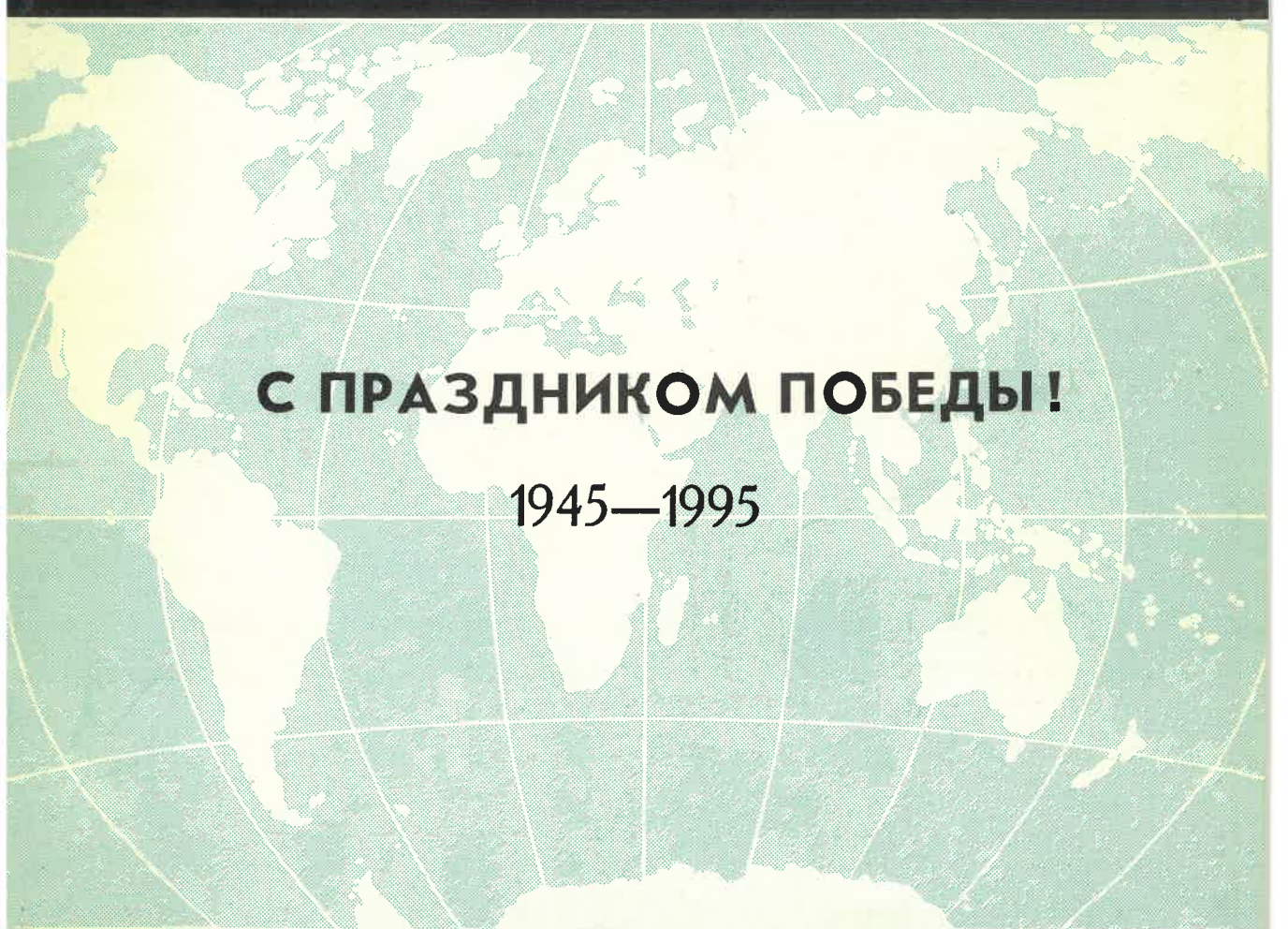


ISSN 0869-7175

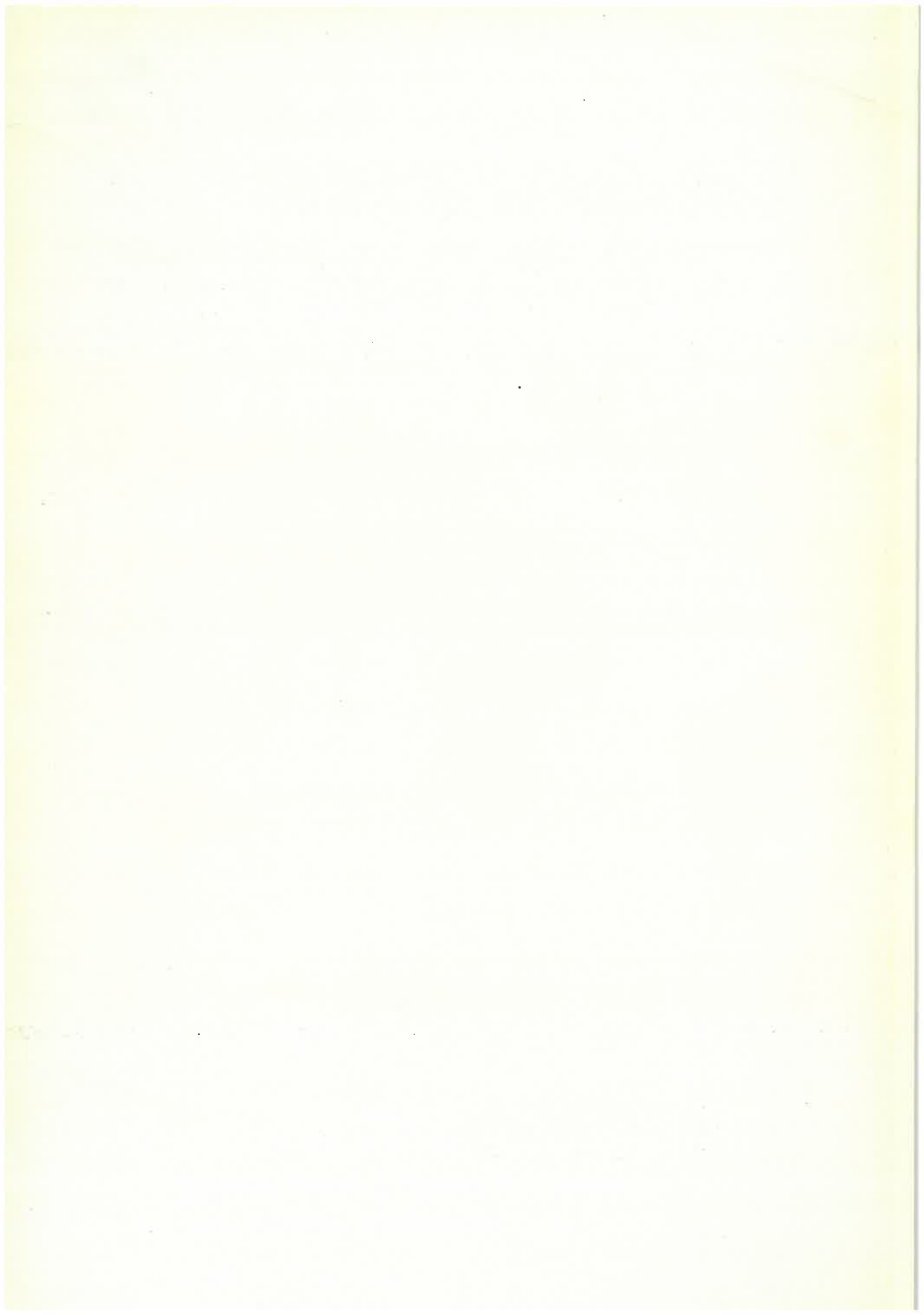
Отечественная ГЕОЛОГИЯ



С ПРАЗДНИКОМ ПОБЕДЫ!

1945—1995

4/1995



Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

4/1995

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Б. А. Соколов, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Мирлин Г.А.</i> Геологи в Великой Отечественной войне	3	<i>Маслов А.В.</i> Раннерифейский седиментационный бассейн востока Восточно-Европейской платформы и Южного Урала	45
<i>Волярович Г.П.</i> Золото и Великая Отечественная война	10	<i>Малых А.В.</i> Структурно-тектонические критерии регио- нального прогноза среднепалеозойского кимбер- литового магматизма южной и центральной ча- стей Сибирской платформы	52
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ		МИНЕРАЛОГИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ	
<i>Безруков А.А., Осипова Г.А.</i> Оценка на глубину оловорудных зон рудного поля Нарсын--Хундлэн	17	<i>Макаров В.П.</i> О стадийности образования неона в метеоритах	58
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ		<i>Орлова М.П., Краснов В.И., Орлов Д.М.</i> Лампроитовые комплексы на территории Рос- сии	66
<i>Измайлова С.А., Гамулевская Л.Д., Трегуб Т.Ф.</i> Проблемы расчленения палеоген-неогеновых отложений Южно-Минусинской впадины	24	ИНФОРМАЦИЯ	
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА		<i>Семенович В.В.</i> Полувековой юбилей кафедры геологии и гео- химии горючих ископаемых МГУ им. М.В.Ло- моносова	73
<i>Вартанян Г.С.</i> Гидрогеодеформационное поле в исследовании механизмов геодинамики	29	<i>75-летие Александра Николаевича Еремеева</i>	75
<i>Бахтеев М.К., Тихомирова С.Р., Свердлов В.С.</i> Геолого-структурная позиция позднемиоцен- плиоценового щелочного магматизма Восточной Камчатки	37		

Редакция: Р.В. Добровольская, Л.Д. Овчининская, Г.В. Вавилова, М.В. Рогачева

Сдано в набор 20.03.95. Подписано в печать 26.04.95. Формат 185×270. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Геологи в Великой Отечественной войне

Г.А.МИРЛИН

С того яркого солнечного мая 1945 года, когда в берлинском квартале Карлхорст был подписан акт о безоговорочной капитуляции нацистской Германии и бушевавшее в Европе пламя войны было погашено, прошло уже полвека. Но даже полувековой срок не в силах стереть в памяти величие воинского и трудового подвига народов России, Украины, Белоруссии, других республик СССР, преградивших путь агрессорам к завоеванию мирового господства, спасших население своей страны, а также стран Европы, Азии и других континентов от насилия и порабощения, победивших в жесточайшем военно-экономическом противоборстве.

Громадное, без преувеличения решающее, значение в этом военно-экономическом противоборстве принадлежало надежному обеспечению военной промышленности бывшего СССР и его вооруженных сил металлом, топливом, другим минеральным сырьем. В этой связи не может быть забыт неоценимый вклад в общее дело Победы геологов России, Украины, Казахстана, Средней Азии, Кавказа и других регионов, своим самоотверженным трудом обеспечивших в предвоенные и военные годы выявление и разведку необходимых запасов стратегического минерального сырья. Несмотря на тяжелейшие условия военного времени, как и весь народ в те суровые годы, геологи трудились под девизом *Все для фронта, все для победы!*...

Когда в июне 1941 г. началась война, тысячи геологов, геофизиков, гидрогеологов, буровых и горных мастеров, других работников производственных и научно-исследовательских геологических организаций были мобилизованы в ряды действующей армии, многие ушли в ополчение и партизанские отряды. Бывшие разведчики недр, став пехотинцами, артиллеристами, танкистами, саперами действующей армии, прошли с тяжелыми боями трудные фронтовые дороги от стен Москвы и блокадного Ленинграда, от берегов Волги и Днепра до самого Берлина и Праги, до майского дня Победы.

Но многие из воевавших геологов были тяжело ранены или пали смертью храбрых, освобождая родную землю от вражеских захватчиков. Погибли в боях и не вернулись с фронта геологи и геофизики ВСЕГЕИ — П.А.Андреев, Ю.С.Басов, Н.И.Зайцев, Н.А.Иванов, С.И.Клунников, С.А.Кушнарь, А.А.Малявкин, А.С.Минаев, А.М.Пылаев, И.З.Хейвиц, сотрудники Геологического института Академии наук — Н.П.Кузнецов, Ф.И.Рукавишников, И.И.Савельев, Г.Э.Фришкенфельд, погиб знаменитый исследователь Тунгусского метеорита Л.А.Кулик, был убит руководитель отдела геологической съемки Комитета по делам геологии П.В.Тархов, не вернулись из боя многие-многие другие геологи, геофизики, гидрогеологи, буровые и горные рабочие, мастера. Их имена, увековеченные золотыми буквами на мраморе и граните мемориальных плит, никогда не должны быть забыты. Не будут забыты и ученые-геологи, погибшие в блокадном осажденном Ленинграде, — П.М.Васильевский, В.Н.Зверев, Е.В.Лермонтова, В.А.Миронов, Д.В.Никитин, Н.Ф.Погребов, А.Н.Рябинин, Б.К.Терлецкий, А.В.Фаас.

Нельзя не назвать имена и тех геологов, которые в годы Отечественной войны находились в рядах сражавшейся армии, а после Победы, возвратившись с фронта живыми (многие ранеными) вложили свой большой труд в укрупнение минерально-сырьевой базы страны, в дальнейшее развитие геологической науки. Многие из бывших фронтовиков стали крупными и известными учеными. Среди них гвардии старший лейтенант, командир батареи, раненый в бою под Сталинградом, А.В.Сидоренко — исследователь Туркмении и Кольского полуострова, ставший министром геологии, академиком, вице-президентом Академии наук. Участники многих боевых сражений, заслуженные фронтовики И.С.Грамберг, А.И.Жамойда, Л.И.Красный, И.В.Лучицкий, Л.Н.Овчинников, А.С.Поваренных, Ю.М.Пушаровский, Е.М.Сергеев, В.С.Сурков, Г.А.Твалчрелидзе, В.В.Тихомиров, П.Ф.Швецов за их большие научные достижения в послевоенные годы были избраны членами-корреспондентами и действительными членами академий наук СССР и союзных

республик, а А.Т.Асланян, К.Л.Бабаев, С.М.Бандалетов, Г.П.Барсанов, А.А.Беус, Л.А.Болотов, Л.И.Боровиков, В.И.Герасимовский, А.И.Гинзбург, В.М.Григорьев, Л.В.Громов, В.С.Домарев, В.А.Евстрахин, И.И.Ермиченко, Б.П.Жижченко, Б.М.Зубарев, С.А.Игембердиев, Н.Ф.Карпов, С.И.Кирикилица, В.П.Колесников, В.А.Королев, Ю.Я.Кузнецов, П.Ф.Ли, Д.П.Лобанов, М.И.Маланин, А.Д.Миклухо-Маклай, И.Л.Никольский, Н.И.Погребнов, В.П.Поникаров, В.В.Попов, Л.А.Полугаева, П.В.Радионон, Я.П.Самсонов, М.И.Селиверстов, А.Н.Симаков, Ю.Г.Старицкий, Х.Т.Туляганов, В.М.Фомин, А.А.Фрайбергер, В.В.Шербина, Л.Е.Эгель, А.А.Ямнов и многие другие недавние фронтовики стали известными исследователями геологии и полезных ископаемых территории нашей страны, организаторами геологической службы. Остановив лавину нацистских вооруженных агрессоров, бывшие воины вновь вернулись к своей мирной профессии.

Часть специалистов по инженерной геологии, гидрогеологии и геологическому картированию с началом войны были мобилизованы во фронтовые геологические отряды, выполнявшие специальные задания командования фронтов и армий в районах, в которых предстояли боевые действия. Специалисты военно-геологических отрядов составляли карты рельефа и проходимости местности, исследовали свойства грунтов и способы их закрепления (при сооружении фронтовых аэродромов, огневых позиций тяжелой артиллерии, магистральных автодорог и т. п.), изучали источники подземного водоснабжения войск и местных строительных материалов для строительства оборонительных рубежей, исследовали природные пещеры в качестве возможных укрытий и т. д. Среди геологов, прошедших войну в составе военно-геологических отрядов, должны быть названы М.Н.Бондаренко, В.А.Буханевич, Е.В.Кузнецова, И.Г.Кузнецов, К.К.Марков, В.Ф.Морковкина, И.Г.Нордега, А.И.Перельман, Б.Д.Русанов, Г.П.Синягин, А.Г.Усков, Д.И.Щербаков, Ю.Г.Эрвье, почвовед Н.А.Димо и многие другие. В сооружении знаменитой *Дороги жизни* для оказавшегося во вражеской блокаде Ленинграда, а также в восстановлении водоснабжения осажденного города после повреждения городского водопровода участвовал отдел военной геологии ВСЕГЕИ, в котором трудились Н.А.Быховер, О.К.Владимиров, А.А.Логачев, Н.Ф.Погребов, А.С.Семенов, И.А.Уткин, Е.Я.Юфа, С.А.Яковлев и др.

Все же большая часть геологов, кроме ушедших на фронт и в военно-геологические отряды, продолжали в течение всех четырех тяжелых военных лет искать и разведывать месторождения тех полезных ископаемых, которые особенно нужны были фронту и военной промышленности. Обусловленный войной рост производства боевой техники и боеприпасов потребовал выявления и ускоренной подготовки дополнительных крупных запасов стратегических видов минерального сырья. Часть геологических организаций, работавших в довоенные годы в западных районах страны, с началом военных действий была перебазирована на восток. В их числе, например, геологическое управление Украины — самая крупная в те годы территориальная геологическая организация европейской части страны — в первые месяцы войны было почти полностью эвакуировано в Казахстан, в Актюбинск, и на базе его впоследствии было сформировано крупное Западно-Казахстанское геологическое управление. Особенно значительно в военные годы были усилены поисково-разведочные работы в районах Поволжья, Урала, Сибири, Дальнего Востока, Казахстана и Средней Азии. Главные силы геологических организаций были сконцентрированы на разведке месторождений нефти, коксующихся и энергетических углей, железных, марганцевых и хромитовых руд, бокситов, руд меди, свинца, никеля, вольфрама, молибдена, олова, других цветных, легирующих и редких металлов, слюды, серы, иода, т. е. тех видов минерального сырья, которые в первую очередь нужны были фронту и военному производству. Необходимо было в короткие сроки компенсировать временную потерю захваченных противником Донбасса, Кривого Рога, Никополя, Тихвинских месторождений бокситов, Никитовского рудника по добыче ртути, других месторождений и, что являлось особенно неотложным, — восполнить сокращение добычи нефти на промыслах, оказавшихся в зоне военных действий на Северном Кавказе.

Отечественная война 1941—1945 гг. была «войной моторов». Находившимся на вооружении нашей армии самолетам истребительной, штурмовой и бомбардировочной авиации, танкам, самоходным артиллерийским установкам, бронетранспортерам, автотранспортным средствам, военным кораблям требовалось громадное количество моторного топлива и смазочных материалов. Вопросы бесперебойного обеспечения действующей армии и тыла нефтяным горючим приобрели особую остроту. Некоторые нефтеносные районы, в которых производились добыча и разведка нефти, были оккупированы немецкими войсками (Украина, Майкоп на Северном Кавказе) или оказались вблизи фронта (районы Грозного, Дагестан). Нефтепромыслы, к которым приблизились боевые действия, консервировались или при угрозе захвата врагом выводились из строя, буровое оборудование и нефтеперерабатывающие заводы перебазировались в восточные районы страны. Захватив Майкоп (но

не сумев использовать ни одной скважины), гитлеровские войска стали рваться к Грозному и в Закавказье. Любой ценой стремились они захватить нефтяные промыслы Азербайджана, являвшиеся в годы войны главными поставщиками нефти для войск действующей армии, для всей страны. В ожесточеннейших оборонительных боях под Грозным воинам Красной армии удалось остановить врага и не пропустить его в Закавказье, отстоять Баку.

В 1942 — начале 1943 г. в разгар боев за Кавказ, разведочное бурение в Азербайджане пришлось сократить, в середине 1943 г. оно было почти совсем приостановлено. Однако после отражения натиска немецких войск, пытавшихся прорваться в Закавказье, геолого-разведочные работы и бурение были вновь возобновлены, что уже в 1944 г. привело к открытию новых нефтяных месторождений Бузовны и Маштаги на Апшеронском полуострове. Большая заслуга в исследованиях и разведке новых нефтяных месторождений Азербайджана в военные годы принадлежит А.А.Али-Заде, Г.П.Ованесову, А.Н.Корневу, И.А.Меликову, А.Г.Чакмахчеву, В.С.Мелик-Пашаеву, Е.Я.Дмитриеву, В.К.Баба-Заде, С.И.Джафарову, другим бакинским геологам.

Особенно большое значение в годы Отечественной войны приобрели нефтеносные площади между Волгой и Уралом, открытые еще перед войной. Здесь продолжались стратиграфо-литологические, тектонические, геофизические и другие исследования, а также были ускорены и значительно увеличены объемы разведочно-буровых работ. С преодолением громадных трудностей военного времени — не хватало транспортных средств, геофизической аппаратуры, бурового оборудования, бурильных и обсадных труб, — велись широким фронтом исследования и разведка недр Волго-Уральского региона. Замечательным результатом этих работ было открытие новых месторождений нефти, в т.ч. Бавлинского в нижнекаменноугольных отложениях, Яблоневый Овраг и Туймазинского в девонских. По свидетельству А.А.Трофимука, из поисковой скв. 5, открывшей новое высокопродуктивное Кинзебулатовское месторождение, в июле 1943 г., т. е. как раз в дни самых ожесточенных сражений на Курской дуге, забил нефтяной фонтан такой мощности, что только из одной этой скважины ежедневно отправлялось на перерабатывающие заводы несколько эшелонов сырой нефти. Были открыты первые в Волго-Уральском регионе месторождения природного газа — Елшанское и Курдюмовское в Саратовской области, на базе которых в конце 1942 г. был построен газопровод Елшанка — Саратов, а в конце 1944 г. начались работы по сооружению газопровода Саратов — Москва. Новые газонефтяные месторождения были открыты и в Коми: Войвожское — в 1943 г., Нибельское — в 1945 г.

Необходимость поисков месторождений нефти между Волгой и Уралом была научно обоснована еще в довоенные годы И.М.Губкиным, А.Н.Розановым, А.Д.Архангельским и другими учеными-геологами. В годы войны исследования нефтегазоносности палеозойских отложений, геофизические и разведочные работы осуществлялись здесь при активном участии Н.С.Шатского, А.А.Блохина, А.А.Трофимука, К.Р.Чепикова, М.В.Мальцева, Т.М.Золоева, А.Н.Мустафинова, И.С.Квиквидзе, И.С.Ткаченко, С.И.Кувыкина, Г.М.Рыжова, А.Л.Кузнецова, В.М.Сенюкова, И.И.Енгуразова, Б.А.Можаровского, А.И.Кутукова и многих других. Геологоразведочные работы в Тимано-Печорском регионе выполнялись в основном под руководством А.Я.Кремса. Большие заслуги в изучении нефтегазоносности страны и в организации разведки нефтяных месторождений в военные годы принадлежат А.А.Бакирову, М.И.Варенцову, М.Ф.Мирчинку.

Очень сложным в начале войны оказалось положение в угольной промышленности страны в связи с оккупацией врагом Донецкого угольного бассейна. В довоенном 1940 г. в Донбассе было добыто 94,3 млн т угля или около 57% общесоюзной добычи. Потеря более половины угольных ресурсов поставила работу электростанций, транспорта, металлургической и других отраслей промышленности в крайне трудные условия. Возникла срочная необходимость увеличения добычи угля в других бассейнах, в первую очередь в восточных районах страны. Это было тем более необходимо в связи с эвакуацией из западных районов в восточные многих крупнейших промышленных и военных предприятий, нуждавшихся в топливе.

Большую роль в ускоренном увеличении топливно-энергетических ресурсов Урала, где были сосредоточены многие важнейшие предприятия тяжелой и военной промышленности, сыграли Коркинское и другие месторождения Челябинского бассейна, выявленные перед войной, Богословское угольное месторождение на Северном Урале, Коспашское, Гремяченское и другие месторождения Кизеловского бассейна, угольные пласты которых залегают на сравнительно небольшой глубине. За годы войны в Кизеловском бассейне было разведано 18 шахтных полей, сдано в эксплуатацию (с учетом запасов, разведанных до войны) 26 новых шахт. Большой вклад в разведку угольных месторождений Урала в трудные годы войны внесли Б.Ф.Тарханеев, О.И.Пинчук, Ф.В.Бай-Балаев, Л.Д.Башаркевич и другие уральские геологи.

Продолжалось в военные годы промышленное освоение Печорского угольного бассейна, начатое в середине 30-х годов. Наибольшую роль в геологических исследованиях и разведке бассейна в годы Отечественной войны сыграли Г.Г.Богданович, В.М.Бутров, С.А.Вишератин, С.А.Голубев, Б.Г.Коновалов, а также сотрудники института ВСЕГЕИ Г.А.Иванов, А.А.Невский, Т.Н.Пономарев, А.П.Ротай, О.А.Эйнон и др. Несмотря на трудности военных лет, была построена Печорская железная дорога, по которой уголь стал поступать в Ленинград и некоторые прифронтовые промышленные районы.

Большие поисково-разведочные работы проводились в Кузнецком, Карагандинском, Иркутском, Буреинском и других угольных бассейнах восточных районов. В годы войны особенно важное значение имел Кузнецкий бассейн, который еще накануне ее стал второй (после Донбасса) угольной базой страны. Особую ценность представляли высококачественные коксующиеся угли из шахты «Коксовая-1», направлявшиеся на металлургические заводы без предварительного обогащения. Наряду с ускоренной разведкой дополнительных запасов угля для действующих шахт и карьеров в бассейне велись поиски новых угленосных площадей в Томь-Усинском и Анжерском районах. В годы войны в геологическое изучение Кузбасса и разведку запасов его коксующихся и энергетических углей внесли большой вклад В.И.Яворский, Ю.А.Жемчужников, геологи Кузнецкого геологоразведочного треста С.П.Доброхотов, И.И.Молчанов, В.В.Станов, С.Ф.Трофимов и многие другие.

В Карагандинском бассейне, обеспечивавшем углем металлургию Урала, добыча угля в военные годы была увеличена в основном за счет ввода в действие крупного Михайловского карьера. Одновременно в Казахстане велась разведка нового Экибастузского бурогоугольного бассейна. Наибольшее участие в изучении и разведке Карагандинского и Экибастузского бассейнов принимали Г.Л.Кушев, Б.Л.Афанасьев, Д.Н.Бурцев и др. В республиках Средней Азии исследованиями и разведкой угольных месторождений в этот период занимались Н.М.Никитин, Н.И.Плахута, сотрудник ВСЕГЕИ Н.В.Шабаров и др.

Большое значение в снабжении топливом в 1942—1945 гг. имел Подмосковский бассейн. После временной оккупации, несмотря на близость к фронту, в 1942 г. в бассейне начались восстановление разрушенных врагом шахт и организация разведочных работ. Дополнительно разведанные запасы позволили увеличить добычу угля с 10,1 млн т в 1940 г. до 20 в 1945 г. Здесь работали Б.Г.Виноградов, М.М.Цукуров, А.З.Широков и др.

В 1944 г. началось восстановление разрушенных и затопленных шахт Донбасса, требовавшее громадных усилий не только строителей и горняков, но и разведчиков недр. В то трудное время геологоразведочные работы проводились Ф.А.Беловым, В.Г.Белоконом, В.И.Буровым, Ю.В.Буциком, В.З.Ершовым, А.В.Козловым, М.Л.Левенштейном, П.Ф.Надеждиным, Г.П.Панасенко, Н.И.Погребновым, В.С.Поповым. Наряду с детальной разведкой в освоенных частях бассейна тогда же были начаты исследования новых площадей Большого Донбасса, возглавлявшиеся П.И.Степановым, в которых принимали участие А.Г.Донабедов, А.И.Дюков, А.К.Матвеев, Е.О.Погребницкий, а также другие геологи и геофизики производственных и научно-исследовательских геологических организаций Украины и России.

Одним из самых острых в годы войны был вопрос о значительном увеличении выплавки различных сортов металла, необходимого для производства военной техники. Накануне Отечественной войны около трех четвертей всей продукции черной металлургии страна получала с предприятий западных районов, расположенных главным образом на Украине. Их доля в общесоюзной добыче руды и производстве чугуна составляла почти 72%, выплавке стали около 69%. Преобладающая часть этих предприятий оказалась в зоне оккупации. Возникла острейшая необходимость в ускоренном развитии металлургической базы на востоке страны, в т. ч. в разведке дополнительных запасов железной руды для действующих рудников и металлургических заводов Урала и Сибири. В короткие сроки была значительно увеличена рудно-сырьевая база Новотажинского, Челябинского, Магнитогорского, Кузнецкого металлургических комбинатов. Особенно большое значение имели богатые железные руды горы Магнитной на Урале, открытые и частично разведанные еще до войны. Была организована разведка железорудных месторождений Казахстана — Атасуйское, Караджальское и др. Активными организаторами и участниками геологоразведочных работ на железные руды в военные годы были М.Л.Скобников, К.Е.Кожевников, П.М.Постнов, В.Ф.Прейс (Урал), А.Л.Додин, И.А.Киселев, Я.П.Тунин (Западная Сибирь), В.Н.Иванов, Н.К.Спицин (Казахстан), М.Н.Доброхотов, В.А.Перваго (Дальний Восток) и многие другие.

В военные годы трудное положение сложилось с обеспечением черной металлургии марганцевой рудой. Никопольские рудники оказались за линией фронта, а снабжение заводов Урала и Сибири марганцевой рудой Чиатурского бассейна было сопряжено с очень большими трудностями вывоза ее через районы боевых действий. Возникла необходимость

форсированной разведки марганцеворудных месторождений Урала, Казахстана и Сибири. Несмотря на значительно меньший их масштаб по сравнению с Чиатурским и Никопольским бассейнами, в критические 1942 и 1943 гг. металлургические предприятия Урала и Сибири обеспечивались марганцевой рудой преимущественно за счет этих месторождений. В Казахстане была проведена также ускоренная разведка Кимперсайских месторождений хромита в Мугоджарах, обеспечивших рудой введенный в 1943 г. в эксплуатацию Актюбинский завод ферросплавов. В геологических исследованиях и разведке марганцевых и хромовых руд в годы войны участвовали А.Г.Бетехтин, П.М.Татарин, К.И.Сатпаев, Е.П.Молдаванцев, Е.А.Немов, К.В.Радугин, А.К.Конов, Г.С.Момджи, Н.Л.Херувимова, Ю.А.Асанов, Ю.М.Полуренко, Г.А.Соколов, А.Т.Суслов и др. Исследования природно-легированных руд Урала, на базе которых был сооружен Орско-Халиловский металлургический комбинат, проводили Б.П.Кротов, М.И.Калганов, А.Л.Яницкий.

В годы войны особенно увеличился расход цветных и легирующих металлов, необходимых для производства военной техники и боеприпасов. На захваченной врагом территории остались Тихвинские бокситовые рудники и глиноземный завод, Волховский и Днепровский алюминиевые заводы. Открытые перед самой войной Северо-Уральские месторождения бокситов еще не были достаточно разведаны. Только благодаря самоотверженной работе уральских геологов — С.М.Андропова, Н.А.Каржавина, И.А.Любимова, В.А.Ривкиной, П.П.Савченко, Л.Н.Смирнова, Н.Ф.Унковой, А.Н.Ходалевица и других, — был выполнен громадный объем разведочных работ, обеспечивших подготовку необходимых запасов бокситов для их добычи крупными механизированными карьерами и шахтами. Все это позволило получить высококачественное рудное сырье не только для Уральского алюминиевого завода, но и для заводов, пущенных на оборудовании, эвакуированном с Волховского и Днепровского заводов, а также для строившихся в годы войны Богословского на Урале и Новокузнецкого в Западной Сибири.

Во время войны были значительно увеличены разведанные запасы меди на месторождениях Урала и в Казахстане (Джезказганский рудный район), а также свинца и цинка, особенно на месторождениях Рудного Алтая, Каратау и Средней Азии. Большое участие в изучении и разведке медных и свинцово-цинковых месторождений принимали А.А.Амирасланов, В.С.Булыго, П.П.Буров, Р.А.Борукаев, Ф.И.Вольфсон, И.И.Князев, Ф.И.Ковалев, К.П.Коршунов, В.М.Крейтер, Е.А.Кузнецов, Н.Н.Курек, Г.С.Лабазин, С.Ф.Машковцев, М.И.Меркулов, В.П.Нехорошев, М.П.Русаков, Д.И.Суслов и многие другие геологи.

Снабжение военной промышленности никелем и кобальтом обеспечивалось в основном месторождениями и предприятиями Южного Урала и Норильского района, т. к. Мончегорский завод оказался в зоне боевых действий. Их главными исследователями были И.И.Гинзбург, М.Н.Годлевский, Г.С.Гриценко, И.З.Корин, Г.А.Крутов и др. (месторождения силикатного никеля на Южном Урале), В.С.Домарев, Н.С.Зонтов, В.К.Котульский, А.Н.Розанов, М.Ф.Смирнов, Ю.М.Шейнманн и др. (месторождения Норильского района).

Особое внимание уделялось геологоразведочным работам на вольфрам и молибден, необходимых для получения специальных сталей и сплавов с целью производства танковой брони, стволов артиллерийских орудий, бронебойных снарядов. Наиболее крупное в то время Тырныаузское месторождение вольфрам-молибденовых руд (Северный Кавказ) находилось в зоне военных действий, поэтому главными поставщиками руд таких металлов стали месторождения Казахстана, Средней Азии и Восточной Сибири. В их изучении и разведке участвовали Г.И.Бедров, М.В.Бесова, В.М.Бирюков, Т.В.Буткевич, М.Д.Дроздов, Н.В.Нечелюстов, Б.В.Орлов, К.С.Филатов, В.А.Флерова, Н.А.Хрущев, Ф.В.Чухров и др. Были усилены поиски и разведка и выявлены новые месторождения олова — Хрустальное в Приморье (открыто С.Ф.Усенко и В.А.Ярмолюком в 1940 г.) и Хинганское в Хабаровском крае (открыто М.И.Ицкиным и А.П.Прокофьевым в 1944 г.). Большая заслуга в развитии сырьевой базы для получения олова и в обеспечении им военной промышленности принадлежит С.С.Смирнову, а также Г.П.Воларовичу, Б.Н.Ерофееву, Б.М.Косову, А.З.Лазареву, О.Д.Левицкому, В.Т.Матвеевскому, С.В.Обручеву, М.В.Полякову, Б.Л.Флерову, другим специалистам.

Уже в самом начале войны вместе с Донбассом было потеряно и Никитовское месторождение киновари — практически единственный в те годы в стране источник ртути. Все оборудование Никитовского ртутного комбината было перебазировано с Украины в район Хайдарканского ртутно-сурьмяного месторождения в Киргизии, которое ускоренно доразведывалось, и отдельные разведанные участки его незамедлительно передавались в эксплуатацию. Добыча ртути была организована также на Чаувайском (Киргизия) и Акташском (Горный Алтай) месторождениях. Значительно возросла и добыча сурьмы на месторождениях Таджикистана и Киргизии. Активное участие в исследованиях и разведке ртутно-сурьмяных месторождений в годы войны принимали А.Б.Габелко, А.В.Королев,

В.А.Кузнецов, В.А.Невский, В.Э.Поярков, А.В.Пуркин, А.А.Сауков, В.И.Смирнов, В.Т.Сургай, В.П.Федорчук и др.

Изучение и руководство разведкой золоторудных месторождений Северо-Востока страны в военные годы осуществляли Ю.А.Билибин, Ю.Л.Бертин, Б.И.Вронский, И.Е.Драбкин, Б.Н.Ерофеев, Г.А.Кечек, С.Д.Раковский, И.Н.Скорина, В.А.Цареградский, Е.Т.Шаталов, Н.А.Шилов, П.М.Шумилов и ряд других геологов.

