398}{13230}$	$\frac{4-118}{50}$	$\frac{28-190}{80}$	$\frac{21-66}{37}$	$\frac{22-3441}{2278}$
Прожилково-вкрапленные полиметаллические (8)	$\frac{577-8335}{4002}$	$\frac{\text{He обн.}-22}{11}$	$\frac{9-58}{29}$	$\frac{\text{He обн.}-28}{18,2}$	$\frac{54-1553}{715}$
Золотые (7)	$\frac{9-466}{214}$	$\frac{\text{He обн.}-10}{2}$	$\frac{\text{He обн.}-17}{4}$	$\frac{\text{He обн.}-59}{13,4}$	$\frac{14-618}{197}$
Серебряные (4)	$\frac{213-2687}{269}$	$\frac{\text{He обн.}-5}{2,75}$	$\frac{\text{He обн.}-12}{6,75}$	$\frac{12-23}{16,5}$	$\frac{85-235}{162}$
Датитовые порфиры из левого борта р. Ур около пос. Горскино (3)	$\frac{8-14}{11}$	$\frac{\text{He обн.}-2}{1}$	$\frac{2-3}{2,7}$	$\frac{7-24}{15}$	$\frac{35-383}{247}$

Примечание. Pb, Rb, Sr определялись рентгеноспектральным, U, Th - химическим методом анализа в Центральной аналитической лаборатории ПГО "Березовгеология". В числителе - пределы содержаний, в знаменателе - среднее.

Таблица 5. Результаты калий-аргоновых определений изотопного возраста

№ п/п	№ пробы (кол-во определений)	Материал, использованный для анализа; место взятия пробы	K ₂ O, %	Возраст, млн. лет
<u>За пределами рудного поля</u>				
Валовые пробы				
1	5892(3)	Дацитовый порфир; левый борт р. Ур у пос. Горскино	0,22	572 ± 15
2	5891(2)	Дацитовый порфир, серицитизированный; левый борт р. Ур у пос. Горскино	0,33	489 ± 15
3	5890(2)	Дацитовый порфир, серицитизированный; левый борт р. Ур у пос. Горскино	0,30	464 ± 8
4	5893(3)	Дацитовый порфирид, серицитизированный; левый борт р. Ур пос. Горскино	0,54	427 ± 2
5	3219(2)	Кварцевый габбро-диабаз; Восточная вершина горы Малиновой	0,91	354 ± 6
6	3217(3)	Габбро-диабаз; у прииска Христиновский	0,77	348 ± 6
7	3216(1)	Габбро-диабаз; у дер. Мокрушино	1,88	339
8	3218(3)	Габбро-диабаз; у дер. Бол. Полдневая	1,07	316
9	3221(1)	Диабазовый порфирит, дайка; левый берег р. Кубалды, напротив г. Малиновой	0,25	294
10	3224(2)	Диабазовый порфирит, дайка; около дер. Гавриловка	0,31	254 ± 3
11	3222(3)	Диабазовый порфирит, дайка; левый берег р. Кубалды, 50 м восточнее пробы 3221	0,635	243 ± 8
<u>Салаирское рудное поле</u>				
Валовые пробы				
12	5896(5)	Фельзит-порфир карбонатизированный с вкрапленностью сульфидов; Александровское месторождение, гор. 250	0,17 ± 0,01	494 ± 15
13	(2)	Серицитовый сланец лежащего бока метасоматической рудной залежи, массивный, без заметных следов гидротермальной минерализации; месторождение Слепое, гор. 200	-	483 492
14	5895(3)	Серицитизированный дацитовый порфир (C ₁) вблизи	0,92 ± 0,01	386 ± 15

15	6085(2)	Диабазовая дайка, хлоритизированная, рассланцованная; гор. 250, орт. 4	$0,039 \pm 0,11$	353 ± 60
16	6084(4)	Диабазовая дайка; гор. 250, орт 4	$0,064 \pm 0,014$	336
17	3223 ⁰ (2)	Диабазовый порфирит, дайка; гор. 102, откаточная штольня	0,53	293 ± 2
18	6082(5)	Диабазовая дайка; гор. 250, орт 1	$0,18 \pm 0,02$	275 ± 75
		Обогащенная фракция серицита		
19	P-15/82(1)	Из интенсивно серицитизированных дацитовых порфиров около полиметаллического рудного тела; гор. 270, орт 2	1,32	336
20	P-8/82(1)	Из интенсивно серицитизированных дацитовых порфиров около полиметаллического рудного тела; гор. 245, орт 8	1,84	329
21		Крупночешуйчатый из гидротермальной жилы в сланцах лежачего бока в контакте с рудным телом; месторождение Слепое, гор. 194	-	328
22		Крупночешуйчатый из кварц-карбонат-баритовой жилы с галенитом, клейофаном, халькопиритом и теннантитом, внутри метасоматической рудной залежи; месторождение Спорное, гор. 240	-	326
23	P-989-C(1)	Из зальбанда кварц-карбонатной жилы, пересекающей полиметаллическую руду; гор. 210, орт 23	1,54	310
24	P-981-C(1)	Из зальбанда золоторудной жилы; гор. 330, штр. 2, орт 1	4,39	290
25	P-982-C(1)	Из зальбанда золоторудной жилы; гор. 330, штр. 2, орт 1	4,41	276
26	P-30/83(2)	Из зальбанда серебро-рудной жилы; гор. 330, штр. 1	2,55	277
27	P-991-C(1)	Из зальбанда кварцевой жилы; гор. 250, штр. 4	0,90	275

Примечание. 1. Пробы 23-27 анализировались И.А. Загрузиной, ВСЕГЕИ, Ленинград; 13, 21, 22 приведены в работе Э.Г. Дистанова /1977/; остальные выполнены Л.В. Фирсовым и Ю.Н. Лебедевым в Лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР, из них 5-11 опубликованы Э.Г. Дистановым /1977/.

2. Используются значения констант распада калия-40: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ и $\lambda_B = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

рудных комплексов, во время которого во вмещающих рудное поле породах накапливаются продукты распада U и Th прямо пропорционально количеству атомов материнских изотопов и обратно пропорционально периодам их полураспада. Определить точно величину этого разрыва по полученным изотопным и U/Th данным пока трудно ввиду низкой точности спектрального изотопного анализа.

Обращает на себя внимание еще один фактор, осложняющий точную датировку свинцово-изотопных данных - их зависимость от степени концентрации в рудах свинца. В каждой из выборок анализов - дацитовых порфиров, вмещающих полиметаллические руды, в них самих и в золотых и серебряных рудах диапазон вариаций $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастает в области относительно более высоких содержаний общего свинца. Этот факт увеличения дисперсии распределения изотопов с нарастанием концентрации атомов элемента означает уменьшение достоверности геохронологических датировок по мере увеличения содержаний в изучаемых пробах общего свинца. Не претендуя в силу названных обстоятельств на точность установления возраста по полученным соотношениям изотопов U , Th и Pb , определенно можно констатировать более древний возраст полиметаллической рудной формации и более молодой кварц-золото-сульфидной (при существенном различии их возрастов). Здесь же уместно отметить, как нам представляется, значительное и закономерное повышение отношения Rb/Sr в золото-серебряных рудах (сравнительно с полиметаллическими), также зависящее от общей концентрации в рудах свинца и связанное с общим понижением содержаний этих элементов от полиметаллических руд к золотым и серебряным. Оба этих обстоятельства соответствуют отмеченной выше большей сияличности полиметаллической ассоциации и фемичности - золоторудной и в равной мере указывают на большую дифференцированность (и центробежность) золоторудной формации и меньшую дифференцированность полиметаллической, доказывающую геохимическую ее равновесность с вмещающими толщами, ставшими исходными для металлов.

Теперь, рассмотрев основные геологические и геохимические условия проявления выделяемых нами двух частично пересекающихся и наложенных одна на другую рудных формаций, остановимся на анализе имеющихся в нашем распоряжении $K-Ar$ датировок (табл. 5).

Все результаты определений довольно четко подразделяются на три возрастные группы. Наиболее древнюю из них (572-483 млн. лет, что отвечает кембрию - нижнему ордовику) образуют дацитовые порфиры горскинского разреза печеркинской свиты и "серицитовый сланец" лежачего бока полиметаллической метасоматической залежи, "без заметных следов метасоматической гидротермальной минерализации" / Дистанов и др., 1964/. Подобное толкование серицитолитов лежачего бока метасоматической рудной залежи в дацитовых порфирах как пород метаморфических, несвязанных с рудообразованием, вызывает возражение. Наши наблюдения показали, что серицитовые сланцы (см. табл. 5, № 13) в зальбандах и полиметаллических и золотых рудных тел представляют собой обогащенные серицитом, вплоть до серицитолитов, околорудные метасоматиты, нередко рассланцованные при син- и пострудных подвижках. Вероятно, данное определение возраста ближе всего к возрасту метасоматической залежи полиметаллических руд.

Самая юная группа пород с возрастом от 243 до 293 млн. лет, что отвечает верхнему карбону - нижней перми, представлена диабазовыми дайками, в рудном поле секущими полиметаллические рудные тела, с наложенной на них иногда золото-сульфидно-кварцевой жильной минерализацией и сопутствующими ей призальбандными зонами околорудно-серицитизированных пород (см. рис. 2 и 3).

Третья группа пород с наиболее широким интервалом возрастов от 310 до 386 млн. лет включает все более или менее характерные участки пространственного совмещения и наложения юного оруденения на древнее. Визуально заметно совмещение проявлений охарактеризованных выше двух типов оруденения, поэтому данные зоны, датируемые в столь широком диапазоне возрастов — от середины девона до нижней перми, — нами расцениваются как зоны гибридизма, контаминации и частичной гидротермальной герцинской регенерации древнего раннекаледонского или "салаирского" полиметаллического оруденения. В эту же группу попадают пробы 6084 и 6085 из диабазовых даек, которые либо пересекают древние полиметаллические руды, а сами секутся кварц-карбонатными прожилками золоторудной формации, либо геологические соотношения их с рудами не установлены. Однако и с учетом последних данных причина вариаций датировок этой группы пород видится лишь в разной степени их изменения в связи с гетерогенностью и полихронностью формирования Салаирского рудного поля.

З а к л ю ч е н и е

Анализ данных по Салаирскому рудному полю позволяет сделать вывод о проявлении и совмещении в нем двух вполне самостоятельных рудных формаций: кембрийской гидротермально-метасоматической барит-полиметаллической и пермской золото-сульфидно-кварцевой. Проявления этих формаций различаются, кроме возраста и состава, структурной позицией, многими геохимическими чертами и, что особенно важно для оценки месторождений, устойчивостью оруденения на глубину — большей для золото-сульфидно-кварцевой и значительно меньшей для барит-полиметаллической. Оба рудных комплекса, судя по геохимическим признакам, происходят за счет местных, внутрикоровых, источников металлов и глубинных источников летучих элементов. Исходя из соотношений элементов в рудах, можно отметить, что глубинные компоненты преобладают в более поздней и более фемической золото-сульфидно-кварцевой формации, а коровые — в более древней и более сиалической барит-полиметаллической. Таким образом, новыми исследованиями подтверждается точка зрения М.А. Усова, И.В. Дербилова и других геологов о кембрийском завершающем вулканизме в возрасте полиметаллических руд. Поиск рудных тел названных рудных формаций в районах Салаира есть все основания ограничивать кембрийскими вулканокупольными структурами и зонами развития в них околорудных метасоматитов для полиметаллических руд и вести также за пределами указанных структур для золото-сульфидно-кварцевого оруденения. Будучи внешне весьма сходным с пострудными (по отношению к полиметаллическим телам) кварцево-карбонатными жилками и зонами прожилкования, самостоятельное золото-сульфидно-кварцевое оруденение долгое время ими вуализировалось, не привлекало должного внимания и никем не оценивалось. Поэтому особенно важно научиться различать проявления той или другой рудных формаций в области их сочленения. Этой цели и должны служить выявленные геохимические признаки каждой формации и их датировки.

В этом направлении предстоит еще сделать многое, так как спектральные изотопные характеристики пока весьма неточны, недостаточны и потому в должной степени корректно еще не проинтерпретированы в соответствии с намеченной сложной моделью рудного поля. Недостаточно еще очерчены геохимические особенности разных фрагментов зоны регенерации древнего оруденения герцинскими процессами, и не всегда еще удается различать их производные. Отсюда затруднения с прогнозными оценками всего рудного поля, его глубин и флангов. Дальнейшее изучение затронутых в статье вопросов на Салаире (можно сказать, эталонном объекте) будет способствовать бо-

лее глубокому пониманию явлений регенерации и формирования полигенных, полиформационных и полихронных месторождений.

Авторы глубоко признательны академику В.А. Кузнецову за многолетнюю поддержку и большой интерес к проблеме генезиса Салаирского месторождения, которые стимулировали наши исследования.

Литература

- Горжевский Д.И., Чеквадзе В.Б. Источники металлов колчеданных месторождений. МАГРМ // Тезисы докладов VI симпозиума. - Тбилиси, 1982. - С. 22-23.
- Дербиков И.В. Еще раз об условиях образования колчеданно-полиметаллических месторождений // Геология и геофизика. - 1960. - № 7. - С. 136-139.
- Дистанов Э.Г. О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторых закономерностях их локализации // Геология и геофизика. - 1963. - № 8. - С. 38-54.
- Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. - Новосибирск: Наука, 1977. - 351 с.
- Дистанов Э.Г., Кляровский В.М., Ковалев К.Р., Перцева А.П. О возрасте полиметаллического оруденения Салаирского рудного поля // Геология руд. месторождений. - 1964. - № 5. - С. 94-97.
- Кузьмин А.М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна // Изв. Сиб. Отд. геол. комитета. - 1928. - Т. VII, вып. 2.
- Кулибин А. Описание Колывано-Воскресенских заводов по 1833 г. // Горн. журнал. - 1836. - Ч. II, кн. VI. - С. 546-571.
- Лабазин Г.С. Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения // Цветные металлы. - 1940. - № 3. - С. 14-20; № 4. - С. 7-15.
- Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. - Новосибирск: Наука, 1975. - 264 с.
- Митропольский Б.С., Паренга М.К. Полиметаллические месторождения Алтая и Салаира. - Новосибирск: - ОГИЗ. - 1931. - 462 с.
- Нестеренко Г.В., Осинцева С.Р., Портяников Д.И. и др. Формирование и источники питания россыпей Северо-Восточного Салаира // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 166-194.
- Рослякова Н.В., Шербаков Ю.Г., Агеев Н.Ф. и др. Условия золотоносности колчеданно-полиметаллических месторождений // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. - Новосибирск: Наука, 1983а. - С. 31-65.
- Рослякова Н.В., Шербаков Ю.Г., Бортникова С.Б. и др. Отличительные признаки собственно золотого оруденения в Салаирском полиметаллическом рудном поле // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири. - Томск, 1983б. - С. 191-193.
- Чихачев П.А. Путешествие по Восточному Алтаю. - М.: Изд-во Восточная литература, 1974. - 360 с.
- Шербаков Ю.Г., Рослякова Н.В., Агеев Н.Ф. и др. О генетическом соотношении полиметаллического и золотого оруденения в Салаирском рудном поле // Геология и геофизика. - 1981. - № 5. - С. 68-73.
- Яковлев Г.Ф. Месторождения свинца и цинка // Курс рудных месторождений. - М.: Недра, 1981. - С. 124-145.
- Hiroshi Ohmoto. Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits // Economic Geology. - 1972. - V. 67, N 5. - P. 551-578.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ
И РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВРЕМЕНИ НАЧАЛА
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ЦИКЛА
МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Актуальность уточнения начала указанного цикла магматизма в рассматриваемом регионе, простирающемся от р. Лены на западе до р. Колымы на востоке и ограниченном на севере морями Ледовитого океана, а на юге - Охотским морем, вызвана противоречиями между геологическими представлениями и радиологическими данными. Причем обоснование возраста начала магматического цикла у многих геологов представлялось не совсем корректным, поскольку не были выявлены стратифицированные вулканоплутонические образования с более древним (чем поздняя юра - ранний мел) возрастом. Многочисленные интрузивы прорывают в основном терригенные породы верхоянского комплекса с возрастом от раннего карбона до верхней юры и не имеют узкостратифицированной кровли, которая залегала бы на них с их размывами или была бы неметаморфизована ими. Это допускало значительные вольности интерпретации многочисленных совокупностей геологических явлений при доказательстве времени начала мезозойско-кайнозойского цикла гранитоидного магматизма в регионе.

Известно, что до сих пор гранитоидные магматические тела в регионе разделяются на "продольные" "соскладчатые", т.е. более ранние - верхнеюрско-раннемеловые - Главный и Северный пояса батолитоподобных plutонов и "поперечные" по отношению к доминирующему простиранию складок "пост-складчатые" ряды мел-палеогенового возраста типа Дербек-Нельгехинского и Яно-Борулахского рядов и др. Гипотетические обоснования этому дали В.Т. Матвеев, Е.Т. Шаталов /1958/ и их многочисленные последователи /Некрасов, 1962, 1966 и др./.

Н.И. Ненашев /1962, 1965 и др./ указал на отсутствие существенной разницы во времени образования "продольных" и "поперечных" рядов гранитоидов, а Л.В. Фирсов /1962а, б/ - на проявление триасового магматизма в регионе. Это породило недоверие /Шпетный, 1964/ к калий-аргоновому датированию, а позже и избирательное использование датировок, что привело к ограничению интервала времени проявления гранитоидного магматизма в Восточной Якутии пределами одного мелового периода /Структура..., 1985/.

Проанализируем накопленные за несколько последних десятилетий геологические и радиологические данные о начале проявлений мезозойско-кайнозойского цикла магматизма в Восточной Якутии.

Исследования взаимоотношений гранитоидного магматизма и тектоники /Кузнецов, Яншин, 1967/ показали, что в геосинклинальный период гранитоидные plutоны структурно приурочены к геоантиклинальным поднятиям, т.е. возникают в инверсионные периоды преобразования геосинклинали. Четверть века назад С.И. Гавриков /1960/ в мезозойском цикле тектогенеза Яно-Колымской геосинклинали выделил шесть фаз: I - на рубеже перми и нижнего триаса, II - верхнего триаса и нижней юры, III - нижней и средней юры, IV - оксфорда и кимериджа, V - нижнемеловая и VI - сенонская (табл. 1). Разумеется, что с этими фазами следовало связывать и проявление гранитоидного магматизма. Последовавшее за этим бурное развитие тектонических исследований Якутии, проводимых под руководством К.Б. Мокшанцева, Г.С. Гу-

Таблица 1. Фазы тектогенеза, проявившиеся в бассейне верхнего течения р. Индигирки и радиологический возраст ранних фаз гранитоидных plutонов Восточной Якутии (фазы тектогенеза, по С.И. Гаврикову /1960/, радиологические данные наши)

Фаза	Время		Типичные представители
	геологическое	радиологическое, $\frac{K - Ar}{Rb - Sr}$, млн. лет	
1	2	3	4
I	$P_2 - T_1$	$\frac{226}{-}$	<u>Куларское СГП</u> - дайка дацитового порфирита
		$\frac{233}{-}$	<u>Полоусненский горст-антиклинорий</u> , Уяндинский блок-сиенит Томмотского массива
		$\frac{246-221}{-}$	<u>Алазейское поднятие</u> , Кыллах-Седедемское междуречье - Кыллахский и Кенкельсдинский массивы
		$\frac{226-243}{-}$	В Куларском и Орулчанском антиклинориях, а также Момском горст-антиклинории и на Алазейском поднятии возникали дайки, силлы и покровы базитов
II	$T_3 - J_1$	$\frac{177-188}{-}$	<u>Средне-Янское СПГ</u> - массивы Большой и Средний
		$\frac{167-193}{170-176}$	<u>Адычанское СПГ:</u> Дербек-Нельгехинская зона - Безымянный массив
		$\frac{170-178}{-}$	Яно-Борулахская зона - Арга-Ынных-Хайский
		$\frac{182}{-}$	Тирехтяхская зона - Тирехтяхский массив
		$\frac{173-190}{-}$	<u>Эльгинское СПГ</u> - Эрикагский шток и дайки диорита
		$\frac{188}{-}$	<u>Улахан-Тасский горст-антиклинорий</u> , Улахан-Сисский массив
		$\frac{216 \text{ и } 176}{-}$	Андыгайский и Кандидатский. По Л.В. Фирсову /1962а, б/
III	$J_1 - J_2$	$\frac{140}{165-178}$	<u>Адычанское СПГ:</u> Дербек-Нельгехинская зона, массив Галечный
		$\frac{159-164}{-}$	Яно-Борулахская зона, Ынных-Хайский массив

Окончание табл. 1

1	2	3	4			
III	J ₁ - J ₂ Рубеж байоса и келловей-оксфордского времени	<u>145-160</u>	<u>Инъяли-Дебинский мегасинклиорий</u> , Нерское поднятие, Порожноцепинский массив			
		161				
		<u>152-165</u>				
		<u>152-159</u>				
		<u>154-174</u>				
		-				
		<u>164</u>				
IV	J ₃ Рубеж оксфорда и киммериджа	<u>148-157</u>	<u>Тарынский синклиорий</u> , Эргелляхский массив			
		-				
		<u>148-156</u>				
		-				
		<u>144-154</u>				
		-				
		<u>148-152</u>				
V	K ₁	<u>133-101</u>	Кульминация формирования гранитных plutонов /Ненашев, 1979/			
		-				
		VI		K ₂ ¹ Сенонская	<u>106-93</u>	Кульминация формирования вулканоплутонических тел кислого и среднего состава, а также дайкового комплекса лампрофиров /Ненашев, 1979/
					-	
					-	

Примечание. Радиологический возраст рубежей принят по шкале времени фанерозоя /Определение..., 1983/.

сева и др., затенило работу С.И. Гаврикова, что привело в конечном счете к тому, что гранитоидный магматизм ограничились лишь одним меловым периодом /Структура..., 1985/.

Но геологические исследования, проводимые в рассматриваемом регионе, выявляли все новые и новые доказательства, подтверждающие правильность представления С.И. Гаврикова о ранних фазах проявления тектоники в регионе.

Так, в 1983 г. была установлена /Парфенов, Трушелев, 1983/ позднетриасовая складчатость в Верхне-Индибирском районе, где она была зафиксирована в свое время и С.И. Гавриковым. Недавно на п-ове Кони был выявлен и изучен почти семикилометровый непрерывный разрез верхнетриасово-нижне-

Таблица 2. Проявление магматизма в Восточной Якутии в фанерозойское время (по геологическим данным)

Время	Место	Тип	Источник
Начало кембрия	Туора–Сисский выступ	Покровы базальтов	Гусев /1979/
Поздний силур	Сетте–Дабанское СГП	Пепловые туфы кислого состава	Булгакова /1974/, Булгакова и др. /1975/
Средний девон	То же	Пеплы основных пород и покровы базальтов	Тот же, Гусев /1979/
	Орулганский антиклинорий	Вулканиты основных пород	Булгакова и др. /1976/
Средний – поздний девон	Сетте–Дабанское СГП	Инtruзивы и эффузивы основных пород	Коростелев /1975/, Гусев /1979/
	Охотский массив	Вулканиты основного состава	Умитбаев /1976/
Поздний девон	Сетте–Дабанское СГП	Пеплы основных пород	Булгакова /1974/, Булгакова и др. /1975/
	То же	Покровы базальтов	Гусев /1979/
Фаменский ярус	Охотский массив	Липариты, базиты, андезиты и их туфы	Тот же
	Орулганский антиклинорий Хараулахский антиклинорий	Вулканиты пестрого состава Покровы базальтов	Булгакова и др. /1976/ Гусев /1979/
Поздний девон–ранний карбон	Эльги–Охотский антиклинорий	Инtruзивы и эффузивы габбро-диорит–гранодиоритового состава	Коростелев /1975/
Начало раннего карбона	Тас–Хаятахский горст-антиклинорий	Базальты и трахибазальты	Гусев /1979/
Визейское	Сетте–Дабанское СГП	Пеплы кислых и основных пород	Булгакова /1974/
Ранний карбон	Алазейское поднятие	Базальты и туфы смешанного состава	Гусев /1979/

Средний карбон	Момский и Улахан-Тасский горст-антиклинорий	Базальты и трахибазальты	Гусев /1979/
Средний карбон-пермь	Охотский массив	Эффузивы кислого и среднего состава	Умитбаев /1976/
Поздний карбон – ранняя пермь	То же	Переслаивание туфов, базальтов и андезитов	Гусев /1979/
Ранняя пермь	" Улахан-Тасский горст-антиклинорий	Туфы смешанного состава Туфоалевролиты	Тот же "
Поздняя пермь	Западное Верхоянье, Сунтарская свита	Кислые и основные эффузивы и покровы базальтов	Андрианов и др. /1975/
	Аян-Юряхский антиклинорий	Переслаивание туфов смешанного состава	Гусев /1979/
Ранний – средний триас	Момский горст-антиклинорий	Базальты и трахибазальты	Тот же
Средний триас	Тарынский антиклинорий	Туфы основного состава	"
Поздний триас	Тарынский синклинорий, Момский горстантиклинорий и Алазейское поднятие	Туфы смешанного состава	"
$T_3 - J_1$ (K – Ar даты изверженных пород, 212-189 млн. лет)	Кобюминский грабен (попечная седловина)	Интрузивы основных и комагматичные им эффузивы основного и кислого состава	Коростелев /1975/

Примечание. По Г.С. Гусеву /1979/ даны Охотский массив, Сунтаро-Лабынкырское и Эльгинское СГП.



Детальная схема тектонического районирования Верхояно-Колымской складчатой системы.

Границы структур: 1, 2 – установленные первого и второго (1), третьего и четвертого (2) порядков; 3, 4 – предполагаемые первого и второго (3), третьего и четвертого (4) порядков.