Наряду с самоотверженной работой сотрудников территориальных производственных геологических организаций должна быть отмечена и патриотическая деятельность ученых научно-исследовательских институтов. Так, некоторые сотрудники ВСЕГЕИ оставались в осажденном городе, выполняя задания командования Ленинградского фронта, а преобладающая их часть была эвакуирована из Ленинграда по *Дороге жизни* через Ладожское озеро и трудилась в территориальных геологоразведочных организациях Урала, Сибири, Дальнего Востока, Казахстана, Средней Азии и Закавказья. Вместе с геологами-производственниками они изучали и разведывали месторождения минерального сырья, необходимого фронту и тылу. Большая группа известных геологов ВСЕГЕИ работала на Урале, среди них — Д.В.Наливкин, П.И.Степанов, а также В.Д.Голубятников, А.А.Иванов, И.И.Краснов, Б.П.Марковский, О.И.Никифорова, Т.И.Осыка, Ю.И.Половинкина, Е.Э.Разумовская, В.П.Ренгартен, М.М.Толстихина и др. Один из ведущих ученых в области рудных месторождений С.С.Смирнов консультировал геологические организации Сибири и Дальнего Востока, производившие поиски и разведку руд олова, вольфрама, молибдена, других металлов, имевших стратегическое значение. В изучении и разведке полиметаллических месторождений Рудного Алтая принимали участие П.П.Буров, Н.Н.Курек, В.П.Нехорошев, в исследовании минерально-сырьевой базы Средней Азии — А.Н.Криштофович, А.П.Марковский, Я.К.Писарчик, П.П.Чуенко, Н.В.Шабаров. Некоторые сотрудники ВСЕГЕИ работали в эти годы руководителями территориальных геологоразведочных организаций. Так, С.А.Музылев был главным геологом Дальневосточного геологического управления, Н.И.Марочкин — главным инженером Иркутского, а Д.Ф.Масленников — начальником Северного геологического управления (Архангельск). Сначала старшими, а затем главными геологами работали Л.А.Варданянц в Узбекском, а К.Н.Паффенгольц в Армянском геологических управлениях. Консультантами, руководителями геологических партий и тематических групп территориальных геологических организаций работали Т.В.Билибина, А.П.Герасимов, В.Г.Грушевой, А.Д.Дашкова, М.Н.Доброхотов, Н.Г.Кассин, В.А.Котлуков, Г.С.Лабазин, Б.К.Лихарев, Н.П.Луппов, М.Л.Лурье, Г.Л.Падалка, М.Г.Хисамутдинов, А.В.Хабаков, П.К.Чихачев, Д.М.Шилин, С.С.Шульц и другие сотрудники института. С 1944 г. директором ВСЕГЕИ стал И.И.Горский. В течение почти всей войны, с 1942 по 1945 гг., председателем Всесоюзной комиссии по запасам полезных ископаемых был сотрудник ВСЕГЕИ П.М.Татаринов — один из крупнейших ученых в области геологии месторождений полезных ископаемых. Под его руководством проведена экспертиза и утверждены запасы десятков месторождений стратегического минерального сырья, ускоренно разведывавшихся в военные годы.

Многообразные задачи, связанные с мобилизацией ресурсов страны для укрепления ее обороноспособности, решались учеными Академии наук. Под руководством президента Академии В.Л.Комарова уже в августе 1941 г. в Свердловске была образована Комплексная комиссия по мобилизации ресурсов Урала на нужды обороны страны. В ее состав вошли многие крупнейшие ученые — И.П.Бардин, Э.В.Брицке, В.А.Обручев, А.А.Скочинский, А.Е.Ферсман, Л.Д.Шевяков и др. Комиссия оказала большую помощь металлургам Урала в выплавке специальных марок стали, необходимых военному производству, получении феррохрома, использовании местной, но бедной марганцевой руды и т. д. Проблема выплавки особо прочных сортов стали из имевшихся рудных ресурсов была в ту суровую пору наиважнейшей. Вскоре деятельность комиссии расширилась и распространилась на районы Западной Сибири и Казахстана.

Одновременно летом 1941 г. при Отделении геолого-географических наук Академии была создана комиссия по геолого-географическому обслуживанию Красной армии, возглавлявшаяся академиком А.Е.Ферсманом. В ее работе принимали участие Д.Л.Арменд, Д.С.Белянкин, А.А.Блохин, И.И.Горский, А.Н.Заварицкий, Д.В.Наливкин, П.И.Степанов, Н.С.Шатский, А.В.Шубников и ряд других ведущих ученых-геологов — всего свыше 150 специалистов. Комиссия организовывала исследование и изыскание стратегических видов минерального сырья, необходимого военной промышленности, маскировочных красок и материалов для боевой техники. В ее задачи входило также составление специальных карт, характеризующих рельеф, речную сеть, проходимость и другие особенности местности прифронтовых районов, географических справочников и календарей сезонных природных явлений для военных штабов, поиски естественных пещер для подземных предприятий и

укрытий и т. п. Выполняя свои обязанности, ученые нередко выезжали в районы боевых действий. Кроме центральной комиссии аналогичные группы ученых и специалистов работали в Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке, в Поволжье и Закавказье, в Средней Азии и Казахстане. Большой вклад в изыскание дополнительных источников стратегического минерального сырья в этих регионах внесли В.А.Обручев, А.П.Виноградов, И.Ф.Григорьев, С.И.Миронов, К.И.Сатпаев, С.С.Смирнов, Ф.П.Саваренский, Д.И.Щербаков, Х.М.Абдуллаев и многие другие ученые.

Летом 1942 г. в г. Свердловск на заседании президиума Академии наук, происходившем под председательством президента Академии В.Л.Комарова и вице-президента О.Ю.Шмидта, А.Е.Ферсман сделал сообщение о первых результатах работы возглавляемой им комиссии, а также о ресурсах минерального сырья СССР и сопоставил их с ресурсами зарубежных стран. Им же был подготовлен обстоятельный доклад, анализирующий обеспеченность стратегическим минеральным сырьем противоборствующих воюющих коалиций.

Разнообразные исследования, связанные с укреплением минерально-сырьевой базы страны, выполнялись в годы войны объединенным Институтом геологических наук (ИГН) Академии наук, в состав которого еще накануне войны вошли Геологический (ГИН) и Петрографический (Петрин) институты, а также Институт геохимии и минералогии имени М.В.Ломоносова. Директором этого объединенного института в 1942—1945 гг. был А.Е.Ферсман. Большинство сотрудников института в этот период было эвакуировано в районы Урала и Башкирии. Такие крупные ученые, как Н.С.Шатский, А.А.Блохин, А.А.Богданов, Б.М.Келлер, В.В.Меннер, В.П.Маслов, Д.М.Раузер-Черноусова, Н.М.Страхов, К.Р.Чепиков и другие, принимали участие в исследованиях нефтеносности Ишимбаевского и некоторых других перспективных районов западного склона Урала. Группа ученых под руководством А.Н.Заварицкого изыскивала возможности увеличения ресурсов медных и железных руд Урала. Ведущие сотрудники института А.В.Пейве, А.Л.Яншин, В.А.Вахрамеев, Н.Г.Маркова, Б.А.Петрушевский, Т.Н.Шадлун, Н.А.Штрейс проводили исследования бокситоносности Урала и медноколчеданных месторождений его восточного склона. Сотрудники института работали в Казахстане, Средней Азии и на Дальнем Востоке.

Важные для оборонной промышленности исследовательские работы выполнялись большим коллективом сотрудников Всесоюзного института минерального сырья (ВИМС), основной базой которого в военные годы стал небольшой зауральский город Катайск. Сюда были эвакуированы его химико-аналитическая, спектральная, химико-технологическая, физико-химическая и техническая лаборатории, ценное оборудование, библиотека. Сотрудники ВИМСа работали в геологоразведочных партиях, на горнодобывающих и обогащательных предприятиях Урала, Сибири, Дальнего Востока и Средней Азии. Среди них должны быть отмечены такие опытные ученые и специалисты, как В.В.Аршинов, И.П.Алимарин, В.П.Астафьев, С.С.Баранов, В.С.Веселовский, К.О.Висконт, З.В.Волкова, Ц.Л.Гольдштейн, Н.С.Городецкая, Т.Н.Давыдова, В.О.Диковский, М.И.Койфман, Г.А.Крутов, Г.Ф.Крашенинников, К.Е.Лашев, В.И.Лисицин, В.И.Лучицкий, А.Л.Любимов, А.А.Мамуровский, М.Е.Манденов, С.Н.Наумова, В.А.Норкин, М.М.Пригоровский, Е.В.Рожкова, А.К.Русанов, П.Н.Соколов, В.В.Сыромятников, Ю.Л.Черносвитов, И.В.Шманенков, М.А.Эйгелес и др.

Разносторонние инженерно-геологические и гидрогеологические исследования, связанные непосредственно с заданиями командования армии, выполнялись учеными ВСЕГИНГЕО, в т.ч. такими известными, как Ф.П.Саваренский, Г.Н.Каменский, В.А.Приклонский, А.Н.Семихатов и др.

Большой вклад в изучение месторождений полезных ископаемых, в которых нуждалась оборонная промышленность, внесли самоотверженным трудом в годы Отечественной войны и другие сотрудники ВСЕГЕИ, ИГН, ВИМС, НИГРИзолото, а так же научно-исследовательские и учебные институты геологического, геофизического и горного профиля и территориальные геологические организации. Среди них должны быть названы: Г.Д.Ажгирей, Л.М.Альпин, Б.А.Андреев, П.Я.Антропов, Г.П.Барсанов, Я.Н.Белевцев, Н.В.Белов, В.В.Белюсов, А.С.Богатырев, А.А.Борисов, М.Б.Бородаевская, Н.И.Бородаевский, И.О.Брод, Г.М.Власов, К.А.Власов, В.И.Влодавец, О.А.Воробьева, Г.А.Гамбурцев, Б.М.Гиммельфарб, И.И.Гинзбург, Ю.Н.Гондин, Г.И.Горбунов, Я.Д.Готман, В.И.Громов, А.Н.Еремеев, А.И.Заборовский, Е.Е.Захаров, П.Ф.Иванкин, М.А.Карасик, Е.В.Карус, И.И.Катушенко, С.А.Кашин, М.А.Кашкай, А.К.Каюпов, Б.И.Коган, А.А.Коноплянец, В.С.Коптев-Дворников, Д.С.Коржинский, В.Н.Котляр, Ю.А.Кремчугов, П.Н.Кропоткин, Б.М.Куплетский, А.А.Леонтович, В.П.Логинов, Ф.А.Макаренко, Н.В.Медведев, Н.К.Морозенко, Л.Я.Нестеров, М.Ф.Нейбург, К.В.Никифорова, А.В.Николаев, Л.Н.Овчинников, В.В.Онихимовский, В.П.Петров, Н.В.Петровская, К.Л.Пожарицкий, А.А.Полканов, М.К.Полшков, И.Е.Постникова и В.Г.Постников, А.В.Пэк, Е.А.Радкевич, Л.И.Ровнин, И.С.Рожков, М.П.Русаков, Л.А.Рябинкин, Н.И.Сафронов, Н.П.Семенов, В.В.Семенович, А.В.Соседко, М.Ф.Стрелкин, М.А.Фаворская, В.В.Федынский, Э.Э.Фотиади,

В.Е.Хаин, Н.И.Хитаров, Г.Н.Щерба, А.А.Шрейдер и многие-многие другие. Необходимо также назвать имена руководителей действовавшего в годы войны Комитета по делам геологии — председатель И.И.Малышев, его заместители — С.В.Горюнов, И.Ф.Григорьев, Г.К.Волосюк, а также руководителей территориальных геологоразведочных организаций — А.Д.Каландадзе, И.А.Кобеляцкий, В.И.Кузьменко, Н.С.Мамлин, А.А.Невский, В.А.Перваго, М.Ф.Пожидаев. Их энергию и организующую роль в проведении геологоразведочных работ в тяжелейших условиях войны трудно переоценить.

Конечно, на страницах этой журнальной статьи названы имена лишь небольшой части многотысячной армии геологов, выполнявших исследования и разведочные работы в военные годы. Вместе с ними в полевых экспедициях и партиях в Поволжье и на Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке, в Казахстане и в республиках Средней Азии и Закавказья трудились еще тысячи геологов, геофизиков, геохимиков, гидрогеологов, минералогов, химиков-аналитиков, топографов, буровых и горных мастеров и рабочих, разведчиков недр самых различных специализаций. Их громадный самоотверженный труд был неоценимым вкладом в общее дело защиты страны и победы над врагом. Они выполнили свой патриотический долг. Проведенные ими в это время работы по поискам и разведке многих сотен месторождений полезных ископаемых обеспечили фронт и тыл страны металлом, жидким горючим, топливом, всеми другими необходимыми видами минерального сырья. Их подвиг не может быть забыт!

ОСНОВНЫЕ ЛИТЕРАТУРНЫЕ ИСТОЧНИКИ

1. *ВСЕГЕИ* в развитии геологической науки и минерально-сырьевой базы страны. 1882—1982 гг. — Л.: Недра, 1982.
2. *Евстрахин В.А.* Геология в годы войны и мирного строительства // Разведка и охрана недр. 1980. № 5.
3. *Жамойда А.И., Коноплянцев А.А., Марковский А.П. и др.* Геологическая наука в годы Великой Отечественной войны. К 40-летию Победы. — М.: Наука, 1985.
4. *История Геологического института АН СССР.* — М.: Наука, 1980.
5. *Мирлин Г.А.* Минеральные ресурсы во второй мировой войне. — М.: Недра, 1985.
6. *50 лет Советской геологии.* — М.: Недра, 1968.
7. *Советские геологи на фронте и в тылу* // Разведка и охрана недр. 1975. № 5.
8. *Трофимук А.А.* Нефть Урало-Поволжья — фронту // Война — Народ — Победа. — М., 1984.
9. *Федорчук В.П.* Геология — фронту. — М.: Недра, 1985.
10. *Фронт и тыл.* Геологи Академии Наук СССР в ВОВ. — М.: Наука, 1990.

Об авторе

Гилель Авсеевич Мирлин — заслуженный геолог, фронтовик. Геологические исследования он начал на Урале еще в 30-е годы. В 1938—1940 гг. он работал в Комитете по делам геологии при Совнаркоме СССР. В годы войны находился в рядах действующей Красной армии, был артиллеристом, участвовал в обороне Москвы, в битве на Курской дуге, в боях за освобождение Киева, Львова, Праги, во взятии Берлина. Более трех десятилетий Г.А.Мирлин руководил планированием геологоразведочных работ в стране. В течение многих лет Г.А.Мирлин был членом редколлегии журнала «Советская геология».

© Г.П.Воларович, 1995

Золото и Великая Отечественная война

Г.П.ВОЛАРОВИЧ (ЦНИГРИ)

Перед началом Великой Отечественной войны в нашей стране был создан государственный золотой запас, составлявший более 2500 т. Накоплению такого запаса способствовала полноценная минерально-сырьевая база и хорошо организованная золотая промышленность. Правительство установило ряд льгот для золотой промышленности: поощрялось

развитие всех видов добычи — как государственной, так и старательской; внедрялась механизация на россыпных и рудных месторождениях при эксплуатации и геологоразведочных работах; выделялись крупные ассигнования, в том числе и на геологоразведку. Все поиски, предварительная, детальная разведки и геологическое обслуживание в процессе добычи сосредоточено было в руках самой золотой промышленности.

По инициативе главного геолога «Главзолото» М.П.Проснякова — одаренного организатора и высококвалифицированного геолога — приказом по Наркомату цветной металлургии главные геологи всех подразделений (золотодобывающие тресты, приисковые управления, прииски и рудники) были назначены заместителями управляющих и начальников и выполняли такие же функции, что и главные инженеры. Это решительно подняло престиж геологической службы и авторитет геологов в золотой промышленности, укрепило кадрами геологоразведку, повысило ответственность геологоразведчиков за состояние минерально-сырьевой базы и добычи золота.

В этот период были найдены, разведаны и освоены промышленностью многие россыпные и рудные месторождения и новые золотоносные районы и провинции, что позволило резко увеличить добычу золота на всей территории страны. На предприятиях «Главзолото» в 1940 г. было получено около 100 т драгоценного металла. Начальник «Главзолото», Д.А.Бочков, бывший старатель, геолог по образованию на активе работников промышленности заявил, что он является «командармом» 100 000-й армии старателей, которые в основном и обеспечили такую большую добычу.

Самоотверженный труд геологов золотодобывающих трестов, в частности, треста «Золоторазведка» и НИГРИзолото (сейчас ЦНИГРИ), а также геологов управления «Дальстрой» способствовал созданию минерально-сырьевой базы, высоким уровням добычи золота.

В старейшей русской золотой кладовой (Урал) перед войной функционировал ряд рудников: Березовск, Кочкарь, Миндяк, Мелентьевка, Кумак, Джетыгора и др. Накануне войны Х.А.Шафеев (геолог «Башзолото») опробовал развалы бурых железняков на берегу оз.Учалы, которые оказались золотоносной «железной шляпой». Под бурыми железняками находилась баритовая сыпучка с очень высокими содержаниями золота, которые быстро разведали ударно-канатным бурением и в военные годы их отработали карьером, получив более 20 т золота. Зона окисления сменилась первичными медьсодержащими колчеданными рудами, протянувшимися на глубину более 1 км и к настоящему моменту значительно выработанными.

В исследовании и оценке запасов золоторудных месторождений Урала принимали участие виднейшие специалисты-геологи по золоту: Н.И.Бородаевский, А.П.Смолин, Б.Л.Степанов. В процессе детального изучения Березовского месторождения, разведанного В.А.Захваткиным, и других объектов коренного золота Н.И.Бородаевский разработал методику геолого-структурного картирования золоторудных полей. Была создана научная школа по исследованию коренных месторождений золота, оказавшая в дальнейшем большое влияние на подход к изучению геологического строения месторождений цветных и редких металлов. Вместе с Н.И.Бородаевским золоторудными объектами Урала занималась и М.Б.Бородаевская (Березовское, Миндяк, Муртыкты), защитившая вскоре после войны докторскую диссертацию по золотоносным дайкам и метасоматитам Березовского рудного поля.

И.С.Рожков (член-корр. АН СССР) сыграл ведущую роль в выявлении запасов россыпного золота Урала, основного продуцента драгоценного металла России. Перед войной М.И.Соловьев, З.А.Конюхов и другие разведали многие дражные и гидравлические полигоны, на которых было получено большое количество золота. Кроме того, Г.Д.Карамышева подняла вопрос о перспективах древних (палеоген-неогеновые и мезозойские) россыпи Урала.

Перед началом войны и во время ее эффективно эксплуатировалась провинция коренного золота Казахстан, в частности золоторудные месторождения: Степняк, Бестюбе, Майкаин и др. Разведка этих месторождений осуществлялась под руководством Г.Н.Шавкина и позднее К.Н.Иванова. Одновременно были открыты новые рудные объекты: Джеламбет с прожилково-вкрапленными рудами (П.С.Белов) и Торт-Кудук с золотоносными массивными баритами (Н.В.Нечаев). Геологическое строение золото-кварцевого Степнякского узла изучала Н.А.Фогельман. Б.К.Брешенков участвовал в открытии и исследовании золото-барит-сульфидных залежей месторождения Майкаин со своеобразной богатой зоной окисления. Данные исследования легли в основу успешной отработки на протяжении всей войны Майкаинских залежей глубокими карьерами.

В Западной Сибири были разведаны как россыпные, так и коренные месторождения золота. Долинные и террасовые россыпи с невысокими содержаниями металла отрабатывались в Мартайге, на Салаире, в Горной Шории, на Алтае. В 1943 г. экспедицией треста «Золоторазведка» во главе с талантливым геоморфологом В.Г.Лебедевым на водоразделе

Салаирского кряжа была найдена первая в Западной Сибири богатая россыпь палеоген-неогенового возраста — Июньская, сразу же пущенная в эксплуатацию. Однако наличие в ней мелкого золота в глинистом аллювии потребовало в дальнейшем детального технологического опробования (П.Л.Каллистов и А.И.Лифшиц) и разработки специальных мероприятий, чтобы избежать больших потерь золота при добыче. Месторождения коренного золота наиболее сосредоточены в Кузнецком Алатау, особенно в Мартайге. Эти месторождения с большим успехом разведывал Д.И.Щеглов. Их изучали многие геологи, в том числе научные сотрудники НИГРИзолото Д.М.Дембо и Д.А.Тимофеевский, проживавшие в поселке Макарак Тисульского района, куда во время войны и был эвакуирован институт. Д.А.Тимофеевский на Бериккульском рудном поле обнаружил кобальто-никелевое оруденение, приуроченное к дайкам основных пород, секущих продуктивные золото-кварцевые жилы, что и легло в основу выделения позднепалеозойского (или мезозойского) металлогенического цикла в Западно-Сибирской золотоносной провинции. Наличие в Западной Сибири постдевонского золотого оруденения подтверждается находкой в те же годы геологом треста «Золоторазведка» К.П.Потемкиным на юге Горной Шории золото-ртутно-баритовых жил, прорывающих карбонатные породы, охарактеризованные девонской фауной.

В 40-е годы из Восточной Сибири золото поставляли четыре области: Саянская, Енисейская, Ленская и Баргузинская. Эти области давали металл преимущественно из россыпей. Однако в двух первых эффективно эксплуатировались и золоторудные объекты. В Саянской золотоносной области размещались приисковые районы треста «Минусазолото», во главе геологоразведочной службы которого находился выдающийся организатор А.П.Евдокимов. Запасы россыпного золота для открытых работ, драг и гидравлик имелись в Анзас-Кызылском, Амыльском, Сисимском районах, а также по долинам р. Чибижек и некоторым другим в окрестностях рудника Артем. Непосредственно рудник Артем и Ольховское рудное поле еще в конце 30-х годов исследовали А.П.Божинский и П.Л.Каллистов, высоко оценившие возможности выявления новых пирит-пирротиновых залежей с мощными окисленными зонами в массивных известняках. В дальнейшем эти геологи стали ведущими специалистами в области методики разведки месторождений золота.

Енисейская область, где россыпи разрабатывались в течение 100 лет (с 1842 г.), в период войны выдала большое количество россыпного золота. До войны россыпи Енисейского кряжа изучал С.С.Лапин — геоморфолог НИГРИзолото, рекомендовавший доразведку пойменных и особенно террасовых россыпей Северо-Енисейского района. Предложения С.С.Лапина реализовывались в процессе всей войны, что позволило удержать уровень добычи золота по области. Коренное золото добывалось на месторождении Советское из верхних горизонтов рудных тел.

Енисейский кряж известен простыми залегающими на небольшой глубине богатыми россыпями, которые преимущественно были обнаружены в первые 10 лет освоения Енисейской золотоносной области. Золотая Лена, открытая почти одновременно с Енисеем, знаменита глубокозалегающими россыпными месторождениями. В конце 30-х годов в Ленский район по предложению академика В.А.Обручева была отправлена большая экспедиция из НИГРИзолото под руководством Г.Л.Юдина. В состав экспедиции входили геологи и геоморфологи: А.Р.Бурачек, С.С.Лапин, Н.С.Каткова, С.Г.Мирчинк и др. Исследователи института установили деловой контакт с геологами-производственниками треста «Лензолото» Н.К.Терезой и В.В.Ковалевичем. В результате проведенных работ были расчленены сложнопостроенные рыхлые отложения, включающие золотоносные пласты, и окончательно подтверждено определенное еще В.А.Обручевым ледниковое происхождение образований, перекрывающих россыпи. В процессе исследований был решен спор А.К.Мейстера и В.А.Обручева о характере коренных источников россыпей, т. е., с одной стороны, ими оказались кварцевые жилы, а с другой, прожилково-вкрапленные кварцево-сульфидные зоны.

К геологическому обследованию Баргузинской тайги приступили только в последние годы войны. Трест «Золоторазведка» организовал экспедицию, во главе которой был поставлен Д.К.Зегебарта — сподвижник геологии. Во время командировки в Баргузин автор был свидетелем, как летом 1945 г. Д.К.Зегебарта, уходя в маршруты по Северному Забайкалью, с трудом продвигался вперед по моховым болотам. Верхнее Приангарье — исключительно сейсмичная область, и геологам экспедиции Д.К.Зегебарту, А.Г.Шпилько, А.С.Яценко не раз приходилось испытывать землетрясения силой 5—6 баллов.

Во время войны Забайкалье представляло собой провинцию преимущественно коренного золота с широко известными месторождениями: Балей, Дарасун, Ключи, Любовь. К 1943 г. были уже отработаны наиболее богатые золотоносные жилы Основного и Южного полей Балей. Все это привело к существенному уменьшению поступлений металла в государственную казну с «золотой жемчужины» (Балей). В район добычи была направлена

авторитетная комиссия во главе с первым заместителем начальника «Главзолото» Ю.В.Чугуевым (председатель) и представителем Государственного комитета обороны. В работе комиссии принял участие и автор настоящей статьи Г.П.Воларович, который должен был проанализировать состояние минерально-сырьевой базы «Балейзолото» и представить предложения по ее укреплению. Вместе с главным геологом треста С.Н.Березовским Г.П.Воларович тщательно изучил архивные материалы. В результате был сделан вывод о необходимости возобновления геологоразведочных работ на Тасеевском участке, где они были приостановлены по техническим причинам. Подобное предложение обосновывалось высоким содержанием золота только в одной пробе единственной скважины, пробуренной на электроаномалии, выявленной геофизиком Ф.А.Майоровым. Спор профессоров Н.Н.Горностаева и Б.Л.Степанова о направлении работ после отработки богатых золотых жил Основного поля был успешно разрешен. Н.Н.Горностаев предлагал развивать работы на северо-восток и юго-запад по простиранию геологических структур Забайкалья. Б.Л.Степанов рекомендовал направить горные выработки вкост простирания структур на юго-восток, которые и вскрыли Южное поле глубоко под долиной р. Унды. Г.П.Воларович установил секущие структуры в Забайкалье еще в 1940 г., занимаясь изучением Дарасунского золоторудного района. Поэтому по рекомендациям Б.Л.Степанова, воспользовавшись результатами работ, он настойчиво предлагал разведать Тасеевский участок, хотя было ясно, что золоторудные тела залегают здесь на глубине нескольких десятков метров. Председатель комиссии Ю.В.Чугуев поддержал данное предложение. Через несколько месяцев шахта вскрыла на глубине 80 м мощную богатейшую зону, из которой трест «Балейзолото» вскоре стал добывать золотую руду. Всего на Тасеевском месторождении удалось получить около 300 т золота. Таким образом, Балейское предприятие снова заняло ведущее место по добыче коренного золота в стране и сохраняло это место более 15 лет.

Дарасунское золоторудное месторождение на начальных этапах освоения связано с именами геологов Д.А.Зенкова и Д.А.Тимофеевского. Д.А.Зенков дал путевку в жизнь «большому Дарасуну». Д.А.Тимофеевский расшифровал геологическую структуру рудного поля и выявил наличие в золото-полиметаллических жилах обогащенных рудных столбов с крутым склонением в плоскости жил, что позволило прогнозировать продолжение промышленного оруденения на глубину более 1500 м. В результате этого увеличились запасы и добыча золота на Дарасунском месторождении во время войны. Большое значение при прослеживании и выявлении золото-полиметаллических жил на Дарасунском рудном поле имели геофизические работы, проведенные научным сотрудником НИГРИЗолото Н.А.Никифоровым, что подтверждается названиями некоторых рудных жил — Геофизическая и Электрическая.

На Дальнем Востоке, в Приамурье и Приморье, эксплуатировались как россыпные, так и коренные месторождения золота. Россыпи разрабатывались открытым, подземным, дражным и гидравлическим способами. Особенно существенна была добыча россыпного золота на прииске Октябрьский, открытом геологом П.А.Сушковым незадолго до войны. В 1942 г. из данных месторождений получили более 6 т металла, т. е. больше половины продукции треста «Амурзолото». В 1943 г. автор статьи встречался с геологами Октябрьского прииска П.А.Сушковым, В.В.Толстых, В.В.Фроловым и др., энергично продолжавшими поиски и разведку россыпей, обеспечивавшими эксплуатационные работы, несмотря на то, что геологическую разведку приходилось вести в условиях сплошных заболоченных площадей. Геологоразведочные работы на россыпное золото эффективно шли и в других районах Приамурья, где их возглавляли энтузиасты-геологи: А.А.Ждан — Харгинский район, Р.Б.Лебедева — Дамбуки, Г.К.Цивелев — Тыгда-Улунгинский район и т. д. На р.Верхняя Селемджа интенсивно разрабатывали коренные месторождения — Ворошиловское, Харгинское, Унгличанское и Токур, открытый по прогнозам Г.П.Воларовича. На Унгличанском месторождении, по инициативе геолога Кима, добывали шешитовую руду, содержащую высокий процент вольфрама, необходимого как добавка в твердые сплавы и качественную сталь.

В Приморье росла добыча россыпного золота преимущественно гидравлическим способом. Коренное золото в количестве более 14 000 кг получили на Агне-Афанасьевском месторождении Нижнеамурского района. Данное месторождение было открыто в конце 30-х годов геологами Удыльского приискового управления под руководством А.М.Дудко. Быстро разведали и сразу начали разрабатывать кварцевые руды с высоким содержанием золота. Для обработки руд срочно привезли бегунные чаши, демонтировав их с малоэффективных объектов — Дяппе и Белой горы. Простой минеральный состав руд и крупное золото позволили достичь 90—92 % извлечения металла даже на примитивной бегунной фабрике при очень низкой себестоимости продукции (ниже себестоимости россыпного золота по всей стране).

Якутия во время Великой Отечественной войны поставляла значительное количество россыпного и рудного золота. В основном золото добывали из россыпей Центрального Алдана, а также бассейна р. Аллах-Юнь. Минерально-сырьевая база золота непрерывно возрастала. Геологоразведочную службу треста «Алданзолото» возглавлял отличный организатор и квалифицированный геолог В.Т.Андреанов, тесно взаимодействовавший с научными работниками НИГРИЗОлото С.С.Лапиным и Л.Я.Лапиной, которые с помощью геоморфологического анализа оценили погребенные россыпи Таркандинского района. Оценка данной россыпи подтвердилась разведочными и эксплуатационными работами. Лебединское золоторудное месторождение изучали Н.В.Петровская, А.Р.Фасталович, которые представили детальную характеристику минералов руд, выделив несколько их типов в соответствии с морфологией и условиями залегания рудных тел и стадиями минералообразования.

Северо-Восточная золотоносная провинция исследовалась, опрашивалась и осваивалась Главным управлением «Дальстрой». Во время Великой Отечественной войны Колыма давала золота примерно столько же, сколько «Главзолото» со всеми своими приисками и рудниками, разбросанными на огромной территории бывшего СССР. Минерально-сырьевая база золота «Дальстроя» была хорошо подготовлена за предыдущие 10 лет. Было открыто и разведано большое число богатых россыпей, среди которых имеются несколько уникальных по количеству и содержанию металла (Мальдяк, Чай-Урья, Берелех и т.д.). В 1941—1945 гг. геологическая служба Колымы была отлично организована, полностью обеспечивая выявление и разведку месторождений, а также геолого-маркшейдерский контроль за их правильной отработкой. Ведущими геологами в то время были высокообразованные специалисты и отличные практики, патриоты своего дела — В.А.Цареградский, Е.Т.Шаталов, Б.Н.Ерофеев, Б.М.Вронский, С.Д.Раковский, А.Х.Алискеров, Г.А.Кечек, Л.А. и Б.А.Снятковы и др. В основном это были выпускники старой русской школы горных инженеров-геологов Ленинградского горного института, а также сотрудники Геологического Комитета (сейчас ВСЕГЕИ). Каждый из них руководил геологическими работами на том или ином участке. Так, В.А.Цареградский был начальником Геологоразведочного управления «Дальстроя», Е.Т.Шаталов — главным геологом управления.

Е.Т.Шаталов — основной вдохновитель и составитель руководств и инструкций по методике поисков и разведке месторождений золота применительно к условиям Северо-Востока. По его настоянию был разработан и неуклонно претворялся в жизнь генеральный план геологического изучения всей территории края с составлением листов карт масштабов 1:500 000 и 1:100 000, а для отдельных золотоносных узлов 1:25 000. Геологосъемочные работы сопровождалось в соответствии с масштабами съемок поисками со шлихованием водотоков и опробованием всех рудных свалов. На геологические карты наносились все данные по золотоносности вплоть до положения разведочных линий по речным долинам и содержания металла по линиям. Одновременно была принята система нумерации разведочных линий на россыпи от устья водотоков с увеличением номера от первого через каждые 100 м и разведочных выработок (шурфов и скважин) через каждые 10 м, начиная от правого борта долин. Такая рациональная нумерация разведочных выработок на россыпях в дальнейшем была внедрена во всей геологической службе страны, что сыграло положительную роль в систематизации разведок на золотых россыпях.

После войны некоторые высококвалифицированные геологи «Дальстроя», выдающиеся организаторы были назначены на руководящие должности в Министерство геологии СССР — Б.Н.Ерофеев, Г.А.Кечек, Е.Т.Шаталов и др.

В 1942—1945 гг. в тресте «Золоторазведка» Г.П.Воларович составил первую карту золотоносности СССР масштаба 1:5 000 000. На нее были нанесены все известные россыпные и рудные проявления золота, объединенные в 350 золотоносных районов овалами в соответствии с направлением геологических структур. Данная работа явилась основополагающей при составлении карт золотоносности и прогноза, а также при подсчете прогнозных ресурсов золота страны.

Перед самой войной руководство «Главзолото» стало укреплять кадрами подчиненные ему организации и предприятия. Так, в трест «Золоторазведка» из НИГРИЗОлото были переведены А.П.Божинский, Г.П.Воларович, П.Л.Каллистов; «Березовзолото» — Н.И.Бородаевский и «Каззолото» — Н.А.Фогельман. Во время войны они занимались поисками, разведкой и оценкой месторождений золота, после войны продолжили научную работу в институте. Особо следует отметить П.Л.Каллистова, который летом 1942 г. проводил не только разведку золоторудного месторождения Кант-Чингиз в Северо-Восточном Казахстане, но и организовал силами своей геологоразведочной партии добычу золота в небольшом объеме из руд этого месторождения.

Оккупация фашистской Германией Донбасса и Северного Кавказа лишила нашу Родину

Никитовского месторождения ртути и Тырнаузского месторождения вольфрама и молибдена. Страна осталась без важных видов минерального сырья стратегического назначения. Геологам, занимавшимся золотом, было предписано выявить месторождения этих металлов в золотоносных районах Урала, Казахстана, Средней Азии, Сибири и Дальнего Востока.

Н.И.Бородаевский приступил к изучению золото-шеелито-кварцевых жил в районе Березовского рудника. Отсюда срочно поставлялась вольфрамовая руда на Уральские металлургические заводы. В Среднюю Азию на Кумбельское скарновое золото-шеелитовое месторождение командировали научного сотрудника НИГРИЗолото В.И.Соболевского, установившего наличие золотого оруденения на более ранние вольфрамоносные скарны и положительно оценившего данные месторождения, что позволило извлекать шеелитовую руду.

Большую работу во время войны по скарнам Средней Азии провели геологи под руководством Н.В.Нечелистова. В результате выявилась шеелито-скарновая Среднеазиатская провинция. Как уже упоминалось, в первой половине 40-х годов штуфная руда, состоявшая на 70—80% из шеелита, транспортировалась на Урал с Унгличканского месторождения Приамурья.

Остро ощущался дефицит ртути, образовавшийся вследствие изоляции Никитовского месторождения. Добычу ртути в Западной Сибири из отвалов золотого рудника Барит успешно производил Е.А.Савари в самодельных печах («самоварах»). Тем самым удовлетворялась потребность в ней предприятия «Главзолото». Геологи, работавшие в золотой промышленности, предложили оперативно разведать и эксплуатировать ртутные месторождения Акташ на Горном Алтае и Чаувай в Средней Азии.

В 1941 г. Г.П.Воларовичу руководство «Главзолото» поручило экстренно оценить молибденовые рудопоявления Восточного Забайкалья и принять меры с целью получения молибденового концентрата даже за счет уменьшения программы золотодобычи. По рекомендациям автора были срочно построены четыре обогатительные фабрики небольшой производительностью и только одна из них (Давендинское золото-молибденовое месторождение) выдала ощутимое количество молибденовой продукции. На Колыме Б.Н.Ерофеев развернул поисковые и разведочные работы касситеритовых месторождений, из которых добывалось олово, столь необходимое для оборонной промышленности.

В самом начале войны работники золотой промышленности, в том числе и многие геологи, получили бронь, освободившую их от призыва в армию. Однако бронь не распространялась на старателей. Большинство из них были зачислены в Сибирскую дивизию и отправлены на фронт. В связи с этим основательно сократилась старательская добыча золота. Ее пытались компенсировать усилением государственной добычи, что стало возможным благодаря хорошо подготовленной минерально-сырьевой базе. При этом приходилось отрабатывать наиболее богатые блоки рудных тел и участки россыпей. Одновременно привлекались к добыче женщины, старики и подростки, которые за добытый металл получали дополнительно необходимые продукты (мука, крупы, масло, сахар и т. д.). На тяжелой работе в рудниках и на геологической разведке женщины заменили ушедших на фронт мужчин.

Весной 1943 г. американцы потребовали немедленного возмещения золотом поставок в СССР по ленд-лизу военного оборудования, снаряжения, материалов, продовольствия. Советский Союз срочно отправил на автомашинах из Иркутска на Качук и далее на карбазах по р. Лена до бухты Тикси 1300 т золота. Эту ответственную операцию выполнил заместитель начальника «Главзолото» Ю.В.Чугуев, которому тогда исполнилось только 35 лет.

Кроме США Советский Союз расплачивался золотом и с другими союзниками, в частности, с Великобританией. Поэтому нашей стране надо было во чтобы то ни стало увеличить добычу золота с целью пополнения государственных золотых резервов. Старателей вернули с фронта и оформили на них бронь; усилили обеспечение золотой промышленности техническими средствами, материалами, горючим, спецодеждой, продовольствием; организовали строительство новых драг, выпуск горного оборудования, станков для разведочного бурения.

Широко развернули геологоразведочные работы на россыпное и рудное золото в старых золотоносных районах и на новых территориях, в результате чего на Северном Кавказе была открыта (И.Е.Шатров) золотосодержащая «железная шляпа» на Худесском медно-колчеданном месторождении — совершенно новый тип золотого оруденения для данной территории. Это послужило толчком к выявлению таких объектов в пределах Главного Кавказского хребта.

В Средней Азии были найдены россыпи хр. Нура-Тау и золоторудное месторождение Долпран, которое в 1950 г. изучал вернувшийся с войны Л.И.Яковлев.

На Урале оконтурили новые протяженные участки золотоносных долин для дражной добычи в Миасском, Тагильском, Сосвинском, Серовском районах; выявили глубокозалегающую россыпь по р. Серебрянка на Северном Урале; открыли золоторудные месторождения Ак-Пан, Курасан, Юбилейное и др.

В Казахстане, в окрестностях Майкаинского комбината (Л.И.Яковлев) и на южном склоне хр. Кант-Чингих (И.А.Паукер) были выявлены новые объекты с высокими содержаниями золота в зоне окисления.

Крупное месторождение Бакырчик на Алтае с прожилково-вкрапленными золотыми рудами в толще черносланцевых пород изучали Н.И.Бородаевский, Е.Т.Маковкин.

В Западной Сибири нарастили дражные и гидравлические полигоны — в Егорьевском районе Салаира, Кузнецком Алатау, Горной Шории. В Восточных Саянах (Д.И.Щеглов) были разведаны новые сульфидные залежи на площади Артемовского рудного поля и оценено Константиновское месторождение.

На Енисейском кряже вскрыли глубокие горизонты рудника Советский, а также увеличили запасы россыпного золота в бассейнах рек Удерей, Енашимо и передали в промышленное освоение дражный полигон по р. Нойба (Б.А.Рухин).

На р. Лена открыли новый золотоносный узел в верховьях р. Большой Патом с уникальной погребенной Мараканской россыпью (Н.К.Тереза). В верхнем течении р. Олекма (С.С.Николаев) и по р. Нюкжа (Б.А.Рухин) обнаружили и разведали несколько промышленных россыпных месторождений.

Продвинувшись далеко на восток, разведали и освоили глубокозалегающие россыпи Тырканды и выявили Учурский золотоносный район, а также открыли совершенно новый тип — большое золоторудное поле Куранах на севере Центральноалданского района (А.И.Казаринов, И.Е.Шатров). В Аллах-Юньском районе обнаружили ряд крупных богатых россыпей для открытых, подземных и дражных работ (Д.В.Вознесенский).

На Северо-Востоке продолжали открывать, разведывать и оперативно отрабатывать россыпные месторождения. Приступили к доразведке и эксплуатации Наталкинского месторождения коренного золота. Кроме того, открыли новые обширные золотоносные площади на северо-западе провинции в бассейнах рек Индигирка и Адыча (И.Н.Скорина), а также на Чукотке — в долинах рек Малый и Большой Анюй и др. (Н.И.Чемоданов).

В Приморье обнаружили россыпные и рудные объекты по притокам р. Тумнин (М.Г.Золотов); переоценили россыпь долины р. Тиханьюго, погребенную под морскими отложениями, из которой добывали золото очень низкой себестоимости.

В 1944—1945 гг. были эвакуированы из Сибири в Москву «Главзолото», «Золоторазведка» и НИГРИзолото. В тресте «Золоторазведка» для усиления работ на местах из отдельных поисковоразведочных партий и экспедиций создали специальные геологоразведочные конторы во главе с хорошими администраторами-геологами: Е.Т.Маковкиным на Алтае, К.И.Брагиным в Средней Азии, В.Г.Лебедевым в Красноярске, А.И.Виноградовым в Чите, Г.А.Яковлевым в Благовещенске.

В Москве НИГРИзолото выделили новое помещение на Варшавском шоссе (дом 58), где до сих пор размещаются его технологические и аналитические лаборатории. Постепенно в институт возвратились старые кадры научных работников (Н.И.Бородаевский, А.П.Божинский, Г.П.Воларович, М.И.Ивашнев, Н.А.Никифоров, Н.А.Фогельман) и приглашались новые высококвалифицированные специалисты (Ю.П.Казакевич, М.П.Просняков, В.А.Перец, Е.А.Савари). Институт значительно развил работы по золоту и расширил тематику — создано новое технологическое направление и начато изучение месторождений цветных, редких металлов и алмазов. Так, из отраслевого института золотой промышленности (НИГРИзолото) он превратился в мощный комплексный Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ).

Все это позволило капитально укрепить минерально-сырьевую базу золотой промышленности, а золотодобывающим предприятиям не только удержать, но и повысить после войны уровень добычи золота.

Западные политические стратеги, объявив Советскому Союзу холодную войну, распространяли слух, что наша страна совершенно обеднела и для выплаты долга военных лет израсходовала весь золотой запас и переплавila уникальные золотые самородки, хранившиеся в Алмазном фонде. Правительство предприняло ряд мер, чтобы опровергнуть эту ложную информацию. Так, был приглашен в СССР известный американский банкир, которому продемонстрировали в сейфах подвалов Гохрана большое число слитков золота, а фотографии показали его на фоне этих слитков, а фотографию поместили на цветной обложке журнала «Огонек». Вице-президент США Уоллес, посетивший нашу страну, побывал на Колыме, где ему показали золото на промышленных приборах при разработке россыпей. Коллекцию золотых самородков из Алмазного фонда сфотографировали, также сделали фото геологов Г.П.Воларовича и Е.Т.Шаталова с самыми крупными самородками в руках. Эти фотографии распространяли в определенных случаях в Канаде.

В 1952—1953 гг. государственный золотой запас страны был восстановлен до прежних размеров почти в 2500 т.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.45

© А.А.Безруков, Г.А.Осипова, 1995

Оценка на глубину оловорудных зон рудного поля Нарсын-Хундлэн (Монголия)

А.А.БЕЗРУКОВ (Дальнегорская ГРЭ, ПО «Приморгеология»), Г.А.ОСИПОВА (ДВ геологический институт ДВО РАН)

Поисковыми работами, проведенными в 80-х годах на территории юго-восточных отрогов Хэнтэйского хребта Восточной Монголии, выявлен новый, ранее практически неизвестный оловоносный район с рудопроявлениями в основном касситерит-силикатной формации [3].

В металлогеническом отношении территория входит в Монголо-Забайкальский оловоносный пояс, который, как и Хингано-Охотский, является внутриконтинентальной ветвью глобального Тихоокеанского рудного пояса [1, 2, 4]. Обе ветви связаны со складчатыми структурами мезозой, которые включают на отдельных площадях активизированные блоки более древних платформенных частей. Структурными барьерами, ограничивающими распространение оловоносных поясов, служат глубинные разломы и краевые швы. Внутреннее распределение металлогенических зон в поясах подчинено складчато-разрывным линейным ортогональным к направлению пояса и линейно-блоковым (каркасным) структурам и геохимическим закономерностям, связанным с рядом тектономагматических процессов.

Рассматриваемое рудное поле находится в Шалзинской оловоносной зоне (рис. 1) северо-западного направления, ограниченной разломами Убурт-Уртским (4) и Могойским (7), а на северо-западе — Улзинским (р. Улз-гол, 1); протяженность зоны 50 км при ширине 15—20 км. В геолого-структурном отношении названная зона приурочена к северной краевой части ступенчатого свода Могой-Шалзинской брахиантиклинали — зоне ее перехода от Хавтагайбулакской синклинали к поднятию. Она сопровождается цепью довольно крупных интрузивных тел [6] дун-уулинского комплекса γJ_2 и системой сбросов северо-западного направления (Убурт-Уртским, Бартынским, Могойским и др.).

Рудное поле Нарсын-Хундлэн располагается преимущественно в зоне экзоконтакта наиболее крупного гранитного массива γJ_2 , прорывающего мощную толщу вулканитов D_{1-2} ?. Интрузив в плане удлинённой формы

(рис. 2), размеры его 6,5х2 км, с контактами, осложненными крупными тектоническими нарушениями различного возраста (включая пострудные), сопровождающимися маломощными дайками среднего, реже кислого состава. Помимо серии даек отмечаются признаки субвулканических образований, содержащих эксплозивные брекчии [5]. Со стороны северо-восточного контакта интрузива установлена оловоносная структура «Зурх», протяженностью 7 км, шириной 1—1,5 км; на юго-западном контакте располагается вторая субпараллельная оловоносная структура «Южная», протяженностью примерно 3,5 км.

Вулканиты девона D_{1-2} ?, вмещающие интрузив γJ_2 , представлены липаритовыми порфирами, туфолатами, туфобрекчиями, редко — туфами, фельзитами, фельзит-порфирами и порфиритами. В результате глубокого многократного метаморфизма (контактового, динамометаморфического, метасоматического) вулканические породы претерпели значительные изменения: они превращены в порфиroidы, роговики, ортогнейсы и различного рода сланцы.

Граниты дун-уулинского комплекса, с которыми связано оруденение, подразделяются на две фации: для центральной части характерны среднезернистые калишпатовые, реже биотитовые разности, для периферии — мелкозернистые светло-серые аплитовидные порфировидные породы, близкие к гранит-порфирам.

Юго-западнее и западнее, близ описанного юрского гранитного массива, расположено другое крупное интрузивное тело, сложенное гранитами Цаганиндунского комплекса среднедевонского отдела. Граниты представлены светло-серыми, серыми, красными разностями амфибол-биотитового состава среднезернистой структуры.

Строение Нарсын-Хундлэнского рудного поля блоковое — одни блоки опущены на первые сотни метров, другие — приподняты и соответственно более эродированы. В пределах исследованной площади установлены рудопроявления, относящиеся как к грейзе-

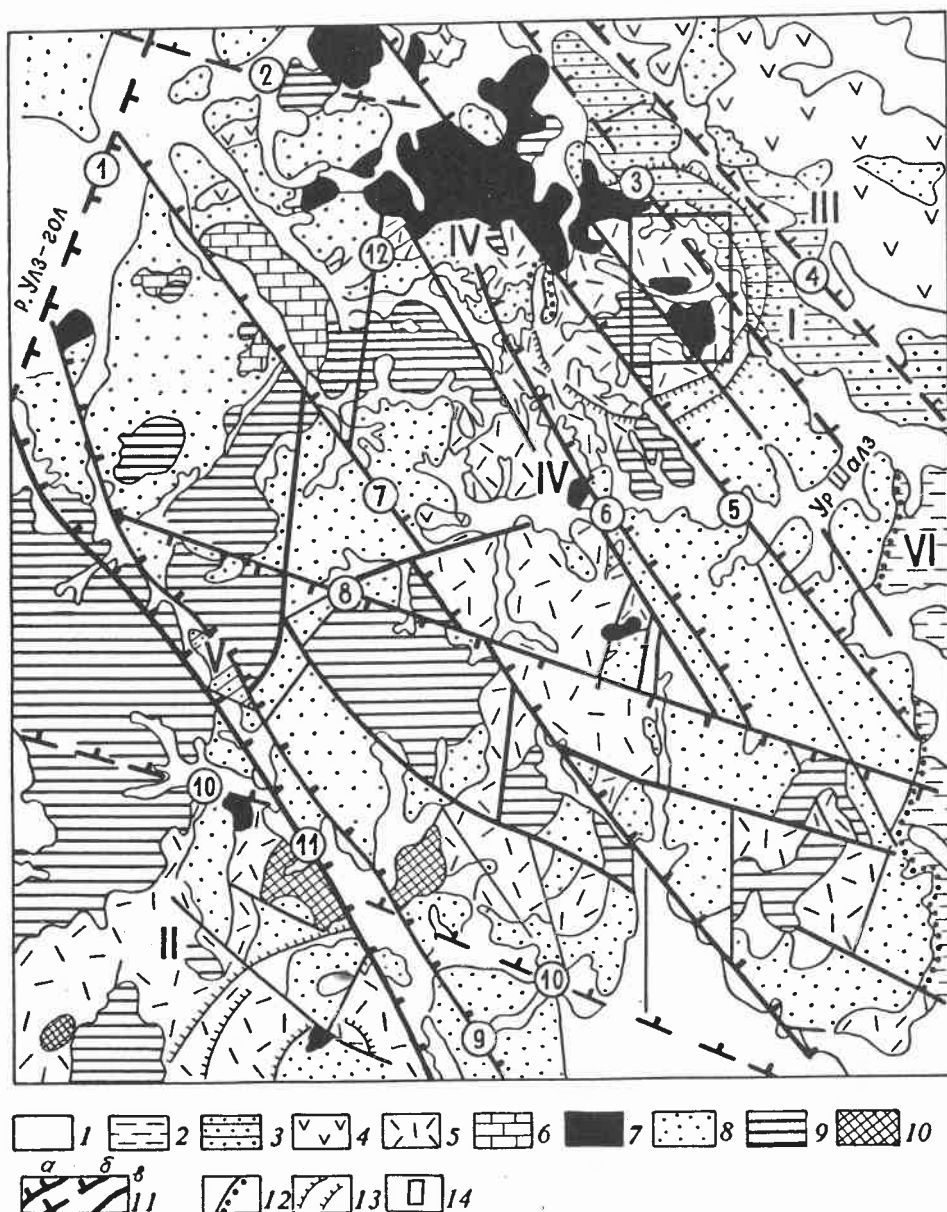


Рис. 1. Тектоно-магматическая схема бассейна верхнего течения Улз-гол в Монголии. Составили А.А.Безруков, Ц. Норовсамбуу по материалам В.А.Благоднарова, В.Н.Гольденберга, В.С.Казакевича и др.:

1 — современные отложения; 2 — дзунбаинская свита K₁ (песчаники, конгломераты, глины, мергели, угли); 3 — улзинская свита P₂ (песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты, туффиты, изредка — гравелиты, липарит-дацитовые порфиры); 4 — газарская свита P₁ (липаритовые и дацитовые порфиры, их туфы, туфолоавы, игнимбриты, андезит-дацитовые порфиры, туффиты, песчаники, туфоконгломераты); 5 — девонская система (?): нижний — средний отделы D₁₋₂? (липаритовые и трахилипаритовые порфиры, спекшиеся туфы, игнимбриты, редко туффиты); местами осадочные породы энгерской свиты D₂ (кремнистые алевролиты, аргиллиты, туффиты, изредка песчаники и гравелиты); 6 — хайчингольская свита Pt₃: мраморы графитизированные, метаморфические сланцы — кварц-биотитовые, роговообманковые, двуслюдяные, хлорит-серицитовые, амфиболитовые; магматические комплексы: 7 — дун-уулинский γJ₂, 8 — хамарусский γP₁, 9 — цаган-ундурский γD₂; 10 — субвулканические фации кислого состава; 11 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые, в — мелкие; цифры в кружках: сбросы и сбрососдвиги: 1 — Улзинский, 2 — Дэлбэрхейбулакский; 3 — Убурт-уртский, 4 — Хавтагайнулакский; 5 — Бартынский, 6 — Ухныбулакский, 7 — Могойский, 8 — Верхнешалзинский, 9 — Норвлнский, 10 — Хамарусский, 11 — Эмэлтийнский, 12 — Диоритовый; 12 — перерывы в осадконакоплении; 13 — кольцевые структуры, выделенные по аэрофотоснимкам; 14 — контур рудного поля Нарсын-Хундлэн. Римскими цифрами обозначены складчатые сооружения: I — Хавтагайнулакская синклиналь, антиклиналь; II — Салхитская, III — Газарская; IV — Могой-Шалзинская брахиантиклиналь, V — Хамарусская грабен-синклиналь, VI — Дуутнуурская синклиналь

новой, так и касситерит-силикатной формации с признаками касситерит-сульфидной.

В выделенных оловоносных структурах Зурх и Южная (см. рис. 2) намечается шесть

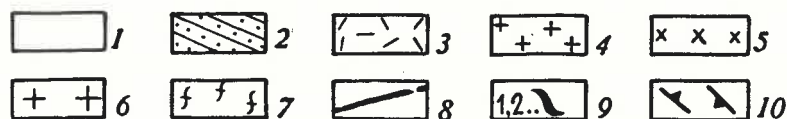
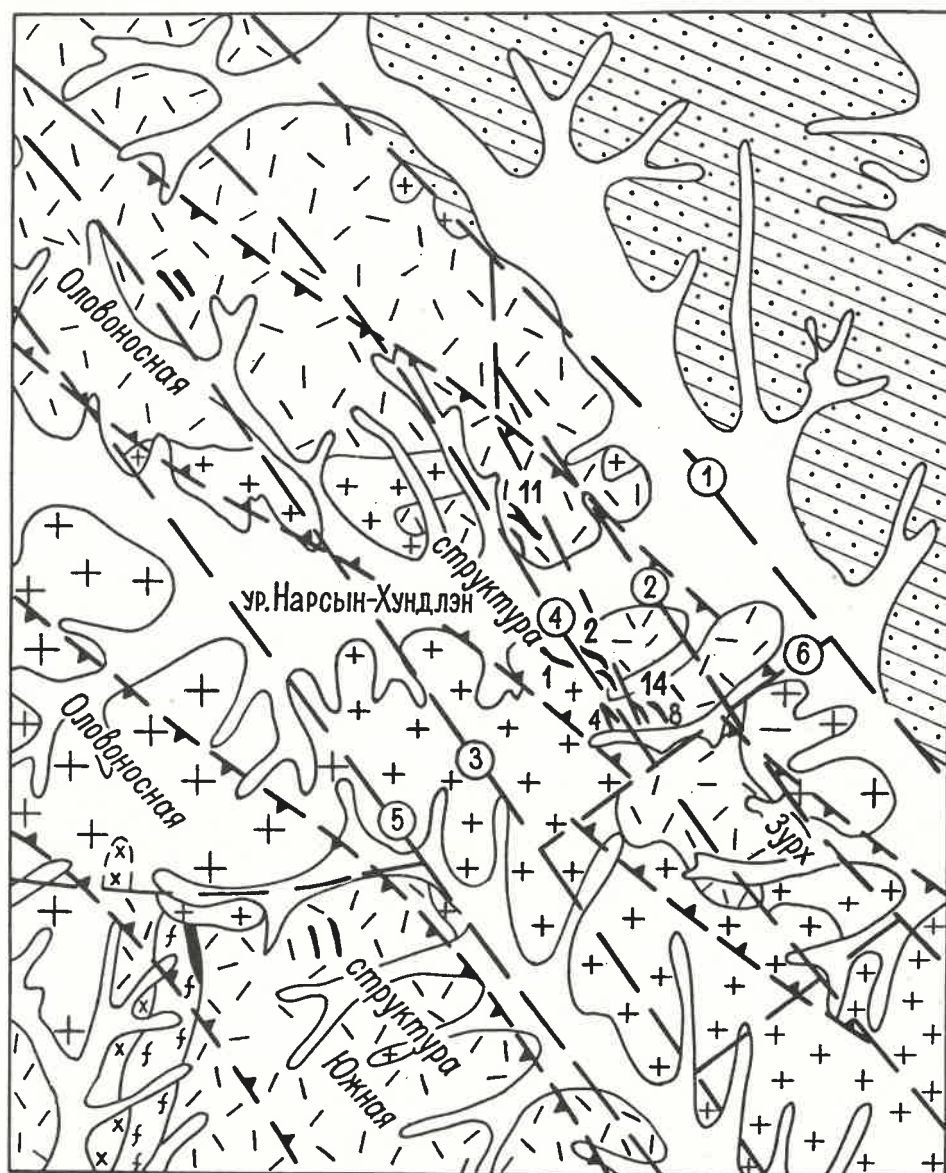


Рис. 2. Схема геологического строения рудного поля Нарсын-Хундлэн. Составители А.А.Безруков, Ц.Норов-самбуу, Х.Очир, Н.Баярсайхан.

1 — современные отложения Q_{IV} (аллювиальные, аллювиально-пролювиальные галечники, пески, щебенистые супеси, суглинки низкой и высокой пойм); 2 — верхнепермские отложения P_2 ; улзинская свита (конгломераты, песчаники, алевролиты); 3 — ниже-среднедевонские вулканы D_{1-2} ; 4 — граниты дунуулинского комплекса γJ_2 ; 5 — гранодиориты и диориты средне-мелкозернистые, часто порфировидные биотит-роговообманковые $\gamma d J_2$; 6 — границы цаганундунского комплекса γD_2 ; 7 — ортогнейсы слюдиты; 8 — тектонические нарушения (цифры в кружках): 1 — хавтагайбулакский сброс, разломы: 2 — Северный, 3 — Центральный, 4 — Основной; сбросы: 5 — Убур-уртский, 6 — Восточный; 9 — оловорудные зоны (1, 2, 4, 8, 11, 14); 10 — предполагаемые контуры оловосных структур Зурх и Южная

типов минерализаций, образующих разоб-
щенные рудные тела и зоны: 1) кварц-тур-
малин-касситеритовые и кварц-хлоритовые
метасоматические зоны; 2) кварцевые бе-

риллиеносные жилы; 3) зоны дробления и
брекчирования с кварц-сульфидными, окис-
ленными с поверхности минералами; 4) зо-
ны грейзенизации в ортогнейсах с редкоче-

тальной минерализацией; 5) кварц-гематитовые и магнетитовые линзы; 6) поля мономинеральных кварцевых жил и прожилков.

Практическое значение имеют пока лишь зоны первого типа оруденения. Они приурочены к тектоническим трещинам северо-западного простирания (300—340 °С), характеризуются сложной морфологией, часто с раздувами, пережимами, выклиниваниями и ответвлениями. Контакты постепенные, неровные, извилистые. Протяженность рудных зон от 50 до 370 м, мощность от 0,2 до 9 м. Залегают они как в эндоконтактовой, так и экзоконтактовой частях гранитного массива. Углы падения основных зон крутые — от 65 до 90 °С. Наиболее исследованы в настоящее время шесть рудных зон: 1, 2, 4, 8, 11, 14 (см. рис. 2), находящиеся в поисково-оценочной стадии. Другие рудные зоны либо имеют низкие, по данным опробования поверхности, содержания олова, либо известны по единичным пересечениям в канавах, а некоторые оценены по штуфным пробам и геохимическим ореолам.

Большинство оловорудных зон выполнено кварц-хлоритовыми, реже кварц-турмалиновыми метасоматитами, содержащими вкрапленность и гнезда касситерита и флюорита. В некоторых интервалах рудные зоны представлены только кварц-флюоритовым агрегатом, содержащим обильную вкрапленность и скопления касситерита.

Минеральный состав рудных зон рудного поля Нарсын-Хундлэн представлен в основном кварцем, хлоритом, турмалином, касситеритом, флюоритом, реже мусковитом, серицитом, гематитом, редко встречаются магнетит, эпидот, халькопирит, молибде-

нит, галенит, пирит, марказит, висмутин, берилл, топаз. Установлены еще недостаточно изученные, минералы редкоземельные. В числе гипергенных отмечаются маляхит, лимонит, гидроксиды Fe, Mn, Pb, Zn и Ag. Помимо перечисленных выявлены золото и корунд. Содержание олова в рудах колеблется от сотых долей до 8,84%, при среднем 0,7—1,05%.

Зоны 1, 2, 4, 8, 11, 14 (см. рис. 2) и разлом, расположенный вблизи рудной зоны 2, рудного поля Нарсын-Хундлэн, изучены комплексно, включая метод определения степени эродированности по элементам-примесям в касситеритах. Поскольку метод изложен в публикациях [7, 8, 9, 10], то здесь лишь напомним, что он основан на изменении содержания элементов-примесей в касситеритах оловорудных месторождений от горизонта к горизонту. Так, в касситеритах из сульфидно-касситеритовых месторождений наблюдается увеличение содержаний In, W, Be, Fe с глубиной и уменьшением Sc, Nb, V, Ti, Cr, что выражено геохимическими формулами глубинности ν_{1-16} (рис. 3), рассчитанными по программе 061 [10, 12]. Минеральный состав руд месторождения Нарсын-Хундлэн, а главное присутствие в касситеритах свинца и цинка (табл. 1), характерное для сульфидно-касситеритовых месторождений, позволило применить формулы ν_{1-16} и к рассматриваемому объекту. Отметим, что помимо формул ν_{1-16} расчет производился и по формулам ν_{1-10} [11], выведенным для кварц-вольфрам-касситеритового месторождения, залегающего в гранитах. Результаты в обоих случаях получены одинаковые.

Исследованы 9 образцов (см. табл. 1,

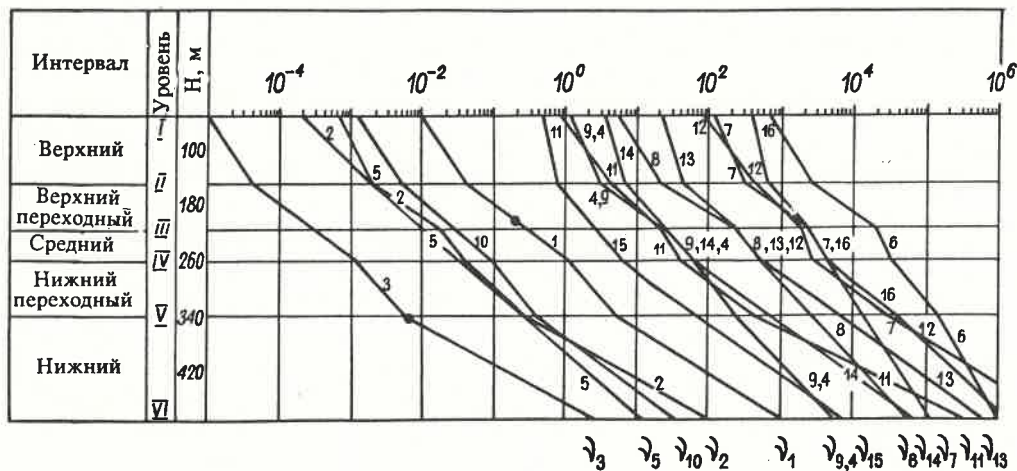


Рис. 3. Кривые геохимических формул ν_{1-16} для определения глубины эрозионного среза сульфидно-касситеритовых жил:

точки — условные глубины H для пробы 1, рассчитанные по формулам: ($H = 208$), 3 ($H = 349$)

1. Результаты количественного микроспектрального анализа касситеритов из рудных зон месторождения Нарсын-Хундлэн и расчет H_{cp} по ν_{1-16}

Рудная зона	Проба	Содержание $n \cdot 10^{-3}, \%$													H_{cp} , усл. м.
		In	Sc	W	Nb	V	Cr	Be	Ti	Zr	Pb	Zn	Mn	Fe	
2	1	0,8	1,8	190	47,7	—	0,5	1,0	51	4,5	3,5	5,3	—	300	282
2	2	2,0	9,4	240	42,2	—	0,7	1,23	76	17,5	2,3	3,5	—	370	316
1	3	1,8	7,0	200	41,6	0,1	—	1,20	52	17,6	10,6	2,8	0,8	380	360
4	4	3,4	3,4	430	36,7	0,4	—	1,36	53	13,9	—	—	1,3	360	350
Разлом	5	2,5	5,6	173	сл.	—	—	2,67	36	6,9	7,5	13	—	750	351
8	6	1,0	5,6	44	39,0	12,0	0,7	0,2	216	28,0	1,0	1,8	16	1160	—
14	7	2,3	1,0	110	—	2,1	—	0,39	83	3,2	—	—	18	1080	225
14	8	1,0	2,2	310	—	3,3	3,0	0,23	110	3,2	2,2	—	18	1880	170
11	9	2,2	4,7	100	13,0	2,6	11,4	0,18	340	4,2	1,7	—	15	1660	55

П р и м е ч а н и е. Для полного количественного микроспектрального анализа с тройным контролем требуется вещества 0,25 мг, для качественного — отдельные зерна; H_{cp} — среднеарифметическое из 16 формул ν_{1-16} ; прочерк — содержание ниже чувствительности анализа. Характеристика руды в пробах: 1 — кварц-турмалин-касситеритовая (расчистка близ канавы 7); 2 — кварц-хлорит-касситеритовый метасоматит (канавы 7); 3 — кварц-хлорит-касситеритовая (канавы 6); 4 — кварц-турмалиновый агрегат без видимого касситерита (канавы 16); 5 — кварц-касситеритовая (близ скв. 1); 6 — хлорит-касситеритовый агрегат (канавы 51); 7 — хлорит-касситеритовый агрегат (из рудного свала близ канавы 47); 8 — кварц-хлорит-касситеритовая (канавы 75); 9 — кварц-хлоритовый агрегат (канавы 90, интервал 58,5 м).

рис. 2), после соответствующей обработки которых в тяжелых фракциях помимо касситерита обнаружены Ti-минералы, высокохромистая шпинель, золото, редкоземельные минералы, корунд, флюорит.

Все минералы предварительно проанализированы на микроспектральной установке Н.В.Королева [7] в Дальневосточном геологическом институте (ДВГИ ДВО АН) Л.И.Азаровой, а затем более детально изучены другими методами. Минералы титана (ильменит, рутил) и высокохромистая шпинель подтверждены методом инфракрасной спектроскопии аналитиком Г.А.Нарновым (ДВГИ).

Золото обнаружено в шлихе 9 инженером Л.А.Бутенко в виде отдельных знаков размером 0,01, реже 0,2 мм в поперечнике. Пробность (781) определена химиком-аналитиком В.Ф.Бакиной (ДВГИ) атомно-абсорбционным методом. В остальных 8 образцах видимого золота не обнаружено. В результате пробирного анализа, произведенного в Центральной лаборатории ППГО «Приморгеология», установлено в руде образца 9 содержание Au 2 г/т, Ag 51,6 г/т, в образцах 7,8 — Au 0,2 г/т при отсутствии Ag, а в образце 6 ни Au, ни Ag не обнаружено.

Из тяжелых фракций проб 4, 1, 2 извлечены белые, кремовые и желтоватые пластинчатые обломки размером 0,1 мм. Микроспектральным анализом пластинок пробы 1 установлена иттрий-фосфорная основа и в сотых—десятых долях процента присутствует Ca, Zn, Nb, Al, Mn, Pb, Sr. В.И.Сапин (аналитик) на микрозонде УХА-5 подтвердил иттрий-фосфорную

основу и предположил присутствие Gd, Dy, Er, Yb. В пробах 2, 4 похожие, но более темные обломки, проанализированные на микрозонде УХА-5, оказались иного состава: главные элементы в них Ce, La, F и примеси Pr и Gd. Из-за отсутствия материала более детально изучить выявленные минералы не представилось возможным. В образце 8 при дроблении извлечены пластинчатые обломки размером до 1 см в поперечнике при толщине 0,2 см, белого цвета, непрозрачные, хрупкие, твердостью около 9. Микроспектральный анализ показал, что минерал содержит алюминий; методом инфракрасной спектроскопии он определен как корунд. Флюорит в различных количествах присутствует в тяжелых фракциях проб 1—5, причем в шлихе 4 он составляет основную массу. Микроспектральным анализом черной разности флюорита из шлиха 4 установлены Sn и Be в тысячных и сотых долях процента и Fe — до 1%, а также сотые — десятые доли процента Sr и следы Y. В остальных четырех пробах флюорита этих элементов значительно меньше. В пробах 6, 7, 8, 9 флюорит не обнаружен.

Касситериты (см. рис. 2, табл. 1), представленные девятью пробами, прошли количественный микроспектральный анализ с тройным контролем и лишь в пробе 4 вещества хватило только на один анализ.

По содержанию элементов-примесей в касситеритах зоны можно разделить примерно на две группы. В первую входят зоны 2, 1, 4, разлом, во вторую — 8, 14, 11.

В касситеритах первой группы (пробы

2. Результаты пересчета содержания элементов-примесей в касситеритах из рудных зон месторождения Нарсын-Хундэн (Монголия) по геохимическим формулам глубинности ν_{1-16}

Рудная зона	$\frac{\text{In}^3}{\text{Sc} \cdot \text{V} \cdot \text{Ti}} (1)$	$\frac{\text{In}^3}{\text{V}^2 \cdot \text{Ti}} (2)$	$\frac{\text{In}^3}{\text{V} \cdot \text{Ti}^2} (3)$	$\frac{\text{In}^2 \cdot \text{Be} \cdot \text{Fe}}{\text{V}^2 \cdot \text{Cr}} (4)$	$\frac{\text{In}^2 \cdot \text{Be}}{\text{Sc} \cdot \text{V} \cdot \text{Ti}} (5)$	$\frac{\text{W} \cdot \text{Fe}^2}{\text{V} \cdot \text{Ti}^2} (6)$	$\frac{\text{W}^2 \cdot \text{Fe}}{\text{V} \cdot \text{Ti}^2} (7)$	$\frac{\text{In} \cdot \text{Fe}^2}{\text{V} \cdot \text{Ti}^2} (8)$	$\frac{\text{In} \cdot \text{W} \cdot \text{Fe}}{\text{V} \cdot \text{Ti}^2} (9)$	$\frac{\text{In}^2 \cdot \text{W}}{\text{V} \cdot \text{Ti}^2} (10)$	$\frac{\text{In}^3}{\text{Sc} \cdot \text{Nb} \cdot \text{V}} (11)$	$\frac{\text{In}^2 \cdot \text{W}}{\text{Sc} \cdot \text{Nb} \cdot \text{V}} (12)$	$\frac{\text{In} \cdot \text{Fe}^2}{\text{Nb} \cdot \text{Ti}^2} (13)$	$\frac{\text{In} \cdot \text{W} \cdot \text{Fe}}{\text{Nb} \cdot \text{Ti}^2} (14)$	$\frac{\text{In} \cdot \text{W}^2}{\text{Nb} \cdot \text{Ti}^2} (15)$	$\frac{\text{W}^2 \cdot \text{Fe}}{\text{Nb} \cdot \text{Ti}^2} (16)$	$H_{\text{ср.}} \text{ усл. м}$
1	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^0$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^3$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^4$	$9,2 \cdot 10^1$	$5,8 \cdot 10^1$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^0$	$5,8 \cdot 10^1$	$3,6 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$8,7 \cdot 10^1$	282
2	208	385	349	476	255	218	347	193	263	300	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑
2	$7,5 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^0$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^4$	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^2$	$2,0 \cdot 10^2$	$1,1 \cdot 10^0$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^1$	$1,1 \cdot 10^0$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-1}$	$8,7 \cdot 10^1$	316
3	174	411	353	↓	282	268	384	234	332	376	↑	↑	↑	↑	50	↑	↑
3	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^1$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$4,1 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^5$	$6,2 \cdot 10^4$	$4,1 \cdot 10^3$	$5,6 \cdot 10^2$	$2,7 \cdot 10^0$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^1$	$2,3 \cdot 10^0$	$1,2 \cdot 10^0$	$6,4 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^2$	360
4	200	442	376	↓	320	327	451	304	379	403	↑	↑	↑	↑	112	↑	↑
4	$5,4 \cdot 10^{-1}$	$4,6 \cdot 10^0$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^4$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$5,4 \cdot 10^4$	$5,9 \cdot 10^4$	$3,9 \cdot 10^2$	$4,7 \cdot 10^2$	$4,4 \cdot 10^0$	$7,9 \cdot 10^{-1}$	$1,0 \cdot 10^2$	$4,3 \cdot 10^0$	$5,1 \cdot 10^0$	$6,1 \cdot 10^0$	$6,2 \cdot 10^2$	350
4	235	415	385	490	342	283	448	248	372	416	60	60	↑	124	260	137	↑
5	$5,2 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^1$	$8,0 \cdot 10^{-2}$	$8,9 \cdot 10^5$	$5,6 \cdot 10^{-1}$	$5,0 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^5$	$7,2 \cdot 10^3$	$1,7 \cdot 10^3$	$5,6 \cdot 10^0$	$1,8 \cdot 10^1$	$1,3 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^3$	$2,5 \cdot 10^2$	$5,8 \cdot 10^1$	$1,7 \cdot 10^4$	351
Разлом	233	449	407	↓	375	431	490	391	427	425	212	201	289	312	339	314	↑

Примечание. Н — на пределе графика: ↑ — верхним, ↓ — нижним

1—5) на порядок выше, чем в пробах второй группы (6—9) содержание Ве, несколько больше W, практически отсутствует V, меньше Ti, что характерно для глубоко эродированных сульфидно-касситеритовых месторождений. Вместе с тем необычно ведет Nb, слишком высокие содержания которого не соответствуют не только корневым частям сульфидно-касситеритовых рудных тел, но в таких количествах редко встречается и на верхних их горизонтах [10]. Настораживает также высокое содержание Ве, возможно связанное с присутствием в касситерите не обнаруженных нами субмикроскопических включений, содержащих этот элемент. Учитывая аномальные содержания Ве и Nb, средние арифметические глубины Н_{ср.} в условных метрах по ν_{1-16} для проб 1 — 4 вычислены без формул 4, 5, 11—16 (табл. 2), а для пробы 5 при подсчете Н_{ср.} исключены только формулы 4, 5 из-за ураганного содержания Ве. Условными метрами, т. е. показанными в метрике эталонной жилы (см. рис. 3) искомые глубины выражены из-за того, что степень эродированности исследуемых рудных тел устанавливается не в метрах, а в интервалах по пятибалльной шкале. Глубина в абсолютных метрах, показанная на рис. 3, относится только к жиле эталонной. Для всех сравниваемых жил степень эродированности определяется в условных метрах только с целью последующего перехода к интервалам. Условные глубины Н для каждой формулы сняты с рис. 3 и внесены в табл. 2. Например, для пробы 1 условная глубина по формуле 1 равна 208 усл. м, а по формуле 3 — 349 усл. м, средняя условная глубина Н (без формул 4, 5, 11—16) составляет 282 усл. м и т. д.