Цифрами на карте обозначены: 1 – Туора-Сисский выступ; 2 – Джарджанский выступ; 3 – Унгуохтагская седловина; 4 – Бытайт поперечное поднятие; 5 – Хунхандинский антиклинорий; 6 – Горностагская антиклиналь; 7 – Верхнемайское складчато-глыбовое поднятие; 8 – Билякчанский блок; 9 – Верхнемайский выступ; 10 – Кухтуйский выступ; 11 – Кобюминская продоль-

ная седловина; 12 - Батагайская продольная седловина; 13 - Нижнедулгалахская поперечная седловина; 14 - Среднеянское складчато-глыбовое поднятие; 15 - Кулгага-Суохская продольная седловина; 16 - Усть-Янский грабен; 17 - Киргиляхское поперечное поднятие; 18 - Туостахская складчатая котловина; 19 - Тирехтяхское поперечное поднятие; 20 - Деламагский антиклинорий; 21 - Мунькчанская седловина; 22 - Тобычанский антиклинорий; 23 - Удунская седловина; 24 - Нерский антиклинорий; 25 - Темьтейская седловина; 26 - Бечелинское поперечное поднятие; 27 - Кухтуйский выступ; 28 - Поперечное поднятие больших порогов; 29 - Бахапчинский синклинорий; 30 - Лагльхтаский грабен; 31 - Дарпирский грабен; 32 - Эриkitский блок; 33 - Нерское поперечное поднятие; 34 - Хаяргастахский блок; 35 - Буордахская впадина; 36 - Догдинский грабен; 37 - Тас-Хаяхтахский блок; 38 - Селенеяхский прогиб; 39 - Нахаттинский блок; 40 - Умбинский блок; 41 - Сычанская впадина; 42 - Уяндинский прогиб; 43 - Буордахская впадина; 44 - Омулеский блок; 45 - Гармыганский грабен; 46 - Ясачненский блок; 47 - Сибекеньинский грабен; 48 - Увязкинский блок; 49 - Арга-Тасский блок; 50 - Белоночинский блок; 51 - Налучинский грабен; 52 - Бургалийский блок; 53 - Шаманихинский блок; 54 - Уямканский антиклинорий; 55 - Сяпкинский синклинорий; 56 - Арангас-Каменский антиклинорий; 57 - Дарбинский клин; 58 - Нимчанская впадина; 59 - Березовский блок; 60 - Кыллахский выступ; 61 - Оленекская ветвь; 62 - Карданский синклинорий; 63 - Хараулахский антиклинорий первого и второго (3), третьего и четвертого (4) порядков.

среднеюрских вулканических и вулканосадочных пород, в которых наряду с базальтоидами интенсивно проявлены и вулканы кислого состава /Воробьев, 1985/, и гранитоиды более древние, чем вулканоплутонические образования Охотско-Чукотского вулканического пояса /Белый, Федоршин, 1985/. В Восточной Якутии отмечены многочисленные признаки фанерозойского магматизма (табл. 2). Косвенным показателем проявления более древнего (чем юрско-меловой) гранитоидного магматизма являются термальные купола и зоны зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма, выявленные в Северном Верхоянье среди терригенных пород верхоянского комплекса от карбона до триаса, в большинстве случаев вне зависимости от вскрытых современной эрозией гранитоидных тел /Япаскurt и др., 1985/.

Изложенный геологический и радиологический материал как нельзя лучше объясняет многочисленные находки плохо окатанной гальки гранитоидов в терригенных породах верхоянского комплекса (табл. 3). Подчеркивается, что в основном терригенные породы формировались в условиях мелководных морей с обширными шельфами и весь грубозернистый материал и плохо окатанная галька изверженных и метаморфических пород имеют местное происхождение. Это подтверждается расчетами /Ненашев и др., 1976/ степени окатанности и дальности переноса галек, по методике Н.В. Разумихина /1965/, проведенными нами при обосновании ранне-позднетриасового времени становления Безымянного массива Дербеке-Нельгехинской зоны.

Учитывая мозаично-блоковые и линейновытянутые структуры, проявившиеся в рассматриваемом регионе (см. рисунок), можно предполагать, что при их миогеосинклинальном развитии в периоды инверсии мог неоднократно возникать гранитоидный магматизм, что зафиксировано соответствующими вулканистами (см. табл. 2). При этом следует подчеркнуть, что рассматриваемая геосинклиналь при своем развитии претерпевала весьма частые инверсии. Детальные исследования ее В.С. Векличем /1979/ лишь в пределах

Таблица 3. Распространенность галек изверженных пород в осадочных породах верхоянского комплекса

Возраст осадков	Место	Состав галек (обломки)	Источник	Примечание
$C_1 - C_2$	Хараулахский антиклинорий	Крупные обломки диабазов	Булгакова /1979/	
$C_1 - C_2$	Бассейн рек Уяна, Томпо и Восточная Хандыга	То же		
P_1	Куранахский антиклинорий	Линзы и прослои конгломератов с галькой разного состава	Масюлис, Урзов /1973/	
P_1	Хунхандинский антиклинорий	Гальки кислых эффузивов	Ненашев, Зайцев /1980/	K-Ar определения галек дали 261-259 млн. лет
P_2	Западное и Южное Верхоянье	Линзы и прослои конгломератов с галькой кислых эффузивов	Андрианова и др. /1974/, Булгакова /1974/	
T_2	Низовья р. Лены	До 8% галек базитов	Булгакова /1979/	
T_2	Хунхандинский антиклинорий	Мощная толща конгломератов с галькой кислых пород	Ненашев, Зайцев /1980/	K-Ar датирование галек показало возраст 217-213 и 190-165 млн. лет
$T_3 - J_1$	Западное Верхоянье и низовья р. Лены	Конгломераты с крупной галькой разных гранитоидов (до 50 см) в поперечнике, а также диабазобазальтовые порфиры	Булгакова /1979/, Семенов, Булгакова /1967/	В обломках и гальках разновидности гранитов весьма сходны с таковыми, развитыми на Адычанском СПГ
$T_3 - J_1$	Хунхандинский антиклинорий, 50-метровая толща конгломератов	Изобилуют гальки кислых вулканоплутонических образований	Ненашев, Зайцев /1980/	K-Ar и Rb-Sr датирование галек имеет несколько изохронных возрастов: от 259 до 165 млн. лет

Таблица 4. Соотношение времени проявления некоторых рудных формаций с мезозойскими фазами тектогенезиса Восточной Якутии

Формация и район ее проявления	Время проявления		Фаза тектогенезиса в мезозойскую эру (по табл. 1)
	по K-Ar датированию, млн. лет	по шкале времени фанерозоя	
Золотокварцевая			
Южное Верхоянье, Верхне-Инди́гирский район	180-160.	J ₁ - J ₂	Между I и II
	140-115	Конец J ₃ и K ₁ ¹	Между IV и V
Золоторедкометалльная			
Верхне-Инди́гирский район	136-120	Конец J ₃ и K ₁ ¹	Начало V
	90-70	K ₂	После VI
Южное Верхоянье, Адычанское СГП, Яно-Борулахская зона, оловоносные грейзены	70-54	J ₁ - J ₂	После VI
	85-80	K ₂ ²	После VI
Золотосеребряная			
Верхне-Инди́гирский район	80-70	K ₂ ²	После VI
Уяндино-Ясачненский пояс			
Умбинское поле	112-100	K ₁	V
Оловянное оруденение			
Формация оловорудных скарнов			
Момо-Полоусненский район	178-145	J ₁ - J ₃	Завершение II, III, IV
Касситерит-кварцевая			
Чалбинский район	134-131	K ₁ ¹	V

Сартангского синклинория зафиксировали только в ранне-среднеюрском периоде семь инверсий (в среднем через 3 млн. лет), с которыми можно связывать гранитообразование. Следы его плутонических фаций запечатлены в гальке базальных конгломератов почти по всему разрезу верхоянского комплекса - от перми до ранней юры включительно (см. табл. 3). Сами же тела скрыты или терригенными осадками непосредственно в периоды их накопления, или надвинутым осадочным комплексом.

Новые данные по исследованию кольцевых структур /Ненашев, Зайцев, 1985/ в пределах рассматриваемой территории позволяют говорить о весь-

ма длительном (сотни млн. лет) их функционировании и очень глубинных источниках возникновения. Поэтому некоторые из них в течение всего фанерозоя могли проектироваться к поверхности над глубинным очагом температурного и флюидного возмущения, вызывая эндогенные процессы, порождающие вулканоплутонические образования.

Анализ соотношения времени проявления некоторых рудных формаций с мезозойскими фазами тектогенеза и сопряженного с ними магматизма (табл. 4) показывает, что процессы рудообразования в большей мере занимают время или между фазами, или после них.

В заключение отметим, что приведенный нами материал обосновывает наши и Л.В. Фирсова предположения о том, что гранитоидный магматизм в регионе начался в позднем триасе или на его рубеже с ранней юрой и продолжался до эоцена включительно, а не ограничивался лишь одним верхнемеловым периодом, как это пытаются обосновать в последнее время /Структура..., 1985/. Доказывая большую длительность магматизма, тем самым мы вдвое расширяем возрастной интервал потенциальной рудоносности региона.

Литература

- Андрианова В.А., Андрианов В.Н. О вулканогенных образованиях верхнепермского и раннетриасового возраста в Верхоянской геосинклинали // Вулканогенно-осадочный литогенез. - Южно-Сахалинск, 1974. - С. 134-135.
- Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Андрианова В.А. и др. Обоснование детальной стратиграфической шкалы пермских отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. - С. 50-94.
- Белый В.Ф., Федоршин Ю.И. Новые данные о гранитном магматизме п-ова Кони, предшествовавшем формированию Охото-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. - 1985. - № 4. - С. 34-38.
- Булгакова М.Д. Вулканогенно-осадочные комплексы Верхоянской антиклинальной зоны и условия их формирования // Вулканогенно-осадочный литогенез. - Южно-Сахалинск, 1974. - С. 133-134.
- Булгакова М.Д. Грубообломочные породы верхоянского терригенного комплекса: (Состав и источники сноса) // Тектоника восточной части Сибирской платформы. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. - С. 129-139.
- Булгакова М.Д., Кокшарская К.В., Колодезников И.И., Левашов К.К. Стратиграфический разрез джалканской серии хребта Сетте-Дабан // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. - С. 9-35.
- Булгакова М.Д., Коробицын А.В., Семенов В.П. Основные этапы геологического развития // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья. - Новосибирск: Наука, 1976. - С. 115-122.
- Веклич В.С. Стратиграфия и тектоника Сартанского синклиория. - М.: Наука, 1979. - 126 с.
- Воробьев В.Ю. Триасово-юрский вулканизм п-ова Кони (Северо-Восток СССР) // Тихоокеан. геология. - 1985. - № 4. - С. 39-49.
- Гавриков С.И. О фазах и циклах тектогенеза Яно-Колымской геосинклинали, проявившихся в бассейне верхнего течения р. Индигирки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. - Вып. II. - М.: Госгеоиздат, 1960. - С. 48-57.
- Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. - М.: Наука, 1979. - 208 с.

- Коростелев В.И. Геология и особенности тектонического развития Южного Верхоянья // Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. - М., 1975. - 50 с.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика. - 1967. - № 10. - С. 108-121.
- Масюлис В.В., Урзов А.С. Схема детального расчленения верхнепалеозойских отложений центральной и западной части Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье) // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1973. - С. 36-49.
- Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. - Т. 1. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - С. 165-240.
- Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. - М., 1962. - 334 с.
- Некрасов И.Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской области. - М.: Наука, 1966. - 378 с.
- Ненашев Н.И. Время образования изверженных пород в "продольных" и "поперечных" зонах западной части Верхояно-Колымской складчатой области // Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР. - М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Ненашев Н.И. Мезокайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. - М.: Изд-во АН СССР, 1965. - 168 с.
- Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. - Новосибирск: Наука, 1979. - 142 с.
- Ненашев Н.И., Вихерт А.В., Возин В.Ф. Возраст складчатости и магматизма Дербек-Нельгехинской рудно-магматической зоны (Северо-Восточная Якутия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1976. - № 11. - С. 80-98.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. - Новосибирск: Наука, 1980. - 238 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. - 132 с.
- Определение абсолютного возраста пород и минералов по стандартным константам. - М.: ВИМС, 1983.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоя Северо-Востока Азии. - Новосибирск: Наука, 1984. - 192 с.
- Парфенов Л.М., Трушелев А.М. Позднетриасовая складчатость и олистростромы на юго-западном крыле Икъяли-Дебинского синклинория, их тектоническое положение и природа (Верхояно-Чукотская область) // Геология и геофизика. - 1983. - № 3. - С. 7-20.
- Разумихин Н.В. Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. - Л.: ЛГУ, 1965. - 122 с.
- Семенов В.П., Булгакова М.Д. Конгломераты верхнепермских, триасовых и нижнеюрских отложений Западного Верхоянья // Геология и геофизика. - 1967. - № 3. - С. 108-111.
- Структура и эволюция земной коры Якутии. - М.: Наука, 1985. - 248 с.
- Умитбаев Р.Б. Геологические формации Охотского срединного массива // Тектоника Советской Азии. - Владивосток, 1976. - С. 73-95.
- Фирсов Л.В. О позднемезозойских фазах магматизма Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. - 1962а. - Т. 142, № 6. - С. 682-683.
- Фирсов Л.В. Проявление триасового магматизма в Верхояно-Чукотской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1962б. - № 8.
- Шпетный А.П. О глобальных фазах и триасовом магматизме на Северо-Востоке СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1964. - № 2.
- Япаскурт О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 280. - С. 714-717.

С.А. Архипов, В.А. Панычев, В.Н. Шелкопляс

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

БЕЛОГОРСКОГО ПРИОБЬЯ

(ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ РАВНИНА)

Белогорский отрезок долины р. Оби (от г. Ханты-Мансийска до дер. Перегребной) располагается в пределах двух обширных ледниковых лопастей, контуры которых хорошо прослеживаются на космических снимках /Волков, 1984/ и устанавливаются по геолого-геоморфологическим наблюдениям /Архипов, 1976/. Та из них, что пересекает низовья Иртыша в районе Ханты-Мансийска, судя по геологическим и радиометрическим данным, принадлежит тазовскому оледенению /Архипов и др., 1981; Архипов, Шелкопляс, 1982/, краевые образования которого располагаются значительно севернее, в полосе $60^{\circ}30'$ - $63^{\circ}30'$ с.ш. /Карта..., 1961/. Поэтому глубокое проникновение тазовского ледника в краевую часть самаровский ледниковой зоны ($59^{\circ}30'$ - 61° с.ш.), вплоть до г. Ханты-Мансийска, следует, очевидно, связывать с деятельностью выводного ледника. Направление движения последнего контролировалось Белогорской и Люлинворской возвышенностями, а основная его масса занимала обширное понижение между ними - Белогорскую ложбину ледникового выпавивания и размыва /Проблема..., 1976/.

Северо-западная часть Белогорья, судя по распространенным здесь ледниковым образованиям, занималась равнезырянской ледниковой лопастью /Архипов, 1976/. Видимо, это также был выводной ледник, но меньших размеров, не продвигавшийся на юго-восток далее района пос. Октябрьского.

Итак, долина Оби на белогорском участке пересекает (с юга на север) поля тазовского и раннезырянского оледенений, разногенетические образования которых сохранились в виде разобщенных полей на Белогорской, Люлинворской и Самаровской (останцовой) возвышенностях и на их склонах, обращенных к долине Оби. В пределах разделяющей их Белогорской ледниковой ложбины, участвуя в строении обских террас, распространены соответственно более молодые каргинские, позднезырянские (сартанские) и голоценовые отложения*.

Тазовские флювиогляциальные отложения сохранились преимущественно на возвышенностях. Примером их может служить песчаная толща (до 15 м) на Самаровском останце (рис. 1), прикрытая покровными лессовидными суглинками и покоящаяся на высоком подоле, сложенном конечно-напорными моренами**.

* Здесь не рассматриваются более древние отложения, выполняющие переуглубленную часть Белогорской ложбины.

** Самаровская останцовая возвышенность образована конечно-напорными моренами шайтанского (низямского), самаровского (карымкарского) и тазовского (халапантского) оледенений. Халапантская морена слагает верхнюю часть ледникового комплекса /Архипов и др., 1981, рис. 3, 4/.

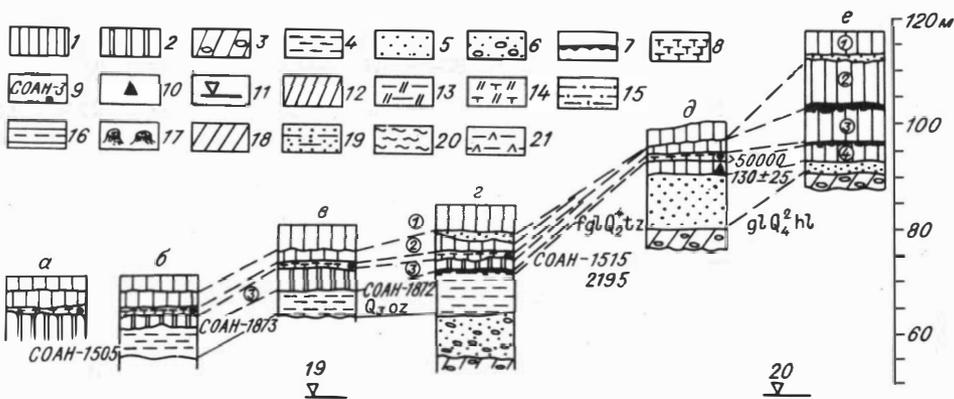


Рис. 1. Строение покровной толщи лессовидных суглинков. Опорные разрезы. Составил С.А. Архипов.

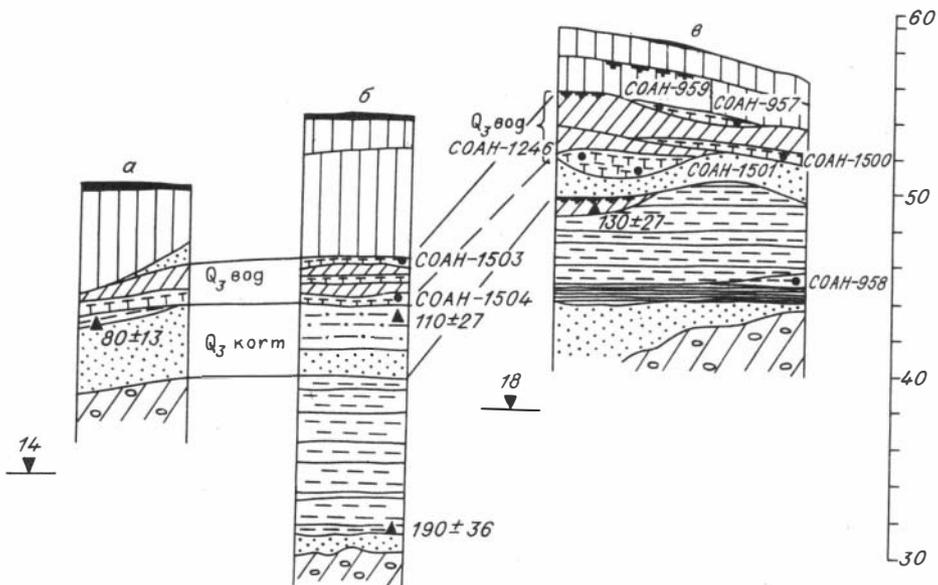
1-3 - суглинки лессовидные и супеси (1), измененные лессовидные (2), валунные, морены (3); 4 - глины; 5 - пески; 6 - галечники; 7 - па-леопочвы; 8 - погребенные торфяники; 9, 10 - местоположение С¹⁴-дат и их номера (9) и термoluminesцентных (10); 11 - отметки уреза Оби (1-4 - номера пачек лессовидных суглинков); 12 - желто-бурые, бурые суглинки; 13 - глины алевритистые, буровато-серые; 14 - суглинки сильно заторфованные (гиттия), кормужихантские слои; 15 - глины темно-серые, слоистые, без органических остатков; 16 - глины ленточно-слоистые и ленточные (озерно-ледниковые осадки тазовского оледенения); 17 - крупные остатки древесины (пни, обломки стволов); 18 - суглинки и глины; 19 - пески с прослоями алевритов, верхнекаргинские слои; 20 - алевриты и суглинки, казымские слои; 21 - глины алевритистые горизонтально- и ленточно-слоистые.

а-в - Богдашкины "горы", г - Усть-Иртышские яры; д - песчаный карьер; е $\frac{1}{4}$ скв. 1.

$fglQ_2^4tz$ - флювиогляциальные тазовские пески и галечники; glQ_2^4hl - халапантская морена (тазовская); Q_3O2 - нижнезырянская озерная толща.

Флювиогляциальные отложения представлены разнозернистыми песками с разнообразной косою и горизонтально-волнистой слоистостью. По латерали они, очевидно, частично замешаются халапантскими валунными суглинками. Пески обнажаются в районе г. Ханты-Мансийска в обрывах Пионерской "горы", в карьере у горбольницы, в многочисленных скважинах /Крапивнер, 1969, рис.1; Архипов и др., 1981; рис. 3, 4/. Весьма широко распространены песчаные покровы на Белогорской возвышенности (устное сообщение И.Л. Зайонца), где они также фациально связаны с тазовскими валунными суглинками (мореной) и формируют обширные водораздельные флювиогляциальные равнины.

Казанцевские отложения предположительно выделялись в целом ряде обнажений на Белогорье /Лазуков, 1970/. Однако достаточно достоверно они были известны лишь на правом берегу Оби, в 2-3 км ниже устья Карымкарского сора /Мартьянов, Никитин, 1964; Захаров, 1970/. Подробное описание разреза и его интерпретация на основе палинологических, палеокарпологических и палеоалгологических материалов были уже даны /Ледниковая геология..., 1978, рис. 5 и 11; Путеводитель..., 1981, рис. 8 и 9/. Поэтому лишь кратко отметим, что казанцевские отложения представлены здесь пач-



кой (9–10 м) озерных (старичных?) глин, алевроитов и супесей в верхней части разреза с уплотненным темно-коричневым торфом (0,65 м) и с крупными обломками древесины. Глины подстилаются песками (0,5–1,5 м) руслового типа. И те, и другие выполняют депрессионное понижение в кровле деформированной ледниковой толщи, залегающая на высоком чоколе (абс. отм. 48–50 м), и перекрываются осадками позднезырянского возраста. Палеокарпологическая характеристика торфа и термолюминесцентные даты в 130 тыс. лет (из дрoслoя алевроита внутри торфа) согласно свидетельствуют о его казанцевском возрасте. Серии полученных ранее радиоуглеродных датировок следует рассматривать как минимальные (39–40 тыс. лет) или запредельные (более 40 тыс. лет).

В 300–х метрах от основного обнажения торфяной пласт, залегающая, возможно, в теле древнего оползня, смещен вниз по склону до отметок 25–23 м (урез Оби – 18 м). Это может косвенно свидетельствовать о том, что казанцевская Обь располагалась в пределах Белогорской ложбины, где ее осадки ныне находятся под молодыми террасами /Ледниковая геология..., 1978, рис. 5; Путеводитель..., 1981, рис. 8/. В аналогичной позиции, выполняя переуглубления в палеодолинах, казанцевский аллювий прослеживается на смежных отрезках долин Средней Оби и Нижнего Иртыша /Архипов, 1971/. В устье Оби речные осадки этого возраста также установлены во врезях глубиной до 50–60 м ниже ур. м. /Последнее оледенение..., 1977, рис. 1, 4, 9/.

На склонах Белогорской возвышенности, на аномально высоких для казанцевского аллювия отметках сохранились, вероятно, осадки небольших при-

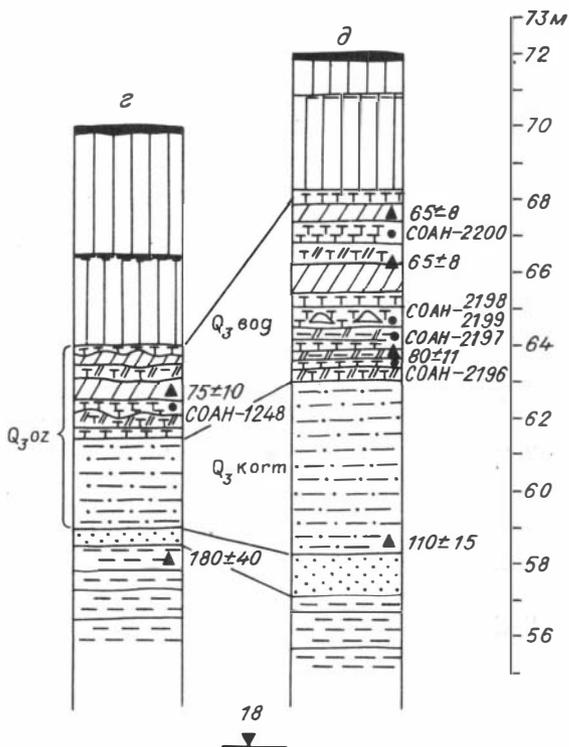


Рис. 2. Опорные разрезы нижнезырянской озерной толщи ($Q_3 oz$) и входящих в ее состав кормужихантских ($Q_3 oz$) и богдашкинских слоев ($Q_3 bog$)

Составил С.А. Архипов.

а - Межевой мыс; б - Воронинский мыс; в - Елизаветинские яры; г, д - Богдашкины "горы". Усл. обозн. см. на рис. 1.

токов Оби (см. выше) и субаквальные образования. Обычно это маломощные прослои и линзы глин, гумусированных суглинков и т.п., залегающих внутри толщи пород иного генезиса и возраста. Так, в обнажении на правом берегу Оби, против дер. Елизарово, обнаружены сильно заторфованные иловатые суглинки (палеопочва?), датированные в 130 ± 27 тыс. лет. Они находятся на абсолютных отметках 45-47 м поверх позднеатазовских

и в основании нижнезырянских (богдашкинская толща, см. ниже) озерных отложений (рис. 2). Другим примером являются отложения "верхней межморенной пачки". В типичных разрезах Кормужихантского и Низямского яров пачка сложена глинами и перекрывающими их песками /Ледниковая геология..., 1978, рис. 1, 2; Путеводитель..., 1981, рис. 4-6/. Глины датированы в 130 ± 27 тыс. лет и покоятся на халапантской (тазовской) морене, а пески подстилают кормужихантскую (нижнезырянскую) морену, основание которой относится к дате 110 ± 27 тыс. лет. По этим данным с учетом палинологической характеристики верхняя межморенная пачка отождествляется с казанцевским горизонтом /Архипов, Шелкопляс, 1982; Архипов, Вотях, 1982/.