Расчеты по ν_{1-16} (см. табл. 2) показали, что касситериты первой группы (пробы 1—5) расположены в нижних—переходных и нижних интервалах — $H_{\text{ср.}} = 281, 316, 360, 350, 351$ усл. м, что соответствует началу выклинивания рудных зон (см. рис. 3). Прогноз подтвердил вывод геологов, основанный на тщательных геолого-структурных исследованиях, о наличии тектонического нарушения, по которому зоны 2, 1, 4 и разлом были приподняты и в значительной степени эродированы. Последующие буровые работы показали, что оловянные руды рассматриваемого участка на пределе выклинивания. Особого внимания заслуживает рудное тело, представленное пробой 5, состоящей из кварц-касситеритового агрегата с содержанием олова более 10%. Однако по данным геолого-структурных исследований, разведки и геохимической прогнозной оценки ($H_{\text{ср.}} = 351$ усл. м), рудное тело на

глубину перспектив не имеет. Объяснить это можно тем, что проба взята непосредственно в том разломе (близ скв. 1), по которому рудное тело было выведено на поверхность и затем почти полностью эродировано.

Касситерит второй группы из зон 8, 14, 11 (пробы 6—9) по содержанию элементов-примесей заметно отличается от касситерита первой группы. В нем меньше Be, W, Nb и больше Ti, V, Gr, т. е. их соотношение характерно для верхних частей сульфидно-касситеритовых месторождений. Расчет по ν_{1-16} показал, что три пробы относятся к верхнему, а проба 7 — к началу среднего интервала, т. е. рудные зоны 8, 14, 11 в целом находятся в начальной стадии эрозии $N_{\text{ср.}} = 1, 225, 170, 55$ усл. м; расчет N произведен по всем 16 формулам, поскольку элементов с ураганным содержанием в касситеритах нет. Результаты расчетов по каждой формуле не приведены, т. к. между собой они различаются мало. Ниже можно ожидать более богатое оловянное оруденение. Это тем более вероятно, что на поверхности в рудах рассматриваемых зон содержание олова колеблется в пределах 0,4—5,0%. Прогноз совпадает с геологическими данными, согласно которым глубина оловянного оруденения оценивается примерно в 200—300 м. Ряд скважин подтвердил наличие оруденения на более глубоких горизонтах.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Геолого-структурными, геофизическими и геохимическими исследованиями, подтвержденными разведкой, в пределах месторождения Нарсын-Хундлэн выделены две группы зон. К первой относятся глубоко эродированные зоны 2, 1, 4 и разлом с ограниченными перспективами оловянного оруденения на глубину, ко второй — зоны 8, 14, 11, слабо эродированные, которые в дальнейшем необходимо изучить.

2. Из-за прекращения связи с Министерством геологии и горнорудной промышленности Монголии многое по редкоземельным и редким минералам не закончено, требуется тщательное исследование оловянного и редкоземельного оруденения. Не исключено, что редкоземельное и бериллиевое оруденение относится к особой, более глубоководной формации.

3. Знаки золота в шлихах в пределах рудного поля Нарсын-Хундлэн были известны и ранее, но непосредственная ассоциация с касситеритом самородного золота выделена впервые. В литературе [13] подобные олово-золоторудные месторождения описаны, и некоторые из них в настоящее время разрабатываются как комплексные объек-

ты, поэтому зоны 11, 8, 14 требуют особого внимания, тем более что все они находятся в начальной стадии эрозии.

4. Судя по результатам шлихового и металлометрического опробования, ореолы олова широко распространены в пределах Шалзинской оловоносной зоны. Новые сведения о глубине оруденения с уверенностью позволяют рекомендовать продолжение изучения выделенных участков с применением канавных и буровых работ, а также продолжения геохимических исследований касситерита [10] не только в пределах рудного поля Нарсын-Хундлэн, но и на других, известных в его окрестностях объектах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов В.А., Матросов П.С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей / Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области // Тр. ВСЕГЕИ. 1961. Т. 58. С. 183—206.
2. Амантов В.А., Благонравов В.А., Борзаковский Ю.А. и др. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики. — М.: Наука, 1970.
3. Безруков А.А., Норовсамбуу Д. Новые данные по рудоносности бассейна верхнего течения р. Улз // Геология, методика и разведка свинцово-цинковых месторождений МНР (Тез. докл. науч.-практ. конф.). Чойбалсан: 1985. С. 26—28.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые. — М.: Недра, 1977.
5. Еремеев В.Л. О молодом вулканизме Монголо-Тувинской зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1969. № 2. С. 54—66.
6. Каленов А.Д. Мезозойские интрузии Восточной Монголии // Геология и разведка. 1961. № 2. С. 41—52.
7. Королев Н.В., Рюхин В.В., Горбунов С.А. Эмиссионный спектральный микроанализ — М.: Машиностроение, 1971.
8. Осипова Г.А. Элементы-примеси в касситеритах как возможные индикаторы относительной глубины формирования олово-полиметаллических месторождений (Кавалеровский район, Приморье) // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. — М.: Наука, 1972. С. 61—62.
9. Осипова Г.А. Элементы-примеси в касситеритах олово-полиметаллических жил Лифудзинского месторождения как критерии глубины их эродированности // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975. С. 211—215.
10. Осипова Г.А. Геохимический метод прогнозирования оловорудных месторождений. — М.: Наука, 1980.
11. Осипова Н.А., Цветков А.П. Состояние и перспективы использования минералого-геохимического метода прогнозирования оловянного оруденения // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 89—101.
12. Соловов А.П., Гаранин А.В., Голубев В.С., Матвеев А.А. Теоретические основы геохимических методов поисков слепых рудных тел // Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск. 1971. Ч. 2. С. 245—297.
13. Шер С.Д. Металлогения золота. — М.: Недра, 1974.

Проблемы расчленения палеоген-неогеновых отложений Южно-Минусинской впадины

С.А.ИЗМАЙЛОВА, Л.Д.ГАМУЛЕВСКАЯ, Т.Ф.ТРЕГУБ

Проблеме расчленения кайнозойских отложений в Минусинском прогибе до последнего времени серьезного внимания не уделялось. Они изучались, как правило, попутно при решении других геологических задач. Детальность расчленения этих отложений оставалась на довольно низком уровне, что позволяло по-разному трактовать как возраст, так и генезис кайнозойских образований, в т. ч. и историю развития рельефа.

По типу и условиям накопления осадков в кайнозое Минусинский межгорный прогиб можно разделить на две области, граница между которыми проходит по сочленению Батеневско-Беллыкского поднятия с Чулымско-Енисейской впадиной. На большей части территории, расположенной к югу от границы, в собственно Южно-Минусинской впадине, где изучались данные отложения, в течение длительного времени происходило медленное, но глубокое погружение, в результате чего сформировались мощные озерные, озерно-аллювиальные и пролювиальные осадки.

Неоген-палеогеновые отложения в Южно-Минусинской впадине до последнего времени не выделялись. Краткие сведения о присутствии плиоценовых отложений содержатся в работе Е.А.Мининой (1956), в статье Л.С.Короткевич (1967), где говорится о верхнеолигоценовых — нижнеогеновых аллювиальных отложениях. Некоторые данные о наличии неоген-палеогеновых отложений опубликованы А.П.Пуминовым (1966).

При среднемасштабном геологическом изучении в бассейне рек Туба, Абакан и Енисей установлено, что на неровной поверхности древнего рельефа, выработанного в палеозойских породах, залегает мощная толща озерных, озерно-аллювиальных и пролювиальных осадков, представленная преимущественно глинами. Взаимоотношения данных отложений друг с другом и с подстилающими породами не совсем ясны, но некоторые выводы можно сделать. От приустьевой части р. Туба до приустьевой части р. Оя по данным бурения отчетливо прослеживается увеличение мощности кайнозойских отложений в широтном направ-

лении. В прибортовой части в глинистых осадках происходит частичное замещение глин песками с галечным материалом, что может свидетельствовать об аллювиальном генезисе некоторых частей разреза. Мощность озерных глин колеблется от 10 до 200 м и более.

В скв. 125 (рис. 1) недалеко от д.Сухой ключ (восточная окраина исследуемой территории) на глубине 58 м вскрыта толща коричневых, светло-коричневых глин мощностью 34 м. Т.Ф.Трегуб (Воронежский государственный университет) из них выделена пыльца, представленная *Pinus* aff. *longifoliaformis* Zakl., *P.* aff. *lansiana* Lambert, *P. sech* Strombus, *Pinus* sp., *Tsuga* aff. *diversifolia* (Maxim.) Mast., *Acer* sp., *Quercus* aff. *macranthera* Pisch. et Mey, *Betula* sect. *Albae*, *Fagus* sp., *Magnolia* sp., *Juglans* sp., *Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Chenopodiaceae*, *Poaceae*. По ее мнению, состав выделенного спектра, имеет значительное сходство со спектрами, характеризующими олигоценовые отложения.

В скв. 142 в районе с. Новотроицкое с глубины 39 м вскрывается пачка глин коричневых, светло-коричневых с белесым оттенком, очень плотных, тонкоотмученных, известковистых, с журавчиками карбонатов. Внутри пачки отмечаются прослои гравия, среднезернистого песка в основном кварцевого состава с небольшой примесью глинистого материала. Мощность гравийно-песчаных прослоев 0,5—1 м. Общая мощность пачки 44 м. В пачке обнаружена пыльца хорошей сохранности, показательная для олигоценовых спорово-пыльцевых комплексов, доминирующими элементами которых являются разнообразные представители сем. *Pinaceae* р. *Pinus* n/p *Haploxylon*, *Pinus* n/p *Diploxylon*, р. *Picea*, сем. *Podocarpaceae* р. *Podocarpus*, р. *Ketelleria*. Из спор присутствуют циотейные — сем. *Syatheaceae*. Коричневые глины перекрывают толщу серых, темно-серых, зеленовато-серых песчанистых, очень плотных, с белесым оттенком глин. В глинистой пачке выделяются прослои песчано-гравийного материала, среди обломков которого

встречаются желтые, ярко-желтые ожелезненные разности. Вскрытая мощность пачки 11—26 м.

Ниже серо-зеленых глин залегает пачка светло-серых, белых, белых с желтоватым оттенком, очень плотных, тонких глин. В нижней ее части присутствует мелкозернистый кварцевый песок. Кварц молочно-белого цвета с розовым оттенком. В основании наблюдается слабое ожелезнение глин. В

верхней части пачки отмечаются небольшие скопления черного илстого вещества. Пачка белых глин подстилается пачкой (мощностью 7 м) серых, тонкозернистых песков с линзами илстого песка, содержащих скопления мелких кусочков древесины.

Разрез завершается пестроокрашенной пачкой алевролитов (желто-коричневые, зелено-голубые, красно-бурые, пятнистые). Мощность вскрытой части 9 м.

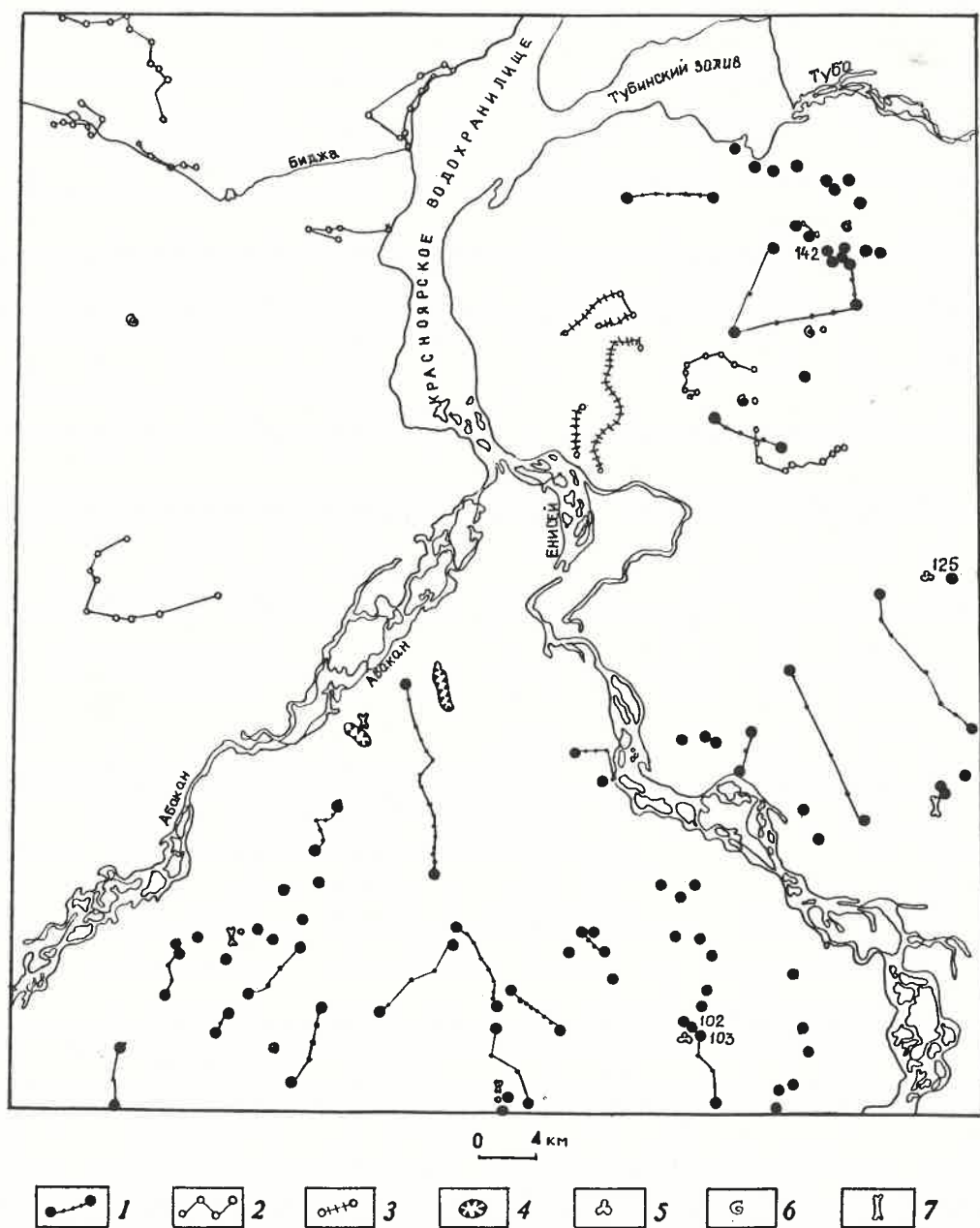


Рис. 1. Схема расположения скважин КГК и маршрутов, разрезов Минусинской впадины:

1 — профили скважин КГК; 2 — линии геологических маршрутов; 3 — геологические разрезы; 4 — угольные карьеры; 5 — места отбора палинологических проб; 6 — места отбора пресноводных моллюсков; 7 — места находок костей и зубов позвоночных

Итак, отложения рассмотренного выше разреза располагаются стратиграфически ниже олигоценовых. Общая мощность вскрытых отложений, условно относимых к палеогеновым, превышает 200 м; на отдельных участках они залегают на 90—100 м ниже уровня современной долины р. Енисей.

Очень сложно установить, к какой части разреза палеогеновых отложений относится приведенный разрез. При сопоставлении данных отложений с отложениями сопредельных территорий возникают трудности, поскольку в пределах последних полные разрезы палеогена отсутствуют. Тем не менее, во всех стратиграфических схемах, где присутствуют нижнепалеогеновые отложения, они представлены пестроокрашенными алевроитами и глинами. Во впадинах Центральной и Западной Тувы это пестроокрашенный глинистый горизонт, Горного Алтая — карацумская свита, Южного Алтая — северо-зайсанская серия (свита), в Зайсанской впадине — северо-зайсанская серия. Пачку серых мелкозернистых песков с определенной долей условности можно сопоставить с сероцветным горизонтом песков среднего эоцена впадин Центральной и Западной Тувы, пачку светло-серых и белых глин — с новомихайловской свитой Салаиро-Кузнецкой зоны и доронинской свитой Салаиро-Кузнецкой зоны нижнего — среднего олигоцена.

В отдельных скважинах, расположенных к востоку от р. Енисея, в спорово-пыльцевых спектрах появляются пыльца и споры хорошей сохранности мезозойского возраста, но достаточных оснований для выделения мезозойских отложений пока нет, хотя это не исключает того, что нижняя часть 200-метровой толщи может оказаться мезозойской.

Неогеновые отложения на исследуемой территории достаточно широко развиты и уверенно подразделяются на несколько отличных друг от друга уровней. В неогене продолжается накопление озерных, озерно-аллювиальных, пролювиальных и дельтовых образований. В строении этого комплекса участвуют взаимозамещающие друг друга пески, супеси, большей частью сильно известковистые, иногда лессовидные. Пески и супеси имеют различную слоистость — горизонтальную, диагональную, дельтовую. Иногда в песках, мелко- и среднезернистые разновидности которых приурочены к сравнительно узким полосам и небольшим полям в верхах разрезов, среди озерных супесей и тонких песков встречается мелкая, рассеянная галька. Это, скорее всего, отложения,

сформировавшиеся на дне озер, в подводных руслах со сравнительно быстрым течением.

Характерная особенность неогенового времени — накопление мощных толщ глин.

В основании неогенового комплекса изредка встречаются галечники мощностью до 40 м, чаще же нами наблюдались мелкозернистые несортированные, глинистые пески желтоватого и зеленовато-голубого цвета. Мощность песков в скв. 142 — 7 м, в скв. 169 — 11,5 м. Постепенно вверх по разрезу глинистые пески переходят в мощную толщу глин преимущественно монтмориллонитовых, известковистых, зеленых, зеленовато-серых, иногда с желтоватым оттенком, с прослоями темно-коричневых и черных лигнитизированных глин, с небольшими прослоями глинистого песка и редко алевролитов серо-зеленого цвета. Вскрытая мощность по скважинам изменяется от 25 до 44 м. Количество лигнитов несколько возрастает в нижней части толщи. Данных для разделения этих отложений на два уровня пока недостаточно.

Стратиграфически выше толщи серо-зеленых глин залегает комплекс аллювиальных отложений, который наблюдался нами в приустьевой части р. Оя (рис. 2). Под трехметровой пачкой серо-коричневых пылеватых супесей с прослоями погребенных почв вскрываются слабонаклонные, параллельно-слоистые, мелко- и среднезернистые, серые, серовато-желтые пески с тонкими, неправильными, быстро выклинивающимися и перекрывающимися прослоями тонко- и мелкозернистых песков и супесей. Вероятно, это осадки дельты. Для песков и супесей характерны слабая сортировка зерен, высокое содержание алевроитовой фракции, наличие примеси среднезернистого песка. Содержание мелкозернистой фракции увеличивается вверх по разрезу, что также типично для дельт. Окатанность зерен слабая (угловатая, полуокатанная, призматическая), редко отмечаются зерна со средней окатанностью. Минеральный состав преимущественно кварцевый (в среднем 67%): кварц, кварцевые обломки, микрокварциты. По результатам спорово-пыльцевого анализа комплекс дельтовых отложений определен как позднемiocен-раннеплиоценовый (определение Л.Д. Гамулевской).

В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца травянистых растений — *Chenopodiaceae*, *Artemisia* при участии трехпоровой пыльцы типа *Betula*, *p. Carya*, мелкой трехпоровой и трехбороздной пыльцы *Ephedra*, очень крупной толстой пыльцы *Graminea*, *Tsuga*, разнообразной пыльцы *p. Pinus*. Обнаружены диатомовые водоросли

p. Melisira scabrosa Ost. Аналогов описанных отложений в региональной схеме неогеновых отложений Сибирской платформы нет. В региональной схеме Алтае-Саянской складчатой области выделенные отложения можно сопоставить лишь с песчаным горизонтом впадин Центральной и Западной Тувы, который завершает миоценовый разрез.

Стратиграфически выше залегает пачка пестроцветных глин, ярких розовых, красных, бордовых, вишневых тонов, очень пластичных, жирных на ощупь. В нижней части разреза прослеживаются прослой кварцевых мелкогравийных отложений и разнозернистых песков мощностью 0,5—1,9 м. Кварц преимущественно молочно-белый с розовым оттенком. В скв. 102 в основании толщи залегает мощная пачка кварцевых гравийно-галечных образований. Галька преимущественно мелких и средних размеров, в нижней части появляются более крупные разности. В середине гравийно-галечного горизонта наблюдается метровый прослой розовой пластичной жирной глины. Мощность горизонта вместе с прослоем глины 9 м. В скв. 103 из пестроцветной толщи отобраны пробы на спорово-пыльцевой анализ. Т.Ф.Трегуб из этих отложений выделена

пыльца: *Picea* sp., *Pinus* sp. (архаичного облика), *Carya* sp., *Alnus* sp., *Chenopodiaceae*, *Poacea*, *Artemisia* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Paraperaceae*, *Fabaceae*. По ее мнению, выделенный комплекс микрофассий не позволяет детализировать возраст данных отложений, но дает основание говорить об их плиоценовом возрасте.

Мощность толщи, по данным бурения, не превышает 20—25 м. Пестроцветные отложения по составу сопоставимы с бичилейской свитой Енисейского кряжа. В региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений юга Сибирской платформы и Енисейского кряжа ермакинские и бичилейские осадки накапливались синхронно. По нашим данным, пестроцветная толща моложе серо-зеленых ермакинских глин. Практически во всех скважинах пестроцветные глины залегают стратиграфически выше толщи серо-зеленых глин. Некоторым подтверждением этого служит и выделенный Т.Ф.Трегуб спорово-пыльцевой спектр. По предварительным данным, полученным в результате полевых работ в 1991—1992 гг., с пестроцветных осадков начинается разрез плиоцена в Южно-Минусинской впадине.

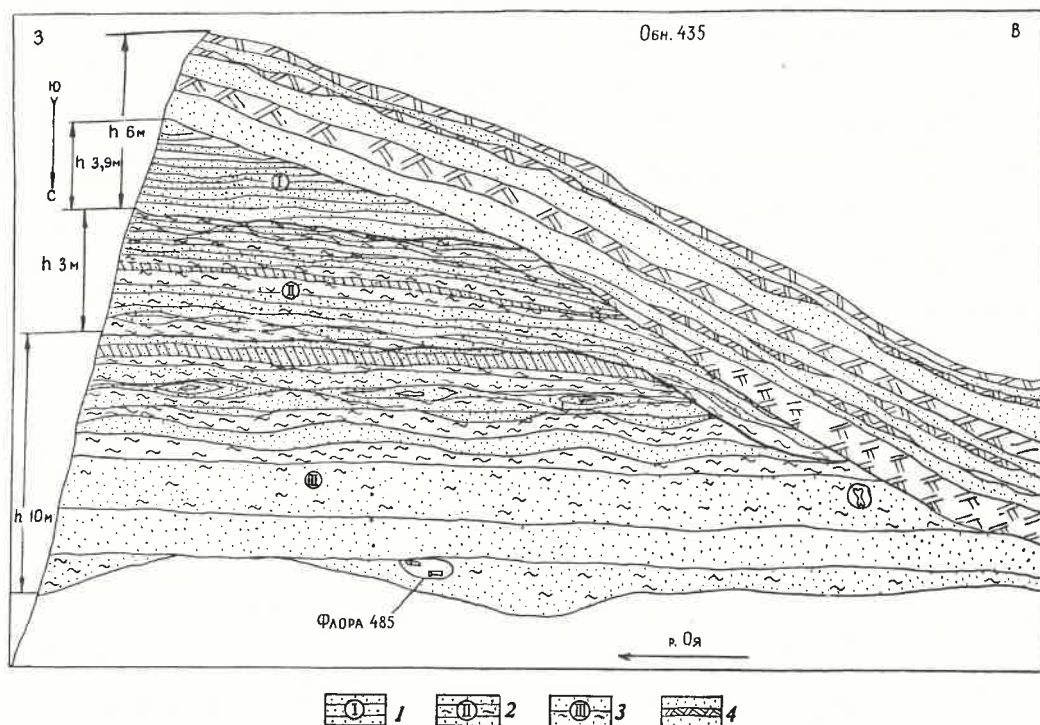


Рис. 2. Дельтовые фации средне-позднемиоценового — раннеплиоценового возраста, масштаб 1:500:

1 — пески мелкозернистые, хорошо промытые, слоистые, без обломочного материала; 2 — очень плотные ожелезненные пески, преимущественно кварцевые, отмечаются мощные прослой и линзы мелкозернистого песка, обогащенного глинистым материалом; 3 — пески светло-серые кварцевые, горизонтально-слоистые; 4 — погрбенные почвы

При сопоставлении с региональными схемами неогена Алтае-Саянской складчатой области пестроцветные отложения завершают разрез миоцена в Колывань-Томской и Салаиро-Кузнецкой зонах. В Колывань-Томской зоне они представлены евсинской свитой, подстилаемой болотнинской (пески, галечники), в Салаиро-Кузнецкой — муретской свитой, также завершающей миоценовый разрез. Отложения евсинской и муретской свит являются возрастными аналогами песчаного горизонта впадин Центральной Тувы.

Для территории Южно-Минусинской впадины выделенные аллювиальные отложения (дельтовый комплекс) на р. Оя и гравийно-галечные отложения в основании пестроцветной толщи являются переходными между миоценом и плиоценом с постепенным переходом в толщу пестроцветных глин.

Завершают разрез плиоцена Южно-Минусинской впадины отложения, сопоставимые с образованиями кочковской свиты Западно-Сибирской низменности. Данные отложения на исследуемой территории подразделяются на два уровня. Нижний, озерно-аллювиальный, представлен коричнево-бурыми, запесоченными глинами с прослоями разнозернистых полимиктовых песков, в составе которых присутствуют и обломки белого кварца. По всей толще рассеяна мелкая галька, в нижней части разреза количество галечного материала увеличивается. Мощность озерно-аллювиальной толщи колеблется от 30 до 50 м (данные бурения гидрогеологов). Верхний, аллювиальный, уровень представлен песками с прослоями галечников и глин, ожелезненных конгломератов. Характерная особенность уровня — сильное ожелезнение (обохранность) обломочного материала.

Выделенные толщи пока не имеют собственных названий. Нами используются названия, принятые для аналогичных образований сопредельных или близлежащих территорий, т.к. легенд и стратиграфических схем не существует не только для Южно-

Минусинской впадины, но и для всей минусинской серии.

Итак, в Южно-Минусинской впадине вскрыты разрезы неоген-палеогеновых отложений. Неоген, по предварительным результатам, вскрыт в полном объеме и представлен пятью толщами: ермакинской — миоценовой; переходной песчаной — нижний миоцен — верхний плиоцен; уточнено положение пестроцветной толщи — нижний плиоцен; отложения, синхронные кочковскому горизонту Западно-Сибирской низменности, разделены на два уровня — нижний, озерно-аллювиальный, и верхний, аллювиальный.

Для палеогена возрастные подтверждения получены для олигоценовых отложений, стратиграфически ниже которых залегают две мощные толщи по предварительным данным соответственно эоценового и палеоценового возраста.

Сделана попытка увязать в единой схеме разрезы палеогеновых и неогеновых континентальных отложений и провести корреляцию данных образований с аналогичными на сопредельных и близлежащих территориях. В результате намечены контуры стратиграфической схемы палеоген-неогеновых отложений Южно-Минусинской впадины.

Данная статья — первый и в значительной степени фрагментарный набросок, который в дальнейшем послужит основой для изучения стратотипических разрезов кайнозойских отложений в Южно-Минусинской впадине.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Короткевич Л.С., Минина Е.А., Финаров Д.П. Третичные отложения Южно-Минусинской впадины // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1967.
2. Минина Е.А. О связи морфологии долины верхнего течения р. Енисея с новейшими тектоническими движениями // Информационный сборник. Ленинград, 1959. № 15.
3. Пуминов А.П., Бузулуцков Ф.С. К литолого-минералогической характеристике кайнозойских аллювиальных отложений долины Енисея в зоне Минусинского межгорного прогиба // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. Москва, 1968.

Гидрогеодеформационное поле в исследовании механизмов геодинамики

Г.С.ВАРТАНЯН (ВСЕГИНГЕО)

Многолетние исследования, связанные с изучением режима подземных вод, и сопоставленные наряду с этим геомеханические свойства массивов горных пород привели к обнаружению неизвестного ранее явления — глобально распространенных быстротекающих пульсационных изменений в гидрогеосфере, — и обусловленной таким постоянно действующим процессом новой разновидности геофизического поля — гидрогеодеформационного (ГГД) поля Земли [1, 2].

Исследования особенностей функционирования ГГД-поля, проведенные в приложениях к различным регионам мира, позволили установить очень высокие темпы и планетарный охват деформационных процессов, протекающих в земной коре [1, 3].

С учетом выявленных характеристик ГГД-поля стало возможным создание мощного исследовательского инструментария, — регионального ГГД-мониторинга, обеспечивающего регистрацию тонких вариаций напряженно-деформированного состояния геологической среды и на этой основе познание новых свойств литосферы.

Для детализированного изучения особенностей развития ГГД-поля была также разработана методика дифференцирования получаемых массивов данных (методика ГГД-зондирования), что позволило оценить уровень деформационных нагрузок, приходящихся на отдельные геологические структуры и ареалы. При этом использовался способ построения деформограмм, базирующийся на двоичной системе кодирования информации и позволяющий оценивать уровень и соотношение деформаций различного знака, присутствующих в любой заданный момент в конкретном регионе [3, 7].

Как показывает опыт применения названных технологических решений, результаты таких исследований позволяют решать конкретные геодинамические задачи геолого-генетического и сейсмо-прогностического характера.

Некоторые результаты исследований. Комплексные геодинамические исследования обширных сейсмоактивных регионов территории бывшего СССР, базирующиеся на технологии ГГД-мониторинга, были на-

чаты в 1986 г., когда стала реализовываться программа создания специализированной сети наблюдательных скважин, оснащенных автоматизированными приборными комплексами регистрации измеряемых параметров. К 1991 г. первая очередь этой сети включала около 170 специально оборудованных гидрогеологических скважин, отвечающих требованиям, разработанным во ВСЕГИНГЕО [5]. Впоследствии (1989—1992 гг.) по технологии ГГД-мониторинга нами были обработаны результаты гидрогеологических наблюдений, полученные Геологической Службой США в Калифорнии на площади Паркфилд [9], и данные совместного российско-датского эксперимента, выполненного в 1992 г. на территории Датского Королевства.

На сегодня наиболее детально исследовано поведение ГГД-поля в экстремальных условиях подготовки и реализации сильных и катастрофических землетрясений.

Уже первые сведения, связанные с особенностями функционирования ГГД-поля в структурно-фациальных зонах, позволили установить различную интенсивность его развития в зависимости от места (платформа, горно-складчатая система) и времени (период геодинамического затишья или активизации) проводимых исследований. В частности, следовало, что ГГД-полю платформенных регионов свойственна сравнительная «вялость», в то время, как это же поле, зафиксированное в смежных складчатых системах, характеризовалось весьма энергичными, контрастными перестроениями с быстрыми сменами границ короткоживущих структур сжатия и растяжения. При этом для геодинамически спокойных периодов отмечено неупорядоченное строение ГГД-поля, когда структуры одного знака, зарождаясь и развиваясь в течение нескольких десятков суток, так же быстро разрушаются и замещаются короткоживущими структурами противоположного знака.

Весьма важной чертой ГГД-поля оказалась его «реактивность», чувствительность к смене геодинамической обстановки в регионе. Особенно резко происходит смена характера ГГД-поля в периоды нарастания напряжений, пред-

шествующие разрядке сильных землетрясений. В эти периоды, обычно исчисляемые несколькими (4—6) месяцами, в регионах отчетливо фиксируется направленное формирование (или деградация) короткоживущих структур определенного знака [3, 4. 7]. Такие высокие темпы деформационного развития регионов, несомненно, представляют собой весьма контрастный показатель надвигающейся геодинамической катастрофы и должны учитываться современной службой сейсмического прогноза при краткосрочном и оперативном предупреждении о грядущем землетрясении.

Трансрегиональные реконструкции ГГД-поля, выполненные для периодов подготовки катастрофических землетрясений (Спитак, Рудбар-Таром, Рача, Каспийское и др.), свидетельствуют о жесткой генетической связи между сейсмичностью и геомеханическими процессами, развивающимися на фоне динамической активизации недр. В этом случае исключительное «дальнействие» ГГД-поля, его чувствительность к смене напряженно-деформированного состояния геологической среды обеспечивают получение очень контрастных сигналов подготовки сейсмического события за многие сотни километров от ареала будущей геодинамической катастрофы.

Именно дальнее действие ГГД-поля позволило установить, что процессы предсейсмической геодинамической активизации, охватывая гигантские ареалы, происходят в разновозрастных геолого-структурных системах крупных литосферных плит, взаимодействующих между собой и формирующих в толщах сложные поля напряжений и деформаций (рис. 1). Весьма представительно в этом отношении крупнейшее Рудбар-Таромское землетрясение (июнь 1990 г., Иран).

Результаты ГГД-мониторинга, выполненного на территории Кавказа, Казахстана и Средней Азии, позволили инструментально зарегистрировать развитие мощных процессов растяжения земной коры, охвативших в 1989—1990 гг. Памирскую горную страну, Тянь-Шань, Туранскую и, по-видимому, Аравийскую плиты, системы Копет-Дага, Кавказа. С учетом полученных измерений, даже по сильно заниженным оценкам, следует, что на заключительной фазе подготовки землетрясения (с января 1990 г.) в этот процесс были вовлечены ареалы площадью не менее 3 000 000 км².

Так, данные наблюдений, выполнявшихся на Кавказе объединенными усилиями геологических служб России, Грузии, Армении и Азербайджана, а в Среднеазиат-

ском регионе — геологическими службами Узбекистана, Таджикистана, Киргизии и Казахстана, — при анализе и обработке во ВСЕГИНГЕО позволили установить весьма специфичную картину «взаимодействия» крупных блоков земной коры. В частности, следует, что, по-видимому, с конца 1989 г. Копетдагская складчатая система испытывала весьма значительные процессы сжатия, достигшие максимума в январе—марте 1990 г., после чего началось «вырождение» короткоживущих структур сжатия с постепенным их замещением структурами растяжения. Господствующее растяжение в регионе зафиксировано, начиная с середины октября 1990 г., и это состояние длилось почти до конца апреля 1991 г. (рис. 2, а).