Зырянская покровная лессовидная толща распространена по всей площади тазовской ледниковой лопасти. Наиболее полный ее разрез был описан в скв. 1, пробуренной на Самаровской останцовой возвышенности /Архипов и др., 1981/. Толща залегает в интервале абсолютных отметок 95-120 м поверх тазовских флювиогляциальных песков (см. рис. 1). Лессовидные суглинки пылеватые, пористые, часто содержат карбонатные конкреции и визуально не отличаются от типичных западно-сибирских лессов, распространенных, например, на Приобском плато. Их мощность в скв. 1 достигает 25,5 м, и они достаточно отчетливо стратифицируются на 4 пачки. В основании верхней пачки выделяется слой тонкозернистых, горизонтально-слоистых песков (до 1,5 м), а три нижележащие подразделены двумя слабогумусированными погребенными почвами.

Фрагментарно разрез покровной толщи наблюдается в многочисленных

искусственных выемках на территории г. Ханты-Мансийска. Так, в песчаном карьере у горбольницы вскрыта ее нижняя пачка, залегающая непосредственно на песках (как и в скв. 1), поверх которой сохранился погребенный торфяник. Он коррелируется, скорее всего, с нижней палеопочвой скв. 1 и был датирован по C^{14} как запредельный ($> 50\,000$ лет), а его термолюминесцентный возраст оказался казанцевским - 130 ± 25 тыс. лет (определение О.А. Куликова).

По юго-восточной окраине Белогорья, в береговых обрывах устойчиво прослеживается два покрова лессовидных суглинков. Они залегают по склонам возвышенности в интервале абсолютных отметок от 60 до 85-90 м, перекрывая в большинстве случаев нижнезырянскую озерную толщу (см. рис. 1, 2). Реже и только в Усть-Иртышских ярах и Богдашкиных "горах" встречаются разрезы, состоящие из трех пачек лессовидных суглинков. Порода нижней пачки изменена: суглинки уплотнены, окрашены в темные тона, внешне отличаются от перекрывающих лессовидных осадков большей глинистостью, меньшей пористостью. По контакту этих пород с двухчленным лессовидным покровом прослеживается довольно выдержанный горизонт гумусированных, заторфованных суглинков с крупными линзами погребенного торфа (см. рис. 1). В Усть-Иртышском яру линза торфа датирована по C^{14} в 38400 ± 1000 (СОАН-1515) лет (кровля торфа) и в $41\,540 \pm 990$ (СОАН-2195) лет (основание). В Богдашкиных "горах" возраст торфа определен в трех соседних оползневых цирках в $41\,120 \pm 1000$ (СОАН-1505), $48\,140 \pm 1820$ (СОАН-1872) и $47\,030 \pm 1130$ (СОАН-1873) лет. Подготовка образца (с последней датой) и счет его активности проведены с особой тщательностью. Она включала трехкратное кипячение в растворе шелочи до полного удаления гуминовых кислот и двухразовую обработку раствором соляной кислоты для удаления карбонатов и источников ксеногенного углерода. Счет активности проведен на бензолно-сцинтилляционной установке с применением специально изготовленных кювет для древних образцов объемом до 50 мл. Остаточная активность определялась четырежды, каждый раз в течение приблизительно одних суток, с перерывами между определениями в два, три и десять дней. Измерения показали довольно устойчивое превышение активности образца над фоном, что дает основание для уверенного расчета возраста. По заключению В.А. Панычева, частные результаты четырех определений таковы: $48\,550 \pm 1300$, $44\,540 \pm 800$, $49\,170 \pm 1500$, $46\,140 \pm 940$ лет. В качестве окончательного результата им принято средневзвешенное по четырем измерениям, т.е. $47\,030 \pm 1130$ лет.

Таким образом, можно допустить, что палеопочва и торф на границе раздела второй и третьей пачек покровной толщи имеют раннекаргинский возраст. Это подтверждается находками торфяников аналогичного возраста в иной стратиграфической позиции: у тыловых швов уртамской террасы (см. ниже). В разрезе последней озерные позднезырянские уртамские осадки прислоняются и перекрывают погребенные торфяники возрастом $40\,860 \pm 1570$ (СОАН-1491), $39\,130 \pm 1270$ (СОАН-1240) (около дер. Половинка, см. рис. 3) и $42\,050 \pm 2720$ (СОАН-1492) лет (5,5 км ниже Низямского яра).

Верхний, самый молодой, покров лессовидных суглинков залегают на породах самого различного возраста и распространен повсеместно на всех уровнях рельефа, исключая I надпойменную террасу и пойму. На склонах Белогорской возвышенности, на абсолютных отметках от 60 до 90 м, покров молодых лессов достигает мощности 3-5 м и, как правило, подстилается либо маломощным слоем слоистых песков (0,3-1,5 м), реже гумусированных супесей (палеопочва?), либо слоем галечников (0,2-0,4 м). Пески и галечники оставляют впечатление водных, возможно прибрежно-озерных осадков, что

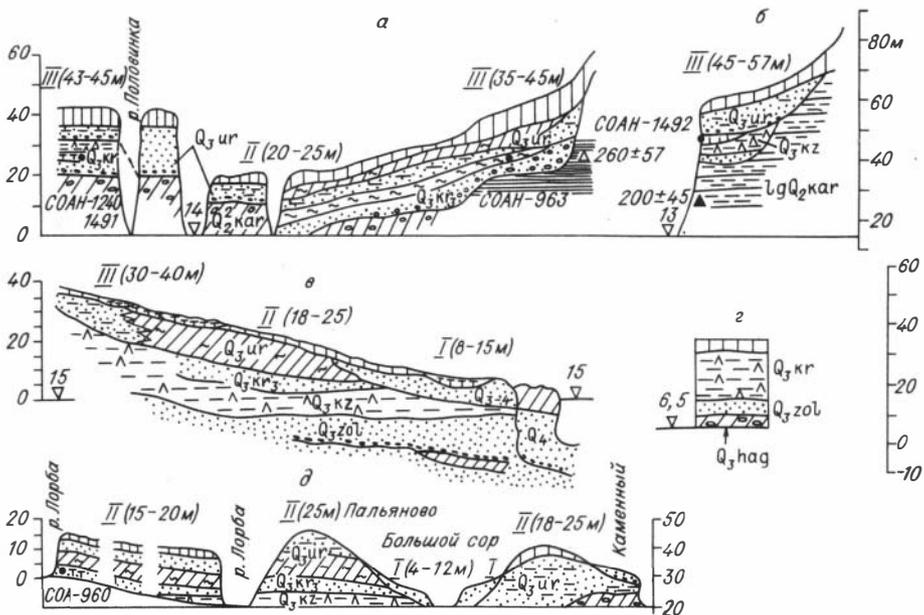


Рис. 3. Типовые разрезы уртамской террасы. Составил С.А. Архипов.

а - район пос. Октябрьского; б - нижняя окраина низямских яров; в - обобщенный разрез уртамской террасы для левобережья Оби; г - разрез Казым-Мыса; д - разрезы по протоке Ендырской, Большому сору и р. Лорбе. I - тугиянская терраса; II и III - высокий и низкий уровни уртамской террасы. Q_2^{kar} - валунные суглинки карымкарской морены; Q_2^{kar} - озерно-ледниковые глины карымкарского (самаровского) оледенения. Q_3^{ur} - уртамские слои; Q_3^{kr3} - верхнекаргинские слои; Q_3^{kz} - казымские слои; Q_3^{zol} - золотомыские слои. Усл. обозн. см. на рис. 1.

позволило предположительно связывать их образование с подпрудно-озерным бассейном, возникшим в максимум позднезырянского (сартанского) оледенения. К сожалению, более точно их возраст не определен. Палеопочва датирована в 14880 ± 440 лет (СОАН-1232) в пределах 70-90-метровой поверхности (над ур. м.) в Среднем Приобье и Нижнем Прииртышье. Тот же возраст, вероятно, она имеет и на Белогорье. На более низкой уртамской террасе (абс. отм. от 35-55 до 60 м) лессовидный покров сформировался в интервале от 10,6 до 9,85 тыс. лет. Он является субстратом, на котором лежат низинные торфяники (до 5-6 м), накопление которых началось 9,9-9,8 тыс. лет назад /Палеогеография..., 1980/. Важно подчеркнуть, что покров лессовидных суглинков спускается еще ниже, с уровня уртамской поверхности он уходит под урез Оби (рис. 4). Следовательно, русло Оби располагалось ниже его современного положения, а речная сеть 9-10 тыс. лет назад, вероятно, сильно деградировала.

Итак, покровную лессовидную толщу можно рассматривать как гетерогенное разновозрастное образование. Датировать и расчленить ее позволяют заключенные в ней казанцевские, раннекаргинские и позднеледниковые палеопочвы и погребенные торфяники. Доказанцевская нижняя лессовидная пачка,

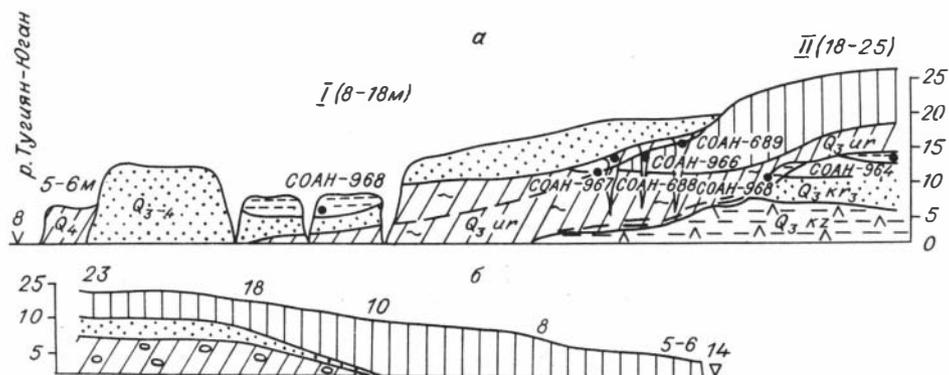


Рис. 4. Геологические разрезы и соотношения тугианской (I) и уртамской (II) террас. Составил С.А. Архипов.

а - разрез террас около устья р. Тугиан-Юган; б - покров лессовидных суглинков в устье Колтысьянского сора, подработанный под уровень I тугианской террасы. Q_3kz - казымские слои; Q_3kr_3 - верхнекаргинские слои; Q_3ur - уртамские слои; Q_{3-4} - позднеплейстоценовые и раннеголоценовые осадки I надпойменной террасы; Q_4 - голоценовые отложения поймы. Усл. обозн. см. на рис. 1.

вероятно, может быть еще тазовской. Три вышележащие пачки относятся соответственно к ранне- и позднезырянским стадиям оледенения.

Нижнезырянские отложения представлены как ледниковыми, так и неледниковыми образованиями, достаточно широко распространенными на Белогорье в интервале абсолютных отметок от 50 до 110 (120) м.

К ледниковым отложениям относится кормужихантская морена, подробно описанная ранее /Ледниковая геология..., 1978; Шелехова, Сухорукова, 1978; Путеводитель..., 1981/. Наиболее четкая стратиграфическая позиция морены установлена в Кормужихантском и Низямском ярах. Это валунные суглинки, залегающие на отметке 65-75 м поверх верхней межморенной пачки, отнесенной к казанцевскому горизонту /Архипов, Шелкопляс, 1982; Архипов, Вотах, 1982/. Перекрыта морена покровными лессовидными суглинками. В ряде обнажений валунные суглинки подстилаются озерными глинами, датированными в 110 ± 27 (Кормужихантский яр) и 100 ± 17 тыс. лет (в устье р. Ерын-Хатын-Юган). Этими датами определяется нижний возраст кормужихантской морены, верхний же остается пока неизвестным.

Информация о нижнезырянских неледниковых образованиях до последнего времени была крайне скудной /Лазуков, 1970/. В настоящее время они обнаружены во многих местах на Белогорье, где представлены преимущественно озерными осадками, объединенными в озерную толщу. Наиболее представительный разрез найден недавно в Богдашкиных "горах" (см. рис. 2), где в двух соседних оползневых цирках обнажена вся толща. В верхней части берегового обрыва, начиная от бровки высотой над Обью в 54 м (абс. отм. 72 м), под почвой обнажаются следующие слои:

Покровная верхнезырянская толща	Мощность, м
1. Суглинки - супеси лессовидные, светло-палево-бурые, пылеватые, пористые, с обуглившимися растительными остатками в порах, с комковато-таблитчатой отдельностью, с тонкими прослойками песка	0,8-1,0

2. Суглинки лессовидные, светло-бурые, зеленовато-серые, пылеватые, пористые, с обуглившимися растительными остатками в порах, инкрустированных окислами железа, с крупной столбчатой отдельностью, пятнами ожелезнения. Вдоль кровли суглинки местами слабо гумусированы (палеопочва, 2 - 3 см) 2,5-3,0

Нижнезырянская озерная толща. Богдашкинские слои

3. "Верхний торф", темно-бурый, сильно разложившийся, минерализованный, с мелкими черными древесными угольками, местами растасканный солифлюкцией, разбитый мелкими клиньями. Кровля неровная 0,3-0,4

4. Суглинки желто-бурые, бурые, пористые, пятнами ожелезненные, землистой текстуры, датированы термолюминесцентным методом на контакте с торфом в 65 ± 8 тыс. лет 0,5

5. "Средний торф" светло- и темно-коричневый, слоистый, с мелкими растительными остатками, уплотненный, кровля неровная. Датирован по C^{14} в $> 50\,000$ лет (СОАН-2200) 0,6

Заторфованная супесь (гиттия) серовато-коричневого, темно-серого цвета, уплотненная, нечетко слоистая, с линзочками торфа. Датирована в 65 ± 8 тыс. лет 0,5

6. Суглинки темно-буро-серые, землистой текстуры, комковатые, с неясной слоистостью, пятнами ожелезненные, лессовидного облика 0,9

7. "Нижний торф".

Торф темно-серый до черного, прослоями темно-коричневый, плотный, с мелкими растительным детритом, в верхней части слоя (0,2-0,3 м) с обломками пней, стволов, веток, образующих скопления в виде гнезд (лесные завалы?). По C^{14} возраст $> 50\,000$ лет (СОАН-2198) 0,7

Глины темно-серые, с синим оттенком, пятнами ожелезненные, при выветривании буровато-коричневые 0,3

Торф темно-коричневый, уплотненный, с обломками древесины. По C^{14} возраст $> 50\,000$ лет (СОАН-2197) 0,2

Глины темно-серые, серовато-бурые, алевритистые, тонкослоистые, датированы в 80 ± 11 тыс. лет 0,2

Торф темно-серый, серо-коричневый, тонкослоистый, очень плотный, по C^{14} = $41\,020 \pm 630$ лет (СОАН-2196). 0,3

Суглинки темно-серые, у подошвы серовато-зеленые, заторфованные (гиттия), полосами гумусированные, слоистые 0,4

Кормужихантские слои

8. Глины серовато-синие, темно-серые, прослоями темно-коричневые, плотные, алевритистые, с нечеткой слоистостью. Кровля неровная, осложнена крупными (глубиной до 3-5 м) ложбинами (в одной из них лежат богдашкинские слои). Основание глин датировано в 110 ± 15 тыс. лет 4,8(до 12 м)

9. Пески серые, кварцевые, мелкозернистые, косо- и горизонтально-слоистые, они залегают на глинах, кровля которых датирована в 180 ± 40 тыс. лет (см. рис. 2) 1,2

Озерная толща почти укладывается по возрасту (65 ± 8 - 110 ± 27 тыс. лет) в нижнезырянский горизонт /Архипов, Шелкопляс, 1982/, Кормужихантские слои (примерно 80-115 тыс. лет) коррелируются с кормужихантской мореной, с которой фациально связаны по латерали, богдашкинские относятся ко второй половине раннезырянского времени, а присутствующие в них прослой торфа фиксируют, очевидно, межстадиальные потепления. Нижний торф, вероятно, приурочен к межстадиалу около 80 тыс. лет, а средний и верх-

ний – к двум потеплениям около 65 тыс. лет. Более точно их возраст термолюминесцентным методом не фиксируется.

Озерная толща довольно широко распространена на Белогорье. Обычно она представлена фрагментарно: то нижними, то верхними слоями. Последние содержат, как правило, три прослоя торфа, из которых два верхних нередко редуцированы, иногда сливаются с нижним в один интегрированный слой. Местами торфяные прослои деформированы мерзлотными процессами, разбиты клиньями, смешены солифлюкцией и т.п. Неоднократное датирование по C^{14} как нижних, так и верхних прослоев торфа показывало неизменно определенный возраст. Только термолюминесцентным методом были получены, кроме отмеченных выше, еще две даты: 80 ± 13 тыс. лет из-под нижнего торфа (устье руч. Межевого) и 75 ± 15 тыс. лет над нижним торфом (Богдашкины "горы").

К нижнезырянским относятся также и водно-ледниковые осадки, обнаруженные на относительно высоких абсолютных отметках (84–105 м), залегающих, во всяком случае, гипсометрически выше как кормужихантской морены, так и озерной толщи. Они установлены на правом берегу Оби, в 5 км от дер. Мал. Атлым, где слагают 100–110-метровую террасовидную ступень и представлены горизонтально-слоистыми, хорошо отсортированными песками с прослоями супесей, которые были датированы в 70 ± 11 тыс. лет. К сожалению, эти осадки разобщены по простиранию от озерных и морены, поэтому прямая корреляция между ними невозможна.

Небольшой участок 100–110-метровой поверхности у Мал. Атлыма и 60–80-метровая ступень, сложенная озерной толщей, очевидно, являются фрагментами некогда обширной раннезырянской озерной равнины, занимавшей всю Белогорскую ложбину и склоны смежных возвышенностей. В настоящее время обрывки этой равнины на обских склонах Белогорской и Люлинворской возвышенностей воспринимаются как высококошольные террасы, хотя генетической связи с долиной Оби они, вероятно, не имеют.

Верхнекаргинские и верхнезырянские (сартанские) отложения распространены преимущественно в пределах Белогорской ложбины, где формируют обширную 20–45-метровую (над урезом Оби) террасу – равнину. Последняя занимает особенно обширное поле вдоль левобережья Оби, где протягивается по Белогорской ложбине почти на 300 км при ширине в среднем 25–30 км. В целом эта терраса – равнина с абсолютными отметками от 30–35 до 55–57 м соответствует урманной террасе И.А. Волкова (устное сообщение). На правобережье терраса встречается лишь небольшими заливообразными сегментами, но хорошо обнажена, что позволяет выяснить особенности ее геологического строения. В частности, такой сегмент террасы находится в районе пос. Октябрьского. На отрезке Обской долины от Кормужихантских яров до дер. Половинка отчетливо устанавливается два уровня террасы высотой в 20–25 и 40–45 м над Обью (абс. отм. соответственно 33–36 и 52–57 м). Оба уровня имеют одинаковое двухъярусное геологическое строение (см. рис. 3) и единый кошоль, который, снижаясь, местами исчезает в пределах нижней ступени.

Нижний ярус сложен песчано-галечниковыми аллювиальными осадками (до 10–15 м) с типично русловой крупной косой слоистостью. Они выполняют достаточно глубокие врезы: от абсолютных отметок 55–60 м у тылового шва до 14 м и ниже уреза Оби. В кровле песчаные осадки венчаются выдержанным слоем алевритов и суглинков пойменно-старичного облика, местами с небольшими линзами торфа. Последний датирован по C^{14} в 26130 ± 270 лет (СОАН-963), что позволяет нижний ярус считать позднекаргин-

ским аллювием (см. рис. 3), как и в других аналогичных случаях /Палеогеография..., 1980/.

Верхний ярус представлен тонкопесчаными или суглинисто-алевритовыми (ближе к тыловому шву террасы) осадками (от 3 до 5-7 м), прикрытыми с поверхности лессовидными суглинками (1,5-3, местами до 4 м). Возраст отложений, перекрывающих позднекаргинский аллювий, может быть только позднезырянским (сартанским). На их озерный генезис указывают тонкая удивительная выдержанная горизонтальная слоистость, облегающий характер залегания (в отличие от подстилающего аллювия, выполняющего врезы), локализация в заливообразном понижении среди пологохолмистого ледникового рельефа. Действительно, плаш озерных осадков, поднимаясь с нижней на верхнюю ступень и выходя за пределы позднекаргинского вреза, на абсолютной отметке 47-48 м ложится на торфяники, датированные в 39-42 тыс. лет (см. рис. 3).

Озерные осадки верхнего яруса по возрасту и генезису соответствуют уртамским слоям /Региональные стратиграфические схемы..., 1981/. Они слагают на соседнем (выше по течению) сургутском отрезке долины Оби аналогичную двухступенчатую уртамскую террасу с высоким докосовским и низким покурским уровнями /Палеогеография..., 1980, с. 47-49, рис. 11 и 12/. В практике геолого-съёмочных работ докосовский уровень выделяется как III а покурский - как II надпойменные террасы.

Вдоль возвышенного белогорского правобережья геологический разрез уртамской террасы нередко редуцирован за счет выпадения позднекаргинского аллювия. В этих разрезах в ее цоколе выступают породы разного возраста, вплоть до атлмской свиты, а низкая и верхняя ступени оказываются разобшенными, оставляя впечатление самостоятельных террас. Особенно характерно обособление высокой ступени (абс. отм. 50-57 м) с высоким цоколем (абс. отм. 37-45 м), поверх которого обычно лежат пески (3-5 м), прикрытые лессовидными суглинками (см. рис. 3).

Обширное левобережное поле уртамской террасы весьма слабо дифференцировано на две ее высотные ступени и воспринимается как единая наклонная терраса - равнина, плавно повышающаяся к тыловому шву (см. рис. 3). Обнажений очень мало. Наиболее представительные находятся по берегам Большого сора, по р. Лорбе, по обской протоке Ендырской и т.д. (см. рис. 3). С поверхности терраса прикрыта лессовидными суглинками (очевидно, коррелируется с верхней пачкой, см. рис. 3) и обширными массивами торфяников, под которыми залегают обычно суглинистые озерные уртамские слои (до 10-15 м). Последние в пределах высокой ступени и у тылового шва нередко замещаются песками, как и вдоль правобережья. Под уртамскими вскрываются аллювиальные, преимущественно песчаные, позднекаргинские осадки (5-10 м), датированные на р. Лорбе в $24\ 725 \pm 415$ лет (СОАН-960). Ложем аллювия являются казымские глины (см. ниже) и в редких случаях валунные суглинки (морены), которые слагают невысокий (3-5 м) доколь террасы. По данным бурения, подтверждающим двухъярусное строение уртамской поверхности, казымские глины прослеживаются практически вдоль всей Белогорской ложбины.

Позднеледниковые - раннеголоценовые отложения представлены самой молодой I надпойменной террасой. Отличительной особенностью ее являются преимущественно песчаный и супесчаный состав слагающих осадков и специфически "промежуточное" положение между II надпойменной и пойменной террасами. Последнее выражается в том, что ее высота над Обью изменяется от минимального 6-8-метрового уровня, местами практически сливающегося с поймой, до максимально высокого 15-18-метрового, который гип-

сометрически близко соответствует нижней покурской (II надпойменной) ступени уртамской террасы (см. рис. 3, 4). Минимальные отметки террасы генетически связаны с депрессионными понижениями на ее поверхности, дно которых выстилается обширными торфяными залежами (от 2-3 до 5-6 м). Это последняя очень показательная ее особенность. Примером является разрез в устье р. Тугиян-Юган (см. рис. 4), отмечавшийся ранее /Палеогеография..., 1980/ и дополненный новыми данными. В непрерывном обнажении здесь наблюдается сочленение I тугиянской (от 6-8 до 18 м) и II уртамской (23-26 м) террас (см. рис. 4). Последняя имеет цоколь (5-7 м), сложенный казымскими глинами, на котором последовательно залегают верхнекаргинские пески (4-5 м), уртамские озерные слоистые алевриты (5-7 м) и покровные лессовидные суглинки (5-8 м). Уртамские слои переходят в цоколь I надпойменной тугиянской террасы, осадки которой перекрывают их, а непосредственно у тылового шва вложены в покровные лессовидные суглинки. На поверхности и тех, и других под маломощным (0,5-1,5 м) супесчаным аллювием сохранился слой гумусированных, заторфованных черных суглинков (лесная подстилка?), раздувающийся в одном месте в виде линзы мощностью до 2,5-2,8 м. Этот слой разбит псевдоморфозами по ледяным клиньям, в которые затянуты супесчаные перекрывающие осадки, куски гумусированного суглинка и крупные обломки древесины. По ней, извлеченной из трех смежных клиньев, получен радиоуглеродный возраст в 9250 ± 50 (СОАН-688), 9370 ± 50 (СОАН-689) и 9370 ± 75 (СОАН-966) лет, а торф из линзы датирован в 10150 ± 100 (СОАН-967) лет. Вероятно, последняя дата ближе всего фиксирует начало тугиянского осадконакопления поверх лесной подстилки. Оно было связано, скорее всего, либо с половодьями, либо с подпрудными явлениями, во время которых заливались сниженные участки уртамской террасы вплоть до 18-метровой отметки (над уровнем Оби). Это и должно было вызвать вытаивание жильных льдов и заполнение морозобойных трещин оплывшими грунтами с остатками деревьев. Подпрудные явления вероятно, могли быть связаны с повышением уровня моря в устье Оби, признаки которого были отмечены ранее /Последнее оледенение..., 1977, рис. 1, 59 и др./ . Позднее уровень затопления снизился до 3-5 м (над современной Обью) и в депрессионных понижениях террасы начали накапливаться низинные торфяники (3-5 м), основание которых датировано в 6300 ± 50 (СОАН-968) лет. Таким образом, осадки цокольного сегмента тугиянской I надпойменной террасы имеют возраст от 10,2 до 6,3 тыс. лет. Та же часть ее аллювия, что выполняет врезы и залегают около уреза Оби, может иметь несколько более широкий возрастной диапазон.

Тугиянская I надпойменная терраса распространена довольно ограниченно. Вдоль правобережья ее незначительные сегменты встречаются лишь в устьях притоков Оби. На левобережье тугиянская ступень особенно широко локализуется по сорам, а также по периферии обширной обской поймы. В сорах она сложена тонкозернистыми, пылеватыми, уплотненными песками, нередко имеющими лессовидный облик (пористость, вертикальные стенки, столбчатая отдельность). Отмечаются как цокольные, так и аккумулятивные сегменты (см. рис. 3). В цоколях выступают казымские глины, позднекаргинский аллювий, в единичных случаях - валунные суглинки (протока Ендырская, пос. Каменный).

Весьма существенно отметить, что под уровень тугиянской террасы нередко подработаны низкие прирусловые ступени рельефа высотой от 6-8 до 12-15 м, сложенные целиком лессовидными суглинками. Особенно широко такие ступени, а вернее покровы, развиты у основания приречных склонов возвышенного правобережья. Реже они встречаются в виде останцов среди левобережного поля I надпойменной и пойменной террас (рис. 4).

К голоцену относятся осадки поймы р. Оби, имеющей отчетливое двух-этажное строение. Нижний этаж сложен песчано-галечниковыми русловыми, а верхний – суглинистыми пойменными фациями. Высота поймы изменяется от 3,5 до 5 м, а общая мощность ее отложений достигает 25–30 м. Точные данные о времени формирования обской поймы в районе Белогорья пока отсутствуют. Для устья Оби имеются некоторые косвенные указания, свидетельствующие о том, что пойменная терраса образовывалась преимущественно во второй половине голоцена, даже не ранее 4,3 тыс. лет /Архипов и др., 1985/. Подтверждением этому могут послужить две радиоуглеродные даты (1430 ± 50 (СОАН-962) и 1410 ± 75 (СОАН-961) лет), полученные для торфа (подошва и кровля) из старичного аллювия поймы р. Нягинь. Даты на удивление очень молодые. Однако вряд ли можно допустить большую разновозрастность пойменных террас Оби и ее притока.

Нижне-среднекаргинские отложения погребенных долин установлены под осадками уртамской и тугианской террас. Они представлены двумя толщами: озерными глинами и аллювиальными песками. И те, и другие встречены в скважинах и естественных обнажениях вдоль всего левобережья Оби, в пределах Белогорской ложбины. Глины серые, с коричневым и синим оттенками, алевритистые, с горизонтальной и ленточной слоистостью, с линзами торфа. Их озерное происхождение достаточно очевидно. В песчаной толще наблюдается разнообразная, в том числе крупная, косая слоистость руслового типа, встречаются прослой глин и алевритов с линзами торфа. Глины залегают в интервале абсолютных отметок от 10–15 до 30 м, т.е. выше уреза Оби (18–12 м), а пески опускаются ниже, но подошва их точно не прослежена (см. рис. 3).

Вниз по Оби, вдоль северо-западного Белогорья, к устью Казымского сора и далее к северу постепенно полностью обнажаются сначала глины (Мули-Горт, Новые Нарыкары, устье р. Тягиан-Юган и т.д.), ранее выделенные в казымскую пачку, а затем (Золотой мыс, Хашгорт и др.) и подстилающие их песчаные, аллювиальные золотомысские слои, залегающие поверх хашгортской нижнезырянской морены. Подробное описание этих разрезов, как и казымских, и золотомысских слоев приведено ранее /Последнее оледенение..., 1977, с. 80–94 и 124–136/. И те, и другие слои были отнесены к среднезырянскому (каргинскому в широком стратиграфическом диапазоне /по Н.В. Кинд, 1974/) горизонту. Кроме того, казымские озерные глины на основании корреляции их с лохподгортскими ледниковыми образованиями выделены в лохподгортский (среднекаргинский) подгоризонт, а золотомысский аллювий как аналог харсоимских морских осадков – в харсоимский (нижнекаргинский). Возрастные интервалы первого примерно 30–40, а второго – 40–50 (55) тыс. лет.

Вдоль правобережья Оби ниже-среднекаргинские отложения сохранились редко. Достоверно они установлены в двух пунктах, где залегают в цоколе уртамской террасы и также выполняют древние эрозионные врезы в толщах карымкарской морены и синхронных озерно-ледниковых глинах (см. рис. 3). В обоих случаях это пески с галечниками (1,5–5 м), перекрытые пачкой глин и алевритов (3–7 м) с линзами торфа. В районе пос. Октябрьского торф из основания глин датирован в двух точках по латерали в 39130 ± 1270 (СОАН-1240) и 40860 ± 1570 (СОАН-1491) лет, а в обнажении у нижнего края (по течению Оби) Низямских яров – торф из кровли глин – в 42050 ± 2720 (СОАН-1492) лет (см. рис. 3).

В обнажении на Казымском мысу вся толща казымских глин от кровли до основания пронизана крупными псевдоморфозами по ледяным жилам. Они образуют региональный горизонт криотурбаций, прослеживающийся с Нижней

Оби вверх по ее долине до г. Колпашево и бассейна р. Васюгана, где деформированные прослой торфа, залегающие в кровле глин и залеживающие клинья, имеют возраст от 31 до 33 тыс. лет /Палеогеография..., 1980/. На Средней Оби эти глины ранее были выделены в качестве среднеобских слоев /Архипов, 1973/, а на Нижнем и Среднем Иртыше, судя по радиоуглеродному датированию, их аналогами являются липовские слои, также деформированные псевдоморфозами по ледяным жилам /Волков, Волкова, 1965; Архипов, 1971; Региональные стратиграфические схемы..., 1981/.

Золотомысские, нижекаргинские слои достаточно отчетливо прослеживаются вдоль долины Нижней Оби, где выполняют врезы глубиной 18–20 м ниже уровня моря /Последнее оледенение..., 1977/. В пределах Белогорской ложбины их подошва, по данным бурения (см. рис. 3), "теряется" на отметках около минус 5–10 м. Здесь и далее вверх по обской долине и Нижнему Иртышу они вложены с размывом в такие же песчаные казанцевские и более древние аллювиальные свиты и вычлняются из них со все большим трудом /Архипов, 1971, рис. 44, 46/.

Хашгортская и кормужихантская морены коррелируются в пределах нижнезырянского горизонта по термодюминесцентным данным (возрастным индексам = 0,4–0,5)/Архипов, Шелкоплас, 1982; Путеводитель..., 1981/. Вместе с тем первая из них не моложе 50–55 тыс. лет /Последнее оледенение..., 1977/, а вторая – не древнее 100 ± 17 (110 ± 27) тыс. лет в разрезах Белогорья /Ледниковая геология..., 1978/. Внутри этого интервала они могут оказаться разновозрастными образованиями, на что, возможно, указывают и межстадиальные отложения с возрастом около 65 и 80 тыс. лет. Для окончательного решения необходима дополнительная геологическая информация.

Геохронология позднего плейстоцена севера Сибири разрабатывается медленно. Однако первые схемы /Кинд, 1976; Последнее оледенение..., 1977/ постепенно дополняются и уточняются.

Следует окончательно принять казанцевский возраст флоры из торфяника на правом берегу Оби, ниже Карымкарского сора /Мартынов, Никитин, 1964/. "Карымкарская" флора должна соответствовать климатическому оптимуму казанцевского межледниковья, судя по дате около 130 тыс. лет. Вместе с тем пока нет способа уточнить границы этого межледниковья точнее, чем это было сделано ранее в пределах $130 \pm \frac{24}{31}$ – 110 ± 27 тыс. лет /Архипов, Шелкоплас, 1982/. Неясны перспективы картирования казанцевских отложений в пределах Белогорского Приобья. Обнажение у Карымкарского сора было предложено в качестве стратотипа ялбынинской свиты /Захаров, 1970/. Однако этот разрез пока единственный на протяжении всего возвышенного правобережья Оби. На левом берегу Оби, в Белогорской ложбине, казанцевский аллювий, очевидно, следует искать в погребенной палеодолине.

Наметился, наконец, реальный путь расчленения нижнезырянского горизонта. Он связан с возможностью выделения двух нижнезырянских стадийных морен: кормужихантской и хашгортской. Однако остается пока не ясным их соотношение по латерали как между собой, так и с межстадиальными образованиями богдашкинских слоев. Тем не менее можно считать кормужихантскую стадию более ранней (от 110 ± 27 до 80 ± 11 тыс. лет), а хашгортскую – более поздней (65 ± 8 – $50(55)$ тыс. лет).

Намечается выделение трех подгоризонтов: кормужихантского (нижний), богдашкинского и хашгортского. К кормужихантскому подгоризонту относятся

одноименная морена (валунные суглинки) и фашиально связанные с ней озерно-ледниковые глины. Последние входят в состав озерной толши в качестве ее нижнего члена – кормужихантских слоев. Богдашкинский подгоризонт представлен богдашкинскими слоями (верхний член озерной толши) – алевритовыми глинами и суглинками с тремя прослоями торфа. Примерный возрастной диапазон подгоризонта от 80 ± 11 до 65 ± 8 тыс. лет. Озерная толша в целом (охватывающая два подгоризонта) и отдельно входящие в нее слои (подгоризонты) могут картироваться. Богдашкинские слои по присутствию в них торфа четко отличаются от “стирильно” глинистых кормужихантских. Озерная толша имеет признаки вспомогательного, литостратиграфического подразделения и может быть выделена в будущем как свита, а входящие в нее слои – в качестве подсвит. В составе верхнего, хашгортского подгоризонта выделяется одноименная морена. Она хорошо прослеживается и может картироваться в низовьях Оби, но ее стратиграфические эквиваленты пока не установлены.

Подтверждается правильность подразделения среднезырянского (=каргинского) горизонта на три подгоризонта, как это было предложено ранее /Последнее оледенение..., 1977/, хотя возраст их определен все еще не очень точно. Так, нижний – харсоимский – подгоризонт, вероятно, должен быть ограничен во времени шурьшкарским потеплением (примерно 44(45) – 55(50) тыс. лет). В него входят вполне доступные для картирования харсоимские морские и золотомыские аллювиальные слои, распространенные в низовьях Оби и на Обской губе. На Средней Оби и Нижнем Иртыше золотомыские (раннекаргинские) аллювиальные осадки вложены с размывом в казанцевские. Проблема их разграничения остается там актуальной. Лохподгортский (средний) подгоризонт, очевидно, не только охватывает время лохподгортской (=жиганской – /Н.В. Кинд, 1974/) подвижки (30–35 тыс. лет), но и включает потепление (около 40 тыс. лет) и похолодание (42–45 тыс. лет). В этот расширенный интервал укладываются казымские и синхронные среднеобские и липовские слои (очевидно, от 44(45) до 30 тыс. лет). Названные слои четко выделяются и могут картироваться в долинах Оби и Иртыша как литостратиграфические подразделения. В устье Оби локально прослеживается лохподгортская морена /Последнее оледенение..., 1977; Архипов, 1973. Верхний – каргинский – подгоризонт (в узком объеме /В.Н. Сакс, 1953/) был выделен ранее в интервале около 30–23 тыс. лет. Он представлен аллювиальными верхнекаргинскими слоями, традиционно картируемыми в составе либо II, либо III надпойменных террас. В настоящее время, когда их широкое распространение в долинах Оби и Иртыша доказано радиоуглеродным датированием /Архипов, 1973; Архипов и др., 1973; Панычев, 1979/, они вполне поддаются картированию в качестве самостоятельного литостратиграфического подразделения.

Верхнезырянский (сартанский) горизонт охватывает всего 12–13 тыс. лет (23(22) – 10 тыс. лет). Стратиграфическое расчленение его – особо тонкая операция. Почти весь этот интервал (23–12,3 тыс. лет) и горизонт заняты фактически озерными уртамскими слоями, очень широко распространенными в долинах рек. Лишь незначительная часть верхнезырянского времени (12,3–10,6 тыс. лет) потребовалась для накопления колпашевских песчаных слоев /Архипов, 1973; Палеогеография..., 1980/. На белогорском отрезке обской долины их трудно вычлениить, и они, очевидно, должны картироваться вместе с уртамскими в пределах верхней и нижней ступеней (или традиционно III и II надпойменных террас) уртамской террасы. На водоразделах к этому горизонту относятся две верхние пачки покровных лессовидных

суглинков. Верхняя весьма определенно датирована от 10,6 до 9,85 тыс. лет. Подстилающая ее палеопочва отнесена к вертикальному межстадиалу около 14880 ± 440 (СОАН-1232) лет и явно соответствует суминскому педо-комплексу Новосибирского Приобья /Волков, Зыкина, 1982/. Нижняя (вторая от поверхности) пачка на Средней Оби ложится на верхнекаргинские осадки (палеопочва или аллювий), а на Белогорье – нередко на нижекаргинские торфяники /Архипов, 1973; Палеогеография..., 1980/.

Удивительно молодыми являются на Нижней Оби отложения I надпойменной тугианской и пойменной террас соответственно ранне- и позднеголоценового возраста. Местами они очень слабо дифференцированы по высоте, однако их раздельное картирование представляется целесообразным.

Литература

- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. – 329 с.
- Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. – М.: Наука, 1973. – С. 7–21.
- Архипов С.А. О возможном нахождении зырянских ледниковых образований в Самаровской краевой зоне в Белогорском и Сургутском Приобье // Все-союзное совещание по изучению краевых образований материковых оледенений. – Киев: Наук. думка, 1976. – С. 12.
- Архипов С.А., Вотах М.Р. Палинологическая характеристика межморенных отложений Нижнего Приобья (Белогорье) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 46–58.
- Архипов С.А., Вотах М.Р., Букреева Г.Ф. Палинология и стратиграфия голоцена приустьевой части долины Оби // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 85–98.
- Архипов С.А., Вотах М.Р., Шелкопяс В.Н. Стратиграфия, термолюминесцентный возраст и корреляция морен Белогорского Приобья // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 47–63.
- Архипов С.А., Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А. Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. – М.: Наука, 1973. – С. 21–33.
- Архипов С.А., Шелкопяс В.Н. Термолюминесцентный возраст западно-сибирских оледенений // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 10–17.
- Волков И.А. Дистанционные методы и новейшие геологические образования центральной части Западной Сибири // Комплексные аэрокосмические исследования Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 33–47.
- Волков И.А., Волкова В.С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – М.: Наука, 1965. – С. 227–241.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Стратиграфия четвертичной лессовой толщи Новосибирского Приобья // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 17–28.
- Захаров Ю.Ф. Ялбынинская свита // Решения и труды совещания по доработке

- и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. - Тюмень, 1970. - С. 21-22.
- Карта четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. - М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. - М.: Наука, 1974. - 254 с.
- Крапивнер Р.Б. Новые данные о геологическом строении района Самаровского останца // Материалы и проблемы геологии позднего кайнозоя. Л., 1969. - С. 58-73.
- Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). - М.: Изд-во МГУ, 1970. - 321 с.
- Ледниковая геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье. Новосибирск: ИГиГ, 1978. - 131 с.
- Мартынов В.А., Никитин В.П. Межледниковые слои в разрезе Белогорского материка на р. Оби // Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1964. - С. 73-81.
- Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднеэрыянского оледенения. - Новосибирск: Наука, 1980. - С.107.
- Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. - Новосибирск: Наука, 1979. - 101 с.
- Последнее оледенение в Нижнем Приобье. - Новосибирск: Наука, 1977. - 213 с.
- Проблемы экзогенного рельефообразования. - М.: Наука, 1976. - 427 с.
- Путеводитель экскурсии А-12. Средняя Обь. Белогорская возвышенность. XI Конгресс. Москва, 1982. - 54 с.
- Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. - Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. - М.-Л.: Водтрансиздат, 1953. - 626 с.
- Шелехова Т.Г., Сухорукова С.С. Литология Белогорских морен. - Новосибирск: ИГиГ, 1978. - 43 с.

Л.А. Орлова, В.А. Панычев

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ
ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ
СО ВТОРЫМ ГУМУСОВЫМ ГОРИЗОНТОМ

Дерново-подзолистые почвы с двумя гумусовыми горизонтами отмечены в Предуралье и Зауралье /Иванова, Двинских, 1944; Гаджиев, Клеонов, 1976/, в средней и южной тайге Восточной Сибири /Наумов, 1960; Хисматуллин, 1968/, на Дальнем Востоке /Хантулев, 1956; Цыганенко, 1954/, на Русской равнине /Орлов и др., 1977; Александровский, 1983/.

в Западной Сибири /Афанасьева, Ремезова, 1974; Гаджиев, 1980, 1982; Караваева, 1979; Нечаева, 1980; Уфимцева, 1974/. Эти почвы, описанные более 80 лет назад, и в настоящее время привлекают к себе внимание исследователей присутствием в верхней части профиля, на стыке подзолистого и иллювиального горизонтов гумусового прослая, более темного по цвету в сравнении с общим фоном. Формирование его не отвечает в полной мере конкретным физико-географическим условиям современной ландшафтной обстановки территории их распространения. В связи с этим вопрос происхождения второго гумусового горизонта в современных дерново-подзолистых почвах является остро дискуссионным. Исследователи считают, что он может быть: 1) остаточным или реликтовым, 2) продуктом современного процесса почвообразования, 3) остаточно-иллювиальным.

Д.А. Драницын /1914/, изучив дерново-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом Нарымского края, сделал вывод, что они являются продуктом деградации черноземов, некогда заходивших на север дальше, чем теперь. Ухудшение климата вызвало смещение зон, в результате чего древесная растительность продвинулась на юг, на прежде безлесные пространства. Величина этого смещения, по его данным, составила 250 км. Близкую величину в 330 км указывает и Б.Ф. Петров /1937/, исходя из расчета смещения границы прежнего распространения луговых почв к югу на 3°. Реликтовой точки зрения придерживаются многие исследователи. Однако среди ее сторонников нет единства взглядов на вопрос, какие же почвы были деградированы. Д.А. Драницын /1914, 1915/, К.П. Горшенин, Н.В. Сельская /1929/, Р.С. Ильин /1930/ образование второго гумусового горизонта связывают с оподзоливанием черноземов, в то время как К.Д. Глинка /1923/, Б.Ф. Петров /1937/, Е.Н. Иванова, П.А. Двинских /1944/ рассматривают его как остаточный продукт разрушения луговых и лугово-болотных почв.

Другие исследователи придерживаются противоположной точки зрения на происхождение второго гумусового горизонта /Керженцев, 1972; Кузнецов, 1948; Пономарева, Толчельников, 1968; Пономарева, Плотникова, 1980; Нечаева, 1980/. Эти авторы рассматривают его в качестве иллювиального горизонта современной почвы, процесс формирования которого описывается следующим образом. Не полностью усредненные кальцием в верхней части почвенного профиля органические соединения в виде черных гуминовых кислот при передвижении вниз насыщаются, выпадают из раствора и закрепляются в средней части почвенного профиля.

Начиная с 70-х годов для решения вопросов о возрасте и генезисе второго гумусового горизонта стали применять метод радиоуглеродного датирования. Получено значительное число датировок (см. таблицу), характеризующих дерново-подзолистые почвы Западной Сибири и европейской части СССР. Как видно из таблицы, большая часть датировок выполнена для почв со вторым гумусовым горизонтом зоны южной тайги Западно-Сибирской низменности. Повышенный интерес к данным почвам этой территории, как отмечают некоторые исследователи /Гаджиев, 1982/, вызван двумя обстоятельствами. Во-первых, сама равнина имеет выположенный рельеф, не осложненный геолого-геоморфологическими условиями. На этой территории есть возможность изучить закономерности пространственного зонального распределения растительного и почвенного покровов, а также процессы их длительной эволюции. Во-вторых, исследование особенностей второго гумусового горизонта позволяет выявить пути эволюции ландшафтов в голоцене и расшифровать механизмы образования и трансформации органического вещества почв.

Весьма показательным, на наш взгляд, оказывается график, построен-

Результаты датирования почв со вторым гумусовым горизонтом из разных районов Советского Союза

№ п/п	Почва, область	Глубина, см	C ¹⁴ возраст	Индекс лаборатории	Источник
1	2	3	4	5	6
1	Дерново-глеевая, Томская	27-37	5020±130	МО-464	Василенко /1973/
		20-30	1200±110	МГУ-123	
		40-50	8600±1100	МГУ-124	
2	Дерново-глеевая, Томская	32-37	1370±80	ЛУ-118	Ковалев и др. /1972/
3	Дерново-глеевая, Московская	30-35	8440±60	ИГАН-21	Герасимов и др. /1975/
4	Дерново-глеевая, Томская	10-15	2250±230	СОАН-1925	Наши данные
		35-40	5400±340	СОАН-1929	
5	Дерново-слабоподзолистая, Томская	10-15	1470±200	СОАН-1928	
		35-40	3850±720	СОАН-1924	
6	Дерново-среднеподзолистая, Томская	5-10	880±200	СОАН-1926	
		35-40	2160±200	СОАН-1927	
7	Дерново-среднеподзолистая, Томская	5-10	890±130	ЛУ-117	Ковалев и др. /1972/
		35-40	3970±120	ЛУ-119	
8	Дерново-сильноподзолистая, Томская	4-9	1920±40	ЛУ-120	Тот же
		30-35	2090±90	ЛУ-146	
9	Дерново-подзолистая, Томская	6-13	1230±80	МО-462	Василенко /1973/
		35-45	7000±150	МО-463	
10	Дерново-подзолистая, Томская	40-50	7000±200	МГУ-125	Тот же
11	Дерново-подзолистая, Тюменская	0-10	5840±110	ЛУ-55	Толчельников /1970/
12	Дерново-подзолистая, Томская	20-30	7040±40	ИГАН-77	Герасимов и др. /1976/
		35-45	3160±190		
13	Дерново-подзолистая, Московская	0-10	200±20	МГУ-348	Парунин и др. /1976/
			6240±250	МГУ-349	
14	Дерново-палевоподзолистая, Владимирская	20-37	5700±35	ИГАН-63	Герасимов и др. /1976/
			5860±60	ИГАН-64	

Окончание табл.

1	2	3	4	5	6
15	Дерново-подзолистая, Ярославская	18-25	1340 \pm 250	ИГАН-238	Герасимов и др. /1983/
16	Дерново-подзолистая, Томская	35-45	3160 \pm 90	ИГАН-256	Тот же
17	Дерново-подзолистая, Ярославская	23-30	850 \pm 30	ИГАН-217	Александровский /1983/
		30-35	7000 \pm 50	ИГАН-214	
		33-38	4500 \pm 50	ИГАН-216	
		70-105	10300 \pm 60	ИГАН-215	
18	Дерново-палевоподзо- листая, Владимирская	11-27	1180 \pm 20	ИГАН-62	Тот же
		33-50	4440 \pm 30	ИГАН-65	
19	Дерново-подзолистая, Тюменская	4-19	340 \pm 50	ИГАН-232	Чичагова /1985/
		19-30	2930 \pm 60	ИГАН-233	
20	Дерново-подзолистая, Тюменская	0-10	3930 \pm 40	ИГАН-235	Тот же

ный в координатах возраст-глубина на основании данных таблицы (рис. 1). Достаточно четко видна локализация в узком временном интервале возраста гумусового горизонта A_1 с дерново-глеевой и дерново-подзолистой почвами со вторым гумусовым горизонтом. В то же время возраст гумусового второго горизонта этих почв охватывает довольно значительный временной интервал (от 1,5 до 8,5 тыс. лет). Приведенные выше данные радиоуглеродного датирования позволяют трактовать второй гумусовый горизонт как образование довольно сложной структуры остаточно-иллювиального происхождения. Сторонники этой точки зрения по-разному, однако, оценивают роль процессов иллювиирования в преобразовании среднеголоценовых почв. По мнению Н.А. Караваевой /1979/ и О.А. Чичаговой /1985/, второй гумусовый горизонт, находясь в зоне действия современных почвенных процессов, не может оставаться "чистым" реликтом, и в той или иной степени преобразован и "обновлен". Важная роль при этом отводится процессам иллювиирования, хотя последние и не являются основными в образовании этих горизонтов. Несколько иных взглядов на природу второго гумусового горизонта придерживается И.М. Гаджиев /1982/. Он полагает, что названный горизонт имеет реликтовое происхождение, но своим существованием в современных биоклиматических условиях обязан процессам миграции органического вещества вниз по профилю. Иначе говоря, второй гумусовый горизонт, обладающий свойствами почв, развивавшихся в среднем голоцене, выполняет функции иллювиально-гумусового горизонта современных дерново-подзолистых почв.

Таким образом, мы должны констатировать, что надежды, связанные с привлечением радиоуглеродного метода (казалось бы, наиболее простого способа решения спорного вопроса происхождения второго гумусового горизонта), не оправдались и не привели исследователей к однозначным выводам. Более того, появились высказывания относительно вообще правомерности использо-

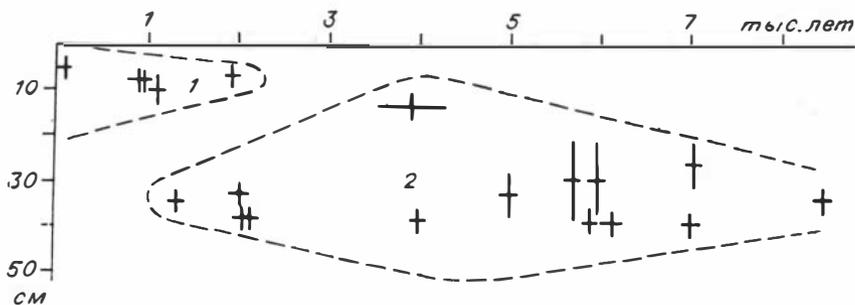


Рис. 1. График зависимости радиоуглеродного возраста (+) и глубины залегания второго гумусового горизонта.