К востоку от Копет-Дага и Предкопетдагского ареала развитие структур сжатия зафиксировано в пределах Туранской плиты, а также на западе и востоке Джунгаро-Тянь-Шаньской складчатой системы и на Памире.

По сравнению с Копет-Дагом в названных структурно-тектонических зонах отмечено небольшое отставание во времени в зарождении и эволюции процессов сжатия. При этом наиболее быстро реагирует восточная часть Джунгаро-Тянь-Шаньской складчатой системы, что, по-видимому, можно объяснить распространением сжатия в субширотном направлении, вдоль горно-складчатого обрамления рассматриваемого региона. Впоследствии сжатие распространилось к северу, захватив западную часть упомянутой системы и Туранскую плиту. На графике $D_e - \tau$ (см. рис. 2, б) развивающиеся процессы сжатия показаны характерными куполообразными формами.

В этот же период на Кавказе преобладало развитие короткоживущих структур растяжения, которые с конца апреля 1990 г. весьма интенсивно замещались структурами сжатия. Максимум сжатия в регионе был зафиксирован в начале сентября 1990 г., после чего произошло достаточно стремительное вырождение структур сжатия с замещением их вновь структурами растяжения.

Деформометрия как инструмент сейсмогенетических реконструкций. Существенные различия в режимах геодинамической жизни крупных ареалов дают основание для некоторых сейсмогенетических реконструкций, применимых к обширному региону от Кавказа до Памира и, по-видимому, могут рассматриваться как основа подобных обобщений в других регионах.

Вследствие того, что все аномалии сжатия (Туранская, Джунгаро-Тянь-Шаньская,

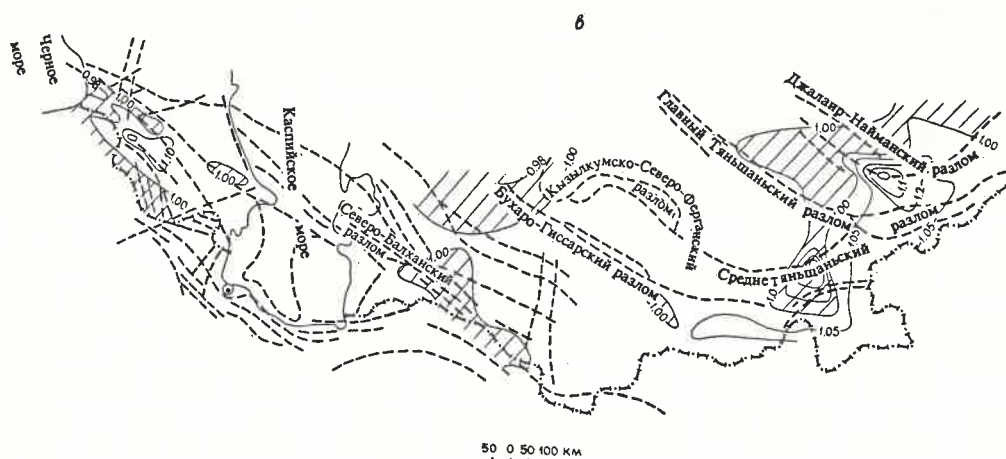
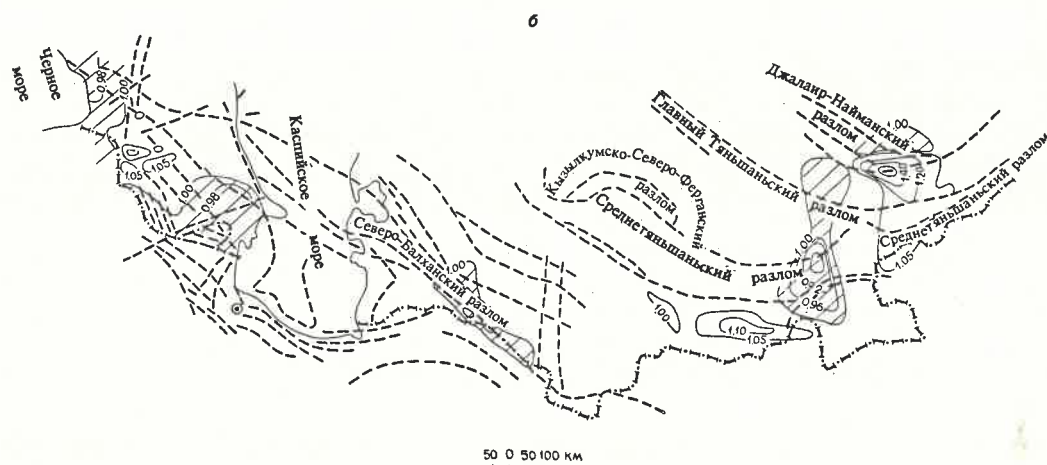
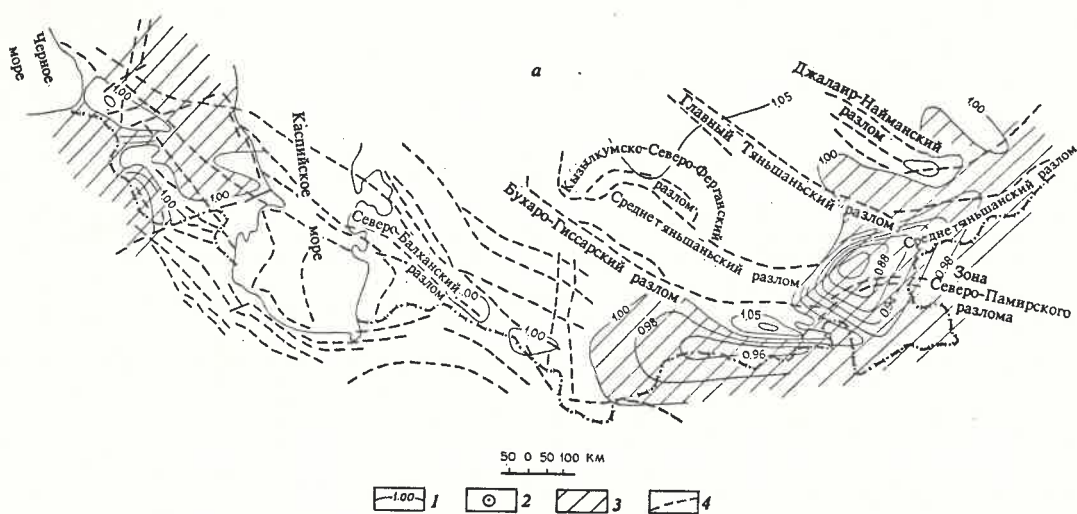
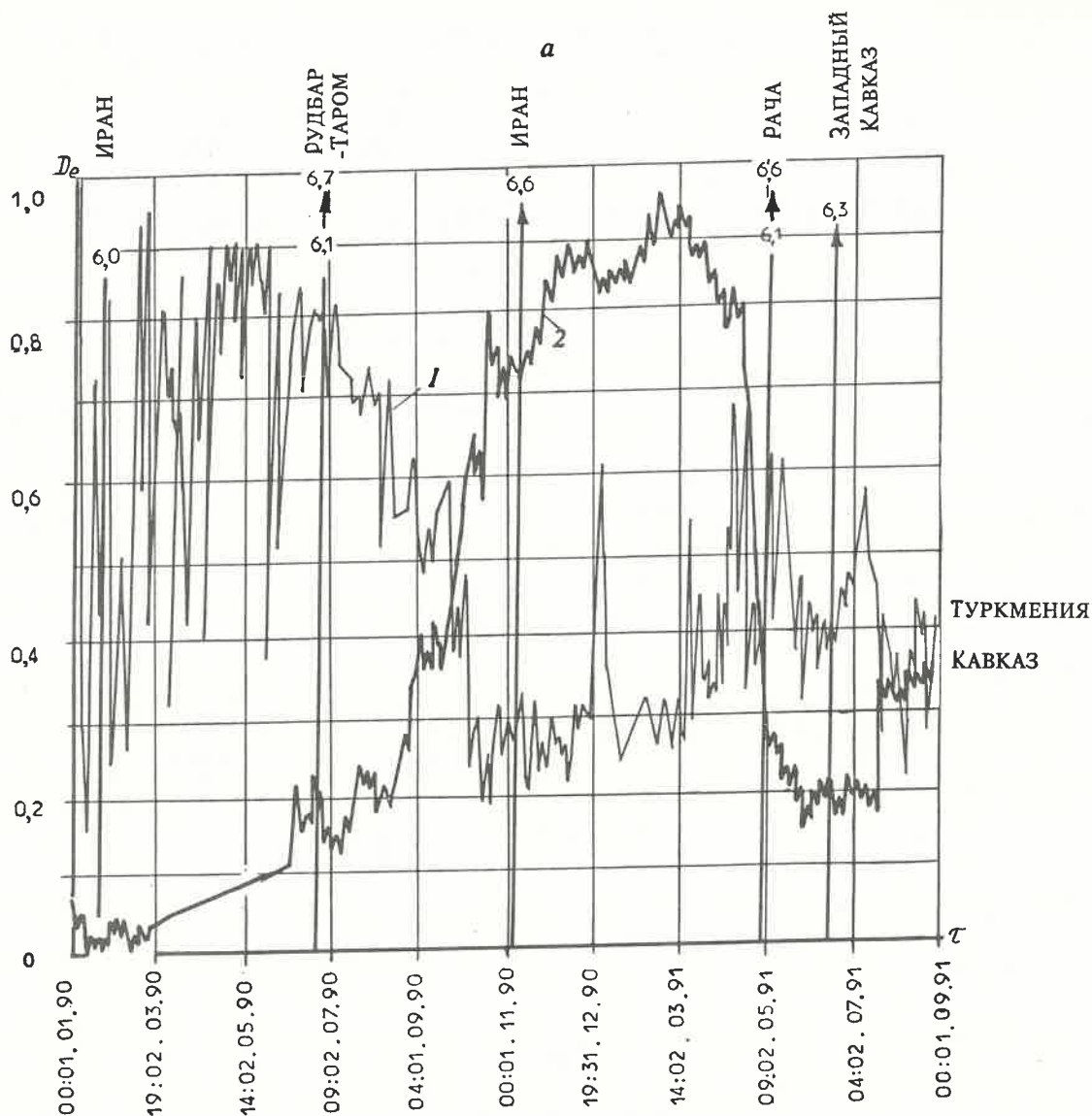


Рис. 1. Карта ГГД-поля Кавказа — Средней Азии на 25.03.90 г. (а), 20.06.90 г. (б) и 15.08.90 г. (в) — соответственно до, во время и после Рудбар-Таромского землетрясения:

1 — изолинии напряженного состояния ГГД-поля; 2 — эпицентр землетрясения (20.06.90 г., Иран); 3 — зоны относительного сжатия; 4 — основные тектонические разломы.



Кавказская) на графике $D_e - \tau$ расположены правее Копетдагской аномалии, можно полагать, что главный импульс, «запустивший» процесс подготовки Рудбар-Таромского землетрясения, был связан с горно-складчатыми системами Эльбурса и Копет-Дага. По-видимому, именно от данного региона деформации сжатия затем распространились до Кавказа, Тянь-Шаня и Памира [6, 8].

Выявленные несоответствия в режиме геодинамической жизни рассматриваемых ареалов свидетельствуют о сложных процессах современной эволюции обширной части земной коры, развитие которой шло по «закону коромысла»: на период максимальных сжатий в пределах Копет-Дага приходился соответственно период наибольшего растяжения на Кавказе. Рудбар-Таромское землетрясение произошло на нисходящей ветви (нарастание растяжения) Туранской кривой

$D_e - \tau$ и, наоборот, — восходящей ветви (нарастание сжатия) соответствующей кривой, полученной по данным ГГД-мониторинга на Кавказе (см. рис. 2, а).

Особого внимания заслуживает достаточно внезапное и интенсивное зарождение структур растяжения в регионах, характеризующихся общим сжатием. В частности, в западной части Джунгаро-Тянь-Шаньской складчатой системы с середины января 1990 г. отмечен провал в графике $D_e - \tau$ длительностью до середины мая 1990 г., после чего зафиксировано резкое сжатие.

В смежной геологоструктурной зоне Туранской плиты еще более резкое растяжение отмечено с существенным опозданием, в конце мая 1990 г. Состояние растяжения отмечено вплоть до начала июня, когда вновь одноактно наступила фаза сжатия (см. рис. 2, а).

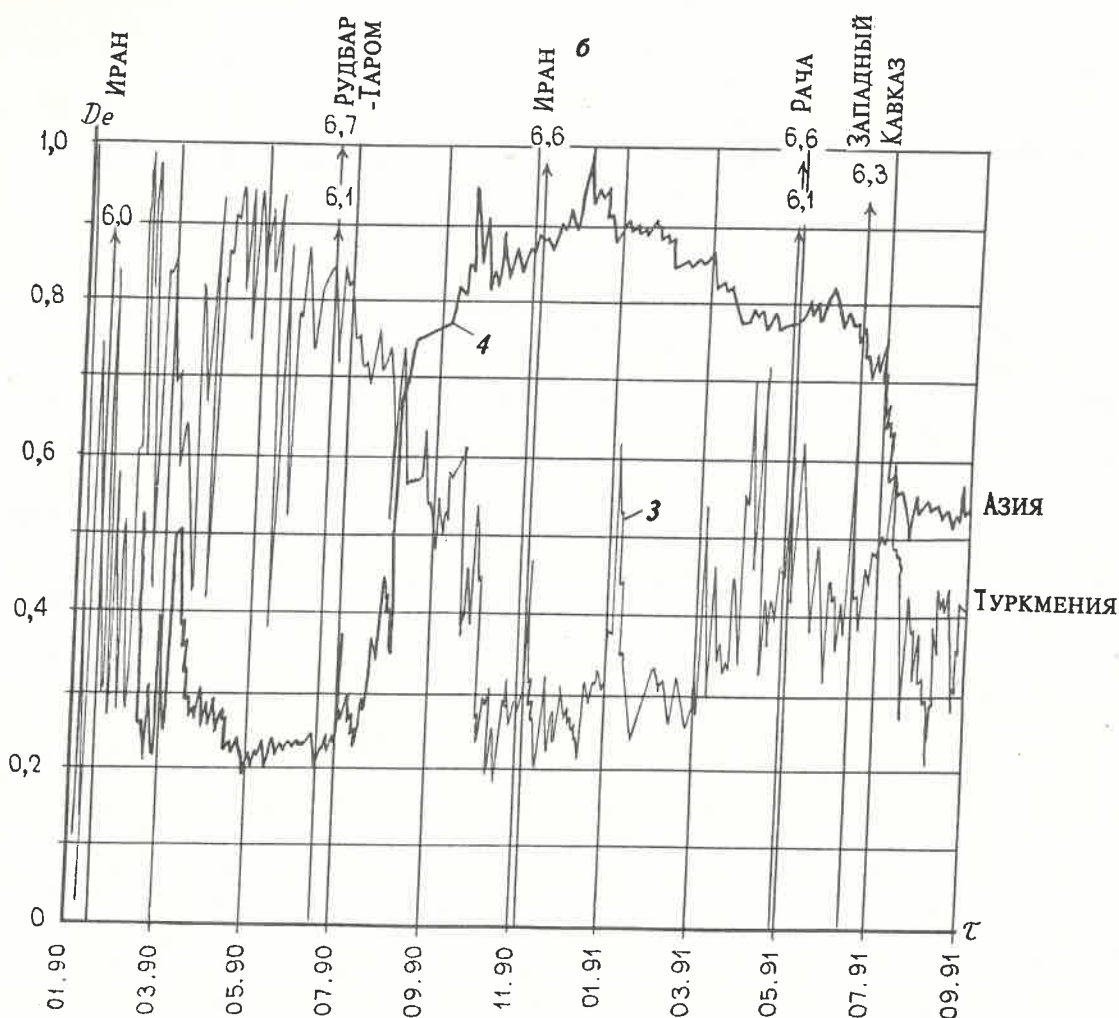


Рис. 2. Совмещенные графики относительной деформации D_e на период 00.02.01.1990 г. — 00.01.01.1991 г. для территории Предкопетдагских структур (1) и Кавказа (2) (а), Предкопетдагских структур (3) и Памир-Тянь-Шаньских сооружений (4) (б)

Геодинамическое «коромысло», подобное выявленному в период Рудбар-Таромского землетрясения, но с инверсным развитием процесса, отмечается и при Рачинском событии: в этот период на Кавказе прослежено очень интенсивное сжатие, и затем с нисходящей ветвью кривой $D_e - \tau$ совпала разрядка сейсмической энергии. Одновременно с этим в Туркмении было зафиксировано максимальное растяжение, а после Рачинского землетрясения, — всплеск сжатия, длившегося с апреля по сентябрь 1991 г.

Этот и другие результаты ГГД-мониторинга свидетельствуют о том, что в процесс подготовки землетрясения бывают вовлечены огромные объемы горных пород, далеко выходящие за границы отдельных сейсмоактивных регионов, а в планетарном масштабе землетрясение, очевидно, может рассматриваться как следствие взаимодействия крупных лито-

сферных плит, сопряжение которых формирует критические поля деформаций.

Из графиков $D_e - \tau$, полученных для длительных отрезков времени, следует, что деформационные процессы, развивающиеся в пределах регионов мониторинга, имеют ярко выраженный циклический характер, когда периоды господствующего растяжения (релаксации) сменяются сравнительно кратковременными интервалами сжатия длительностью несколько месяцев. При этом иногда стало возможным распознавать причинно-следственные связи между парами близких по времени землетрясений, а также между группами землетрясений, эпицентры которых расположены друг от друга на весьма значительных расстояниях. В геодинамических циклах можно различать восходящую и нисходящую фазы, к переходным моментам которых и бывают приурочены мощные разрядки накопившейся

упругой энергии. Так, например, по данным мониторинга, на Кавказском ареале за 1988—1991 гг. удается связать между собой как генетически опосредованные следующие группы землетрясений: землетрясение 27 мая 1989 г. в Иране, по-видимому, обеспечило смену напряженного состояния огромного ареала, после чего начался стремительный процесс сжатия. Нисходящая ветвь этого сжатия была ознаменована мощными землетрясениями 16 и 17 сентября на Апшеронском пороге в Каспийском море (М 6.5 и 6.2). Наконец, к этой группе землетрясений, видимо, можно отнести Южно-Иранское землетрясение 7 декабря 1989 г. (М 6.2) и Иранское землетрясение 20 января 1990 г. (М 6.0). Вместе с тем, не исключено, что последнее сейсмическое событие было началом нового цикла сжатия, являясь форшомом для Рудбар-Таромского землетрясения (М 6.7 и 6.1). Если последнее произошло на восходящей фазе процесса, то нисходящая ветвь была замкнута Южно-Иранским землетрясением 6 ноября 1990 г. (М 6.6).

Подобным же образом Южно-Иранское землетрясение дало начало новому циклу сжатия, на нисходящей ветви которого произошло Рачинское землетрясение 29 апреля 1991 г. (М 6.6 и 6.1). К этой же группе, видимо, относится землетрясение на Западном Кавказе 15 июня 1991 г. и событие в Западном Иране 28 ноября 1991 г. (М 6.0).

Таким образом, за весь период ГГД-мониторинга, с августа 1988 г. по декабрь 1991 г. удалось выделить четыре сейсмогенетические группы землетрясений. В этой цепочке сейсмических событий Спитакское, по-видимому, занимает особое место и могло бы рассматриваться как иницирующее землетрясение, запустившее все последующие (рис. 3).

Установленная взаимная опосредованность крупных сейсмических событий, проявляющихся в пределах сейсмоактивных регионов, свидетельствует о том, что сильное землетрясение-триггер, меняя ранее сложившееся состояние жесткости — пластичности массивов горных пород региона, дает начало новой фазе интенсивного деформационного процесса. «Созревание» этого процесса приводит к превышению предела длительной прочности массивов горных пород в будущей гипоцентральной зоне, региональному перестроению поля напряжений и разрядке нового землетрясения и т. д.

Время разрядки землетрясения и ГГД-поле. Рассмотренные особенности эволюции ГГД-поля в пределах Памира — Туранской плиты — Кавказской складчатой системы, а также результаты крупномасштабного

ГГД-зондирования рассматриваемой территории привели к установлению весьма важной закономерности, по-видимому, имеющей универсальный смысл: отдельные, иногда даже близко расположенные геологические блоки, в реальном времени геодинамически развиваются независимо, характеризуя, таким образом, существенную анизотропию структуры изучаемого поля.

Выявлены сложные механизмы пространственного перераспределения деформаций перед сильными землетрясениями. При этом исследованию подверглись как зоны, сильно удаленные от эпицентра (например, от Рудбар-Таромского землетрясения), так и территории, приходящиеся непосредственно на сейсмофокальные зоны (Спитак, Рача).

Во всех рассмотренных случаях сильных землетрясений (Спитакское, Каспийское, Рудбар-Таромское, Рачинское) установлено, что максимум сжатия достигается за несколько дней до сейсмической разрядки. Землетрясение происходит при нарастающих растяжениях. Оказалось также, что географическая близость некоторого геологического блока к будущему эпицентру не всегда обуславливала упреждающую реакцию недр этого блока на развивающиеся напряжения. Так, например, восточные блоки Кавказского ареала мониторинга, расположенные существенно ближе к эпицентру Рудбар-Таромского землетрясения (блок 6), «среагировали» *после* этой катастрофы. В то же время блоки, расположенные много западнее и охватывающие территорию Западной Грузии, характеризовались мощной аномалией — предвестницей Рудбара (рис. 4).

В структурно-тектоническом отношении блоки, характеризующиеся данной аномалией, находятся в пределах пояса наибольшей плотности разрывных дислокаций горных пород, протянувшегося от сооружений Восточной Анатолии через Малый Кавказ и далее на складчатые структуры системы Эльбурса в Иране.

Исходя из отмеченного, следует, что структура ГГД-поля и характеризующие ее деформационные аномалии контролируются не всегда четко проявленными, но, как правило, жестко определяющими режим современной геодинамической жизни тектоническими границами региона. Последние, по-видимому, играют роль своеобразных проводников деформационных импульсов, развивающихся в гипоцентре будущего события.

Весьма показателен в этом отношении рассмотренный выше пример противофазного геодинамического взаимодействия Кавка-

за и Прикопетагской зоны в период подготовки и реализации Рудбар-Таромского и Рачинского землетрясений (см. рис. 2, а).

Рассмотренные примеры дают основание полагать, что созревание, реализация и деформационное последствие, сопровождающие землетрясение, имеют колебательно-пульсационную, квазиволновую природу, когда в пределах сильно удаленных регионов, а также смежных или близко расположенных структур в одно и то же время могут иметь место противоположные по знаку и различные по интенсивности процессы. Можно полагать при этом, что одним из вероятных процессов, вызывающих квазиволну сжатия, является движение некоторого фронта сжатия в пластичном основании коры.

Для аномалий, фиксируемых вблизи эпицентральных зон, установлено наличие своеобразных шарниров-разделителей, вдоль которых соседствуют структуры (ареалы) с противоположными знаками развивающихся деформаций. С учетом такого различия геодинамического поведения отдельных блоков литосферы удастся осуществлять районирование крупных территорий по степени их подвижности и господствующим знакам деформации, развивающейся под воздействием той или иной сейсмофизической обстановки.

Рассмотренный материал и проведенные построения позволяют сделать следующие выводы о закономерностях функционирования ГГД-поля Земли и применимости их к

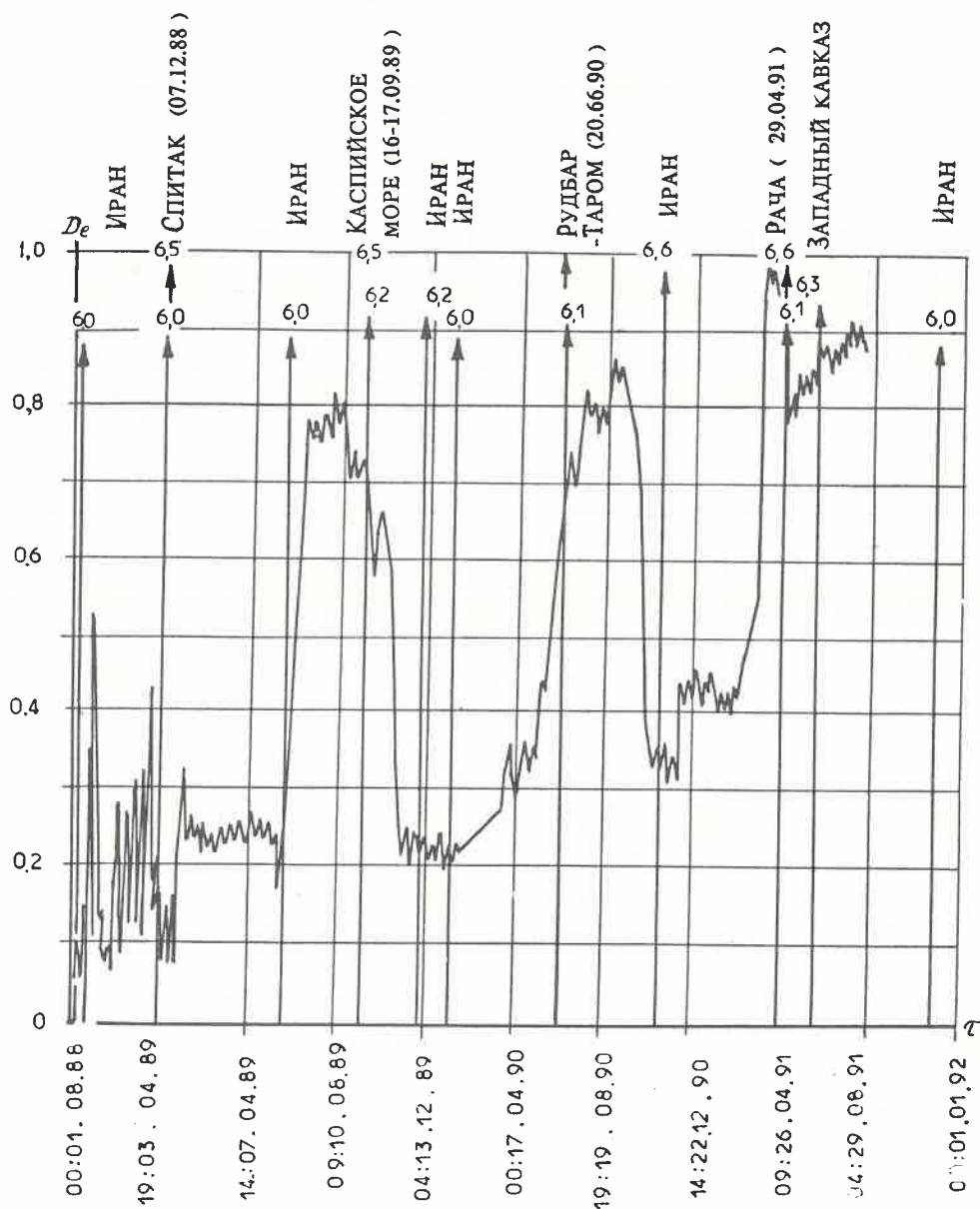


Рис. 3. Циклы геодинамической активизации в 1988—1991 гг. (Кавказский регион)

исследованию глобальных геодинамических процессов.

1. В земной коре независимо от современной геолого-тектонической обстановки в реальном времени функционирует ГГД-поле Земли, ткань которого состоит из постоянно зарождающихся и разрушающихся короткоживущих структур деформации (сжатия и растяжения). Наиболее интенсивные процессы эволюции ГГД-поля развиваются в горно-складчатых регионах, характеризующихся современной активной сейсмичностью и другими геодинамическими явлениями.

2. Эволюция деформированного состояния любой геологической структуры может быть количественно охарактеризована в координатах $D_e - \tau$.

3. На основе ГГД-мониторинга установлена общая тенденция преобладания в регионах растягивающих напряжений и на этом

фоне проявления отдельных структур-аномалий, характеризующих сжатие.

4. Хронологическая корреляция ГГД-аномалий с крупными геодинамическими катастрофами доказывает, что весьма контрастные гидрогеодеформационные сигналы обусловлены направленным развитием напряженно-деформированного состояния геологической среды в связи с подготовкой, реализацией и следствием мощных землетрясений.

5. Большинству изученных землетрясений предшествует цикл интенсивного зарождения структур сжатия, на фазу вырождения которых приходится разрядка сейсмической энергии.

6. Региональное ГГД-зондирование дает основание судить о местах зарождения процессов, аномальных по сравнению с предшествующими этапами развития региона, т. е.

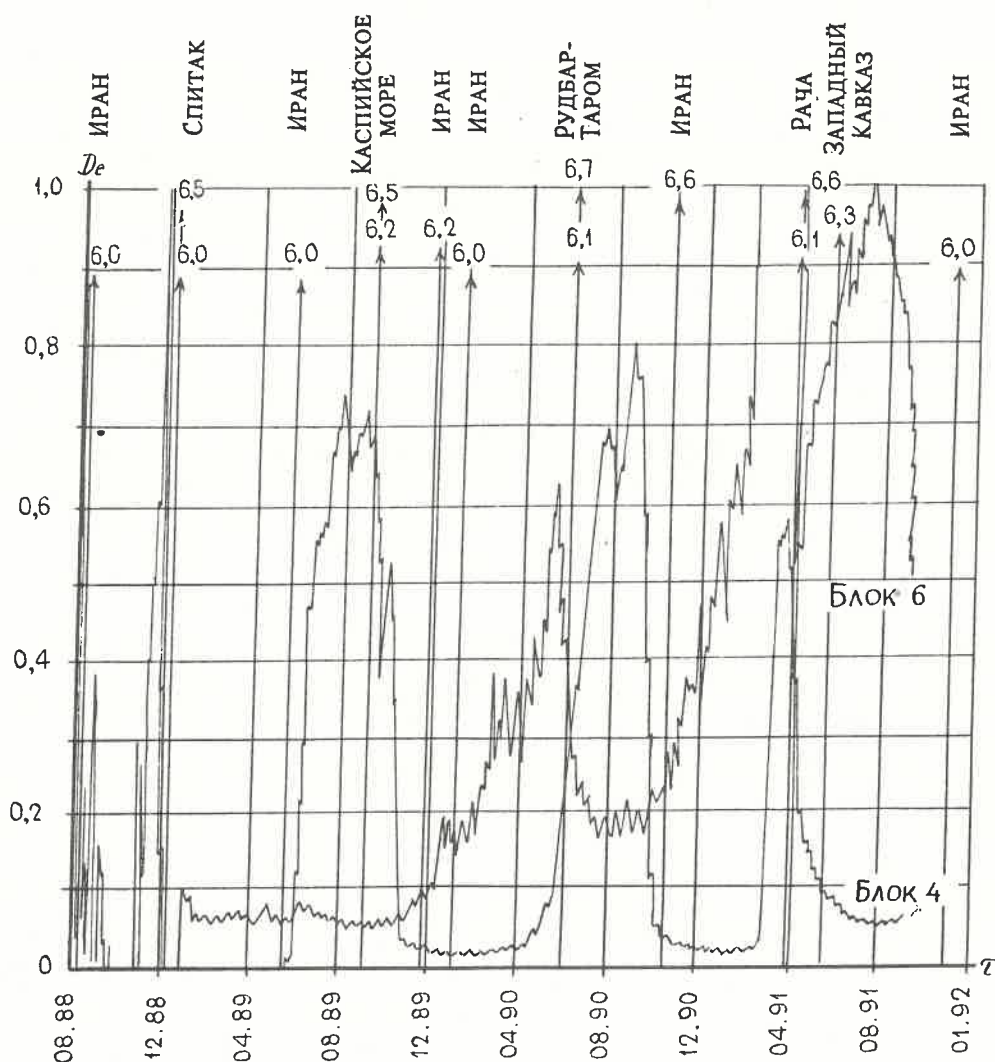


Рис. 4. Совмещенный график относительной деформации $D_e - \tau$, зарегистрированной в пределах двух смежных блоков в период с 1.08.1988 г. по 1.01.1992 г.

регистрировать появление локальных и региональных узлов (или центров) дезинтеграции; направление развития апофиз дезинтеграции с выявлением центральных и периферических частей сейсмически опасного ареала; формирование ареала повышенной сейсмической опасности (будущей эпицентральной зоны).

7. Сопоставление по интенсивности и времени проявления аномалий позволяет также исследовать механизмы развития деформаций, разрывообразования, их пространственного перераспределения в связи с «сейсмическим срывом»; ГГД-зондирование позволяет установить индивидуальные черты геодинамики отдельных блоков, а корреляция этих данных (их синфазность, противофазность или наличие сдвигов в фазах) дает возможность подходить к решению задач сейсмогенетического характера.

8. Система ГГД-мониторинга дает возможность судить о роли отдельных землетрясений в инициировании последующих сильных толчков, а в последствие — районировать территории с единым сейсмогенерирующим механизмом. С учетом режима развития ГГД-аномалий появляются возможности инструментального геодинамиче-

ского районирования территорий, а также качественно оценивать мощность будущего сейсмического события.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартамян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. АН СССР. 1982. № 2. С. 310—314.
2. Вартамян Г.С., Куликов Г.В. О глобальном гидрогеодеформационном поле // Сов. геология. 1983. № 5. С. 116—126.
3. Вартамян Г.С. Гидрогеодеформационное поле при Спитакском и Калифорнийском землетрясениях // Сов. геология. 1992. № 1. С. 3—9.
4. Вартамян Г.С., Гарифулин В.А., Шалина Т.Е., Шарапанов Н.Н. / Гидрогеодеформационное поле в период Спитакского землетрясения // Сов. геология. 1990. № 1. С. 92—96.
5. Вартамян Г.С., Попов Е.К. и др. Методические указания по организации и проведению гидрогеологических наблюдений на специализированной региональной сети прогноза сильных землетрясений. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1985.
6. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран масштаба 1:2 500 000.
7. Vartanyan G.S. Deep Groundwater Flow Systems. Hydrological Science and Technology. Vol. 6. Number 1—4 1990. American Institute of Hydrology. Minneapolis. MN. USA.
8. Seismicity and Fault Map of Iran. 1:2 500 000. A. Mohajer-Ashjai. M.S. Nabavi, 1982. Atomic Energy Organization of Iran.

УДК 551.243

© М.К.Бахтеев, С.Р.Тихомирова, В.С.Свердлов, 1995

Геолого-структурная позиция позднемиocen-плиоценового щелочного магматизма Восточной Камчатки

М.К.БАХТЕЕВ, С.Р.ТИХОМИРОВА, В.С.СВЕРДЛОВ (МГГА)

Восточная Камчатка охватывает северную часть Курило-Камчатской и западный фланг (п-ов Камчатский Мыс) Алеутской островных дуг. Структурной приуроченности позднеплиоцен-четвертичного вулканизма региона посвящена обширная литература. В значительно меньшей степени остается изученной геолого-структурная позиция более ранних позднемиоцен-раннеплиоценовых вулканогенных образований. Среди них обнаружены немногочисленные проявления пород щелочного—субщелочного состава, резко отличающиеся от типичных островодужных образований [12]. Эти проявления располагаются в области с мафическим (по В.И.Шульдинеру и др., 1981) типом континентальной коры и тяготеют в основном к западному флангу Восточно-Камчатского вулканического пояса, являющегося частью современной островодужной

системы. Известное единичное проявление на восточном фланге пояса в непосредственной близости от сейсмофокальной зоны [13] пополнилось новыми находками [14, 15, 16].

Проявления представлены потоками, покровами и силлами щелочных и субщелочных базальтов, приуроченными к базальной терригенной части позднемиоцен-четвертичного вулканогенного разреза, а также коагматичными им субвулканическими дайками, силлами и небольшими штоками тешенитов, эссекситов, камптонитов, трахидолеритов, залегающими среди более древних толщ аккреционного островодужного фундамента и являющимися корневой подводящей системой вулканических построек [4, 14, 15, 16]. Реже встречаются субвулканические тела субщелочных сред-

них пород. По геохимическим особенностям породы отвечают образованиям внутриплитных океанических и континентальных обстановок.

Появление щелочных пород во фронтальной части островной дуги — одна из проблем при петрологических расчетах условий зарождения и эволюции магм вблизи сейсмофокальных зон. Для ее решения в рамках современных представлений об островных дугах и связи островодужного магматизма с зонами Вадати — Заварицкого — Беньюфа необходимо определение структурного положения проявлений щелочного магматизма.