1, 2 — области современной дерново-подзолистой почвы (1) и второго гумусового горизонта (2).

вания C^{14} -датирования в решении этой проблемы. По этому поводу В.В. Пономарева и Т.А. Плотникова /1980/ пишут: "Мы не считаем его (радиоуглеродный метод — авт.) надежным для решения спорного вопроса о природе второго гумусового горизонта, который находится не в погребенном состоянии, а залегает в пределах профиля современной почвы, содержит корни растений и промывается почвенными растворами". Подобная ситуация, на наш взгляд, связана с недостаточно полным использованием методических возможностей датирования почв радиоуглеродным методом. Хорошо известно, что почвенный гумус — весьма сложное гетерохронное образование. В связи с этим необходимо максимально повысить детальность этих исследований, прежде всего в плане датирования отдельных фракций гуминовых кислот. Мы ставили перед собой задачу датировать не отдельные фрагменты наибольшего скопления гумуса почвенного профиля дерново-подзолистых почв, каковым, в частности, является второй гумусовый горизонт, а проанализировать послонное распределение изотопа C^{14} в различных генетических горизонтах. Почвенные разрезы были описаны И.М. Гаджиевым /1982/.

Изученные нами разрезы почв расположены на поперечном профиле, идущем от заболоченного водораздела к дренированным приречным участкам р. Икса (рис. 2). В этом же направлении происходит смена почв от дерново-глеевой к дерново-подзолистой. Причем проявление степени подзолообразования усиливается по мере приближения к хорошо дренированной узкой полосе вдоль р. Икса. При выделении почвенной органики за основу был взят метод И.В. Тюрина, согласно которому органическое вещество почвы разделяют на следующие фракции: 1) фульвокислоты; 2) гуминовые кислоты, связанные с кальцием и подвижными формами R_2O_3 — I фракция гуминовых кислот; 3) гуминовые кислоты, приуроченные к устойчивым формам R_2O_3

(более прочно связанные с минеральной частью) — II фракция гуминовых кислот; 4) гумины; 5) остаток почвы. Нам для датирования были использованы I и II фракции гуминовых кислот и гумин.

Разрез дерново-глеевой оторфованной почвы заложен в кедровом лесу с примесью ели, пихты и березы; в подлеске — малина, смородина и рябина; травяной ярус представлен осокой и разнотравьем.

A_T , 0–3С см — оторфованная плохо разложившаяся подстилка светло-бурого цвета, влажная.



Рис. 2. Местоположение разрезов почвенных профилей, датированных по радиоуглероду.

Почвы: 1 - дерново-глеевая; 2 - дерново-слабоподзолистая; 3 - дерново-сильноподзолистая.

- A_1 , 30-50 см - суглинок темно-серый, гумусированный, рыхлый, комковатый, много корней, влажный, переход к В постепенный.
- AB, 50-60 см - темно-бурый, с отдельными пятнами более темного, гумусированного суглинка, видны признаки окислов железа ржаво-бурого цвета, влажный, переход постепенный.
- B, 60-80 см - суглинок тяжелый, пестроокрашенный, с большим количеством мелких и крупных полос, синевато-зеленовато-темного цвета, окристо-бурых пятен окислов железа, встречаются редкие белесовато-серые пятна карбонатных выделений.

В представленном выше разрезе радиоуглеродное датирование проведено для трех генетических горизонтов этой почвы. В целом отмечается общее удревнение органики вниз по профилю. Датировки отдельных фракций почвенного гумуса довольно хорошо согласуются меж-

ду собой, что указывает на отсутствие значительного заражения проб чужеродным углеродом. Исключение составляет возраст гумина горизонта A_1 , величина омоложения которого выходит за пределы статистической ошибки измерений. Объяснение последнему следует, очевидно, искать в заражении пробы корешками современных растений, по отношению к которым фракция гумина оказывается наиболее чувствительной. Обращает на себя внимание сравнительно молодой возраст пробы из основания торфяной подстилки. Однако вряд ли следует полагать, что она характеризует начало общего процесса заторфовывания дерново-глеевых почв в связи с усилившимися гидроморфными условиями территории, а скорее указывает на то, что процесс этот чрезвычайно агрессивно продолжается и в настоящее время, захватывая все новые и новые участки. Тенденция увеличения гидроморфности в истории развития почвенного покрова южно-таежной зоны, как справедливо отметил И.М. Гаджиев, не дает основания рассматривать дерново-глеевую почву в качестве начального звена в ряду эволюционного преобразования почвенного покрова в голоцене. Результаты датирования дерново-глеевой почвы таковы:

Материал для датирования	A_T	A_1	AB
Торф	580 ± 30	-	-
I фракция гумусовых кислот	-	1910 ± 45	5210 ± 100
II фракция гумусовых кислот	-	1870 ± 45	4980 ± 85
Гумин	-	1360 ± 30	4990 ± 90

Разрез дерново-слабоподзолистой почвы заложен у с. Яря под мшистым пихтовым лесом, в состав древостоя которого входят кедр, ель и береза. Травяной покров представлен осокой, хвощем, мятликом.

- A_0 , 0–2 см – свежий опад кедровой хвои, сухой, светло-бурый.
- A_0 , 2–8 см – полуразложившийся опад хвои, веточек, влажный, бурый, рыхлый.
- A_1 , 8–14 см – суглинок средний, темно-серый, мелкокомковатый, рыхлый, много остатков корней трав, переход к горизонту A_2 резкий, контакт неровный.
- A_2 , 14–22 см – суглинок тяжелый, светло-серый, листоватый, с отдельными белесоватыми пятнами, переход резкий.
- A_2B , 22–35 см – суглинок тяжелый, серый, мелкокомковатый, слабоуплотненный, переходный прослой.
- B_{res}^h , 35–52 см – суглинок тяжелый, темно-серый, комковатый, слабоуплотненный, много корней трав, контакт с горизонтом B_1 неровный, с языками затеков гумуса.
- B_1 , 52–74 см – суглинок темно-бурый, глинистый, крупнокомковатый, уплотненный, по граням комков видны пленки затеков гумусово-железистого материала, отмечается слабая кремнистая присыпка, в верхней части горизонта встречена кротовина.
- B_2 , 74–92 см – суглинок бурый, глинистый, уплотненный, комковатый, по граням структурных отдельных пленки, по трещинам затеки гумуса, редкие корни, переход постепенный.
- BC , 92–130 см – буроватый, влажный, глинистый, непрочно-комковато-призматический, уплотненный, затеки гумуса по трещинам, редкие корни, мелкие ржавые пятна, переход ясный.
- C_k , 130–175 см – желтовато-бурый, глинистый, бесструктурный, вязкий, редкие затеки гумуса по ходам отмерших корней, ржавые и сизоватые пятна, конкреции карбонатов, вскипает с HCl с глубины 130 см.

В приведенном выше разрезе радиоуглеродному датированию был подвергнут почвенный гумус разных генетических горизонтов. При анализе обращает на себя внимание прежде всего более молодой радиоуглеродный возраст фракций гумуса "второго гумусового горизонта". Это явление инверсии радиоуглеродного возраста в различных типах почв сравнительно недавно было уже отмечено /Чичагова и др., 1984/. Нам представляется, что большая часть причин (ветровалы, оползни, деятельность землероев и тому подобное механическое перемещение минеральных и органических масс почвенных горизонтов), выдвигаемых для объяснения инверсий, носит сугубо частный характер и может быть сравнительно легко установлена при внимательном изучении местоположения почвенного разреза. Наибольший интерес представляют причина, вызванная фильтрацией на значительную глубину молодых подвижных органоминеральных соединений через реликтовые гумусовые горизонты, и осаждение последних на геохимических барьерах. Этот процесс, вероятно, имеет место при формировании дерново-подзолистых почв, поскольку только с этих позиций выявленная нами инверсия дат объясняется наиболее удовлетворительно. В этой связи ошибочными кажутся выводы /Гаджиев, Дергачева, 1978/ о том, что вновь образованные гуминовые кислоты не мигрируют ниже 5–7 см слоя в почвах зоны южной тайги.

Результаты датирования дерново-слабоподзолистой почвы следующие:

Материал для датирования	A_2	A_2B	B_{res}^h
I фракция гумусовых кислот	3870 \pm 85	4825 \pm 145	2220 \pm 55

Материал для датирования	A ₂	A ₂ B	B ^h _{res}
II фракция гумусовых кислот	-	5410 ± 200	2275 ± 45
Гумин	4970 ± 85	3925 ± 65	2600 ± 80

Разрез дерново-сильнопodzolistой почвы заложен у с. Плотниково под елово-пихтовым лесом с редкой примесью кедра и березы. В травяном покрове встречены кислица, майник, осочки, реже хвощ и зеленые мхи.

- A₀, 0-6 см - подстилка из полуразложившейся хвои, веточек, шишек, листьев, влажная, бурого цвета, в нижней части органическая плесень, слабо уплотненная, переход резкий к минеральным горизонтам.
- A₁, 6-15 см - сероватый, легкосуглинистый, комковато-порошистый, рыхлый, влажный, структурные отдельности непрочные, угловатые, сильно переплетен корнями травянистой растительности, на поверхности горизонта редко встречаются угольки, переход в следующий горизонт резкий, ровный.
- A₂, 15-30 см - белесый, со слабым буроватым оттенком, влажный, слабоуплотненный, среднесуглинистый, с тонкой листоватой структурой, на общем фоне горизонта выделяются четко отдельные крупные белесые пятна, редко мелкие железо-марганцевые стяжения, много корней деревьев, мелких корней травянистой растительности меньше, чем в предыдущем горизонте, граница перехода в следующий горизонт заметная по цвету и языковатая.
- B^h_{res}, 30-48 см - неоднородный по цвету, серые пятна чередуются с более светлыми и белесыми, влажный, среднесуглинистый, уплотненный, комковатый, комки большей частью мелкие, по граням структурных отдельностей слабая кремнистая присыпка и гляцевые пленки, корней значительно меньше, чем в вышележащем горизонте, переход резкий по механическому составу, цвету, структуре и сложению. Граница перехода относительно ровная с небольшими языками по трещинам.
- B^h_{res} B₁, 48-57 см - светло-бурый, тяжелосуглинистый, влажный, комковатый, уплотненный, по граням комков гляцевые пленки и присыпка кремнезема, корней мало, переход заметный.
- B₁, 57-79 см - бурый, влажный, глинистый, плотный, комковато-ореховый, достаточно четко проявляется красноватый оттенок, по граням структурных отдельностей интенсивные гляцевые пленки, редкие корни, особенно ясные пленки затечного материала по корневым ходам и трещинам, переход заметный.
- B₂, 79-106 см - бурый, влажный, глинистый, комковатый, плотный, комки крупные и прочные, гляцевые пленки менее интенсивные, чем в вышележащем горизонте, корни преимущественно мелкие, встречаются редко, переход постепенный.
- BC_к, 106-103 см - бурый с желтоватым оттенком, влажный, тяжелосуглинистый, уплотненный, непрочнокомковатый, по трещинам редкие затеки гумуса, мелкие включения карбонатов. Переход постепенный.
- C_к, 130-200 см - буровато-желтоватый, влажный, тяжелосуглинистый, бесструктурный слабоуплотненный, отдельные непрочные конкреции карбонатов, в самой нижней части редкие мелкие ржавые пятна, вскипает с HCl со 106 см.

В почвенном профиле описанного разреза морфологическая выраженность второго гумусового горизонта приобретает наиболее четкий характер. Среднеголоценовое органическое вещество горизонта A_2 здесь в значительной степени изменено процессами оподзоливания, подверглось разнообразной трансформации.

Результаты датирования дерново-сильноподзолистой почвы следующие:

Материал для датирования	A_1	B_{res}^h
I фракция гумусовых кислот	760 ± 60	3260 ± 190
II фракция гумусовых кислот	-	3460 ± 105
Гумин	1300 ± 80	2780 ± 110

Таким образом, полученные в последние годы новые радиоуглеродные датировки позволяют сделать следующий вывод. В профиле дерново-подзолистой почвы сохранились следы двух этапов эволюционного развития почвенного покрова территории современной южной тайги. Эти следы отражены в гетерохронном характере гумуса указанной выше почвы. В отличие от органического вещества погребенных почв гумусовый горизонт современной почвы остается открытой системой на протяжении формирования почвенного покрова, что постоянно обновляет его свежими продуктами гумификации. В частности, на смешивание разновозрастного органического вещества указывает дискордантность возраста отдельных фракций почвенного гумуса среднеголоценового темноцветного горизонта. Вполне очевидно, что она обусловлена различной степенью обновления гумусовых фракций молодым органическим веществом при иллювиировании последнего в изменившихся условиях почвообразования. Не касаясь вопросов механизма иллювиирования и обуславливающих факторов, следует лишь отметить, что глубина иллювиирования, очевидно, определяется конкретной геолого-геохимической обстановкой почвообразовательного процесса и изменятся от места к месту. С этих позиций вполне логично допустить возможность образования иллювиально-гумусового горизонта за пределами нижней границы гумусового горизонта деградирующей среднеголоценовой почвы. В этом случае радиоуглеродные датировки окажутся значительно омоложенными. Так, на рис. 1 отчетливо видно, что наиболее глубоко залегающий гумус горизонта B_{res}^h часто оказывается не древнее 2,5 тыс.

лет. Гумус же более высокой части этого горизонта лишь частично претерпел изменение и обладает разной степенью обновления, которая и обуславливает значительные вариации в возрастных определениях гумуса темноцветной стадии развития дерново-подзолистых почв южной тайги Западно-Сибирской низменности. Смена этапов почвообразования, несомненно, имеет климатическую причину, и точка зрения сторонников реликтового происхождения второго гумусового горизонта, очевидно, не вызывает сомнений. Данные абсолютной геохронологии убедительно показывают, что этап черноземообразования следует относить к атлантическому периоду голоцена. Надо полагать, что в это время здесь развивались лесостепные ландшафты в условиях неустойчивого атмосферного увлажнения. Выпадавшие в летние месяцы осадки испарялись под воздействием высоких температур. Дефицит влаги нарастал по мере глобального потепления климата.

На рубеже атлантического и суббореального периодов (в связи с некоторым похолоданием и большей увлажненностью территории) граница леса пере-

местилась к югу. На лесостепной этап почвообразования наложился таежный. Они оставили свои следы в строении почвенных профилей современных дерново-подзолистых почв зоны южной тайги Западно-Сибирской равнины.

Литература

- Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. - М.: Наука, 1983. - 149 с.
- Афанасьева Т.В., Ремезова Г.Л. О реликтовых признаках вторичноподзолистых почв южной тайги Западной Сибири // Вест. МГУ. Сер. биол., почвовед. - 1974. - № 1. - С. 118-124.
- Василенко В.И. Автоморфные почвы южно-таежного левобережья Томского Приобья // Автореф. дис. ... канд. географ. наук. - М., 1973. - 26 с.
- Гаджиев И.М. Эволюция почв таежной зоны Сибири, их использование и охрана // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Сибири. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 128-131.
- Гаджиев И.М. Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. - Новосибирск: Наука, 1982. - 279 с.
- Гаджиев И.М., Кленов Б.М. О дерново-подзолистых почвах со вторым гумусовым горизонтом Свердловской области // География и генезис почв Сибири. - Новосибирск: Наука, 1976. - С. 32-47.
- Гаджиев И.М., Дергачева М.И. К вопросу о водной миграции органических веществ в условиях южной тайги Западной Сибири // О почвах Сибири. - Новосибирск: Наука, 1978. - С. 209-219.
- Герасимов И.П., Завельский Ф.С., Чичагова О.А. и др. Радиоуглеродные исследования радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщение I // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. - 1975. - № 44. - С. 154-159.
- Герасимов И.П., Завельский Ф.С., Чичагова О.А. и др. Радиоуглеродные исследования радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщение II // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. - 1976. - № 46. - С. 185-189.
- Герасимов И.П., Чичагова О.А., Черкинский А.Е. и др. Радиоуглеродные исследования радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщение V // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. - 1983. - № 52. - С. 205-211.
- Глинка К.Д. Почвы России и прилегающих стран. - М.-Л., 1923. - 348 с.
- Горшенин К.П., Сельская Н.В. Почвы Рыбинско-Карагалинского заболоченного пространства // Труды почвенного института им. В.В. Докучаева. - 1929. - № 1. - С. 3-84.
- Драницын Д.А. Вторичные подзолы и перемещение подзолистой зоны на север Обь-Иртышского водораздела // Изв. Докуч. почв. ком. - 1914. - № 2. - С. 1-34.
- Драницын Д.А. Материалы по почвоведению и геологии Западной части Нарымского края. - Спб., 1915. - 225 с.
- Иванова Е.Н., Двинских П.А. Вторично-подзолистые почвы Урала // Почвоведение. - 1944. - № 7-8. - С. 325-344.
- Ильин Р.С. Природа Нарымского края. - Томск, 1930. - 344 с.
- Караваева Н.А. О генезисе вторых гумусовых горизонтов в дерново-подзолистых почвах Западной Сибири // Специфика почвообразования в Сибири. - Новосибирск: Наука, 1979. - С. 60-68.

- Керженцев А.С. Автоморфные почвы Причумылья // Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. - М., 1972. - 22 с.
- Ковалев Р.В., Кленов Б.М., Арсланов Х.А. Вопросы радиоуглеродного датирования органического вещества дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом Томского Приобья // Изв. СО АН СССР. Сер. биол. наук. - 1972. - Вып. 3, № 15. - С. 5-21.
- Кузнецов К.А. К вопросу о происхождении второго гумусового горизонта в подзолистых почвах Западной Сибири // Тр. Томского гос. ун-та, 1948. - № 100.
- Наумов Е.М. К вопросу о генезисе второго гумусового горизонта в серых лесных почвах Красноярского края // Почвоведение. - 1960. - № 3. - С. 59-64.
- Нечаев Е.Г. География и генезис почв со сложным гумусовым профилем // Сибирский географический сборник. - Новосибирск: Наука, 1980. - Вып. 15.
- Орлов Д.С., Урусевская И.С., Шебанова И.В. Состав и свойства гумуса серых лесных почв со вторым гумусовым горизонтом Мешерского ополья // Научные доклады высшей школы. Биол. науки. - 1977. - № 1. - С. 122-134.
- Парунин О.В., Шлюков А.И., Хаит В.З., Тимашкова Т.А. Список радиоуглеродных датировок лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ. Сообщение IV // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. - 1976. - № 45. - С. 168-171.
- Петров Б.Ф. К вопросу происхождения второго гумусового горизонта в подзолистых почвах Западно-Сибирской низменности // Труды Томского гос. ун-та, 1937. - Т. 92. - С. 43-68.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование. - Л.: Наука, 1980. - 220 с.
- Пономарева В.В., Толчельников Ю.С. Некоторые данные о составе и свойствах гумуса и вопросы генезиса почв со вторым гумусовым горизонтом южной тайги Западной Сибири // Докл. Ин-та географ. Сибири и Дальнего Востока. - Иркутск, 1963. - Вып. 20.
- Толчельников Ю.С. К характеристике абсолютного возраста второго гумусового горизонта дерново-подзолистых почв Западной Сибири // Докл. АН СССР. - 1970. - Т. 191, № 5. - С. 1151-1153.
- Уфимцева К.А. Почвы южной части таежной зоны Западно-Сибирской равнины. М.: 1974. - 203 с.
- Хантулев А.А. Материалы к характеристике почв земледельческих районов Приморского края // Ученые записки ЛГУ. Сер. биол. наук. - 1956. - Вып. 42, № 221. - С. 32-54.
- Хисматуллин Ш.Д. Подзолистые почвы с остаточными гумусовыми горизонтами Нижнего Приангарья // Лес и почва. - Красноярск, 1968. - С. 84-89.
- Цыганенко А.Ф. Некоторые данные о почвообразовании и выветривании в Южном Приморье // Ученые записки ЛГУ. Сер. биол. наук. - 1954. - Вып. 36, № 174. - С. 93-102.
- Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. - М.: Наука, 1985. - 158 с.
- Чичагова О.А., Черкинский А.Е., Толчельников Ю.С. Инверсия радиоуглеродного возраста гумуса в профиле современных почв // Докл. АН СССР. - 1984. - Т. 275, № 5. - С. 1176-1178.

Т.П. Левина, Л.А. Орлова,
В.А. Панычев, Е.А. Пономарева

РАДИОХРОНОМЕТРИЯ И ПЫЛЬЦЕВАЯ СТРАТИГРАФИЯ
ГОЛОЦЕНОВОГО ТОРФЯНИКА КАЯКСКОГО ЗАЙМИЩА
(БАРАБИНСКАЯ ЛЕСОСТЕПЬ)

Одна из характерных особенностей современной пыльцевой стратиграфии голоцена – широкое использование радиоуглеродных датировок. Абсолютные марки времени позволяют осуществить межрегиональные корреляции на зональном уровне, избегая многоступенчатой увязки территориально разобнесенных регионов. Возможность прямой корреляции представляется чрезвычайно важной при поиске глобального хронологического–палеогеографического эталона периодизации голоцена. По существу, за таковой может быть принята стандартная пыльцевая диаграмма, наиболее полно отражающая историю развития растительности и климата в голоцене любого региона. В связи с этим исследования по созданию стандартных спорово–пыльцевых диаграмм приобретают первостепенное значение. Постановка этих работ в Сибирском регионе связана с именем Льва Васильевича Фирсова, организовавшего один из наиболее активных геохронологических центров страны. Он принял самое активное участие в проведении комплексного исследования тщательно выбранных опорных разрезов /Волков и др., 1973; Фирсов и др., 1974; Фирсов и др., 1982/. Придавая этим работам большое значение, Л.В. Фирсов планировал расширить географические рамки исследований как в меридиональном, так и в широтном направлениях. К сожалению, творческим планам этого крупного ученого, талантливого исследователя не суждено было осуществиться.

Отсутствие до недавнего времени радиоуглеродных данных для Барабинской лесостепи позволяло лишь приблизительно датировать рубежи смены растительного покрова на основании сопоставления характерных стратиграфических и палинологических уровней в торфяниках. Оценка абсолютного возраста этих уровней при таком сопоставлении у разных исследователей, а порой у одних и тех же, довольно значительно отличалась. Так, Н.Я. Кац и С.В. Кац /1950/ возраст такого характерного стратиграфического уровня, как начало торфонакопления в Барабинской лесостепи, определяли в 5–6 тыс. лет. Позднее С.В. Кац /1957/ возраст самых древних торфяников Барабы оценивала в 9–12 тыс. лет. Согласно оценке М.И. Нейштадта /1957/, торфонакопление на Гуськовском ряме и в ряде других мест лесостепей зоны Барабы началось 9000 лет назад. Н.А. Хотинский /1977/, сопоставляя палинологические материалы Убинского и Беглянского рямов с таковыми торфяников, датированных по радиоуглероду, восточной окраины Васюганья, пришел к выводу, что начало интенсивного торфонакопления совпадает с рубежом атлантического и суббореального периодов, т.е. на уровне 4500–5000 лет. И только сравнительно недавно /Лисс и др., 1976/ были опубликованы результаты прямого определения C^{14} возраста придонных слоев торфа одного из рямов близ ст. Убинская – 4350 ± 70 лет (ТА–596). К северу от датированного ряма, на Тара–Тартасском междуручье, придонные слои торфяника с глубины 3,75 м имеют возраст 6070 ± 90 лет (ТА–598). Эти данные доказывают, что развитие болот в лесостепной зоне началось с конца атлантического периода. Новые материалы по Каякскому займищу подтверждают данную точку зрения. Вместе с тем проведенные здесь детальные (с интервалом отбора проб 5 см)

палинологические исследования позволили восстановить довольно подробную картину изменения климата и растительности на территории современной лесостепи, что дает основание рассматривать его в качестве опорного разреза для второй половины голоцена.

Каякское займище расположено в 15 км на юго-запад от ст. Чулым, у с. Шерстобитово. Котловина его отчетливо оконтуривается изогипсой 150 м. Максимальная мощность торфяника зафиксирована (при зондировании скважинами ручного бура) в центральной части котловины, где и был задокументирован следующий разрез (рис. 1).

Торфяные слои

Мощность, м

1. Торф осоково-тростниковый, низинный, темно-коричневый, средней степени разложения 2,65
2. Торф осоково-глинистый, с небольшим количеством примеси илистого материала, цвет от темно-серого до черного, степень разложения – выше средней 0,4
3. Переходный горизонт от торфа к суглинкам – черная гиттия, вязкая, переход постепенный, с языковатыми затеками гумуса 0,1

Минеральные слои

4. Суглинок тяжелый, голубовато-серый, карбонатный, с пятнами обожженности вокруг остатков корней трав, интенсивность ожелезнения нарастает по разрезу, и суглинки постепенно приобретают желтовато-бурую окраску, вскрыты на глубину 2,95

Характер спорово-пыльцевых спектров (рис. 2) из суглинков указывает на то, что формировались они на фоне неоднократной смены растительного покрова: растительность еловых лесов сменялась своеобразными безлесными пространствами с полынно-разнотравными ассоциациями с эфедрой и кустарничковыми березками. Еловые леса – тип растительности, совершенно не характерный для района Каякского займища, где расположен разрез. В настоящее время здесь распространены лесостепные осиновые, березовые и сосновые колки с разнотравно-злаковыми группировками. Существование разреженных еловых лесов во время формирования суглинков свидетельствует о достаточно влажном и холодном климате. Представить себе их на месте современной лесостепной зоны можно только при условии господства здесь совершенно иных физико-географических условий, а именно перигляциальных. Такой вывод подтверждается присутствием в составе растительности холодолюбив.

Выше суглинков со стратиграфическим перерывом лежат слои торфа, возраст которых, судя по данным радиоуглеродного датирования, не древнее второй половины голоцена. Первая абсолютная датировка – 6050 ± 110 лет (СОАН-2172) – относится к переходному горизонту В. Формирование последнего связано с образованием озера, в котором и отлагались темноцветные сапропелевидные осадки. Вторая датировка – 5490 ± 40 лет (СОАН-2176) – характеризует придонные слои торфяника. Следовательно, благоприятные условия для заболачивания неглубоких депрессий на плоских водоразделах лесостепной зоны сложились в самом конце атлантического периода. Сухой климат предшествующего времени, очевидно, не благоприятствовал возникновению торфяников. Третья и четвертая датировки – 4200 ± 30 лет

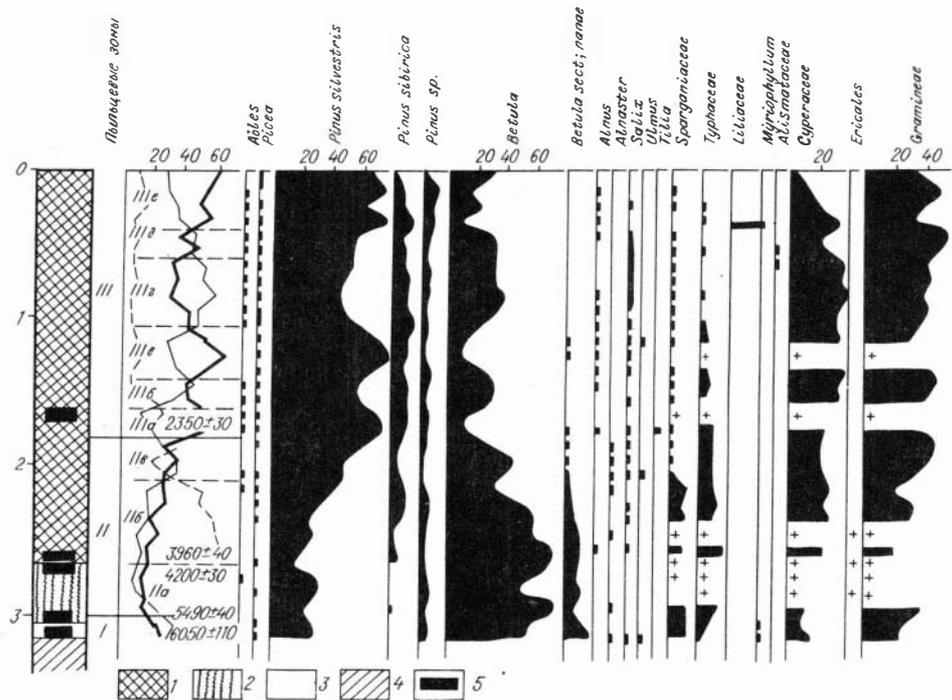
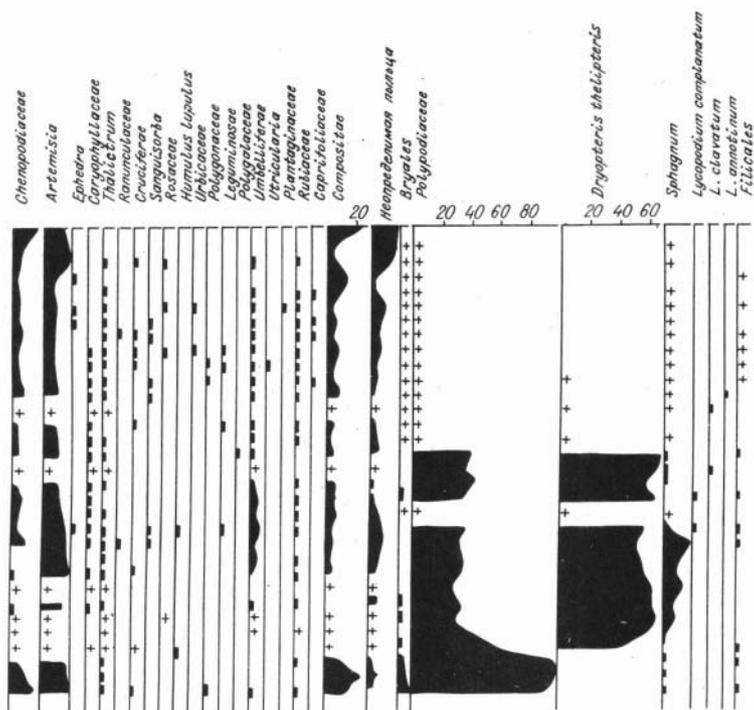


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника Каякского займища.

1 - торф осоково-тростниковый; 2 - торф осоково-глинный; 3 - гиттия; 4 - суглинок; 5 - положение проб в разрезе на C^{14} .

(СОАН-2177), 3960 ± 40 (СОАН-2173) - маркируют стратиграфическую границу между осоково-глинным и осоково-тростниковым слоями торфяника на глубине 2,65. Пятая датировка - 2350 ± 30 лет (СОАН-2172) - получена для пробы торфа, отобранной на глубине 1,65 м, и практически соответствует началу субатлантического периода.

Анализ диаграммы позволяет выделить три зоны, отражающие крупные этапы в изменении растительного покрова и климата Барабинской лесостепи. Первая зона соответствует времени накопления сапрелевых осадков и придонных слоев торфа в интервале глубин 3,2-3,0 м. Соотношение древесной и недревесной пыли на диаграмме показывает, что древесная растительность практически отсутствовала. Сосна в составе растительности, возможно, не участвовала, а сравнительно небольшое количество пыли в спектрах связано с ветровым заносом. Характерно относительно повышенное содержание пыли злаков, полыни и разнотравья. Таким образом, состав спектров первой зоны отражает широкое распространение степных ценозов. Яснее всего это проявилось в сапрелевых слоях Каякского займища. По данным карпологических исследований, здесь выделен комплекс семян разнообразного видового состава, где присутствуют травы болотной экологии (см. таблицу). Исключение составляют только растения: *Lemna trisulca* и *Urtica*



dioica L. Первое является водным, а второе – мезофит. Судя по данным палеокарпологического анализа, в это время на болоте господствовала разнотравно-осоковая ассоциация, где доминировала осока *Carex pseudocyperus* L. Содоминантами выступают остальные травы, из них отмечаются представители семейств *Rosaceae*, *Primulaceae*, *Labiatae*. Обращает на себя внимание обилие *Carex pseudocyperus* L. и присутствие камыша *Scirpus tabernaemontani* C.C. Gmel, характерных представителей степной зоны Западной Сибири. Изложенные выше результаты палеоботанических исследований указывают на то, что в атлантический период голоцена или, по крайней мере, во второй его половине, на рассматриваемой территории господствовала степная растительность с более засушливым климатом, нежели современный.

Вторая зона соответствует суббореальному периоду голоцена и охватывает слои торфа в интервале глубин 3,0–1,8 м. Она отчетливо подразделяется на две подзоны (а, б). Первая из них выделяется в интервале 3,0–2,1 м, в ней широко распространена болотная растительность с папоротниками и кустарниковой березкой. В спектрах доминируют папоротники семейства *Polypodiaceae*. В основном это споры *Dryopteris thelypteris*, произрастающего на торфяных и кустарниковых болотах. Количество пыльцы древесных пород, принадлежащей в основном березе, достигает 12–26%. Подзона б включает в себя слои торфа довольно узкого стратиграфического интервала (глубина 2,1–1,8 м) со специфическими чертами, позволяющими рассматривать ее как переходный момент в развитии растительности. В спектрах довольно заметно увеличивается количество пыльцы древесных пород (до 38%), принадлежащей не только березе, но и сосне. Несколько возрас-

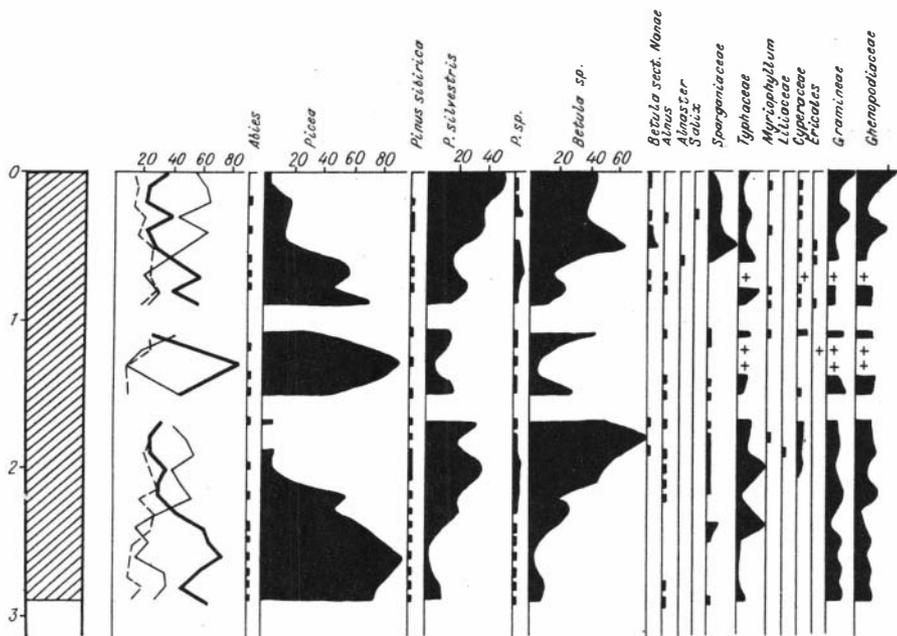
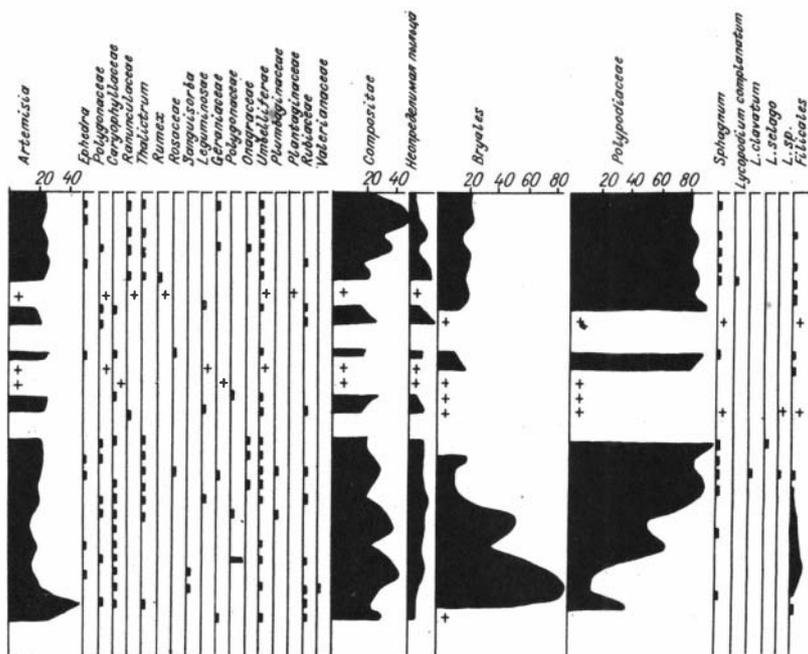


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, подстилающих торфяник Каякского займища. Усл. обозн. см. на рис. 1.

тает значение пылицы трав - злаков и разнотравья, сокращается количество пылицы кустарничковых берез. Споры по-прежнему принадлежат папоротнику *Dryopteris thelypteris*. Таким образом, характер спектров отражает заметное облесение территории, что связано, вероятно, с увеличением влажности и относительным похолоданием климата. Эти изменения отразились и на составе растительности самого болота. В отличие от флоры слоя В в слое Б господствующее положение в формировании болота занимают осоки из группы *Carex ex. gr. A*. Количество остатков *Carex pseudocyperus*, доминирующего вида в сапропелевых и придонных слоях торфяника, резко падает. Флора данного слоя торфяника более обедненного состава, чем предыдущая. В основном комплекс составлен видами родов семейства *Cyperaceae* (*Carex* и *Scirpus*). Из других трав указаны единичные находки плодovиков растений родов *Potentilla* и *Thalictrum*. Отмечено появление орешков березы (*Betula sp.*), отсутствующей во флоре нижележащего горизонта. В целом растительность болота характеризуется в видовом отношении набором трав.

Третья зона выделяется с уровня 1,8 м, где кривая древесных пород испытывает резкий подъем, отражая наиболее значительное изменение растительного покрова в районе Каякского займища. Именно этот уровень представляет собой основной палеоботанический рубеж, подчеркивающий двучленное строение спорово-пыльцевой диаграммы. Радиоуглеродная датировка 2350 ± 30 лет позволяет достаточно надежно сопоставить этот уровень с суббореально-субатлантическим контактом. Зона подразделена на шесть подзон (а - е), характеризующих неоднократные, менее значительные по амплитуде колебания климата. Эти изменения отражены на спорово-пыльцевой ди-



аграмме как в количественном составе отдельных видов растений, так и в соотношении пыльцы древесных и травянистых растений. Подзона а охватывает слои торфа на глубине 1,8–1,6 м и характеризуется доминированием в спектрах пыльцы древесных пород (до 60%), принадлежащей в основном сосне. Пыльца кедра составляет 10%. Количество пыльцы травянистых растений резко сокращается (до 5–20%), но спор по-прежнему много (до 28%). Обнаружено пыльцевое зерно липы. Состав спектров свидетельствует о распространении сосновых лесов с примесью кедра. Климатические условия были достаточно теплыми и несколько влажнее современных. Подзона б включает слои торфа на глубине 1,6–1,4 м и характеризуется некоторым увеличением количества пыльцы травянистых растений (до 50%), среди которых господствуют злаки, много осок. Из древесных заметно увеличивается количество пыльцы березы, по-прежнему много пыльцы сосны. Характерны отсутствие кустарничковых берез и уменьшение количества спор. С увеличением доли травянистых растений сосновые леса становятся более разреженными, появились открытые пространства, занятые осоково-злаковыми группировками. Подзона в включает слои торфа на глубине 1,4–1,05 м и выделяется своим максимумом в составе древесных пород. Количество пыльцы последних (в основном сосны) достигает 60–70%, а пыльца трав составляет 30–36%. Спорово-пыльцевые спектры отражают существование сосновых лесов и осоково-злаковых группировок. Присутствовали кустарничковые березы. Подзона г, соответствует стратиграфическому интервалу торфяника на глубине 1,05–0,6 м и выделяется своим максимумом (до 60%) травянистых растений. Характерно доминирование в спектрах пыльцы злаков и осок, появление пыльцы эфедры. Состав спектров свидетельствует о распространении открытых пространств, занятых осоковыми и злаковыми группировками, среди которых имелись остепненные участки с эфедрой. Климат стал несколько суше. Подзона д отмечается в сравнительно узком стратиграфическом интервале торфяника,

Растения	Торфяные слои		
	А	Б	В
<i>Pinus sylvestris</i> L.	+	-	-
<i>P. sp.</i>	+	-	-
<i>Carex pseudocyperus</i> L.	-	+	+
<i>C. ex. gr. A</i>	+	+	+
<i>C. ex. gr. B</i>	+	+	+
<i>Scirpus lacustris</i> L.	-	+	-
<i>S. silvaticus</i> L.	-	+	-
<i>S. tabernaemontani</i> C.C. Gmel.	-	+	+
<i>S. sp.</i>	-	+	-
Cyperaceae gen. indet	-	-	+
<i>Betula sp.</i>	-	+	-
<i>Thalictrum minus</i> L.	-	+	-
<i>T. foetidum</i> L.	-	+	-
<i>Potentilla sp.</i>	-	+	-
<i>Urtica dioica</i> L.	-	-	+
<i>Lemna trisulca</i> L.	-	-	+
<i>Polygonum sp.</i>	-	-	+
<i>Rorippa palustris</i> (L.) Bess.	-	-	+
<i>Naumburgia thyrsoflora</i> L.	-	-	+
<i>Lycopus europaeus</i> L.	-	-	+

в пределах глубин 0,6–0,4 м. Здесь увеличивается количество пыльцы древесных пород (до 50%), особенно сосны. Очевидно, среди осоково-злаковых группировок появляются сосновые и березовые колки, что связано с некоторым смягчением климата, близким по своим показателям к современному. Подзона е охватывает верхнюю часть торфяной залежи с глубины 0,4 м и отражает существование лесостепи с сосновыми колками. В спектрах доминирует пыльца древесных пород (до 63%), представленная главным образом сосной. Среди пыльцы травянистых растений (26–36%) увеличивается количество полыней, маревых, разнотравья и сокращается – осок.

В заключение следует подчеркнуть, что образование наиболее древних торфяников здесь началось в конце атлантического периода голоцена, 5500–6000 лет назад. Ландшафты того времени были представлены степями с участием злаков, полыней и маревых. Отложения нижнего члена разреза голоцена здесь не обнаружены, что и ранее отмечалось некоторыми исследователями /Хотинский, 1977/. Думается, что отмеченные факты не случайны, и отсутствие раннеголоценовых отложений составляет характерную особенность лесостепной зоны Барабы. Хорошо известно, что лесостепная зона является областью наиболее "чувствительной" к изменениям климата. Даже самое незначительное повышение температуры приводит к нарастанию дефицита влаги в атмосфере и уменьшению общей увлажненности территории. Вероятно, Бараба в атлантическое время голоцена испытала весьма значительное иссушение. При этом практически полностью высыхали многочисленные мелководные водоемы. Таким образом, создавались благоприятные условия для развития дефляции и минерализации накопленных ранее органических остатков. Видимо, следует полагать, что атлантический период, влажный и теплый на севере Западной Сибири, на юге этого региона отвечает ксеротермической фазе.

- Волков И.А., Гуртовая Е.Е., Фирсов Л.В. и др. Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горно-Слинкина на Иртыше // Плейстоцен Сибири и смежных областей. - М.: Наука, 1973. - С. 34-39.
- Кац С.В. Этапы развития растительности Западной Сибири в голоцене // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. - 1957. - Т. 13. - С. 118-124.
- Кац Н.Я., Кац С.В. Об эволюции ландшафта южной части Западной Сибири по данным изучения торфяников // Труды Конференции по спорово-пыльцевому анализу 1948 г. - М.: Изд-во МГУ, 1950. - С. 63-85.
- Лисс О.Л., Березина Н.А., Куликова Г.Г. Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - Вып. 6. - С. 69-85.
- Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - 403 с.
- Фирсов Л.В., Волкова В.С. и др. Стратиграфия, геохронология и стандартная спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника болота Гладкое в Новосибирске // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, 1982. - С. 96-107.
- Фирсов Л.В., Троицкий С.Л. и др. Абсолютный возраст и первая для Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. - 1974. - № 41. - С. 121-127.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. - М.: Изд-во Наука, 1977. - 198 с.

В.А. Климанов, Т.П. Левина,
Л.А. Орлова, В.А. Панычев

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА
НА ТЕРРИТОРИИ БАРАБИНСКОЙ РАВНИНЫ
В СУБАТЛАНТИЧЕСКОМ ПЕРИОДЕ ГОЛОЦЕНА
ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ТОРФЯНИКА
СУМИНСКОГО ЗАЙМИША

Многочисленные займиша составляют характерный элемент общего ландшафта Барабинской равнины. Чаще всего они представляют собой округлой или несколько вытянутой, реже изометричной формы озеровидные расширения, приуроченные к широким ложбинам стока, расчленяющим в целом довольно плоский, выровненный рельеф Барабы на отдельные широкие увалы, ориентированные в северо-восточном - юго-западном направлении. Среди этих форм рельефа выделяется своими размерами Суминское займище. Оно расположено в юго-восточной части Барабы и имеет несколько вытянутую овальную форму с размерами 10 x 25 км в поперечнике. Котловина займиша выполнена аквально-субаэрально-фитогенными отложениями голоценового возраста, мощность которых достигает 5 м (рис. 1). Периферийная часть займиша несет следы активной абразионно-аккумулятивной деятельности исчезнувших ныне озер. Здесь можно наблюдать серии береговых валов, марки-

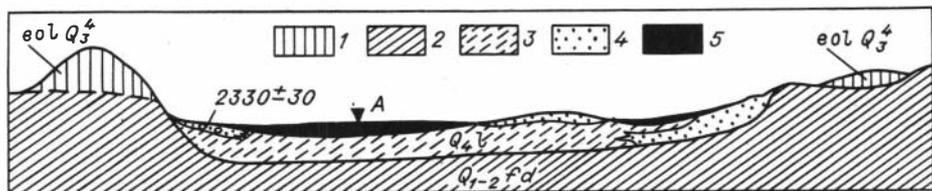


Рис. 1. Геологический разрез через котловину Суминского займища.

1 - супесь; 2 - глина; 3 - озерный ил; 4 - песок; 5 - торф. А - местоположение разреза торфяной залежи.

рующих этапы развития озерной котловины. Они сложены хорошо сортированным песком кварц-полевошпатового состава с остатками раковин *Anadonta*. Нами было проведено датирование последних из пляжевых песков, примыкающих к абразионным уступам: в районе стоянки "Волчья Грива" возраст их составил 2500 ± 50 лет (СОАН-1963), а в районе Сарыкамьшской гривы 2330 ± 30 лет (СОАН-1964). Эти данные свидетельствуют о том, что сравнительно недавно, по крайней мере в суббореальный период голоцена, котловина Суминского займища функционировала еще как озерная система. В последующем озеро было спущено и восстановился субэаральный режим осадконакопления. В это время происходит формирование залежи, перекрывающей озерные пески. В северо-восточной части займища прорезает р. Сума, вскрывающая строение торфяника.

Поверхность торфяника ровная, кочкарный микрорельеф представлен небольшими осоковыми кочками высотой до 0,4 м. Древесная растительность на болоте отсутствует, только вдоль русла р. Сумы встречается ива. Из травяной растительности преобладает тростник, который местами образует сплошные заросли. В меньшей степени в составе растительного покрова присутствуют осока и камыш.

В одном из разрезов по правому берегу р. Сумы нами было проведено описание торфяника и отобраны пробы для радиоуглеродного и палинологического исследований (рис. 2).

Мощность, м

1. Гиттия болотная, темно-серая, пластичная. Слоистость не ясно выражена, однако в целом довольно заметны прослойки и линзочки песка и супеси, что придает слою в общем слоистый характер	0,68
2. Торф темно-серый, осоковый с довольно значительной примесью минеральных частиц	0,18
3. Песок буровато-серый оторфованный	0,02
4. Торф коричневый низинный с остатками камыша, вахты и гипновых мхов. Степень разложения 25-30%	0,06
5. Песок светло-серый	0,02
6. Торф светло- и темно-коричневый, низинный, травяной с тонкими прослойками тонкозернистого песка	0,09
7. Торф коричневый, низинный, травяной без заметной примеси минеральных частиц	0,07
8. Ил синевато-серый с большим количеством остатков камыша и осоки	0,07
9. Торф темно-коричневый, низинный, травяной, слоистый	0,14
10. Торф темно-серый, осоковый, с большим количеством минеральной примеси	0,10

11. Торф черный, средней степени разложения	0,05
12. Гиттия темно-серая, масляничная с остатками мелких веток и стебельков трав	0,29
13. Торф темно-бурый с остатками камыша, осоки, вахты	0,15
14. Суглинок темно-серый	0,01
15. Ил синевато-серый	0,13
16. Суглинок темно-серый	0,01
17. Ил голубовато-серый	0,03
18. Торф темно-серый, осоково-камышевый	0,12
19. Суглинок темно-серый	0,01
20. Торф темно-серый, низинный, осоково-травяной с большим количеством минеральной примеси	0,12
21. Песок голубовато-серый, илистый, с раковинами моллюсков	
Anadonta, Pisidium и др.	0,06
22. Глина голубовато-серая, плотная	0,10

Характерно обилие минеральной примеси, а также отдельных прослоев песка, ила и супеси в торфе. Эта особенность придает торфянику ритмично-слоистую текстуру, выраженную в чередовании минеральных и органических прослоев. Такая ритмичность связана, очевидно, с многолетними циклами колебания общей увлажненности территории Барабы, хорошо известными для Срединного региона /Шнитников, 1976/.

По разрезу торфяника получена целая серия радиоуглеродных дат, которая показывает, что начало торфообразования практически совпадает с рубежом суббореального и субатлантического периодов голоцена: проба торфа из основания торфяника датирована в 2370 ± 70 лет (СОАН-1961). Возраст пяти проб, последовательно залегающих по разрезу - 1730 ± 25 лет (СОАН-1960), 1260 ± 35 лет (СОАН-1959), 780 ± 65 лет (СОАН-1957), 650 ± 50 лет (СОАН-1956) и 550 ± 25 лет (СОАН-1954), - находится в хорошем стратиграфическом согласии. Полученные результаты достаточно уверенно определяют хроностратиграфическое положение пыльцевых зон (см. рис. 2).

На спорово-пыльцевой диаграмме можно выделить следующие палинологические зоны.

СІ - зона сосны (гл. 2,38-2,22 м). В спектрах доминирует пыльца древесных растений (до 80%), в основном сосны и в меньшей степени березы. Присутствует пыльца сосны сибирской (кедра) - до 14%, немного ели - до 3%, а также кустарничковой березы. Среди трав преобладает пыльца полыней. Спор мало. Зона отражает распространение сосновых с примесью березы и кедра лесов.

СІІ - зона березы, злаков (гл. 2,22-1,4 м). Значительно увеличивается количество пыльники травянистых растений (до 53%), среди которой господствует пыльца злаков, встречена эфедра. Очень много пыльники водных растений семейства Sparganiaceae и Typhaceae; растущих в прибрежной зоне водоемов. Среди древесных (до 43%) господствует пыльца берез, пыльники сосны и кедра стало меньше. Зона характеризует разреженные сосновые с примесью кедра и березовые леса среди злаковых ассоциаций. В этой зоне можно выделить три подзоны.