Позднекайнозойские щелочно-базитовые образования не связаны с рифтом Центральнокамчатской депрессии и положением блоков древнего метаморфического фундамента, а определяются линейными структурами, ко-со ориентированными по отношению к современным островодужным вулканическим поясам [12]. Находки раскристаллизованных натровых щелочно-базитовых пород во фронтальной части островной дуги (Кроноцкий п-ов и перешеек) [13, 14, 16] и вблизи северной границы Камчатской сейсмофокальной зоны (п-ов Камчатский Мыс) [15] заставляют пересмотреть данное положение.

С конца 60-х — начала 70-х годов исследователи Камчатки обратили внимание на существование субширотных разрывных структур, выявляемых по геофизическим данным (О.И.Супруненко, 1968, 1970, 1972). Были установлены поперечные Толбачинско-Адриановская, Щапинско-Чажминская, Мильковско-Кроноцкая субширотные зоны предположительно сбросового типа, объединенные затем в Кроноцко-Крутогоровскую зону шириной около 100 км (О.И.Супруненко и др., 1973). Помимо Кроноцко-Крутогоровской, выделялись и другие поперечные зоны (В.А.Ермаков и др., 1974). Предполагалось продолжение некоторых из них за пределы суши в Тихий океан вплоть до возвышенности Обручева, а Кроноцко-Крутогоровской зоны — в акваторию Охотского моря.

Были показаны значительная роль этих структур в ограничении площадей развития плиоцен-четвертичных вулканов (О.И.Супруненко и др., 1973, С.В.Попруженко и др., 1987) и приуроченность к ним очагов землетрясений [5, 8]. Так, в пределах Щапинско-Чажминской структуры гипоцентры располагаются на глубинах не более 15—20 км. Мелкофокусная сейсмичность в тылу островной дуги и ее связь с сильнейшими землетрясениями в зоне поддвига легли в основу клавишной модели землетрясений [2], согласно которой в момент землетрясе-

ний происходит смещение отдельных блоков, ограниченных поперечными разломами, в сторону океана. Эти разломы, по мнению некоторых исследователей [8], определяют не только сеймотектонические явления, но и процессы континентального рифтогенеза, широко проявившиеся на Камчатке в позднемиоцен-четвертичное время. При этом подчеркивалась амагматичность субширотных зон.

Отметим, что, несмотря на очевидность существования рассматриваемых структур, по некоторым из которых амплитуда горизонтальных перемещений оценивалась до 20—25 мм (О.И.Супруненко и др., 1973), они практически не выделяются в ходе геологосъемочных работ и лишь фрагментарно изображаются на геологических картах.

Полевые исследования, проведенные авторами (совместно с О.А.Морозовым) в пределах п-ова Камчатский Мыс, на Кроноцком перешейке и в Валагинском хребте (1989—1993 гг.), визуальное дешифрирование и автоматизированная обработка космфотоматериалов (космоснимков м-ба 1:200 000, космфотокарты м-ба 1:500 000), а также анализ и обобщение материалов предшествующих работ свидетельствуют о приуроченности проявлений позднемиоцен-плиоценового щелочного магматизма (внутриплитного, по О.Н.Волынцу) к поперечным субширотным зонам разрывов, традиционно считавшимся амагматичными. Установлено следующее.

1. На среднемасштабных космоснимках и космфотокarte Восточной Камчатки дешифрируется сложный рисунок линейных (различного простираения) и кольцевых элементов. Большая часть линеаментов совпадает с поясами надвигов, ориентированных в общекамчатском направлении параллельно сейсмофокальной зоне. Кроме того, надежно выделяются поперечные субширотные и субмеридиональные зоны, менее достоверно — северо-западные (рис. 1). Большинство поперечных зон совпадает с установленными по геофизическим материалам субширотными структурами: Толбачинско-Адриановской, Щапинско-Чажминской, Мильковско-Кроноцкой, Бакенинг-Карымской. По результатам дешифрирования выявляются и новые зоны. На космоснимках субширотные зоны образованы сближенными, непротяженными линеаментами, кулисообразно и эшелонированно расположенными относительно друг друга.

При переходе на более мелкий масштаб космоматериалов (1:30 000 000) видно, что эти зоны выступают в качестве структур первого порядка, «подавляя» линеаменты

других направлений (рис. 2). Наиболее крупная и четко выделяющаяся Хайрюзовско-Усть-Камчатская зона протягивается через весь Камчатский полуостров до побережья Охотского моря. От восточного до западного побережья Камчатки прослеживаются также Маймлянская, Толбачинско-Адриановская и Бакенинг-Карымская зоны. Остальные зоны, как и субширотные зоны Южной Камчатки (Карымчинская, Асачинская), затухают, не доходя до побережья Охотского моря.

Анализ положения 1100 эпицентров землетрясений Восточной Камчатки в пределах площади космофотокарты (каталог «Землетрясения СССР» за 1962—1987 гг.), с учетом результатов дешифрирования показывает, что к рассматриваемым структурам приурочено около 25% эпицентров всех землетрясений (50% из них — к разрывам общекамчатского и субмеридионального

простирая, 25% — к кольцевым структурам магматического и ротационно-тектонического происхождения).

Морскими геологическими исследованиями, проведенными в последние годы в пределах примыкающих к Восточной Камчатке акваторий Берингова моря и Тихого океана, выявлена разрывная тектоника Командорской котловины и Северо-Западной котловины Тихого океана. Структурный рисунок разрывов Берингоморской и Тихоокеанской акваторий определяется северо-западными зонами правосторонних сдвигов Альфа, Беринга и Стеллера, входящими в систему Командорского трансформного разлома, и субширотной зоной правосторонних сдвигов Угловая, рассекающей северную оконечность возвышенности Обручева. При подходе к Восточно-Камчатскому побережью отмечается расщепление зон разломов Альфа, Беринга и Стеллера. От них

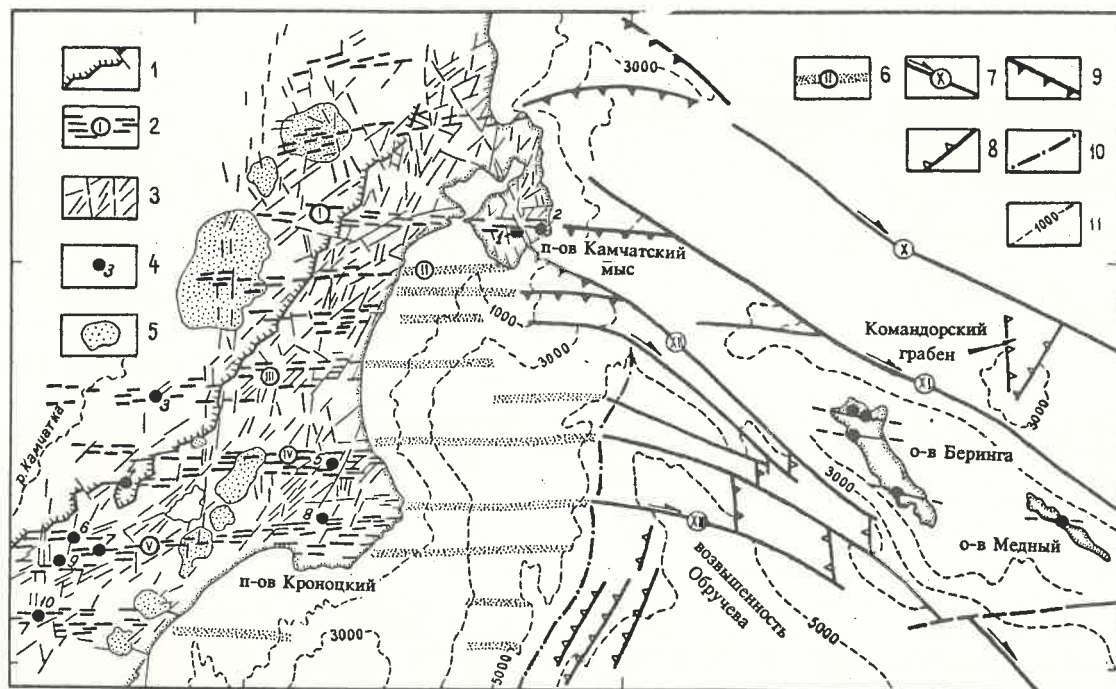


Рис. 1. Схема разрывной тектоники Восточной Камчатки и примыкающих акваторий Берингова моря и Тихого океана (по результатам обработки космофотокарты масштаба 1:500 000 и материалам Б.В.Баранова, Н.В.Селиверстова, 1993; О.И.Супруненко, 1970, 1973; В.А.Ермакова, 1993; В.М.Воробьева, А.А.Тарахановского, 1979):

разрывы Восточной Камчатки и Командорских островов (линейные элементы дешифрирования): 1 — границы разрывы Центральнокамчатской депрессии, 2 — поперечные субширотные зоны сбросо-сдвигов, 3 — прочие разрывы; 4 — проявления позднемиоцен-плиоценового щелочного магматизма (1, 5, 6, 9 — по данным авторов, 2 — по [10], 3, 4, 7, 8, 11, 12—21 — по [12], 10 — по [4]; непромуерованные точки на Западной Камчатке — по [7], на Командорских островах — по [18]); 5 — поля распространения плейстоцен-голоценовых вулканитов; зоны разрывов дна Командорской котловины и северо-западной котловины Тихого океана: 6 — выделенные по геомагнитным данным и частично выраженные в рельефе морского дна [5], 7—9 — выделенные по данным НСП, рельефу морского дна и сейсмологическим данным (7 — сдвиги, 8 — сбросы, 9 — взбросы) [20]; 10 — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба, 11 — изобаты; зоны разрывов: I — Хайрюзовско-Усть-Камчатская, II — южной оконечности п-ова Камчатский Мыс, III — Толбачинско-Адриановская, IV — Шапинско-Чажминская, V — Мильковско-Кроноцкая, VI — Бакенинг-Карымская, VII — Карымчинская, VIII — Асачинская, IX — Маймлянская, X — Альфа, XI — Беринга, XII — Стеллера, XIII — Угловая

отходят оперяющие взбросы субширотного направления [19]. Такие же субширотные разрывы фиксируются и на о-вах Беринга и Медный.

Сопоставление территории суши с примыкающими частями акватории Тихого океана и Берингова моря (с учетом данных геомагнитных исследований [5]) показывает, что Хайрюзовско-Усть-Камчатская зона протягивается в Берингово море, причленяясь к зоне разломов Беринга. Разлом Стеллера продолжается на п-ов Камчатский Мыс в виде Пикежской зоны дислокаций [3]. Субширотный взброс, оперяющий разлом Стеллера, пересекает островодужный склон и переходит в поперечную зону южной оконечности Камчатского Мыса. Зона разломов Угловая и разломы, расположенные севернее, смыкаются с Мильковско-Кроноцкой, Щапинско-Чажминской и Толбачинско-Адриановской субширотными зонами. Вопрос о размере смещения оси глубоководного жлоба остается открытым.

2. Все известные площади развития позднемiocен-плиоценового щелочного-субщелочного магматизма на территории Восточной Камчатки пространственно приурочены к поперечным субширотным зонам (см. рис. 1).

На восточном фланге Хайрюзовско-Усть-Камчатской зоны располагаются проявления щелочной — субщелочной эссексит-камptonит-сиенитовой формации [15] и лампрофиров вогезитового типа, сиенитов, сиенит-аплитов [10] (юго-восток п-ова Камчатский Мыс).

С Толбачинско-Адриановской зоной связаны субвулканические монцодиориты и трахибазальты палеовулкана Николка [12].

В западной части Щапинско-Чажминской зоны обнаружен поток оливиновых базальтов (среднее течение р. Правая Щапина [19]), в восточной — субвулканические трещины и трахидолериты (верховья руч. Блудный, бассейн р. Малая Чажма [16]).

На западном фланге Мильковско-Кроноцкой зоны, в центральной части Валагинского

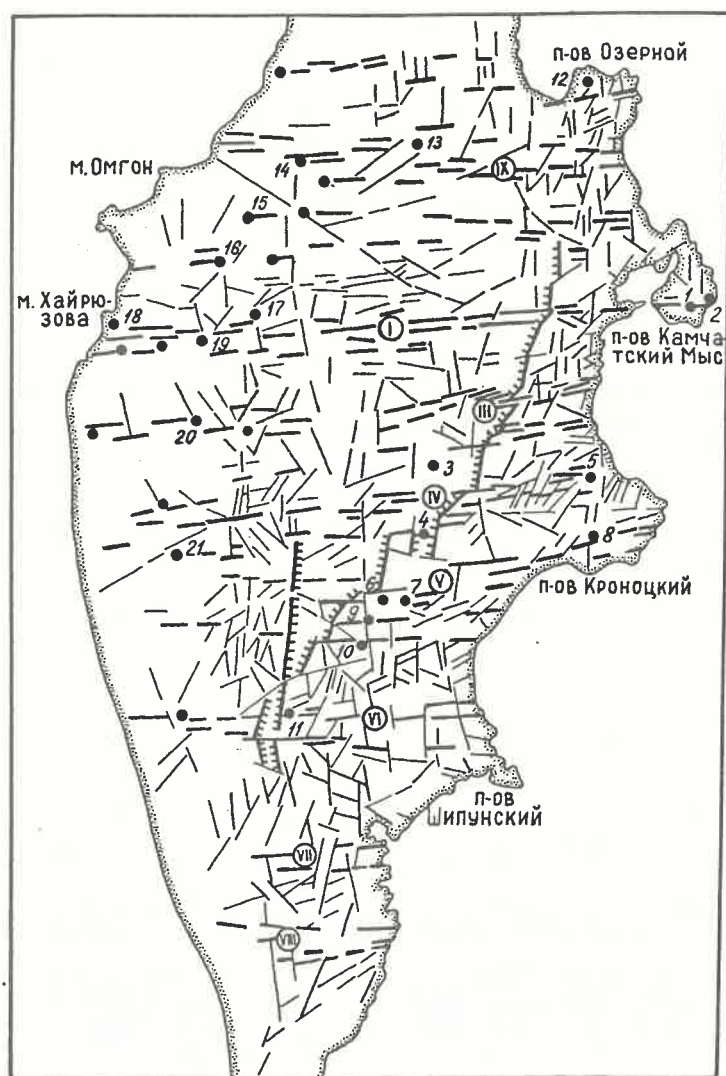


Рис. 2. Схема линейаментов (по результатам дешифрирования космоснимков масштаба 1:30 000 000) и проявлений позднемiocен-плиоценового щелочного магматизма Камчатки (в контурах космоснимка):

усл. обозн. см. рис. 1

хребта, описаны субщелочные габбро Осиповского массива, прорываемые дайками трахидолеритов, камптонитов, сиенит-порфиров (среднее течение р. Осиповская, данные авторов), субвулканические дайки тешенитов, трахидолеритов, камптонитов (верховья рек Константиновка, Коянова и Левая, данные авторов), щелочные базальты (устье руч. Бивуачный [9]). К восточному флангу приурочены силлы щелочных базальтоидов бассейна р. Тюшевка [13].

В зоне, расположенной несколько южнее, находятся проявления щелочных-субщелочных базальтов, слагающих в районе гор Стол и Плоская [9], ручьев Хрустальный и Степанова [4] отдельные лавовые потоки и дайки.

Описанная закономерность выявляется не только для Восточной Камчатки, но и для всего полуострова (см. рис. 2). На севере Западной Камчатки распространены субвулканические тела позднемиоценовой калиевой щелочной оливин-базальтовой формации (И.С.Гузиев, 1967), в более поздних работах отнесенные к серии калиевых базальтоидов лампроитового ряда внутриплитной группы [12]. Они приурочены к Маимлянской и Хайрюзовско-Усть-Камчатской поперечным зонам. Анализ геологической карты Камчатки м-ба 1:1 000 000 (новая серия) показывает, что сложенные щелочными базальтоидами дайки и вытянутые штокообразные тела часто имеют субширотное простирание. В отдельных случаях смещение геологических границ тел по субширотным разломам (левобережье р. Рассошина) свидетельствует о правосторонних сдвиговых перемещениях с амплитудой в несколько сотен метров [6, 7].

К Толбачинско-Адриановской, Щапинско-Чажминской зонам в пределах Западной Камчатки тяготеют проявления более молодого «внутриплитного» магматизма тыловой зоны вулканического пояса Среднего хребта, представленного (по [12]) образованиями дифференцированной щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовой (поздний плиоцен — ранний плейстоцен) и щелочно-оливин-базальтовой (поздний плейстоцен — голоцен) сериями.

К Бакенинг-Карымской зоне приурочены высокотитанистые субщелочные базальты плиоцен-раннечетвертичного возраста.

3. Крупномасштабное геологическое картирование фрагментов поперечных субширотных зон: Хайрюзовско-Усть-Камчатской (в пределах п-ова Камчатский Мыс), Щапинско-Чажминской (в бассейне р. Малая Чажма), Мильковско-Кроноцкой (центральная часть Валагинского хребта) — по-

казало, что на земной поверхности они выражены сближенными субширотными разрывами, определяющими структурно обусловленные границы грабенообразных позднеплейстоцен-голоценовых речных долин (широтные участки долин рек Перевальная-1, Пикеж, Малая Чажма, Китильгина, Левая). По морфологии разрывы поперечных зон относятся к сбросо-сдвигам с вертикальными и горизонтальными амплитудами, не превышающими первые сотни метров. Смещение контуров позднеплейстоценовых аллювиальных и аллювиально-морских террас, наблюдаемое в зоне сочленения Хайрюзовско-Усть-Камчатской зоны дислокаций с Пикежской, являющейся продолжением разлома Стеллера, указывает на голоценовый возраст сдвиговых перемещений и позволяет оценить современную скорость горизонтальных перемещений по отдельным разрывам, равную 1—2 см/год [3].

На восточном фланге Хайрюзовско-Усть-Камчатской зоны субвулканические тела щелочных — субщелочных пород образуют дайковый пояс, отвечающий общему простиранию зоны и протягивающийся от мыса Африка до истоков р. Пикеж. Эти тела по составу и петрогеохимическим особенностям во многом аналогичны позднеолигоцен-среднемиоценовым субвулканическим телам трахибазальт-тешенитовой формации Командорских островов [15, 18], приуроченных к субширотным разломам, оперяющим зоны разломов Беринга и Стеллера.

В Мильковско-Кроноцкой зоне субширотные малоамплитудные сбросо-сдвиги контролируют размещение щелочно-базитовых даек, силлов, а также Осиповского интрузивного массива субщелочных габброидов. Большинство секущих тел имеют простирания, отвечающие общему направлению зоны. Максимальным развитием щелочных — субщелочных пород характеризуются узлы пересечения поперечных зон и субмеридиональных разрывов (междуречье рек Китильгина и Левая Жупанова). Последние в отдельных случаях определяют меридиональную конфигурацию дайкообразных тел тешенитов (Щапинско-Чажминская зона, верховья руч. Блудный), коагматичных покровов щелочных — субщелочных базальтов восточных отрогов Валагинского хребта [16].

Возраст щелочно-базитовых образований в покровных фациях, устанавливаемый на основе их соотношения с флористически охарактеризованными отложениями щапинской свиты [4], и геолого-структурная позиция проявлений щелочного — субщелочного магматизма свидетельствуют о позднемиоцено-

вом возрасте заложения субширотных разрывов, которые на глубине объединялись в магмоподводящие структуры, достигавшие областей генерации щелочных магм.

Вышеизложенное показывает, что охарактеризованные субширотные структуры Восточной Камчатки представляют собой окончания окраинно-океанических разрывов, принадлежащих зоне Командорского трансформного разлома или тесно связанных с ней. Геолого-тектоническая позиция миоцен-плиоценового щелочного магматизма Восточной Камчатки определяет необходимость его сопоставления с щелочным магматизмом соответствующего типа современных структур — трансформными разломами.

Подробная петролого-геохимическая характеристика миоцен-плиоценовых и плиоцен-четвертичных магматических комплексов Камчатки дана в работе [12]. Геохимические серии, выявленные среди вулканитов, по генетическому признаку объединены в собственно островодужную и «внутриплитную» группы. Породы первой группы имеют геохимические признаки известково-щелочных образований, формирующихся в

активных континентальных окраинах. Вулканиды «внутриплитной» группы сходны по геохимическим особенностям с лавами континентальных и океанических внутриплитных обстановок. Отмечается, что объемы островодужных вулканитов намного превышают объемы проявлений «внутриплитных» лав.

На различных дискриминационных геохимических диаграммах комагматичные «внутриплитным» базальтоидам щелочные габброиды также попадают в поля «внутриплитных» вулканитов Камчатки, имеют с ними одинаковый уровень содержания и соотношений редких элементов (рис. 3, А, Б).

Имеющийся материал по щелочному магматизму трансформных разломов немного численен. Из раскристаллизованных щелочных пород отмечается единичная находка щелочных габбро — тешенитов в разломе Романш (Атлантический океан) [1]. Сопоставление составов тешенитов Восточной Камчатки и разлома Романш показывает, что и те, и другие являются нефелин-нормативными, характеризуются повышенным содержанием щелочей с преобладанием

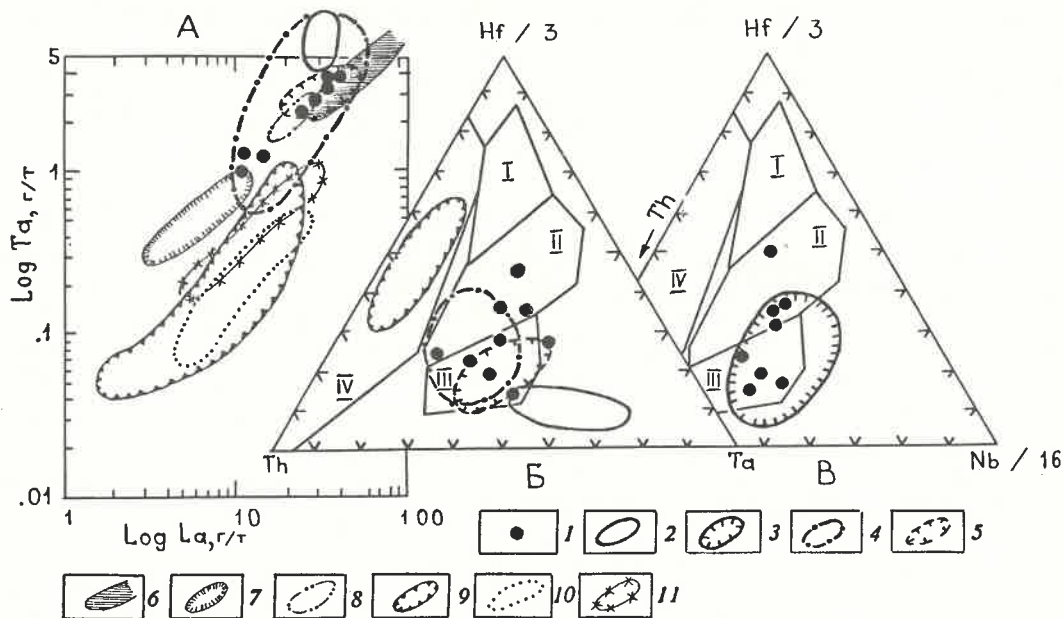


Рис. 3. Дискриминационные геохимические диаграммы для магматических пород Камчатки и других регионов:

А — соотношения Та и La, Б — Th-Hf-Ta, В — Th-Hf-Nb; 1 — точки составов щелочных габброидов Восточной Камчатки [14, 15, 16]; поля составов: 2 — щелочных базальтов трансформного разлома 43° с. ш. [21], 3 — щелочных базальтов разлома Клариян [11], 4 — пород щелочно-оливин-базальт-трахит-командитовой и калий-натриевой щелочно-базальтовой серий Камчатки, 5 — субщелочных и щелочных базальтов Монголии и Забайкалья, 6 — пород щелочно-оливин-базальт-трахит-пантеллеритовой серии Восточно-Африканского рифта, 7—8 — базальтов Гавайско-Императорского хребта (7 — толеитовых, 8 — щелочных), 9 — пород островодужной группы Камчатки, 10 — пород известково-щелочной базальт-риолитовой серии Южного Чили, 11 — пород известково-щелочной серии о-ва Санторин (4 — 11 по [12]); поля составов пород (D.A. Wood, 1980): I — базальтов типа N-MORB, II — базальтов типа E-MORB, внутриплитных толеитов и их дифференциатов, III — внутриплитных щелочных базальтов и их дифференциатов, IV — островодужных толеитов и известково-щелочных вулканитов

Na_2O над K_2O . Тешениты разлома Романш менее титанистые (TiO_2 — 1,35%) и менее магниальные (MgO — 6,48 %) по сравнению с тешенитами Восточной Камчатки (TiO_2 более 2%, MgO 6,75—10,46%). Щелочной магматизм в субвулканической и интрузивной формах отмечается также на восточном фланге трансформного разлома Зеленого Мыса, где описаны эссекситы, камптониты, мончикиты, трахиты, пикриты и карбонатиты [1].

Проведено сопоставление составов щелочных пород Восточной Камчатки [12, 14, 15, 16] и щелочных базальтов разломов Чарли Гиббс [17], 43° с. ш. [21], Романш [17] (Атлантический океан), Кларион [11], Сикейрос [20] (Тихий океан). Точки составов всех пород (за исключением части пород разлома Сикейрос) ложатся выше линии Макдональда — Катцуры, разделяющей толеитовые и щелочные серии (рис. 4, А). В сумме щелочей для всех пород характерно преобладание натрия над калием. Базальты зон трансформных разломов, по сравнению

с породами Восточной Камчатки, обогащены CaO , MgO , несколько обеднены Al_2O_3 . По другим макрокомпонентам каких-либо отличий не отмечается. Во всех породах фиксируются повышенные содержания TiO_2 (более 1%).

Сравнение составов пород с использованием спайдр-диаграмм (см. рис. 4, Б, В, Г) показывает, что по уровню содержания и характеру распределения редких элементов щелочные базиты Восточной Камчатки и трансформных разломов имеют большое сходство (43° с. ш. — см. рис. 4, Б, Кларион — см. рис. 4, В, Г). Породы характеризуются близкими концентрациями Ba, Rb, Zr, Nb, Th, U. Различия проявляются в ярко выраженном Hf-минимуме в базальтах разлома. Кларион и в обогащении Sr базальтов разлома 43° с. ш. Магматические образования трансформных разломов и поперечных зон Восточной Камчатки сходны также по низким значениям отношений La/Ta , Zr/Nb , высокому уровню Ni/Co и Cr/V , близкой степени фракционирования РЗЭ

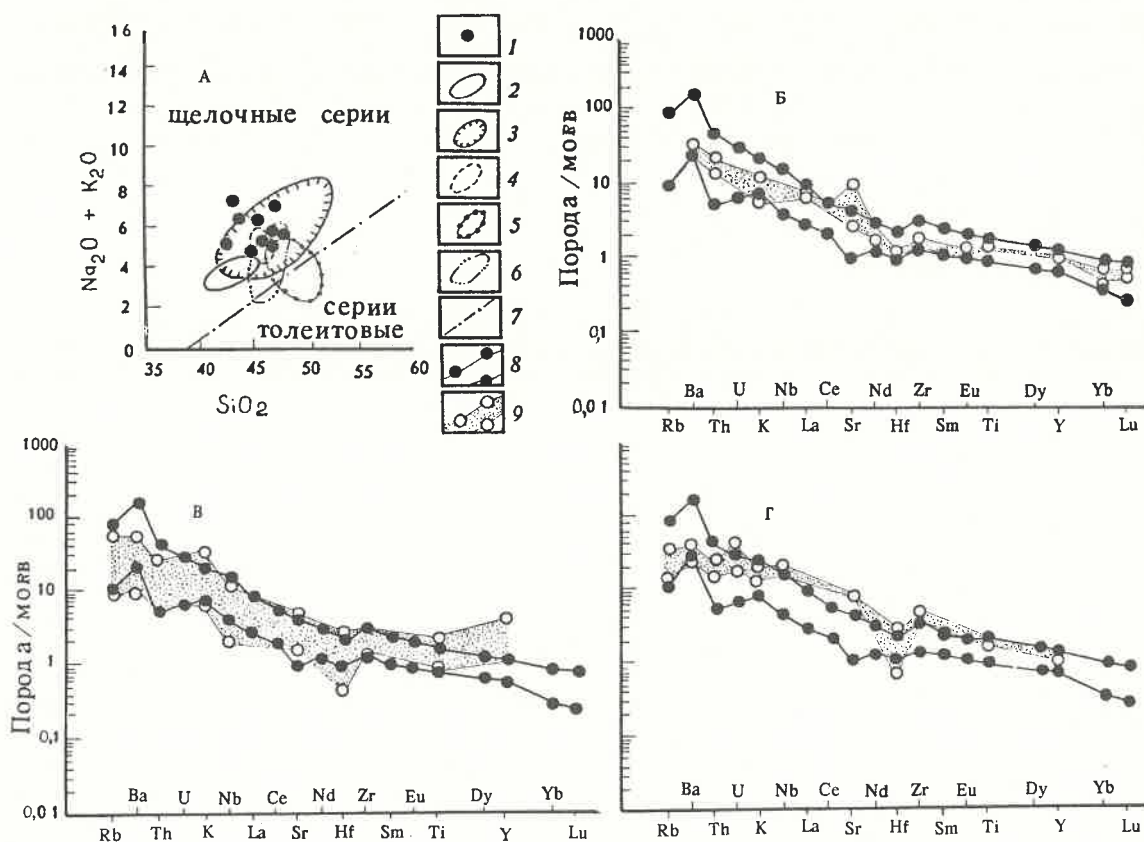


Рис. 4. Диаграмма «сумма щелочей-кремнезем» (А) и спайдр-диаграммы (Б, В, Г) для щелочных базитов Восточной Камчатки и трансформных разломов:

1—3 — см. рис. 3; поля составов щелочных базитов трансформных разломов: 4 — Романш [17], 5 — Сикейрос [20], 6 — Чарли Гиббс [17]; 7 — линия Макдональда — Катцуры (G.A. Macdonald, T. Katsura, 1964); распределение редких элементов в щелочных базитах: 8 — Восточной Камчатки [14, 15, 16], 9 — трансформных разломов (Б — 43° с. ш. [21], В — западного, центрального и Г — восточного секторов разлома Кларион [11])

Отношения редких элементов в позднекайнозойских магматических породах Камчатки и в щелочных базальтах некоторых трансформных разломов Атлантического и Тихого океанов

Породы	Zr/Nb	La/Ta	Ni/Co	Cr/V	La/Nb	Th/Ta	La/Yb
1	5—25	8—25	2,5—4,4	0,8—1,2	0,25—1,5	1—3	7—32
2	2—15	10—14	2,3—8,5	0,3—4,7	0,4—1,1	0,6—1,9	5—26
3	—	3—6	2,6—4,1	0,5—2,1	—	0,3—0,9	11—18
4	5—8	—	3,1—4,6	1,4—2,7	—	—	—
5	9—21	—	0,5—1,8	0,1—1,7	—	—	—
6	30—120	25—125	—	—	2—10	3—25	0,7—1,9

Примечание. 1 — «внутриплитные» базальты Камчатки [12]; 2 — щелочные габброиды Восточной Камчатки [14, 15, 16]; 3—5 — щелочные базальты трансформных разломов: 3 — 43° с. ш. [21], Кларин: 4 — восточная, 5 — центральная и западная части [11]; 6 — островодужные вулканиты Камчатки [12]

(таблица). На дискриминационных диаграммах Д.А.Вуда (см. рис. 3, Б, В) и по соотношению La и Ta (см. рис. 3, А) составы и тех, и других попадают в поля вулканитов внутриплитных обстановок.

Сформулируем основные выводы.

1. Геолого-структурная позиция проявлений позднемиоцен-плиоценового щелочно-субщелочного магматизма Восточной Камчатки определяется их приуроченностью к поперечным субширотным зонам сбросо-сдвигов, представляющих собой окончания зоны Командорского трансформного разлома и окраинно-океанических разломов, которые протягиваются из Тихоокеанской плиты в пределы Курило-Камчатской островной дуги.

2. Считавшиеся ранее амагматичными поперечные зоны разрывов на глубине представляли магноподводящие разломы, достигавшие в позднем миоцене — раннем плиоцене области генерации щелочных магм.

3. По петрогеохимическим особенностям позднекайнозойский щелочной магматизм поперечных разрывных зон Восточной Камчатки во многом соответствует магматизму некоторых трансформных разломов Тихого и Атлантического океанов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В. и др. Магматические горные породы. — М.: Наука, 1984. Т. 2.
2. Баранов Б.В., Викулин А.В., Лобковский Л.И. Мелкофокусная сейсмичность в тылу Курило-Камчатской островной дуги и ее связь с сильнейшими землетрясениями в зоне поддвига // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 73—83.
3. Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р. О парагенезисе позднекайнозойских структур зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 3. С. 18—25.
4. Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др. Позднекайнозойские внутриплитные базальты Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 4. С. 955—959.
5. Воробьев В.М., Таракановский А.А. Разломы Восточной Камчатки и дна прилегающей части Тихого океана (по геофизическим данным) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 5. С. 1188—1191.
6. Геологическая карта СССР (новая серия). N- (56), 57 (Петропавловск-Камчатский). — М.: Мингео СССР, 1987.
7. Геологическая карта СССР (новая серия), 0-57, (58) (Палана). — М.: Мингео СССР. 1989.
8. Ермаков В.А. Тектонические предпосылки изучения сейсмичности Камчатки // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. 1993. Вып. 1. С. 228—239.
9. Ермаков В.А., Пикунов А.Г., Черных Е.Н. Новая концепция тектоники и вулканизма Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 50—56.
10. Иващенко Р.У., Казакова Э.Н., Стрельцов М.И. Вогезиты полуострова Камчатский Мыс // Докл. АН СССР. 1980. 250. № 1. С. 180—183.
11. Когарко Л.Н., Рудченко Н.А., Захаров М.В. Вопросы геохимии щелочного магматизма разлома Кларин (Тихий океан) // Геохимия. 1993. № 8. С. 1087.
12. Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Селиверстов В.А. и др. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Труды ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, 1990. Вып. 390.
13. Супруненко О.И., Марковский Б.А. Щелочные вулканиты полуострова Кроноцкого (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 3. С. 682—685.
14. Тихомирова С.Р. Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5.
15. Тихомирова С.Р. Миоцен-раннеплиоценовый магматизм западного фланга Алеутской островной дуги // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 1. С. 23—32.
16. Тихомирова С.Р., Бахтеев М.К., Морозов О.А. Натровая щелочно-габброидная формация Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. № 4.
17. Харин Г.С. Петрохимические и петрогенетические особенности базальтов зон трансформных разломов // Магматические и метаморфические породы дна океанов и их генезис. М., 1983. С. 245—256.
18. Цветков А.А., Федорчук А.В., Гладенков А.Ю. Геологическое строение и магматизм о-ва Беринга (Командорские о-ва) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 40—56.
19. Baranov B.V., Seliverstov N.I. Plate Tectonic Situation at the Aleutian-Kamchatka Junction Areas. First Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea of Okhotsk-Kuril Island Arc, Abstracts, Moscow, 1993.
20. Natland J.H., Melson W.G. Compositions of basaltic glasses From the East Pacific Rise and Siqueiros Fracture Zone, near 9° N // Init. Reports Deep Sea Drill. Proj. 1980. Vol. 54. P. 705.
21. Shibata T., Thompson G., Frey F.A. Tholeiitic and Alkali Basalts From the Mid-Atlantic Ridge at 43° N // Contributions to Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70. N 2. P. 127.

Раннерифейский седиментационный бассейн востока Восточно-Европейской платформы и Южного Урала

А.В.МАСЛОВ

В настоящее время происходит быстрое накопление данных по стратиграфии, строению и сопоставлению верхнедокембрийских отложений востока Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и рифейских эталонных комплексов западного склона Южного Урала [5, 6, 9, 15, 18, 20], подкрепленных материалами бурения глубоких параметрических скважин и сейсморазведкой МОГТ. Все это открывает новые возможности для литолого-фациальных и палеогеографических реконструкций и свидетельствует о существовании на рассматриваемой территории в рифее единого крупного осадочного бассейна (рис. 1). По мнению В.С.Суркова и др. [17], этот бассейн в раннем — среднем рифее был гомологичен современным седиментационным бассейнам пассивных окраин и сходен с аналогичными по возрасту бассейнами западной периферии Сибирской платформы. Обнаружение в последних месторождений нефти и газа — серьезное основание для постановки исследований в целях изучения геологии и нефтегазоносности рифея Восточно-Европейской платформы [17].