СІІ а - подзона сосны, березы, злаков, разнотравья (гл. 2,22-2,05 м). Преобладает пыльца злаков и разнотравья. Среди древесных еще много пыльники сосны наряду с березой, встречено 1 зерно липы. Подзона отражает распространение разреженных березово-сосновых лесов и злаково-разнотравных группировок.

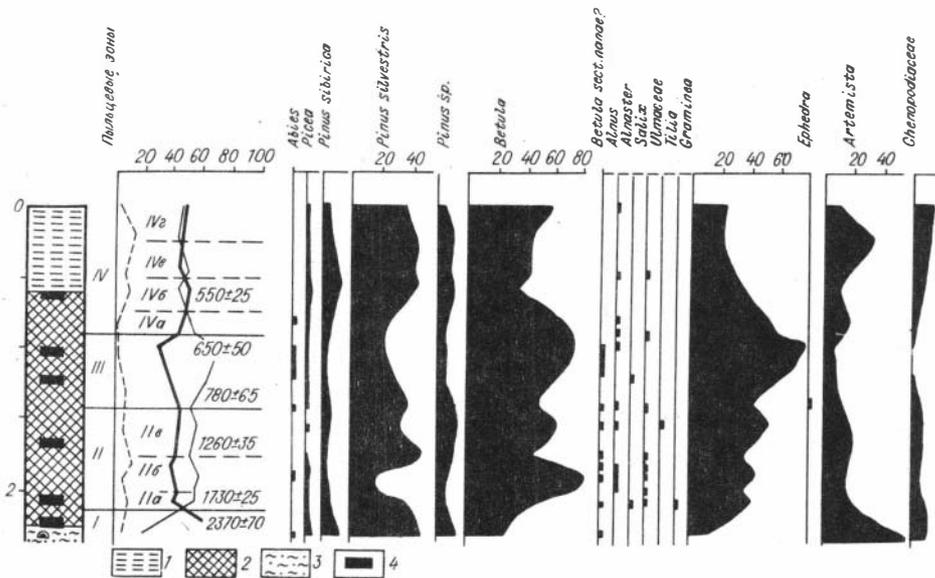


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника Суминского займища.
 1 - гиттия; 2 - торф; 3 - песок илистый; 4 - местоположение пробы С¹⁴.

СПб - подзона березы, злаков (гл. 2,05-1,75 м). Преобладает пыльца травянистых растений, в основном злаков и осок. Много пыльцы водных растений семейства Sparganiaceae. Среди пыльцы древесных почти исчезает пыльца сосны. Разреженные березовые леса и осоково-злаковые ассоциации.

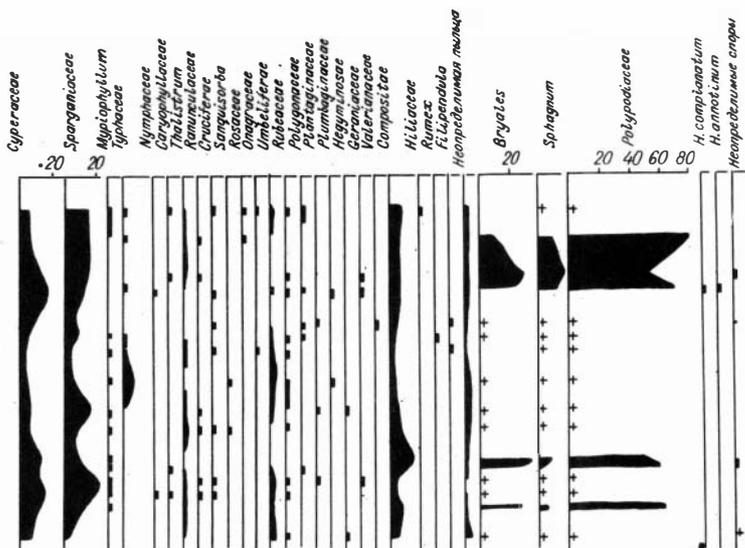
СП в - подзона березы, сосны, злаков (гл. 1,75-1,40 м). Снова увеличивается количество пыльцы сосны до 44%, встречено 1 зерно вяза. Разреженные березово-сосновые леса и полынно-злаковые ассоциации.

С III - зона злаков и кустарничковых берез (гл. 1,40-0,90 м). В спектрах еще более уменьшается количество пыльцы древесных пород (до 30%), чаще встречается пыльца кустарничковых берез. Среди пыльцы травянистых доминирует пыльца злаков и разнотравья, сокращается количество пыльцы водных растений. Безлесные пространства, покрытые разнотравно-злаковыми группировками, среди которых встречались кустарничковые березы.

С IV - зона сосны, березы, полыней, злаков (гл. 0-0,90 м). В спектрах увеличивается количество пыльцы древесных растений, особенно сосны (до 46%) и кедра (до 12%), совершенно исчезает пыльца кустарничковых берез. Среди трав увеличивается количество пыльцы полыней и маревых. Разреженные сосновые с примесью кедра и березовые леса. В этой зоне тоже можно выделить подзоны.

С IVa - подзона березы, злаков (гл. 0,90-0,80 м). Общее количество пыльцы трав падает до 55%, а древесных пород возрастает до 48. Среди древесных господствует пыльца березы, а среди травянистых - злаки. Разреженные березовые леса и злаковые группировки.

С IVб - подзона сосны, кедра, осок (гл. 0,80-0,60 м): Незначительно преобладает пыльца древесных пород (50%), в основном сосны (до 56%), берез стало меньше (26%). Отмечен второй максимум пыльцы кедра, появились лесные плауны *Lycopodium complanatum*, *L. annotinum*. Разреженные



сосновые с примесью березы и кедра леса и осоково-злаковые ассоциации.

СIVв- подзона сосны, березы, злаков (гл. 0,60–0,35). Снова незначительно преобладает пыльца травянистых (до 50%) – злаков, полынней, осок, разнотравья. Среди древесных несколько увеличивается количество пыльцы березы. Подзона характеризует разреженные березово-сосновые леса со злаково-пыльничными группировками.

СIVг- подзона березы, полынней, маревых (гл. 0,35–0,0 м). Незначительно преобладает пыльца древесных пород (50%), в основном сосны и березы. К концу зоны отмечаются увеличение пыльцы березы и уменьшение кедра. Среди трав сокращается количество пыльцы осок и увеличивается – маревых. Подзона отражает распространение разреженных сосново-березовых лесов и злаково-пыльнично-маревых ассоциаций.

Все изученные отложения формировались после 2370 лет, т.е. относятся к субатлантическому времени, на протяжении которого можно отметить следующую смену типов растительности: 1) сосновые с примесью березы и кедра леса; 2) разреженные березово-сосновые леса и злаково-разнотравные ассоциации; 3) разреженные березовые леса и осоково-злаковые ассоциации; 4) разреженные березово-сосновые леса и пыльно-злаковые ассоциации; 5) безлесные пространства, покрытые разнотравно-злаковыми ассоциациями, среди которых встречались кустарничковые березы; 6) разреженные березовые леса и злаковые группировки; 7) разреженные сосновые с примесью березы и кедра леса и осоково-злаковые ассоциации; 8) разреженные березово-сосновые леса и злаково-пыльничные ассоциации; 9) разреженные сосново-березовые леса и злаково-пыльнично-маревые ассоциации.

Таким образом, конец раннего субатлантического времени характеризуется распространением сосновых лесов с примесью кедра. Эти леса более характерны для северных районов. Существование их на месте современной лесостепной зоны свидетельствует об условиях, более прохладных и, возможно, более влажных, чем в настоящее время. Это похолодание еще продолжалось до 1500 г. Оно выразилось почти в полном отсутствии хвойных пород

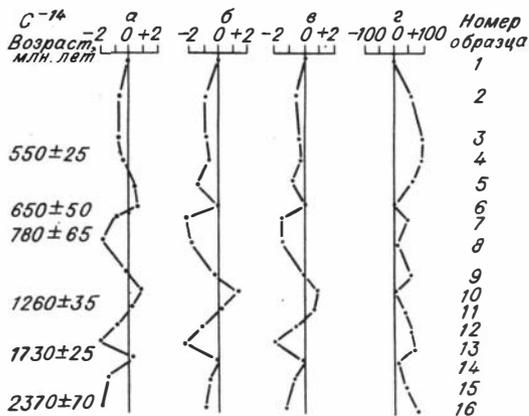


Рис. 3. Кривые изменения количественных характеристик палеоклимата Барабы: температуры июля (а), января (б), года (в) и среднегодовая сумма осадков (г).

вое распространение разреженных березово-сосновых и полинно-злаковых ассоциаций. Не исключено, что где-то недалеко в это время рос вяз и его пыльца заносилась в район исследования. Очень четко устанавливается похолодание около 780–650 лет назад. В это время древесные породы ушли далеко за пределы района и господствовали безлесные разнотравно-злаковые пространства, в которых встречались кустарничковые березы. Появление сначала разреженных березовых, а затем березово-сосновых лесов было связано с некоторым потеплением. Новое незначительное похолодание произошло после 550 лет. Оно выразилось в увеличении роли споровых растений, особенно сфагновых мхов, не свойственных современной растительности лесостепей, а также в увеличении роли осок. Затем появилась растительность, близкая к современной.

Палеоклиматические реконструкции по палинологическим данным разреза Сумы были проведены с помощью информационно-статистического метода /Климанов, 1976/, в основе которого лежит корреляционная модель современных спорово-пыльцевых спектров с климатическими условиями. Этот метод позволил определить количественные характеристики средних температур года, июля, января, среднегодовую сумму осадков, построить палеоклиматические кривые. Имеющиеся абсолютные датировки, охватывающие временной интервал примерно в последние 2300 лет, соответствующие субатлантическому периоду голоцена, позволили привязать получившиеся климатические изменения к шкале времени.

Датировкой 2370 ± 70 лет назад (рис. 3) фиксируется похолодание, относящееся к началу субатлантического периода, во время которого среднеиюльские температуры были ниже современных на 1–2°, января – на 0,5–1°, среднегодовая – примерно на 1°. Среднегодовая сумма осадков была выше современной почти на 100 мм. Это похолодание с экстремумом примерно 2500 лет назад прослеживается почти по всем районам СССР /Хотинский, 1977/.

В интервале 1730–1260 лет назад (приблизительно 1600) было потепление, в которое температуры января и года приблизились к современным их значениям, а июльские – были намного выше современных. Осадков выпадало почти столько же, как в настоящее время, или больше на 25 мм. Несколько позднее (1450 лет назад) наступило заметное похолодание. В это время температурные показатели были ниже современных примерно на 2°, а осадков выпадало на 75–100 мм больше. После этого похолодания, примерно 1100 лет назад, произошло самое большое потепление на рассматриваемом отрезке

(самое малое количество пыли хвойных за все время накопления осадков). Наряду с разреженными березовыми лесами встречались осоково-злаковые ассоциации, кустарничковые березы и сфагновые болотца. Затем наступило потепление, вызвавшее но-

времени. Это потепление в литературе называют малым климатическим оптимумом. В этот оптимум среднеиюльские температуры были выше примерно на 1° , января – на $1-2^{\circ}$, года – на 1° , осадков выпадало почти столько же, как и в настоящее время, или намного меньше.

Во время, датируемое 780 ± 65 лет назад, отмечается похолодание, которое можно отнести к началу малого ледникового периода, так как начиная с этого периода и до нашего времени среднегодовые температуры не поднимались выше современных. Все палеотемпературные показатели были ниже, чем в настоящее время, на $1-2^{\circ}$, годовая сумма осадков была выше современной примерно на 50 мм.

В период между 650 ± 50 – 550 ± 25 лет назад можно отметить две особенности в изменении климатических условий. Ближе к началу этого времени было потепление, в которое средние температуры года, января и годовая сумма осадков приблизились по величине к современным, а температура июня была выше на $0,5^{\circ}$. Чуть позже (примерно 580 лет назад) произошло похолодание, в основном за счет понижения зимних температур, которые были ниже современных примерно на 1° , а температуры июля все еще оставались чуть выше, чем современные, годовые температуры были ниже на $0,5-1^{\circ}$. Осадков выпадало больше на 50–75 мм. Около 550 ± 25 лет назад произошло некоторое повышение температур за счет смягчения зим, но все температуры были немного ниже современных, а величина осадков возросла на 100 мм по сравнению с современными их значениями. После этого времени до современности отмечается похолодание, в максимум которого температуры года, июля и января были ниже современных на $0,5-1^{\circ}$, а осадков было больше на 100 мм.

Таким образом, мы видим, что за последние 2300 лет на территории Барабы происходили неоднократные климатические изменения. Температуры июля и января неодинаково изменялись в разные периоды по амплитуде, однако в целом изменения происходили синхронно. Амплитуда изменения температур и осадков в разные этапы субатлантического периода была различной. Периодичность циклических изменений климата в рассматриваемое время с интервалом 500–600 лет подтверждается тремя экстремумами потеплений около 1600, 1100, 600 лет назад. Конечно, в дальнейшем при более детальных исследованиях отмеченная периодичность может быть уточнена. Обращает на себя внимание, что изменения средней годовой суммы осадков происходили почти синхронно с изменением температур: в периоды потеплений количество осадков уменьшалось, а в похолодания – увеличивалось. По сравнению с северными районами СССР, где с ростом температур в целом на протяжении голоцена увеличивалось количество осадков, эти изменения обнаруживают прямо противоположную тенденцию.

Литература

- Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестн. МГУ. Сер. географ. – № 2. – 1976. – С. 92–98.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 198 с.
- Шнитников А.В. Озера Срединного региона и некоторые пути их использования // Озера Срединного региона. – Л.: Наука, 1976. – С. 5–133.

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ
 В ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ
 И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ
 НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

Среди различных радиологических методов, привлекаемых для датирования событий четвертичного периода, радиоуглеродный был и остается наиболее надежным и наиболее широко применяемым. Уже в начале 60-х годов, после организации Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института, в лаборатории абсолютного возраста под руководством Л.В. Фирсова была сделана попытка применить сцинтилляционный вариант радиоуглеродного метода для датирования органических остатков, извлеченных из голоценовых аллювиальных отложений I надпойменной террасы (высотой около 12-15 м) в предпорожном бассейне р. Индигирки. В качестве носителя активности естественного радиоуглерода использовался этилбензол. По существу, это был первый опыт применения радиоуглеродного датирования в исследованиях по геохронологии четвертичного периода на Северо-Востоке СССР. Однако полученные данные существенно меняли представления о возрасте рыхлых отложений, участвующих в строении речных террас в горных районах Колымы и Индигирки, основанные главным образом на данных геоморфологического и палинологического анализов. Сейчас эти первые радиоуглеродные датировки подтверждены результатами недавно проведенных в тех же районах исследований, в том числе серийей новых ^{14}C дат, послойно характеризующих аллювиальные отложения I надпойменной террасы - от 5500 ± 100 лет назад (МАГ* -906) до 4100 ± 100 (МАГ-909) и II (относительная высота 20-24 м) - 9700 ± 100 лет назад (МАГ-970), 9400 ± 100 лет назад (МАГ-973), 8900 ± 100 (МАГ-968), 7000 ± 100 (МАГ-969). Таким образом, эти сравнительно молодые датировки свидетельствуют о высоких скоростях накопления аллювиальных толщ в тектонически активных районах Северо-Востока СССР, а также вносят соответствующие коррективы в крупномасштабное геологическое картирование.

В связи с палеогеографическими реконструкциями, расширением исследований по стратиграфии четвертичных отложений, истории климатов и растительности возникла необходимость в усовершенствовании аппаратуры. В продолжение работы, начатой Л.В. Фирсовым, была создана установка, отвечающая высоким критериям качества и надежности при длительных серийных определениях возраста геологических формаций. В качестве носителя активности естественного радиоуглерода выбран бензол.

Радиоуглеродный метод наряду с палеоботаническими исследованиями (и прежде всего палинологическими), дающими наиболее общую и последовательную картину эволюции растительного покрова, играет ведущую роль при разработке хронологии позднего антропогена на территории Северо-Востока СССР. Этапы изменения в палеоклиматах, палеогеографии, ландшафтообразующих и седиментационных процессах региона, равно как и детальная история происхождения растительного покрова, нуждаются в более точном определении,

* МАГ (Магадан) - индекс радиоуглеродной лаборатории Северо-Восточного КНИИ ДВНЦ АН СССР, предложенный Л.В. Фирсовым.

которое на современном уровне знаний немыслимо без применения радиоуглеродного датирования. Важность таких исследований обуславливается уже тем, что северо-восточная окраина Азиатского континента, являясь центром холода, была мощным флористическим регионом, где шло и видообразование, и формирование специфических растительных сообществ, впоследствии широко распространившихся на территории Евразии.

Определяя временные границы климатических событий, происходивших на Северо-Востоке СССР в течение последних доступных для радиоуглеродного датирования нескольких десятков тысяч лет, этот регион следует рассматривать как часть обширной Берингийской суши, менее 15 тыс. лет назад соединявшей северо-запад Северной Америки и северо-восток Сибири. Основываясь на имеющихся данных, можно полагать, что во время максимального развития ледников в позднем плейстоцене уровень моря был самым низким и береговая линия совпадала с отметками континентальной мели, лежащей сейчас в акватории моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей на глубине около 100 м / Holmes, Creager, 1974; Клиге, 1980; Hopkins, 1980, 1982/. Эти данные вполне определенно показывают, что площадь суши по обе стороны Берингова пролива была больше по сравнению с современной примерно в 3 раза, поэтому ширина Берингийской суши, достигавшая "в самом узком месте 1400-1600 км" /Сергин, Шеглова, 1976/, не кажется не реальной.

Таким образом, изменения климатов и климатические флуктуации, проявившиеся на территории Берингии в позднем плейстоцене и голоцене, эволюцию растительного покрова нельзя рассматривать вне связи с историей береговой линии Берингийской суши. Наличие сухопутного моста, каким являлся Берингийский, низкие температуры водной поверхности Тихого океана и практически сплошной ледяной покров в Северном Ледовитом океане способствовали формированию сухого резко континентального климата в Берингии, что привело к появлению растительных и фаунистических сообществ, весьма отличных от современных.

Важное место в исследовании природных факторов, приведших к заметным переменам растительности и к исчезновению большей части крупных представителей мамонтовой фауны Берингии, отводится комплексному изучению местонахождений плейстоценовых млекопитающих. Особый палеогеографический интерес представляет находка в верховьях р. Колымы единственного в мире полностью сохранившегося трупа молодого мамонта. Было высказано мнение /Шило и др., 1977/, что район обнаружения мамонта - бассейн руч. Киргилях, левого притока р. Берелех - следует рассматривать как своеобразную природную модель для изучения палеогеографических, рельефообразующих, криолитогенетических и других процессов, поскольку именно они объяснили исключительную сохранность киргиляхского мамонта в месте его захоронения. Радиоуглеродные датировки по мягким тканям мамонта - 40600 ± 700 лет назад (МАГ-366А), 41000 ± 900 (МАГ-576), 41000 ± 1100 (МАГ-366Б) - явились одним из важных доказательств перемещения трупа мамонта, замороженного в грунтово-ледяную линзу склоновыми осадками. Кроме того, по этим датировкам, а также датировкам почвы, погребенной в основании разреза III надпойменной террасы руч. Киргилях (место первоначального захоронения мамонта) - 43500 ± 1500 лет назад (МАГ-495), 44600 ± 2000 (МАГ-378) - внутри каргинского интервала позднего плейстоцена были определены границы раннего похолодания, получившего название киргиляхского (45-39 тыс. лет назад) /Шило и др., 1983/.

В течение этого похолодания, судя по данным карпалогического и палинологического анализов содержимого кишечника и желудка мамонта, а также

вмещающих его осадков, в центральных районах Северо-Востока СССР господствовали горные лесотундры с лиственницей, чередовавшиеся со злаково-осоково-разнотравными ассоциациями и сменявшиеся на более высоких горных склонах тундровыми сообществами.

Радиоуглеродные датировки погребенной почвы и растительных остатков из перекрывающих ее аллювиальных галечников средней части разреза III надпойменной террасы - 38000 ± 800 лет назад (МАГ-499), $36\ 200 \pm 600$ (МАГ-494), $36\ 000 \pm 650$ (МАГ-497) - и погребенной почвы в основании разреза II надпойменной террасы руч. Киргилях - $29\ 800 \pm 700$ лет назад (МАГ-506), $28\ 700 \pm 200$ (МАГ-503) - характеризуют весьма существенное потепление климата, которое можно рассматривать как оптимум каргинского интервала. В этот период горные лесотундры сменяются светлохвойными лиственничными лесами, возможно, включавшими такие экзотические для современной растительности Северо-Востока СССР элементы лесной растительности, как ель сибирскую, сосну лесную и др.

На территории Яно-Колымской низменности в течение потепления климата в каргинский интервал наблюдалось достаточно активное разрушение ранее сформированных многолетнемерзлых пород, приведшее к образованию обширных термокарстовых котловин (аласов) и псевдоморфоз по повторно-жильным льдам /Каплина, Ложкин, 1982/. Большая серия радиоуглеродных датировок по остаткам крупных кустарников и деревьев, обнаруженных в псевдоморфозах и в погребенных отложениях аласов, указывает на продвижение лесной растительности в районы современной тундры. В частности, датировки по крупным стволам и пням лиственниц - $36\ 760 \pm 900$ лет назад (МАГ-218), $27\ 860 \pm 450$ (МАГ-109) и др. - из долины р. Бол. Хомус-Юрях (берушей начало с восточных отрогов хр. Улахан-Сис и впадающей в Восточно-Сибирское море) свидетельствуют о проникновении этой лесообразующей породы севернее ее современного распространения на 150-200 км.

Получена серия радиоуглеродных датировок, характеризующих последнее (сартанское) позднеплейстоценовое оледенение. Значительная часть их относится к Яно-Колымской низменности, где с отложениями этого возраста связаны многочисленные находки млекопитающих мамонтового комплекса. Среди них уникальное по своим масштабам Берелехское захоронение в низовьях Индигирки, датированное по мягким тканям мамонта - $13\ 700 \pm 80$ лет назад (МАГ-114).

В результате палинологического анализа отложений, вмещающих костеносный горизонт, были установлены спорово-пыльцевые спектры, характеризующиеся весьма высоким содержанием пыльцы травянистых растений (до 90%) с резким преобладанием пыльцы злаковых, полыней и гвоздичных. Эти спектры, отражающие растительность крайне сурового и сухого климата конца плейстоцена, дают основание выделить зону травянистых растений, близкую в родстве к современным арктическим сообществам.

Выделение травянистой пыльцевой зоны и ее датирование по радиоуглероду имеет принципиальное значение для реконструкции палеоклиматов и растительности позднего плейстоцена Северо-Востока СССР. Аналогичная зона устанавливается и в других фитогеографических районах региона, в частности в низовьях Колымы (Халлерчинская тундра), где ее сартанский возраст определяется датировками $17\ 000 \pm 200$ лет назад (МАГ-638), $15\ 000 \pm 200$ (МАГ-468), $15\ 000 \pm 500$ (МАГ-636), $14\ 980 \pm 100$ (МАГ-470).

Для изучения особенностей развития позднеплейстоценового растительного покрова на восточной окраине Северо-Востока СССР, обусловленных влиянием Берингийского моста, представляют интерес радиоуглеродные датировки $30\ 600 \pm 800$ лет назад (МАГ-578), $28\ 900 \pm 900$ (МАГ-574) и пали-

нологические исследования пуэттенских слоев, выделенных А.И. Кыштымовым на Чукотке в бассейне р. Амгуэмы /Иванов и др., 1984/. По данным В.Е. Тереховой, в спорово-пыльцевых спектрах пуэттенских слоев резко доминирует пыльца травянистых растений, особенно полыни и злаковых, что сближает эти спектры со спектрами травянистой пыльцевой зоны, полученными в низовьях Колымы и Индигирки для отложений, сформировавшихся 17-13 тыс. лет назад.

Таким образом, датированные по радиоуглероду палеоботанические данные свидетельствуют о существовании на Северо-Востоке СССР в течение сартанского интервала, а в восточных районах региона и в течение каргинского интервала позднего плейстоцена своеобразных травянистых сообществ. Через Берингийский мост суши они распространялись на северо-западе Северной Америки (Аляска, Юкон), где подобная пыльцевая травянистая зона, датируемая 33-15 тыс. лет назад, выделена при анализе отложений озер /Cwynar, 1982; Ritchie, 1982/.

В конце позднего плейстоцена и первой половине голоцена устанавливаются сложные климатические изменения. Особенно четко они выделяются при палинологическом анализе кернов озерных осадков, впервые привлеченных на Северо-Востоке СССР для палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций. Для исследования были выбраны ледниково-моренные и приуроченные к зонам разломов Эличанские озера, расположенные вблизи Охотско-Колымского водораздела в верховьях р. Майманджи. Полученные непрерывные и ненарушенные палинологические характеристики определенно свидетельствуют о том, что озерные осадки формировались в течение нескольких последних десятков тысяч лет. Прекрасно выделяемая при палинологическом анализе кернов смена "травянистой пыльцевой зоны" спектрами лесных сообществ отвечает существенному потеплению климата на Северо-Востоке СССР в конце позднего плейстоцена. Для этого климатического рубежа, датированного при изучении горизонтов погребенных почв в Берелехском захоронении мамонтов в низовьях Индигирки - $11\ 870 \pm 60$ лет назад (МАГ-117), получены сейчас радиоуглеродные датировки в горных районах Колымы -12450 ± 500 лет назад (МАГ-616), $11\ 750 \pm 400$ (МАГ-617) и др.

Разработка хронологии и стратиграфии озерных осадков на данных радиоуглеродного датирования играет особую роль для точных возрастных корреляций. В связи с этим интересными оказались находки в осадках озер прослоев вулканического пепла, для которых сейчас получены датировки 8800 ± 100 лет назад (МАГ-978) и 8500 ± 100 (МАГ-976). Следовательно, они могут быть хорошими маркирующими горизонтами при стратиграфических построениях. Важно и то, что полученные датировки отвечают фазе (9,3-8 тыс. лет назад) широкого распространения элементов лесной растительности на север - в зону современной тундры, вплоть до Новосибирских островов. Эта экспансия подтверждается на Северо-Востоке СССР многочисленными датировками по древесине крупных кустарников и высокоствольных берез. Можно полагать, что термический максимум голоцена на Северо-Востоке СССР проявился в бореальный период.

Благодаря широкому применению радиоуглеродного метода, на Северо-Востоке стало возможным датировать границы сложных изменений климата, происходивших в регионе в позднем плейстоцене и голоцене, определять продолжительность теплых и холодных фаз. Установленные последовательные климатические колебания совпадают в общих чертах с климатическими флюктуациями, выявленными в других районах Северного полушария. Вместе с тем именно привлечение радиоуглеродного метода для датирования палеоботанических данных, полученных в различных фитогеографических районах Северо-

Востока СССР, позволило установить и специфические черты развития природной обстановки в регионе в позднем антропогене, во многом обусловленные влиянием Берингийского моста суши.

Литература

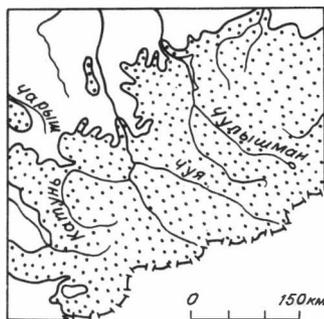
- Иванов В.Ф., Ложкин А.В., Кальниченко С.С. и др. Поздний плейстоцен и голоцен Чукотского полуострова и Севера Камчатки // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. - С. 33-42.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст "Ледового комплекса" Приморских низменностей Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1982. - № 2. - С. 84-95.
- Клиге Р.К. Уровень океана в геологическом прошлом. - М.: Наука, 1980. - 111 с.
- Сергин С.Я., Шеглова М.С. Климат Берингии в ледниковые эпохи как следствие влияния местных и глобальных факторов // Берингия в кайнозое. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. - С. 171-175.
- Шило Н.А., Ложкин А.В., Титов Э.Э., Шумилов Ю.В. Новая уникальная находка мамонта // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 236, № 6. - С. 1449-1452.
- Шило Н.А., Ложкин А.В., Титов Э. Э., Шумилов Ю.В. Киргильяхский мамонт (палеогеографический аспект). - М.: Наука, 1983. - 215 с.
- Cwynar L.C. A Late-Quaternary Vegetation History from Hanging Lake, Northern Yukon // Ecological Monographs. - 1982. - V. 52, N 1. - P. 24.
- Holmes M.L., Creager J.S. Holocene History of the Laptev Sea Continental Shelf // Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. 1974, N.Y. - P. 211-229.
- Hopkins D.M. Landscape and Climate of Beringia during Late Pleistocene and Holocene Time // The First Americans: Origins, Affinities and Adaptations. 1980. - P. 15-41.
- Hopkins D.M. Aspects of the Paleogeography of Beringia during the Late Pleistocene // Paleoecology of Beringia. 1982. - P. 3-28.
- Ritchie J.C. The Modern and Late-Quaternary Vegetation of the Doll Creek Area, North Yukon, Canada // The New Phytologist. 1982. - V. 90. - P. 563-603.

В.В. Бутвиловский

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ГОРНОГО АЛТАЯ
И ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ИМ КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ
РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Наличие следов мощной ледниковой деятельности для Горного Алтая - факт, не подлежащий сомнению. На примере Восточного Алтая показано, что в рельефе и разрезах рыхлых толщ отразилась лишь последняя сар-

Рис. 1. Схема площадного развития поздне-вюрмского оледенения Горного Алтая (с использованием данных А.М. Кузьмина /1929/, О.А. Раковец, Г.А. Шмидт, Б.А. Борисова и др.).



танская ледниковая эпоха, проявившаяся мощным покровным оледенением /Бутвиловский, Панычев, 1983/. Следы более древних оледенений не сохранились здесь в рельефе. Они были перемыты в каргинскую межледниковую эпоху (о чем свидетельствует эрратический материал в составе бурозветного межледникового аллювия) или уничтожены и ассимилированы последним оледенением. Несомненно, что и в других высокогорных районах Алтая имеют место главным образом остатки деятельности последнего оледенения. На высоких водоразделах Чулышмано-Башкаусского междуречья, плато Укок, в районе Телецкого озера, большинстве межгорных впадин, в осевых частях Северо-Чуйского, Айгулакского, Сумультинского, Курайского хребтов (до высоты 3000 м) наблюдаются свежие следы аллохтонного ледникового рельефообразования. Это эрратические валуны, перенесенные на 30–60 км от коренных источников зачастую против общего уклона местности через несколько водораздельных хребтов и отрогов, ледниковые борозды и шлифовка, ледниковые отложения. В некоторых местах они отмечались исследователями еще в 30–40-е годы /Кузьмин, 1929; Шахов, 1933; Сперанский, 1937; и др./. В последнюю ледниковую эпоху более половины площади Алтайских гор и сопряженных хребтов покрывалось ледниковым чехлом (рис. 1) мощностью в отдельных долинах и котловинах 2000–2200 м, в среднем – 700–800 м при площади более 70–100 тыс. км².

Согласно новейшим представлениям /Левков, 1980/, подобные ледниковые покровы должны оказывать значительное воздействие на земную кору, существенно влиять на ход тектонических движений и гидрогеологический режим территории. Это влияние еще слабо изучено.

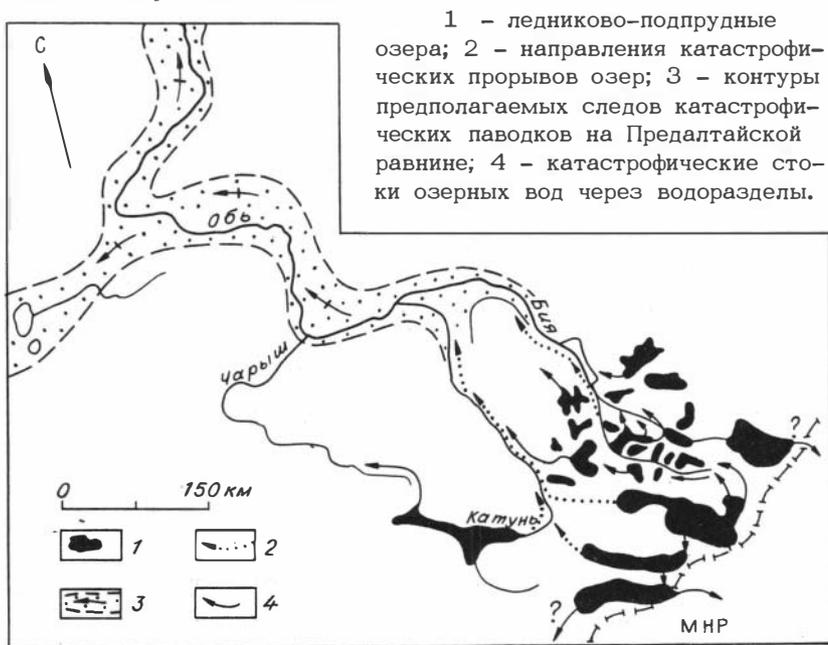
Установлен комплекс катастрофических процессов экзогенного и эндогенного рельефообразования, обусловленных развитием ледового покрова Алтая и его деградацией /Бутвиловский, 1982а, б/. Оледенение представляет собой экстремальное явление. Интенсивность ледниковой экзарации, установленная в бассейне р. Башкаус, на 1–2 порядка превышает скорость денудации в современную межледниковую эпоху /Бутвиловский, 1984/. Чрезвычайно интенсивными были скорости осадконакопления в краевой части ледниковых лопастей, где конечно-моренные комплексы мощностью до 20–30 м накапливались буквально за несколько лет. Осадки быстро накапливались в приледниковых озерах. К примеру, мощность ленточных отложений Тужарского ледникового озера в долине Бол. Улагана около 30 м, количество годичных лент – 300–350, причем толщина отдельных достигает 1–1,2 м. Датированные по ¹⁴C голоценовые озерные осадки этого района, накапливавшиеся в течение 10 тыс. лет, имеют мощность всего 2–4 м. Их аккумуляция шла в 3000 раз медленнее, нежели озерно-ледниковых.

В ходе неравномерной деградации ледникового чехла по глубоким троговым долинам начали функционировать мощные ледниковые лопасти, обычно запиравшие сток из долин притоков и межгорных впадин и создававшие ледниково-подпрудные озера. Последние оставили в рельефе отчетливые следы волноприбойной деятельности, озерно-ледниковые отложения, а их уровень

контролировался высотой самых низких водораздельных сквозных долин и седловин, по которым осуществлялся сток излишков озерных вод. Детальными исследованиями акватории оз. Тужарского /Бутвиловский и др., 1984/ удалось установить, что сток излишков озерных вод по водораздельным ущельям зачастую приобретал катастрофический характер. Об этом свидетельствует толща ленточных илов и песков, имеющих текстуры асимметричной ряби течения и накопивавшихся в озере на глубине 100–200 м. Рябь течения наблюдалась согласно движению вод вверх по долине, против уклона ее днища. На это указывает и разнос стоком валунов ордовикских пород на 10–15 км восточнее своих коренных выходов, несмотря на общее западное направление движения льда. Окончательно катастрофический характер стоков подтверждается наличием в ущельях стока флювиокатастрофических подводно-русловых форм рельефа (гигантская рябь, косы – валы, глыбовые шлейфы – валы, водоворотные котловины, скебленд и др.), охарактеризованных нами ранее /Бутвиловский, 1982а/. Согласно проведенным нами расчетам, расход стока вод оз. Тужарского периодически достигал 125–130 тыс. м³/с и более. Ясно, что это могло происходить только при очень интенсивном таянии льда и обильном поступлении жидких атмосферных осадков. По данным радиоуглеродного датирования время существования оз. Тужарского оценивается около 15 тыс. лет назад в течение 400–500 лет. За этот короткий срок катастрофическими стоками выработаны глубокие (100–200 м) эрозионные ущелья, вынесено и аккумуляровано колоссальное количество обломочного материала. Подобные стоки приледниковых озер функционировали также по долине Кадрина (из озера Сорудукульской котловины), по долине Башкауса (из озер Чуйской и Курайской впадин) и др. (рис. 2).

Развитие многих крупных ледниково-подпрудных озер нередко заверша-

Рис. 2. Схема катастрофических прорывов истоков вод приледниковых озер Горного Алтая.



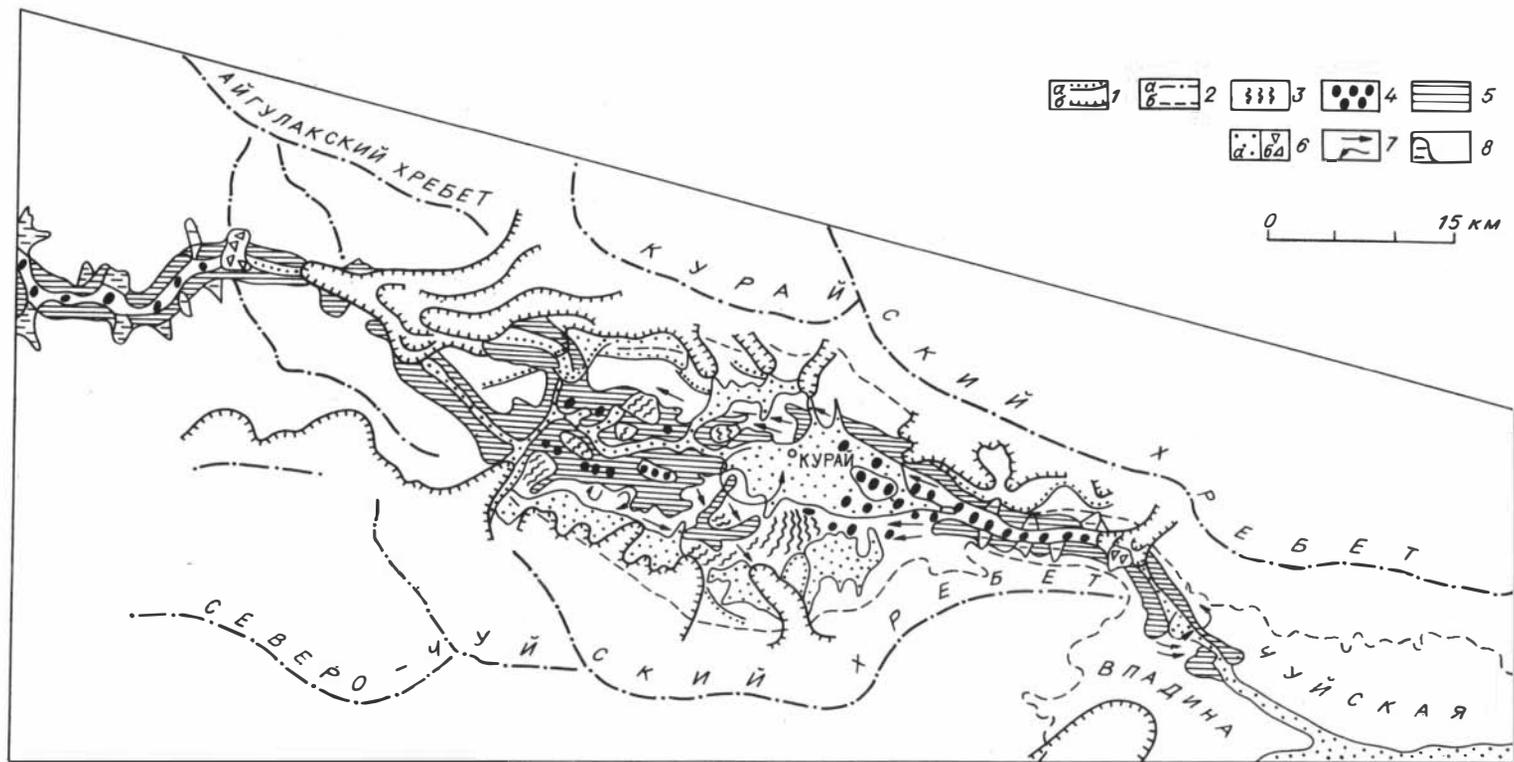


Рис. 3. Следы катастрофических потоков в Курайской впадине и долине р. Чуи.

1 - положение ледниковых лопастей до прорыва (а) и после прорыва (б) озера; 2 - главные водоразделы хребтов (а) и граница максимального уровня озера перед прорывом (б); 3 - гигантская рябь; 4 - глыбовые флювиокатастрофические отложения; 5 - скебленд, кули, отмытые коренные выходы; 6 - послепотоковые аллювиальные, флювиогляциальные, озерные отложения (а) и крупнейшие сейсмогенные оползни-обвалы (б); 7 - косы-валы (а) и направления вихревых течений, водовороты (б); 8 - террасы зон эрозионной "тени".

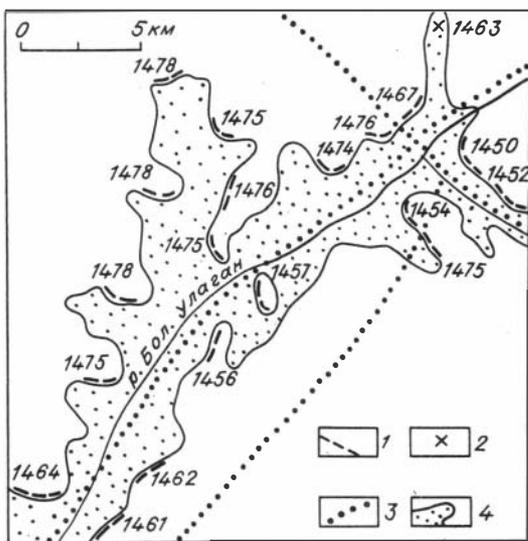


Рис. 4. Деформации волноприбойных уровней Тужарского приледникового озера.

1 - волноприбойные уровни и их абсолютная высота; 2 - абсолютная высота водораздела по низшему ушению стока; 3 - границы блоковых структур; 4 - акватория озера.

лось быстрым прорывом ледовых подпруд и катастрофическим осушением бассейнов. Это установлено для Тужарского и смежных с ним озер, имевших объем воды более 20 км^3 /Бутвиловский, 1982а/. Следы катастрофического потока, рожденного около 15 тыс. лет назад прорывом вод этой озерной системы, наблюдаются в долине Башкауса до высоты 140-170 м от уреза реки и зафиксированы также по долине р. Бии /Барышников, 1979/, где имеют датировки около 15 тыс. лет.

Строение рельефа и рыхлых отложений долин Чуи и Катуня свидетельствует о неоднократных катастрофических прорывах озер Чуйской и Курайской впадин, имевших объем воды около 1000 км^3 . Возможность этих явлений неоднократно подчеркивалась Л.Н. Ивановским /1981/. Нами они подтверждаются комплексом флювиокатастрофических форм (гигантская рябь, глыбовые шлейфы - валы, косы - валы, террасы, скебленд, отмывтые коренные и др.), широко развитых по долинам названных выше рек и в Курайской впадине (рис. 3). Исходя из данных А.М. Малолетко /1980/, возраст катастрофических осушений этих озер оценивается 13-14 тыс. лет назад. Вероятно также быстрое осушение приледниковых озер бассейна Аргута, Уймонской котловины (см. рис. 2).

Мощь катастрофических прорывов озер более значительная, нежели катастрофических стоков излишков их вод, а длительность их охватывает всего лишь первые часы или сутки. Максимальные расходы этих потоков 1-10 млн. $\text{м}^3/\text{с}$, скорости $> 100 \text{ м/с}$, объемы перенесенного и аккумулярованного материала 1-15 км^3 .

Получены факты о значительном влиянии оледенения на процессы неотектонического рельефообразования. Расчетное гляциоизостатическое прогибание земной коры под Алтайским ледовым чехлом составляет не менее 100 м. Естественно, что в ходе таяния льда следует ожидать дифференцированного восстановления этого прогиба, что подтверждается наблюдениями за деформациями волноприбойных уровней в Курайской впадине /Девяткин, 1965/. Нами подобное явление установлено для волноприбойных уровней Тужарского озера, расположенных на различных неоструктурных блоках. Амплитуда неотектонических перемещений за постледниковый период составляет здесь 20-30 м, причем самые молодые части волноприбойных уровней в низовьях долины уже почти не деформированы относительно контролирующей их высоты водораздела ушения стока (рис. 4). Можно полагать, что гляциоизостатические тектонические движения осуществлялись сразу в ходе деградации оледенения, а их скорости составляли десятки сантиметров в год.

Активизация тектонических движений в фазу деградации оледенения сопровождалась надвигами блоков положительных морфоструктур на ледниковые отложения, что установлено вдоль Курайского, Северо-Чуйского, Кабактайгинского и других хребтов. Усиление тектонической активности проявилось в резкой сейсмичности территории. Крупные сейсмогенные оползни – обвалы обнаружены в долинах Башкауса, Чулышмана, Чуи, Кадрина. Их объемы составляют десятки и сотни миллионов кубических метров, а сейсмогенный генезис /Палеосейсмогеология..., 1979/ подтверждается перегораживанием долин и выбросом обвальных накоплений на противоположные склоны до высоты 150 м, характерной флюидалной морфологией оползневых накоплений, их расчлененным внутренним строением. Исходя из стратиграфических взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими осадками, возраст обвалов и созданных ими подпрудных отложений соответствует концу ледниковой эпохи.

В высокогорных частях хребтов наблюдаются сдвиговые смещения ледниковых форм рельефа с амплитудой до 50–100 м. Вдоль долины Чулышмана ярко выражены сейсмогенные зияющие рвы. Возможно сейсмогенное происхождение новейших долин – раздвигов, также стимулированное гляциоизостазией /Бутвиловский, 1982/. Отдельные моменты усиления сейсмичности могли быть связаны с нагрузкой огромных глубоких (до 600 – 700 м) приледниковых озер и их быстрым осушением, ведь сейсмозобуждающая роль известна даже для небольших водохранилищ /Гупта, Растиги, 1979/.

Алтайская горная страна, испытывавшая мощные длительные и кратковременные нагрузки и разгрузки и реагировавшая на них усилением неотектонических движений, в большой степени разрядила накопленные ранее напряжения, и поэтому отличалась в голоцене относительно слабой сейсмичностью при явной молодости образованных в конце плейстоцена сеймотектонических форм. Это характерно и для других высокогорных древнеледниковых областей СССР /Сейсмическое районирование..., 1980/.

Гляциотектоническая активизация в конце ледниковой эпохи стимулировала и усиление гидротермальной деятельности. Вдоль зон нарушений установлены образования минерализованных источников травертиновые брекчии по ледниковым и склоновым отложениям (Курайский, Айгулакский, Северо-Чуйский хребты). Травертины известны вдоль Шапшальского хребта /Девяткин, 1965/. Значительно вторичное ожелезнение ледниковых осадков в зоне надвига хр. Кабактайга. Возможно, что поток гидротерм влиял на формирование зон гидротермально-вадозной аргиллитизации, гипогенного карста, карбонатно-сульфидной минерализации, усиливал таяние льда.

В конце ледниковой эпохи вследствие оттайки рыхлых отложений и сейсмичности формировались мощные оползни-потоки, завершившие ряд ледниково-обусловленных катастрофических явлений. Последние ныне имеют место в зонах современного оледенения и повышенной сейсмичности и, конечно, уступают в мощности позднеплейстоценовым.

В заключение отметим, что нами установлена природа ряда "ложных" шлиховых ореолов, связанных с эволюцией ледниково-подпрудных озер /Бутвиловский, 1983 /, выявлены значительные россыльные концентрации во флювиокатастрофических осадках, повышенные концентрации кобальта, меди, никеля, серебра и других элементов в травертинах.

Литература

Барышников Г.Я. К вопросу о формировании крупновалунного аллювия р.Бии// Геология и полезные ископаемые Алтайского края. – Барнаул, 1979.

- Бутвиловский В.В. О следах катастрофических сбросов ледниково-подпрудных озер Восточного Алтая // Эволюция речных систем Алтайского края и вопросы практики. - Барнаул, 1982а.
- Бутвиловский В.В. Происхождение долин Карагема (левый приток р. Чулышман) // Эволюция речных систем Алтайского края и вопросы практики. - Барнаул, 1982б.
- Бутвиловский В.В. Формирование "ложных" шлиховых ореолов в процессе развития и деградации покровного позднеплейстоценового оледенения Восточного Алтая // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири. - Томск, 1983.
- Бутвиловский В.В. Некоторые количественные данные по интенсивности склоновых процессов и выветривания на Восточном Алтае в голоцене // Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края. - Бийск, 1984.
- Бутвиловский В.В., Паньчев В.А. Новые данные о возрасте и морфологии последнего оледенения Восточного Алтая (бассейн рек Башкаус и Чулышман) // Природа и экономика Кузбасса. - Новокузнецк, 1983.
- Бутвиловский В.В., Ламмерт А.К., Русанов Г.Г. Новые данные о генезисе и эволюции Тужарского ледниково-подпрудного озера (Юго-Восточный Алтай) // Вопросы географии Сибири. Томск: изд-во Томского ун-та, 1984.- Вып. 16.
- Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. - М.: Мир, 1979.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. - М.: Наука, 1965.
- Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. - Новосибирск: Наука, 1981.
- Кузьмин А.М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. - Томск, 1929.
- Левков Э.А. Гляциотектоника. - Минск: Наука и техника, 1980.
- Малолетко А.М. О происхождении майминского вала Алтай // Вопросы географии Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1980. - Вып. 13.
- Палеосейсмогеология Большого Кавказа. - М.: Наука, 1979.
- Сейсмическое районирование территории СССР. - М.: Наука, 1980.
- Сперанский Б.Ф. Основные моменты кайнозойской истории на Алтае // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста. - 1937. - № 5.
- Шахов Ф.Н. Геологическое исследование на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. - 1933. - № 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Вместо предисловия (<i>Г. В. Поляков, И. В. Николаева, Т. С. Юсупов, В. А. Панычев</i>)	3
От редактора	5
Часть I. Датирование изверженных пород	7
<i>Л. В. Фирсов.</i> К геохронологии магматических образований юго-западного фланга Корякского нагорья (Олюторский прогиб)	—
<i>Л. В. Фирсов.</i> К геохронологии Аляского района (северо-восточная оконечность хр. Джугджур)	32
<i>И. А. Загрузина.</i> Общие вопросы геохронологии гранитоидов	58
<i>А. П. Милов, И. А. Давыдов, И. Н. Котляр, С. В. Щенетов, П. П. Павлов.</i> Рубидий-стронциевые системы меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	69
<i>Ю. Г. Щербаков, Н. В. Рослякова, Ю. Н. Лебедев, Е. Ф. Доильницын.</i> Полихронность и геохимические особенности Салаирского рудного поля	82
<i>И. И. Ненашев, А. И. Зайцев.</i> Геологические представления и радиологические данные о времени начала мезозойско-кайнозойского цикла магматизма Восточной Якутии	99
Часть II. Датирование осадочных отложений радиоуглеродным методом	110
<i>С. А. Архипов, В. А. Панычев, В. Н. Шелкопляс.</i> Геохронология верхнего плейстоцена Белогорского Приобья (Западно-Сибирская равнина)	—
<i>Л. А. Орлова, В. А. Панычев.</i> Радиоуглеродное датирование дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом	125
<i>Т. П. Левина, Л. А. Орлова, В. А. Панычев, Е. А. Пономарева.</i> Радиохронометрия и пыльцевая стратиграфия голоценового торфяника Каякского займища (Барабинская лесостепь)	136
<i>В. А. Климанов, Т. П. Левина, Л. А. Орлова, В. А. Панычев.</i> Изменение климата на территории Барабинской равнины в субатлантическом периоде голоцена по данным изучения торфяника Суминского займища	143
<i>А. В. Ложкин.</i> Радиоуглеродное датирование в геохронологических и палеогеографических исследованиях на северо-востоке СССР	150
<i>В. В. Бугвиловский.</i> Последнее оледенение Горного Алтая и обусловленные им катастрофические рельефообразующие процессы	154