Об основных чертах формирования осадочных бассейнов рифея на данной территории известно пока только в самом общем виде. Настоящая статья является попыткой в определенной мере восполнить этот пробел. В большинстве работ конца 80-х годов раннерифейский бассейн седиментации на самых ранних стадиях развития рассматривается как узкое трехлучевое сочленение Камско-Бельского, Айского и Башкирского грабен, напоминающий по морфологии, характеру осадконакопления и магматизма такие классические рифтовые системы, как Восточно-Африканская и др. [1, 12]. Другой точкой зрения являются представления о формировании в это время в зоне сочленения ВЕП и западного склона Южного Урала (в современном их понимании) обширного плоского субовального мелководного бассейна седиментации [11].

Стратиграфический и фациальный «каркас» бассейна. Реконструируемый раннерифейский седиментационный бассейн (СБ) выполнен терригенными и карбонатными комплексами отложений различного генезиса [10]. В стратотипической местности, на западном склоне Южного Урала, раннерифейская бурзянская серия объединяет на

северо-востоке Башкирского мегантиклинория айскую, саткинскую и бакальскую, а в центральной его части — большеинзерскую, суранскую и юшинскую свиты [16]. Саткинская свита и ряд уровней в составе суранской сложены преимущественно известняками и доломитами (в ряде горизонтов со строматолитами) мелководно-морского и собственно морского генезиса. Верхняя часть бакальской свиты включает несколько варьирующих по мощности пачек терригенных и карбонатных, в т. ч. строматолитсодержащих, пород. Терригенные комплексы типового разреза бурзяния представлены пестрым спектром различных по генезису образований — от континентальных до умеренно глубоководных [10]; среди отложений нижней части айской свиты с ними ассоциируют эффузивы основного состава. Мощность отложений бурзянской серии на северо-востоке Башкирского мегантиклинория почти 7000 м, в центральных районах 5000—6000 м.

На востоке ВЕП нижнерифейские отложения кыргинской серии расчленяются на прикамскую, калтасинскую и надеждинскую свиты [6, 15] (на юге, в пределах Оренбургской и Самарской областей РФ, в Серноводско-Абдуллинском прогибе, с прикамской свитой сопоставляется боровская, имеющая примерно аналогичный состав [16]). Посвитная их корреляция с отложениями бурзянской серии признается в настоящее время подавляющим большинством исследователей (таблица) [1, 16]. Прикамская свита представлена пестроцветными песчаниками (часто с линзами и прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов), алевролитами и в меньшей степени глинистыми сланцами. Калтасинская свита объединяет в основном пелитоморфные хемогенные доломиты; фитогенные и обломочные разности их играют подчиненную роль. В средней части свиты во многих, преимущественно западных, разрезах заметное место принадлежит также карбонатно-терригенным и терригенно-карбонатным образованиям. Надеждинская свита сложена разнопорядковым чередованием пестроцветных аргиллитов, глинистых алевролитов, песчаников и доломитовых мергелей.

Фациальный облик нижнерифейских отложений востока ВЕП также разнообразен, как и их южноуральских аналогов [4, 7, 13].

Среди них реконструируются терригенные аллювиально-дельтовые, прибрежно- и мелководно-морские осадки, специфические образования литорального генезиса и карбонатные прибрежно-, мелководно- и собственно морские отложения [16].

Анализ латеральных соотношений различных по составу и генезису породных ассоциаций (комплексов) в разрезах айско-прикамского и бакальско-надеждинского уровней раннерифейского СБ [11] позволяет в ряде случаев реконструировать или предполагать наличие противоположных (по широтному положению) источников сноса (бортов), что не свидетельствует в пользу предположений о существовании к востоку от ВЕП в раннем рифее пассивной континентальной окраины.

Структурные соотношения осадочных комплексов раннего рифея и кристаллического фундамента. Накопление отложений рифея, в т.ч. раннего, на востоке ВЕП происходило, как полагают многие исследователи, в перикратонной грабенообразной впадине или нескольких грабенообразных прогибах, формировавшихся синхронно с накоплением осадочных толщ [3, 8, 13, 19]. Однако, как видно на геологических профилях, построенных И.Е.Постниковой для Камской перикратонной впадины (рис. 2; см. рис. 1), в большинстве случаев мощность и фациальный состав отложений тюрюшевской (аналог части прикамской свиты) и калтасинской свит при приближении к ограничивающим борта впадины разломам не изменяются; часто они

просто «утыкаются» в породы кристаллического фундамента. Аналогичный вывод нами сделан и при анализе западных фрагментов геолого-структурных профилей, построенных по данным дешифрирования временных сейсморазрезов [6] и наиболее реалистически отражающих естественные соотношения различных породно-временных ассоциаций (см. рис. 2, б). Мощность наиболее интересного уровня — прикамского — не испытывает каких-либо вариаций у пограничных разломов, в ряде случаев она лишь незначительно снижается.

Это дает основание предполагать, что формирование оперяющих Камскую впадину разломов было в какой-то мере постседиментационным. Близкие взгляды высказывались А.А.Клевцовой [7], считавшей, что конфигурация грабенов возникла впоследствии. На это же указывает то обстоятельство, что маломощные терригенные отложения айско-прикамского уровня «выплескиваются» на запад, за пределы Камской перикратонной впадины. Аналогично и отсутствие ясно выраженных «бортовых» фаций в западных разрезах калтасинской свиты свидетельствует об исходном накоплении осадков на значительно большей площади. В большинстве позднекайнозойских рифтогенных структур, напротив, имеются отчетливые признаки влияния ограничивающих рифты разломов на осадконакопление: от центральных частей впадин к бортам (или преимущественно к какому-то одному бор-

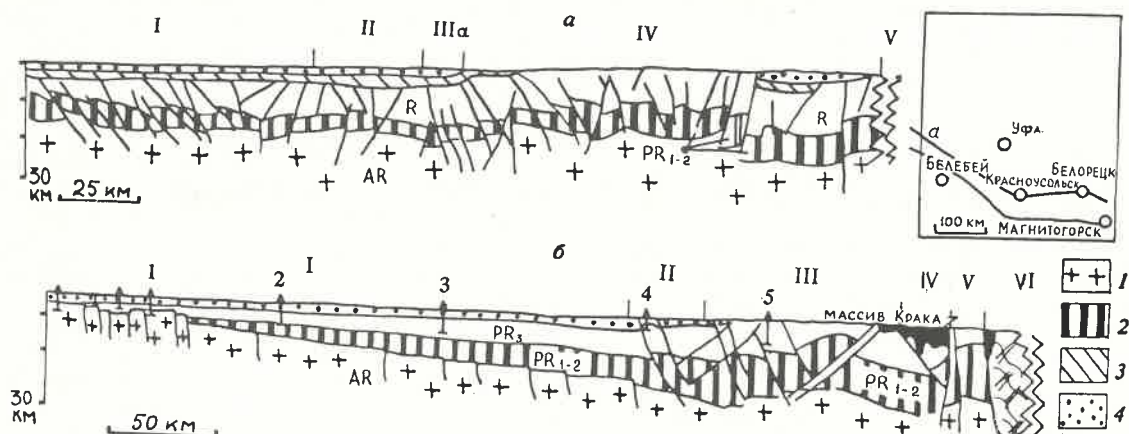


Рис. 1. Субширотные Троицкий профиль ГСЗ (а) и сейсмопрофиль МОГТ Леонидовка — Магнитогорск (б):

I — восточная окраина ВЕП, II — Предуральский прогиб, III — Башкирский мегантиклинорий, IV — Зилаирский синклиний, V — антиклинорий Урал-Тау, VI — Магнитогорский прогиб [9]; 1 — кристаллический фундамент; 2 — ранне-среднепротерозойские супракустальные комплексы; 3 — вендские отложения; 4 — палеозой; глубокие скважины: 1 — Леонидовка-495, 2 — Аслы-Куль-4, 3 — Кипчак-1, 4 — Шихан-5, 5 — Кулгунино-1

Схема сопоставления нижнерифейских отложений востока Восточно-Европейской платформы и западного склона Южного Урала, по [1, 6, 16]

Восток Восточно-Европейской платформы			Башкирский мегантиклинорий	
Камско-Бельский прогиб	Серноводско-Абдуллинский прогиб	Районы юго-восточнее г. Уфы	Северо-восток	Центральные районы
Надеждинская свита		Кабаковская свита	Бакальская свита	Юшинская свита
Калтасинская свита	?	?	Саткинская свита	Суранская свита
Прикамская свита	Боровская свита		Айская свита	Большеинзерская свита

ту) мощность осадочных и (или) осадочно-вулканогенных комплексов существенно возрастает; параллельно резко увеличивается гранулометрия осадков, вплоть до появления конгломератов [11]. Таким образом, площадь современного распространения нижнерифейских отложений не отражает,

вероятно, их первоначального ареала развития, а взаимоотношения с породами фундамента позволяют предполагать, что формирование Камской перикратонной впадины не было, по всей видимости, синхронным с осадконакоплением в той мере, как считалось ранее.

Анализ материалов сейсмопрофилирования и данных глубокого бурения на территории Самарской, Пермской и Оренбургской областей, Башкортостана и Татарстана [9, 15, 18, 20] дает возможность построить серию схематических карт изопакит (аналогичные карты для территории Западной Башкирии опубликованы В.А.Романовым [14, 15]) для каждого из трех уровней нижнерифейского разреза и вместе с составленными нами ранее литолого-палеогеографическими схемами наметить основные особенности эволюции раннерифейского СБ.

На айско-прикамском уровне по изопакитам 1500, 2000 и 2500 м отчетливо вырисовывается субизометрический (соотношение осей порядка 1:0,7), несколько вытянутый в северо-восточном направлении бассейн с рядом «заливов», прослеживающихся в северо-западном и юго-юго-западном направлениях (рис. 3). Область максимальных мощностей (порядка 3000 и, возможно, 3500 м), по данным интерпретации временных сейсморазрезов [15], тяготеет к району несколько юго-восточнее г. Уфы. На карте изопакит и построенным по ней профилям отчетливо видно существование и двух зон минимальных мощностей докалтасинских отложений (менее 500 м). Одна из них занимала обширные районы западнее г. Перми, другая соответствовала, по-видимому, Фоминовскому выступу. Южнее, ближе к Оренбургскому своду, мощность отложений данного уровня (боровская свита) также не превышает 500 м и только восточнее, к скв. Шарлык-1, возрастает до 1000 м и более.

В восточных и юго-восточных районах рассматриваемой территории, в пределах Башкирского мегантиклинория, айско-прикамский уровень представлен терригенными образованиями континентального (в чередовании с субщелочными основными вулкани-

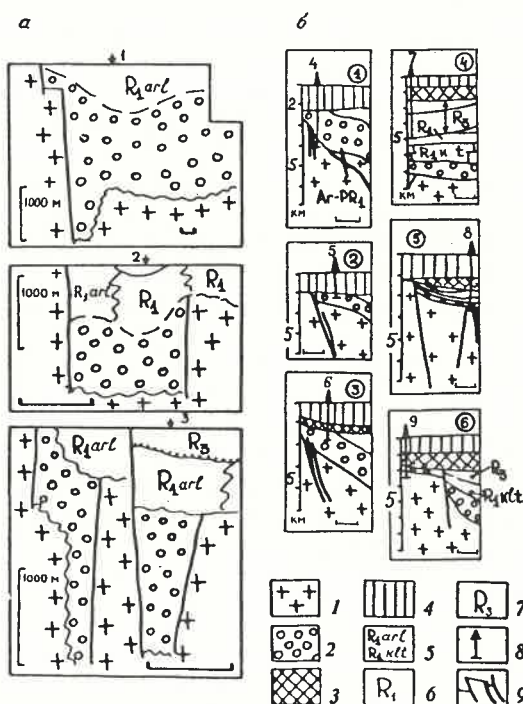


Рис. 2. Характер сочленения терригенных осадочных комплексов докалтасинского уровня (прикамская, тюрюшевская, боровская и другие свиты) и доломитов калтасинской свиты по данным геологических профилей (а) [13] и интерпретации материалов сейсмопрофилирования (б) [6]:

1 — комплексы кристаллического фундамента; 2 — прикамская свита; 3 — вендские образования; 4 — палеозойские отложения; 5 — калтасинская и арланская свиты; 6 — нерасчлененные нижнерифейские отложения; 7 — то же, верхнерифейские; 8 — скважины (1 — Орьбаш-82, 2 — Тепляки-47, 3 — Куш-Куль-100, 4 — Карачевская-20005, 5 — Ик-База-23, 6 — Тюрюшево-2, 7 — Шкапово-740, 8 — Леонидовка-495, 9 — Шарлык-1) (на а — проекции положения скважин на земной поверхности); 9 — разломы; горизонтальный масштаб: на а — 25 км, на б — 8 км; цифры в кружках — номера структурно-геологических профилей [6]

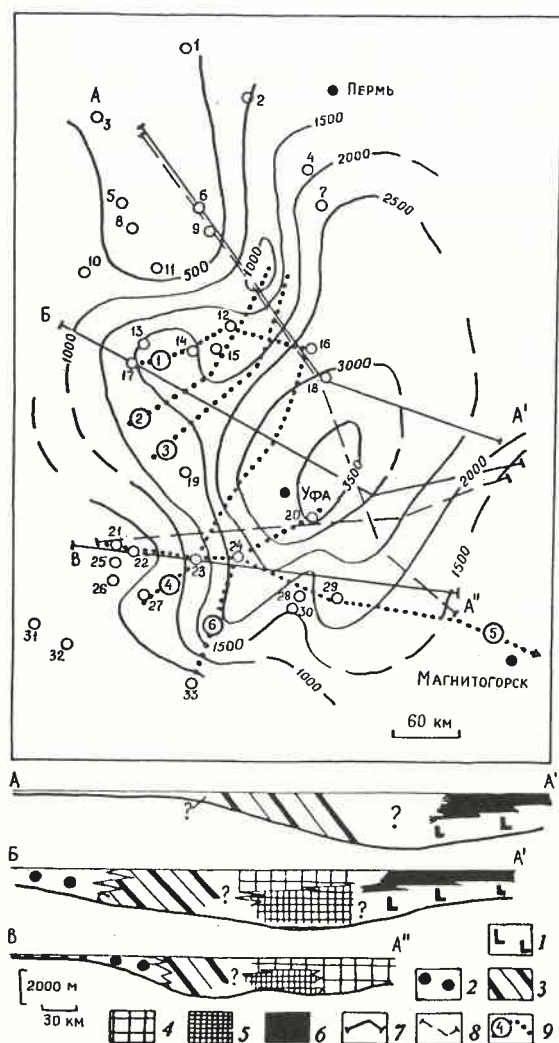


Рис. 3. Схема изопакит (м) и структурно-фациальные профили отложений айско-прикамского уровня раннерифейского СВ востока ВЕП и западного склона Южного Урала:

1 — комплекс вулканогенно-терригенных преимущественно континентальных отложений; 2 — комплекс терригенных аллювиальных и аллювиально-дельтовых осадков; 3 — терригенные прибрежно-континентальные и прибрежно-морские образования, в т. ч. литоральные; 4 — мелководно-морские терригенные и терригенно-карбонатные отложения; 5 — терригенные осадки умеренно глубоководных зон (отложения зерновых потоков); 6 — тонкозернистые терригенные осадки удаленных зон бассейна; 7 — линии структурно-фациальных профилей; 8 — линии профилей, см. рис. 7; 9 — профили МОГТ [6]; глубокие скважины: 1 — Соколовка-52, 2 — Очер-15, 3 — Сектырка, 4 — Осинская, 5 — Областовская, 6 — Черновка, 7 — Чернушка-41, 8 — Ижевская-20, 9 — Ножовка-92, 10 — Варзи-Ятчи, 11 — Сарапульская, 12 — Орьбаш, 13 — Саузбаш-2, 14 — Арлан-7000, 15 — Надеждино, 16 — Тепляки-47, 17 — Карачевская-20005, 18 — Куш-Куль, 19 — Тюрюшево, 20 — Кабаково-62, 21 — Урус-Тамак-191, 22 — Серафимовская-119, 23 — Аслы-Куль-4, 24 — Кипчак-1, 25 — Леонидовка-495, 26 — Суллинская-20007, 27 — Шкапово, 28 — Шихан-5, 29 — Кулгунино-1, 30 — Ахмерово-6, 31 — Красноярка, 32 — Султангулово-102, 33 — Шарлык-1

тами), мелководно-морского и собственно морского генезиса. Континентальные образования типичны для нижней части айской свиты (навышская, липовская, чудинская и ефремовская подсвиты) и, будучи представленными песчаниками различной зернистости, конгломератами, гравелитами, алевролитами и другими типами пород, маркируют, по-видимому, гористый и достаточно расчлененный восточно-юго-восточный борт (Краснокамский выступ?) седиментационного бассейна самого начала раннего рифея. В качестве других бортов (источников сноса) в это время выступали Коми-Пермяцкий, Татарский, Токмовский и Оренбургский своды, к которым приурочены наиболее грубообломочные разности терригенных пород. Это хорошо видно на палеогеографической схеме начала айско-прикамского времени, где вдоль западного и юго-западного бортов СВ фиксируются конгломерато-гравелито-песчаные отложения аллювиального и аллювиально-дельтового генезиса, сменяющиеся восточнее, в глубь бассейна, прибрежно-континентальными красноцветами (рис. 4).

Бассейн осадконакопления саткинско-калтасинского уровня характеризовался устойчивым и, вероятно, весьма длительным накоплением преимущественно мелководно- и собственно морских карбонатов; фитогенные, обломочные карбонатные и терригенно-карбонатные разности пород играют здесь подчиненную роль. Автор считает несколько преувеличенными представления о существовании в это время в бассейне крупного «барьерного рифа», т. к. эти фации практически не выражены на сеймопрофилях ни специфическим рисунком, ни вариациями мощности. Арланская свита, рассматривавшаяся ранее в качестве депрессионных отложений, не имеет, как установлено в последние годы, самостоятельного значения и является лишь частью калтасинского уровня [6, 15].

Распределение мощностей отложений саткинско-калтасинского уровня носит иной, нежели для айско-прикамского, характер (рис. 5). Максимальные мощности, более 3000 м, фиксируются западнее линии Пермь — Уфа — в районах северо-восточнее Орьбаша и Надеждино и восточнее Сарапула. Зона максимальных мощностей, оконтуриваемая изопакитой 2500 м, протягивается на юго-восток, к Бакало-Саткинскому району Башкирского мегантиклинория. Максимальная мощность отложений саткинской свиты превышает здесь 3000 м. Основная роль в разрезах данного уровня принадлежит мелководно-морским и собст-

венно морским карбонатным осадкам, включающим многочисленные прослои темпеститов [10].

В центральных районах Башкирского мегантиклинория карбонатные образования рассматриваемого уровня «расклиниваются» терригенными породами средней части суранской свиты. Основную роль среди последних играют глинистые сланцы, часто с ОВ, алевролиты, их доломитовые и известковистые разности, тогда как песчаники имеют подчиненное значение. Это в основном бассейновые, удаленные от прибрежных зон, образования [10]. Минимальная их мощность (менее 1500 м) характерна для западного крыла Ямантауского антиклинория. В юго-восточном направлении мощность быстро возрастает преимущественно за счет средней, терригенной, части свиты (бердагуловская, ангастакская и сердаукская подсвиты) и примерно через 10—15 км превышает 3000 м. Во всех известных естественных и буровых разрезах саткинско-калтасинского уровня перехода карбонат-

ных пород в терригенные, что можно было бы рассматривать как признак приближения к борту прогиба, не наблюдается. С учетом этого, а также отмеченного выше «утыкания» калтасинских доломитов в породы фундамента можно предположить, что исходные размеры СБ саткинско-калтасинского времени значительно (?) превосходили наблюдаемую площадь распространения отложений данного уровня.

В субмеридиональном сечении по профилю А-А', от района Орьебаша — Надеждино к Ижевску и Глазову, а также на запад от г.Уфы (к Урус-Тамаку и Серафимовке) мощность отложений калтасинской свиты резко снижается. На первый взгляд, это может быть обусловлено влиянием позднейших (предпозднерифейского, предвендского и предпалеозойского) размывов, однако здесь же, в скв. Суллинская-20007, полная мощность свиты, перекрытой породами надеждинского уровня нижнего рифея, составляет всего около 100 м. Следовательно, отложения саткинско-калтасинского уровня формировались как в глубоких, подвергшихся значительному прогибанию, но, по-видимому, почти скомпенсированных седиментационных ваннах, так и в более «жестких», «стабильных» зонах, где суммарное прогибание не превышало в это время 500—1000 м.

Общий структурный план раннерифейского СБ, вырисовывающийся по изопактам айско-прикамского и саткинско-калтасинского уровней, не соответствует основной структурной линии Камско-Бельского прогиба, протягивающейся в северо-северо-западном направлении примерно от г. Уфы до Соколовки. На айско-прикамском уровне зона максимальных мощностей ориентирована от г.Уфы на северо-северо-восток, на саткинско-калтасинском уровне она со значениями изопакт более 2000 м почти вплотную подходит на западе к Татарскому своду (в районе Елабуги и несколько восточнее), а на востоке протягивается в Бакало-Саткинский район, сохраняя в целом западно-северо-западную ориентировку. Это дает основание предполагать, что первоначально здесь существовал глубокий «залив» или «пролив», протягивавшийся на запад (?).

Данные для бакальско-надеждинского уровня более ограничены. На территории Западной Башкирии, на западном склоне Южного Урала и юге Пермской области прослеживается несколько асимметричный прогиб (рис. 6); зона максимальных мощностей, как и для айско-прикамского уровня, тяготеет к району несколько юго-восточнее Уфы. В более юго-восточных районах рас-

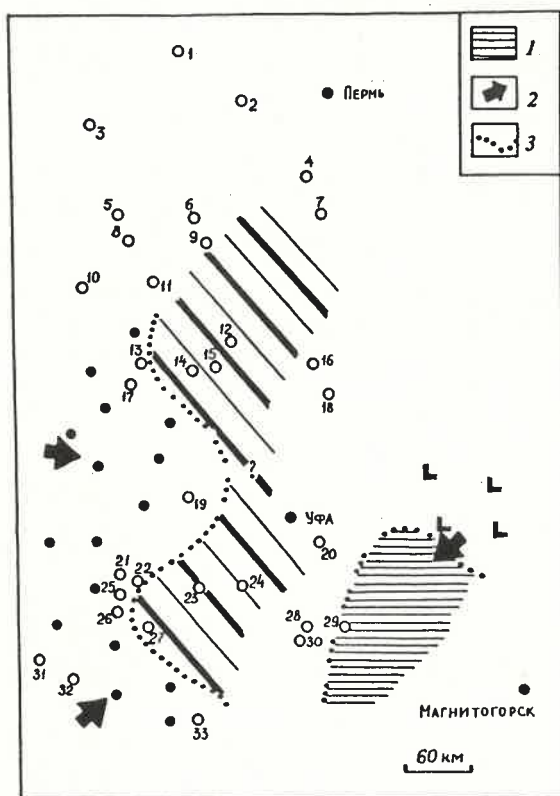


Рис. 4. Схематическая палеогеографическая карта начала раннего рифея (время накопления отложений нижней части айско-прикамского уровня):

1 — тонкозернистые терригенные осадки бассейнового генезиса; 2 — направления сноса кластиков; 3 — границы палеогеографических зон; остальные усл. обозн. см. рис. 3

смаатриваемой территории данный уровень представлен исключительно терригенными образованиями юшинской свиты в целом мелководно-морского генезиса [10]. На северо-востоке Башкирского мегантиклинория, в Бакало-Саткинском районе, наряду с терригенными бассейновыми комплексами в верхней части разреза бакальской свиты появляются различной мощности карбонатные пачки; терригенные породы часто имеют здесь мелководные и сверхмелководные текстуры. В центральной части реконструируемого раннерифейского СБ бурением вскрыты только самые верхи данного уровня

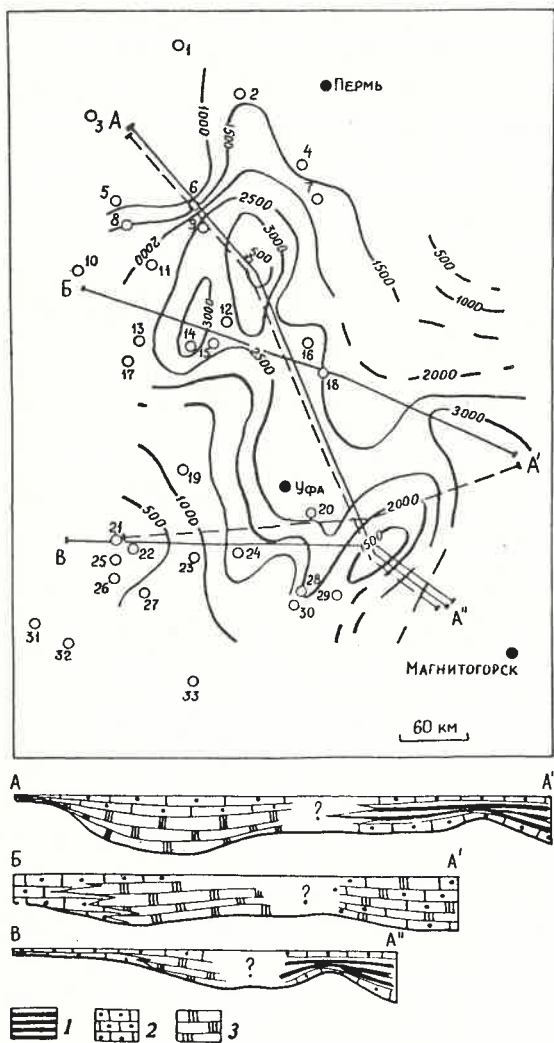


Рис. 5. Схема изопазит (м) и структурно-фациальные профили отложений саткинско-калтасинского уровня раннерифейского СБ востока ВЕП и западного склона Южного Урала:

1 — тонкозернистые терригенные отложения бассейнового генезиса (бердагуловская, ангастакская и сердаукская подсвиты суранской свиты); 2 — прибрежно- и мелководно-морские карбонатные образования; 3 — собственно бассейновые (морские) карбонатные осадки

(кабаковская свита в скважинах Кабаково-62 и Кулгунино-1), представленные тонкозернистыми терригенными отложениями собственно морского генезиса. Несколько западнее г. Уфы рассматриваемый уровень сложен преимущественно тонким чередованием пестроцветных аргиллитов, глинистых алевролитов, мергелей доломитового состава и реже песчаников надеждинской свиты. Широкий спектр текстур этих образований свидетельствует о накоплении исходных осадков в прибрежно-континентальных ландшафтах.

Исходя из характера эволюции раннерифейского СБ, следует отметить, что максимальные вариации мощности отложений различных уровней характерны для его сечения с юго-востока на северо-запад (рис. 7, профиль А-А'). На субширотном профиле (профиль В-А') вырисовывается структура слабо асимметричной впадины, что обусловлено главным образом тяготением зон мак-

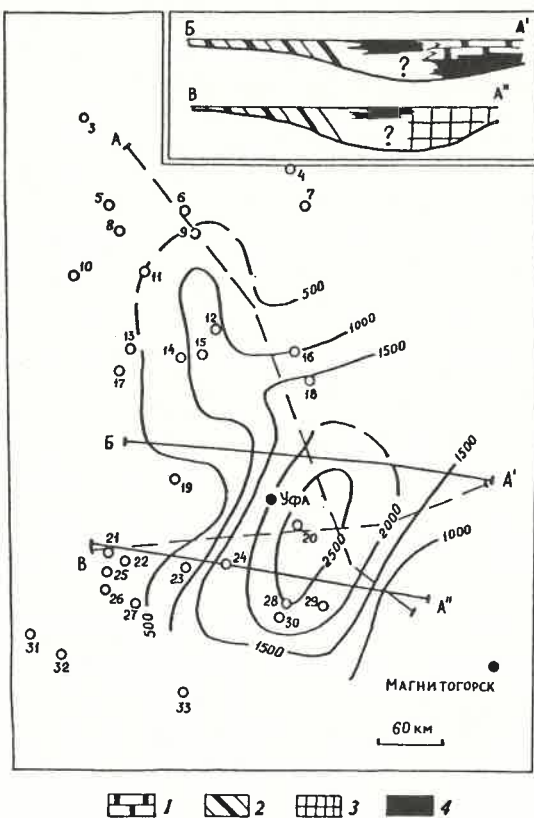


Рис. 6. Схема изопазит (м) и структурно-фациальные профили отложений надеждинско-бакальского уровня:

1 — терригенно-карбонатные мелководно- и прибрежно-морские (в т. ч. литоральные) отложения верхней части бакальской свиты; 2 — терригенные прибрежно-континентальные и прибрежно-морские образования; 3 — мелководно-морские терригенные и терригенно-карбонатные отложения; 4 — тонкозернистые терригенные осадки удаленных зон бассейна

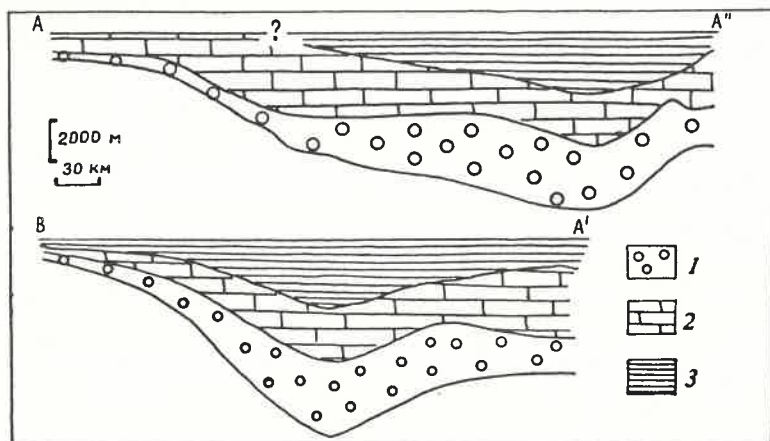


Рис. 7. Схематические структурные субмеридиональный А-А' и субширотный В-А' разрезы отложений раннерифейского СБ на востоке ВЕП и западном склоне Южного Урала:

отложения: 1 — айско-прикамского уровня, 2 — саткинско-калтасинского, 3 — бакальско-надеждинского

симальных мощностей отложений айско-прикамского и бакальско-надеждинского уровней к району несколько юго-восточнее г. Уфы (см. рис. 3, 6). Иначе по этому профилю распределены мощности отложений саткинско-калтасинского уровня: с запада на восток наблюдается устойчивое их увеличение от 500—1000 м на границе Татарстана, Башкортостана и Пермской области до 3000 м и более на северо-востоке Башкирского мегантиклинория. Это, на наш взгляд, говорит о том, что максимальные размеры бассейна седиментации были характерны именно для саткинско-калтасинского времени. На это же указывают соотношения пород калтасинской свиты и фундамента, а также отсутствие здесь каких-либо признаков бортовых фаций.

Итак, раннерифейский бассейн осадконакопления в области сочленения восточных флангов ВЕП и западного склона Южного Урала являлся, как следует из анализа распределения осадочных комплексов и характера изменения мощностей отложений, по всей видимости, внутриконтинентальным. В этой связи предположения о решающей роли в его образовании процессов рифтогенеза [12, 17, 21 и др.] и о формировании в раннем — среднем рифее на востоке ВЕП пассивной континентальной окраины, сменявшейся восточнее Палеоазиатским океаном, нуждаются, на наш взгляд, в более полном обосновании с привлечением известного на сегодняшний день материала, в т.ч. данных литолого-фациальных и палеогеографических реконструкций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М., Солонцов А.Ф. Рифей и венд востока Русской плиты // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск, 1986. С. 117—127.
- Аксенов Е.М., Баранов В.В., Кавеев И.Х., Солонцов Л.Ф. Новые данные по верхнему докембрию востока Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 144—148.
- Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. — М.: Недра, 1978.
- Иванова Т.В. Некоторые вопросы седиментогенеза нижнерифейских отложений Северо-Западной Башкирии // Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области. Казань, 1970. С. 7—14.
- Иванова Т.В., Андреев Ю.В., Масагутов Р.Х., Лозин Е.В. К истории тектонического развития востока Русской плиты на рифейском этапе // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа, 1993. С. 85—94.
- Ищерская М.В., Романов В.А. К стратиграфии рифейских отложений Западной Башкирии. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993.
- Клевицова А.А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее // Изв. вузов. Сер. геология и разведка. 1971. № 7. С. 3—13.
- Клубов В.А. Палеоструктурный анализ восточных районов Русской платформы. — М.: Недра, 1973 (Тр. ВНИГНИ. Вып. 130).
- Лозин Е.В., Хасанов В.Х. Сейсмогеологические данные о глубинном строении края платформы и Южного Урала // Геология, геофизика и полезные ископаемые Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1991. С. 48—58.
- Маслов А.В. Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития). — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1993. Деп. в ВИНТИ, № 565-В 93.
- Маслов А.В. Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1994.
- Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: Автореф. дис... геол.-минер. наук. — Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1988.
- Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. — М.: Недра, 1977.
- Романов В.А. Карты изопакит рифея Западной Башкирии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Республики Башкортостан: Тез. докл. Уфа, 1994.
- Романов В.А., Ищерская М.В. К изучению рифейских отложений Западной Башкирии. — Уфа: ИГ БНЦ РАН, 1994.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. — М.: Наука, 1983 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 377).
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Гришин М.П. Развитие нефтегазоносных бассейнов Сибири в неогене // Отеч. геология. 1993. № 6. С. 39—45.
- Фролович Г.М., Хачатрян Р.О., Голдобин Ю.П. и др. Строение северной части Камско-Бельской впадины по данным сейсморазведки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 126—136.

19. Шахновский Н.М. Геологическое строение и нефтегазоносность авлакогенов Восточно-Европейской платформы. — М.: Недра, 1977.
20. Шварев В.Н., Конев П.Н., Кучина Е.Л. Новые данные по литологии и нефтеносности додевонских осадочных отложений Удмуртской АССР // Геологическое строение и нефтегазоносность северных и западных районов Волго-Уральской провинции. Пермь, 1991. С. 50—58.
21. Milanovsky E.E., Furne A.V., Nikishina A.M. et al. East European platform: history and geodynamics of the Riphean rifting // L.P. Zonenshain memorial Conference on Plate Tectonics. Prog. and Abs. Moscow, 1993.

Принята редколлегией 26 сентября 1995 г.

УДК 553.078.2:553.81 (571.5)

© А.В.Малых, 1995

Структурно-тектонические критерии регионального прогноза среднепалеозойского кимберлитового магматизма южной и центральной частей Сибирской платформы

А.В.МАЛЫХ (Институт земной коры СО РАН)

Вопрос о закономерностях пространственного размещения кимберлитовых тел на Сибирской платформе тесно связан с установлением научных критериев структурного и глубинного контроля кимберлитового магматизма и среди других проблем изучения кимберлитов в настоящее время остается одним из главных. Вопросами структурного контроля в разные годы занимались И.П.Атласов, А.А.Арсеньев, Б.М.Барыгин, Ф.Ф.Брахфогель, Е.И.Борис, Б.М.Владимиров, А.Г.Дьяков, В.В.Еловских, Л.Н.Зведер, Л.И.Зимин, М.Я.Крутойярский, В.В.Ковальский, С.М.Колдаев, Л.Н.Леонтьев, В.А.Милашев, В.М.Мишнин, К.Б.Мокшанцев, К.Н.Никишов, М.М.Одинцов, А.А.Панкратов, А.А.Потуроев, В.С.Соболев, Н.Н.Сарсадских, Л.Г.Страхов, В.С.Трофимов, Е.В.Францессон, Ю.М.Шейнманн, В.Н.Щукин, Е.Д.Черных, Э.И.Эрлих и многие другие исследователи. Изучение структуры кимберлитовых полей Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов уже в первые годы привело их к представлению о существенной и часто определяющей кимберлитоконтролирующей роли разрывных нарушений и зон разломов фундамента и осадочного чехла. Однако характер их взаимосвязей в отдельных полях Якутской алмазоносной провинции до настоящего времени не имеет однозначной трактовки.

Признавая приуроченность магматизма к древним платформам, одни исследователи считают зоны глубинных разломов фундамента единственным фактором, контролирующим распределение кимберлитов, другие — отводят им второстепенное значение, связывая распространение кимберлитовых

тел с определенными типами платформенных структур — склонами крупных поднятий чехла и фундамента, флексурными перегибами с небольшой мощностью осадков до 2—3 км, зонами сочленения антеклиз и синеклиз, авлакогенами и рифтогенными структурами. В региональном плане известные кимберлитовые поля северо-востока Якутской провинции А.А.Арсеньевым [1] объединены в линейные рудоконтролирующие зоны северо-восточного (Мархинско-Оленекская) и северо-западного (Мархинско-Котуйская и Муно-Анабарская) простираний, создающие диагональную сеть разломов. Позднее сходные кимберлитоконтролирующие зоны выделялись К.Б.Мокшанцевым, Ф.Ф.Брахфогелем и др. К.Б.Мокшанцевым с соавторами [18] главными кимберлитоконтролирующими структурами в Якутской провинции считались древнейшие глубинные разломы субмеридиональной ориентировки Анабаро-Мирнинской и Анабаро-Якутской складчатых систем фундамента, в шовных зонах которых на пересечениях с разломами других направлений сформировались кимберлитовые поля.

В.А.Милашев [9, 10, 11] отрицает связь кимберлитов как с крупными платформенными структурами, так и с зонами глубинных разломов. Последним отводится роль «магмоограничивающих» структур блоков фундамента, отличающихся повышенной проницаемостью земной коры и различающихся характером мегатрещиноватости осадочного чехла, определяемой элементами гидросети. Точки зрения о современном структурном контроле кимберлитовых тел кольцевыми морфоструктурами, распозна-

ваемыми по анализу современного рельефа и конфигурации речной сети, придерживается А.А.Немиров [12, 13]. Существует также точка зрения [4], рассматривающая по палеомагнитным данным пространственное размещение кимберлитовых полей Якутии с позиций горячих точек мантии или мантийного плюмажа при поступательном перемещении Сибирской плиты в юго-западном направлении. Эта гипотеза развивает представления мобилистов [14], которые формирование кимберлитов связывают с поверхностями срыва у подошвы движущейся в горизонтальном направлении континентальной плиты.

В связи с неоднозначностью трактовки вопросов структурного контроля известных кимберлитовых полей и отдельных трубок Якутской провинции рассмотрим эту проблему на основе проведенных нами палеотектонических реконструкций южной и центральной частей Сибирской платформы, комплексного изучения блоково-разломной и пликативной структуры фундамента и осадочного чехла, а также анализа трещиноватости кимберлитовых полей по данным дешифрирования аэрофотоснимков Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов и результатам изучения геологами ПНО «Якуталмаз» в процессе разведки и эксплуатации алмазных месторождений.

Консолидация Сибирского кратона закончилась к началу рифея. В рифейский и венд-нижне-среднепалеозойский этапы сформировались основные платформенные структуры: Присяжно-Енисейский, Ангаро-Ленский, Прибайкальский и Предпатомский окраинные перикратонные прогибы, Курейская, Присяжно-Енисейская синеклизы, Палеовилуйский прогиб, Ыгыаттинская, Кемпендяйская, Нюйско-Джербинская, Березовская впадины, Непско-Ботуобинская (НБА) и Анабарская антеклизы. Последние в современном рельефе фундамента и низов осадочного чехла образуют Центральный пояс поднятий платформы (ЦПП) протяженностью до 2000 км, являющийся, по-видимому, компенсационной длительно развивающейся положительной структурой по отношению к системе краевых опусканий и внутренних впадин. В целом поверхность фундамента ЦПП менее расчленена и имеет наиболее высокое положение по сравнению с синеклизами, впадинами и смежными прогибами. Южную его часть составляет НБА, которая простирается в северо-восточном направлении от г.Усть-Кут до г.Мирный и бассейна р.Вилуй на расстоянии до 1000 км при ширине 250—300 км (рис. 1). Высота антеклизы в попе-

речном сечении 1,2 км, контуры могут быть ограничены по стратизогиписе с абсолютными отметками 2—2,5 км. На северо-западе НБА сопряжена со структурами Курейской и Тунгусской синеклиз с глубинами погружения фундамента до 5—6 км ниже уровня моря, на юго-западе — Присяжно-Енисейской синеклизой (7—8 км), на юго-востоке — Прибайкальским и Предпатомским прогибами (до 4 км), на северо-востоке — Нюйско-Джербинской (3—4 км) и Ыгыаттинской (7 км) впадинами. На востоке через Вилучанскую седловину она сочленяется с Сунтарским выступом с абсолютными отметками фундамента менее 1 км, а на западе через Катангскую седловину — с Байkitской антеклизой.

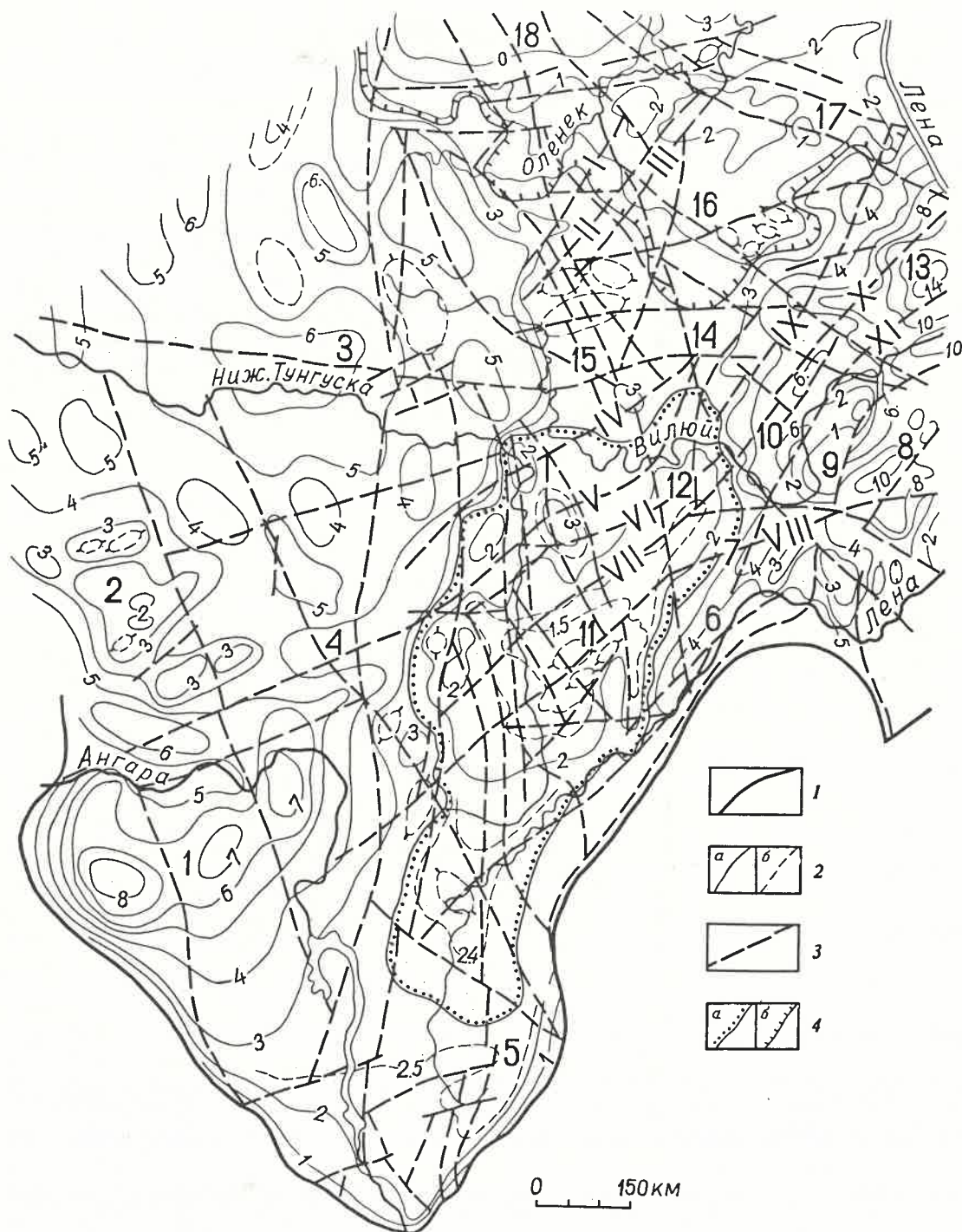
Непский и Мирнинский своды — основные структурные элементы антеклизы. Непский свод представляет собой наиболее крупный выступ цоколя платформы в Иркутском амфитеатре с абсолютными отметками до 1,1 км, который прослеживается от бассейнов рек Кута и Нижняя Тунгуска до верховьев р. Большая Ботуобуя и имеет размеры по длинной оси до 500 км, амплитуду до 1200 м. Мирнинский свод имеет размеры по длинной оси более 150 км, в поперечном направлении около 100 км с наиболее высокой отметкой цоколя примерно на 300 м ниже Непского свода.

К северу от НБА в Ботуобинской, Сюджерской седловинах и на южном склоне Анабарской антеклизы, наращивающих ЦПП к северу, поверхность фундамента опускается от 2,5 до 3 км, к северу постепенно вздымается до 2 км в бассейне р. Муна с осложнениями в виде отдельных впадин и поднятий (Мунское — 1 км, Тунгское — 1,7 км, Мархинское — 1,8 км, Вилуйско-Моркокинская — 2,6 км, Айхальская — 2,7 км и др.) и выходит на поверхность на Анабарском щите. В среднепалеозойский этап тектонического развития платформы, завершившийся, по нашим представлениям, в позднем девоне деформацией осадочного чехла и кимберлитообразованием, большая часть ее испытала восходящие движения и до начала позднепалеозойского осадконакопления в Тунгусской синеклизе подверглась денудации и размыву, затронув и кимберлитовые тела. Центральный пояс поднятий как конседиментационная положительная структура на каледонском и раннегерцинском этапах был областью устойчивого воздымания и размыва, в южной части которой сформировалось Непско-Ботуобинское палеоподнятие с максимальной глубиной эрозионного среза осадков и потенциальных кимберлитовых тел до 600—1000 м.

Его осевая часть располагалась на юго-восточном борту Тунгусской синеклизы по линии с.Ербогачен — пос.Ванавара. По данным Ф.Ф.Брахфогеля [3], расчетный уровень денудационного среза кимберлитовых полей в более северных районах пояса составил, м: Далдынское и Алаkitское поля — до 700—1000, Верхнемунское поле — до 1300—1500, южный склон Анабарского щита — более 2000. В Мирнинском поле уровень денудационного среза был минималь-

ным и в местах перекрытия трубок юрскими осадками достигал 300—350 м.

Из закономерностей, отражающих современное состояние литосферы, и палеотектонического анализа развития структур региона следует, что в относительно стабильных участках платформы, имеющих устойчивую тенденцию к воздыманию (ЦПП), земная кора и верхняя мантия от момента кимберлитового образования в среднем палеозое не претерпели существенной деструкции в фане-



розойской истории Сибирской платформы, и можно с определенной долей достоверности провести аналогию между современным глубинным строением литосферы Якутской провинции и таковым в среднепалеозойскую эпоху кимберлитобразования. Лишь для антеклиз отмечается общая тенденция наращивания мощности консолидированной земной коры в северном направлении по мере vzdymания фундамента от 39—40 км в НБА до 44—46 км на южном склоне Анабарской антеклизы. В современный этап для районов кимберлитового магматизма Якутской провинции, расположенной в пределах ЦПП, характерны [16, 19] «холодная мантия», мощная литосфера (более 250 км) древней стабилизации и дифференциации с пониженным тепловым потоком; для кимберлитовых полей — наличие палеоочагов, надочаговых зон флюидизации и разуплотнения, выражающихся в виде локальных минимумов силы тяжести и магнитного поля, низкоскоростной и высокоомной корово-мантийной неоднородности на фоне высокоскоростной в подошве земной коры, крутопадающих электропроводящих и сейсмических зон; в фундаменте — зон разуплотнения, пониженной магнитности, повышенной электропроводности, ано-

мально дифференцированной волновой картины.

Проведенный нами комплексный структурно-тектонический анализ южной и центральной частей Сибирской платформы в пределах ЦПП позволяет сделать однозначный вывод о том, что главная роль в локальном и региональном прогнозе кимберлитового магматизма в осадочном чехле принадлежала разрывной тектонике, связанной главным образом с диагональной системой планетарных трещин и региональным полем тектонических напряжений, а на уровне фундамента и консолидированной земной коры — с кимберлитоконтролирующими зонами глубинных разломов северо-восточного простираения. В кимберлитовых полях главные рудовмещающие системы разрывов по отношению к этим зонам имеют согласное или несогласное простираение в зависимости от существовавшего на момент внедрения кимберлитов поля напряжений. В отдельных кимберлитовых полях одно из направлений (северо-западное или северо-восточное) — главное, другое — второстепенное, неблагоприятное для внедрения (рис. 2). В пространстве эти направления в целом совпадают с отпечатками глобального ротационного поля напряжений Евразии [5]. В Мирнинском поле рудовмещающей структурой служила система сколовых трещин и разрывов северо-западного простираения, в Далдынском и Алакитском — северо-восточного, в Верхнемунском — северо-западного, в группе кимберлитовых полей (Чомурдахское, Восточно-Унукитское, Огонер-Юряхское) — северо-восточного, в Западно-Унукитском, Мерчимденском и Толоупском — северо-западного, в Куойкском — северо-восточного простираений. При этом нам представляется, что такая закономерность в размещении и контроле кимберлитовых тел в Якутской провинции проявляется только в осадочном чехле. В фундаменте их расположение, по-видимому, в целом должно подчиняться общей ориентировке проницаемых кимберлитоконтролирующих зон вдоль глубинных разломов преимущественно северо-восточного простираения. В пользу этого свидетельствует винтообразное строение трубки Интернациональная, длинная ось которой с глубиной испытывает вращение от северо-западного направления СЗ 340° на поверхности до северо-восточного СВ 18° на глубине.

Пликативные структурные формы осадочного чехла существенно не влияли на расположение кимберлитовых тел. Однако трубчатые тела определенным образом изменяли структуру околотрубчатого про-

Рис. 1. Структурная схема поверхности дорифейского кристаллического фундамента и разломно-блоковой тектоники южной и центральной частей Сибирской платформы, составлена по материалам ПГО «Иркутскгеофизика», «Востсибнефтегазгеология», «Ленанефтегазгеология» с использованием тектонической карты Якутской АССР под редакцией К.Б.Мокшанцева (1973), карты разломов юга Восточной Сибири под редакцией П.М.Хренова (1982), карты разломно-блоковой тектоники (Ю.И.Егоров и др., 1983), структурных схем (В.И.Поспеев и др., 1972; Д.В.Аброскин, Ю.Х.Протопопов, 1983; М.П.Гришин и др., 1983; А.В.Малых, 1984; Т.Г.Смирнова, 1984):

1 — граница складчатого обрамления; 2 — стратонизогипсы глубин залегания поверхности фундамента ниже уровня моря, км (а — через 1—2, б — менее 1); 3 — глубинные разломы; 4 — современные контуры антеклиз (а — Непско-Ботубинской, б — Анабарской); структуры: 1 — Присаяно-Енисейская синеклиза, 2 — Байкитская антеклиза, 3 — Курейская синеклиза, 4 — Катангская седловина, 5 — Прибайкальский прогиб, 6 — Предпатамский прогиб, 7 — Нюйско-Джербинская впадина, 8 — Кемпендйская впадина, 9 — Сунтарский выступ, 10 — Ыгыаттинская впадина, 11 — Непский свод, 12 — Мирнинский свод, 13 — Линденская впадина, 14 — Ботубинская седловина, 15 — Сюгджерская седловина, 16 — Тюнгское поднятие, 17 — Мунское поднятие, 18 — Анабарский массив; главные разломы северо-восточного простираения Ангара-Вилуйской и Мархинско-Оленекской кимберлитоконтролирующих зон: I — Верхнематахский, II — Алакит-Далдынский, III — Мерчимденский, IV — Кочема-Голусахский, V — Бугорканский, VI — Алымджинский, VII — Оськинский, VIII — Ангара-Вилуйский, IX — Нюйско-Линденский, X — Вилуйско-Мархинский, XI — Нюрбинский

странства. Это выражается в развитии купольных структурных форм вокруг трубок и депрессий оседания при наличии каменных солей в окружающем пространстве рамы, являющихся поисковым признаком трубочных тел [8]. Данные явления наиболее развиты на Мирнинском поле, где по данным бурения кустом трубок Амакинская, Интернациональная и им. XXIII партсъезда по подошве верхоленской свиты среднего — верхнего кембрия образована депрессия оседания размером 5×3 км и амплитудой более 70 м на фоне купольных форм вокруг отдельных кимберлитовых тел.

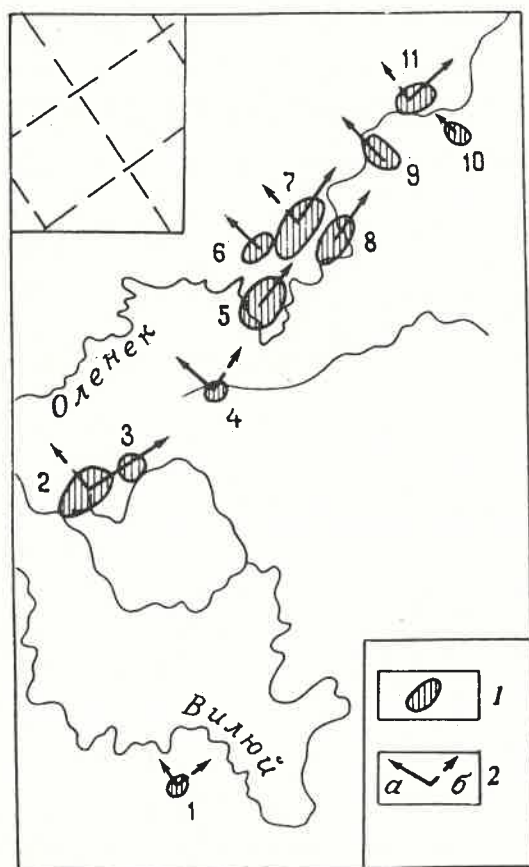


Рис. 2. Схема ориентировок длинных осей кимберлитовых тел, их цепочек и рудовмещающих разрывов в кимберлитовых полях Якутской алмазоносной провинции, по Ф.Ф.Брахфогелю (1984) с дополнениями:

1 — кимберлитовые поля (1 — Мало-Ботубинское (Мирнинское), 2 — Алакитское, 3 — Далдынское, 4 — Верхнемунское, 5 — Чомурдахское, 6 — Западно-Унукитское, 7 — Восточно-Унукитское, 8 — Огонер-Юряхское, 9 — Мерчимденское, 10 — Толуопское, 11 — Куойкское); 2 — генеральные простирания длинных осей кимберлитовых тел, их цепочек и рудовмещающих разрывов (а — главные, б — второстепенные); на врезке — диагональная сеть планетарных систем трещин и разрывов глобального поля напряжений, по А.В.Долицкому, 1985

Система глубинных разломов северо-восточного простирания заложена дискордантно к архейско-раннепротерозойскому складчатому комплексу фундамента и прослеживается через всю территорию Анабарского мегаблока, рассекая складчатые системы анабарид, Тунгский и Вилюйский катархейские массивы. Как показал палеотектонический анализ, разломы этой системы активизировались, начиная со среднего палеозоя, и сыграли исключительную роль в фанерозойской истории Сибирской платформы и становлении ее структуры. В Центральном поясе они имели главное значение в становлении кимберлитоконтролирующих зон, кимберлитовых полей и генерации глубинных очагов кимберлитовой магмы, а в позднепалеозойско-раннемезозойский этап — рудной специализации Ангаро-Вилюйского рудного пояса [2]. В Якутской провинции и на юге платформы по пространственному размещению глубинных разломов, кимберлитовых полей и трубок выделяются две перспективные кимберлитоконтролирующие зоны северо-восточного простирания — Ангаро-Вилюйская и Мархинско-Оленекская.

Ангаро-Вилюйская полоса разломов (Ангаро-Вилюйский, Оськинский, Бугорканский, Чоно-Ыгыаттинский и др.) шириной не менее 250 км протягивается от Мирнинского поля до бассейна р. Ангара и от р. Ыгыатта до Байкитской антеклизы через поселки Наканно, Ербогачен и Ванавара (см. рис. 1). Мирнинское поле находится в зоне влияния Мархинского, Алымджинского и Верхнеботубинского разломов. В пределах этой полосы, помимо Мирнинского поля, сосредоточены также раннетриасовые железорудные вулканические трубки Непско-Гаженской, Ангаро-Илимской и Ангаро-Катской групп, а в бассейне р. Ангара в Тычанском районе и вдоль юго-восточного борта Тунгусской синеклизы — россыпная алмазность и кимберлитоподобные породы трубок Чадобецкого поднятия. Как показывают результаты многолетних алмазопроисковых работ, вдоль юго-восточного борта синеклизы установлены повсеместная пиропонность и находки алмазов в аллювии (бассейны рек Неп, Нижняя Тунгуска, Малая и Большая Еремы, Большая Чайка, Еремакан, Тетя, Тэтэрэ, Чуя, Катанга, Подкаменная Тунгуска, Ката, Тушама, Ангара и др.).

Мархинско-Оленекская зона шириной более 100 км уверенно трассируется в Якутской провинции по кимберлитовым полям и зонам глубинных разломов (Верхнемастхский, Алакит-Далдынский, Мерчимден-

ский) до Оленекского мегаблока, а на юго-запад до бассейна р. Нижняя Тунгуска, где к востоку от пос. Тура в фундаменте выделяются серии разломов, образующие крупные сдвиговые смещения шовного Каймоновского (Таймыро-Байкальского) субмеридионального разлома. Зона контролирует размещение полей Моркокинского, Далдыно-Алакитского, Верхнемунского, Средне- и Нижнеоленьевского алмазоносных районов, а на юго-западном продолжении — Илимпейскую группу магнетитовых месторождений и проявлений Ангара-Вилуйского рудного пояса [2]. В Далдыно-Алакитском районе кимберлитоконтролирующая зона выделяется в осадочном чехле по совокупности геолого-геофизических данных [17] и трассируется по ориентировке длинных осей кимберлитовых тел и их цепочек, а также по разрывным нарушениям в низах осадочного чехла по данным сейсморазведки, с помощью которой за последние годы под перекрытой трапповым силлом частью территории выявлено более десятка кимберлитовых тел [6].

Таким образом, комплексные структурно-тектонические исследования на основе накопленного фактического материала, результаты ранее выполненных тематических исследований в Якутской провинции, восстановление истории развития основных тектонических структур в преломлении к алмазной тематике позволяют с региональных позиций более определенно обосновать те закономерности проявления кимберлитового магматизма и вулканизма на Сибирской платформе, которые помогут более целеустремленно проводить региональные поисковые работы в южной и центральной ее частях.

1. На Сибирской платформе к региональной надпорядковой кимберлитоконтролирующей структуре можно отнести Центральный пояс поднятий, включающий Непско-Ботуобинскую и Анабарскую антеклизы, Сюнджерскую и Ботуобинскую седловины, а к неблагоприятным структурам — синеклизы, испытавшие длительные устойчивые конседиментационные прогибания (Присаяно-Енисейская, Курейская), или вновь сформированные наложенные в среднепалеозойский и последующие этапы отрицательные структуры (авлакогены, палеорифтовые зоны, синеклизы), в которых к моменту кимберлитообразования произошла деформация земной коры (Палеовилуйская рифтогенная структура, Вилуйская синеклиза, центральная часть Тунгусской синеклизы).

2. Система глубинных разломов северо-

восточного простираения была заложена дискордантно к архейско-раннепротерозойскому складчатому комплексу фундамента и прослеживается через всю территорию Анабарского мегаблока, рассекая складчатую систему анабарид, Тунгуский и Вилуйский катархейские массивы. Как показал палеотектонический анализ, разломам этой системы принадлежит ведущая роль в формировании структурного рисунка складчатости осадочного чехла, становления главных кимберлитоконтролирующих зон в пределах ЦПП, кимберлитовых полей и генерации глубинных очагов кимберлитовой магмы.

3. На юге Сибирской платформы к числу наиболее перспективных территорий девонского промышленного кимберлитового магматизма следует отнести погребенную сводовую часть НБА и прежде всего Непско-Ботуобинское палеоподнятие на юго-восточном борту Тунгусской синеклизы от Байкитской антеклизы бассейна р. Подкаменная Тунгуска через поселки Ванавара, Ербогачен, Наканно до Мирнинского поля в полосе Ангара-Вилуйской рудоконтролирующей зоны глубинных разломов. На юго-западном ограничении Ангара-Вилуйской зоны перспективными участками следует считать блоки сочленения глубинных разломов северо-восточного простираения с зоной Ангара-Ковинского глубинного разлома северо-западной ориентировки, в полосе влияния которого располагается Ковино-Кординская зона россыпной алмазоносности и Чадобецкое поднятие с вулканическими трубками пикритовых порфиринов и кимберлитоподобных пород.

4. В Далдыно-Алакитском районе перспективна Мархинско-Оленекская кимберлитоконтролирующая зона глубинных разломов, трассирующаяся от Алакитского поля до бассейна р. Нижняя Тунгуска.

5. В осадочном чехле распределение кимберлитовых тел определялось разрывной тектоникой, связанной с диагональной системой планетарных трещин и разрывов и региональным полем напряжений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсеньев А.А. Геологическое строение Оленек-Мархинского междуречья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. М., 1961. Вып. V. С. 58—85.
2. Ангара-Вилуйский рудный пояс Сибирской платформы / Отв. ред. Ф.А.Летников. — Новосибирск: Наука, 1980.
3. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.
4. Гусев Г.С., Никишов К.Н., Петров А.Ф. Новые представления о закономерностях размещения ким-

- берлитовых тел на северо-востоке Сибирской платформы // Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. 1979. С. 126—127.
5. Долицкий А.В. Образование и перестройка тектонических структур. — М.: Недра, 1985.
 6. Лелюх М.И., Крючков А.И., Устинов А.И. О закономерностях пространственного размещения кимберлитового магматизма // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск, 1989. С. 88—97.
 7. Масляев Г.Л. Блоковая структура консолидированной земной коры Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 4. С. 938—941.
 8. Малых А.В. Основные особенности околотрубочного пространства туфовых железорудных и кимберлитовых трубок взрыва Сибирской платформы // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск, 1989. С. 244—250.
 9. Милашев В.А., Розенберг В.И. Структура коры и размещение кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1974. № 1. С. 61—73.
 10. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. — Л.: Недра, 1979.
 11. Милашев В.А., Соколова В.П. Мегатрещиноватость коры и структурные границы кимберлитовых полей // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 133—140.
 12. Немиров А.А. Решение вопросов коренной и россыпной алмазности на основе морфоструктурного анализа // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Новосибирск, 1985. С. 139—147.
 13. Немиров А.А. Морфоструктурный анализ бассейна р. Ирелях // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск, 1989. С. 239—243.
 14. Пейве А.В., Перфильев А.С., Савельева Г.Н. Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов // Сов. геология. 1976. № 5. С. 18—30.
 15. Поспеев В.И., Михалевский В.И. Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1981. № 1. С. 153—157.
 16. Поспеев В.И., Ипатьев С.Н., Кильдюшевская О.Н. и др. Глубинные электромагнитные исследования южной части Восточной Сибири // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири: Тез. докл. Иркутск, 1984. С. 137—141.
 17. Сарычев И.К., Талаева Т.П. Формализованная геолого-структурная модель Далдыно-Алаkitского алмазносного района // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 138—143.
 18. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы / К.Б.Мокшанцев, В.В.Еловских, В.В.Ковальский и др. — Новосибирск: Наука, 1974.
 19. Суворов В.Д., Крейнин А.Д., Уаров В.Ф. и др. Глубинные сейсмические исследования в центральной части Западной Якутии // Геология и геофизика. 1988. № 2. С. 95—97.

Принята редколлегией 26 сентября 1994 г.

Минералогия, литология, петрография

УДК 523.6:550.42

© В.П.Макаров, 1995

О стадийности образования неона в метеоритах

В.П.МАКАРОВ (МГРИ — МГТА)

Решение геохронологических задач позволило осветить многие аспекты рудо- и петрогенеза. Практика этих исследований выделяет два крупных раздела, опирающихся на анализ, во-первых, радиогенных изотопов и изобаров в природных образованиях; во-вторых, радиационных изотопов (РЦИ), включающих большую группу изотопов благородных газов (БГ) — продуктов ядерных реакций при взаимодействии вещества с нуклонами. Изучение РЦИ способствовало определению радиационного возраста $t_{\text{рц}}$, т.е. времени, прошедшего с момента последнего раскалывания материнского тела, в котором он был экранирован от действия космического излучения ([9]; А.П.Виноградов и др., 1964). Исследования А.К.Лаврухиной ([4]; 1962, 1965 и др.), объяснив многие особенности проведения РЦИ, позволили успешно решать эту задачу.

При постановке подобных задач оперируют отношениями содержаний изотопов. Но изучение свинцов показало, что дополни-

тельную информацию дает анализ распространения относительных содержаний ^iC ($i = 204$ и т.д. $\Sigma^i\text{C} = 100\%$) изотопов с помощью особой методики [5, 6]. Последняя использована для изучения изотопной системы (ИС) неона, обладающей богатым аналитическим материалом.

База данных содержала с учетом фракционных исследований около 1200 анализов по 356 метеоритам (73 железных метеорита J ; 36 углистых группы C , 87 обыкновенных группы H и 137 — групп $L + LL$, 11 энстатитовых E и 32 нерасклассифицированных X хондритов, 38 ахондритов AX) из отечественных и иностранных источников. Из 38 метеоритов составлены 82 выборки. Число проб, приходящихся в сумме на метеорит, колеблется от 1 (преобладают) до 105 (Алленде).

Теоретической основой анализа служит аксиома, что измеренный Ne является смесью радиационного (РЦН) состава $^i\text{C}_{\text{рц}}$ и примесного неона $^i\text{C}_0$, находящегося в сис-

теме до начала радиационного воздействия нуклонов или других частиц на вещество. За эталон принято содержание изотопа ^{20}Ne , поскольку на фоне распространения изотопов ^{21}Ne и ^{22}Ne образование ^{20}Ne за радиационную историю Ne за счет ядерных реакций настолько незначительно, что им можно пренебречь (Г.Е.Ануфриев и др., 1976). Тогда по аналогии со свинцовыми ИС [6] выполняются уравнения смешения ($\Sigma B_i = \Sigma A_i = 100\%$):

$$^iC = b_i (1/\text{Ne}) + B_i (= ^iC_0); \quad (1)$$

$$^iC = a_i ^{20}C + A_i (= ^iC_{\text{рц}}). \quad (2)$$

Эти уравнения характеризуют индивидуальные составы примесного iC_0 и радиационного $^iC_{\text{рц}}$ газов. Однако, если эти выборки содержат общий для них Ne, то индивидуальные составы Ne будут подчиняться нижеприведенным уравнениям. В этих уравнениях переменными уже выступают b_i , B_i , a_i^* , A_i^* :

$$B_i = k b_i + K_i; \quad (3)$$

$$A_i^* = l_i a_i^* + l_{20}, \quad (4)$$

где $a_i^* = 1/a_i$; $A_i^* = -a_i^* ^iC_{\text{рц}}$; $k = (1/\text{Ne})$ определяет валовое содержание общего неона в источнике. В этих уравнениях $\Sigma K_i = \Sigma l_i = 100\%$. В общем случае K и l отражают относительные содержания примесных неонов в разных источниках. Однако в ИС неона (ИСН) в пределах точности построения графиков эти содержания оказались равными.

При рассмотрении результатов анализа распространения изотопов неона был затронут вопрос об их фракционировании. Это явление и влияние на него высоких T для элементов и их стабильных изотопов известно давно и используется в геотермометрии (Л.А.Перчук, 1966—1987; Я.Бигелейзен, 1976; Я.Боттинг, 1968—1973). Ранее при изучении фракционирования радиогенных изотопов и изобаров установлена зависимость изотопных отношений от плотности минералов. Для Ne таких данных немного (табл. 1), но и здесь проявляется тенденция распределения изотопов, описанная в работе [7].

Поскольку атомные массы изотопов неона расположены между таковыми O и S, возможно предположение о термальном фракционировании изотопов Ne. Основой подобного анализа могут быть диаграммы изменения изотопных отношений при постоянной T . Ранее подобные построения производились при изучении распределений Co и Ni в сульфидах (Н.И.Безмен и др., 1975, 1978 и др.), изотопных геотермометров [1], распределений Pb в настурнах, гранитах, базальтах и пр. (И.Е.Старик, 1961; Э.М.Соболевич, 1958).

Примеры изотермических распределений для Ne приведены на рис. 1. Последние повторяют описанное для других элементов поведение изотопов Ne на изотерме. Как и в случае с Pb, термический отжиг (рис. 2) также показывает возможность существования нескольких форм нахождения (ФН) неона в метеоритах. Разные ФН газа определяются и при анализе изменения с T относительных содержаний изотопов с выделением нескольких типов кривых (на примере распределения ^{21}C).

1. Кривая с высокотемпературным максимумом (самарскит; Ю.А.Шуколюков, 1973). Подобные распределения характерны для метеоритов Файяттевил, Капоета, Холмон Исланд, темных фракций метеорита Ногойя. Для них максимум — при $T > 1400^\circ\text{C}$ (см. рис. 2).

1. Распределение изотопов неона по минеральным фракциям

Метеорит, регион	Минерал	$d, \text{г/см}^3$	$\frac{^{21}\text{C}}{^{20}\text{C}}$	$\frac{^{22}\text{C}}{^{20}\text{C}}$	Источник
Индарх	Энстатит	3,20	1,018	1,109	О.А.Шаффер, 1965
	Магнетит	5,00	1,222	1,407	
	Калишпат	2,57	0,0429	0,1643	
	Пироксен	3,20	0,0680	0,1760	
Капоета	Плаггиоклаз	2,64	0,0333		Дж.Захрингер, 1962
	Пироксен	3,20	0,0650		
	Оливин	3,30	0,6539		
	Кварц	2,65	0,0031	0,1015	
Вольнь	Берилл	2,70	0,0033	0,1015	А.Верховский и др., 1976
	Гатчетолит	4,36	0,0058	0,2254	
Ильмены	Бетафит	4,59	0,0094	0,2169	В.Б.Шариф-Заде и др., 1972
	Бритолит	4,69	0,0170	0,371	
	Монацит	5,20	0,0672	0,151	
	Ловчоррит	3,40	0,0047	0,199	
	Лопарит	4,82	0,0033	0,100	
	Силикат	3,20	0,1404	2,8374	
Северная Карелия	Магнетит	5,00	0,0891	0,4892	Ю.А.Шуколюков и др., 1973
	Силикат	3,20	0,1391	2,644	
	Магнетит	5,00	0,0929	0,3951	
	Пироксен	3,20	1,200	1,114	
Оргуэйл	Оливин	3,30	1,031	1,112	П.Джефферри и др., 1970
	Карбонат	2,6—3,9	0,0042	0,1015	
	Пирит	5,1	0,0034	0,1020	
	Керсутит	3,1—3,3	0,0068	0,100	
Алленде	Оливин	3,3—3,5	0,0030	0,1042	С.Смит и др., 1977
	Пирит	5,1	0,0034	0,1020	
Мончегорск	Керсутит	3,1—3,3	0,0068	0,100	А.Верховский и др., 1976
	Оливин	3,3—3,5	0,0030	0,1042	

2. Кривая с низкотемпературным максимумом выделения газа ($T = 200...300^\circ\text{C}$) — Алаис, Ивуна, Оргуэйл.

3. Кривая с двумя максимумами. В большинстве случаев преобладает высокотемпературный максимум: Ренаццо (1350°C), Колд Боккевельд ($>1400^\circ\text{C}$), светлые фракции Ногойи (1200°C). Реже доминируют низкотемпературные фракции: Леовиль ($<600^\circ\text{C}$). В метеорите Алленде (см. рис. 2) во всех составных частях (матрица, серый агрегат) первый максимум соответствует $T = 400...600^\circ\text{C}$ с содержанием ^{21}C около 30%; высокотемпературный максимум близкой интенсивности отмечен при $T > 1400^\circ\text{C}$.

В целом для всех метеоритов характерны одни и те же температурные интервалы максимальных значений ^{21}C , говоря о тождественности ФН Не: по аналогии с подобными результатами по аргону (Э.Г.Герлинг; Х.И.Амирханов, 1955—1960 и др.), видимо, высокотемпературный максимум обусловлен внутрикристаллическими связями газа в минералах и свидетельствует о первичной форме его нахождения. Низкотемпературная фракция обычно связана с явлениями сорбции газа в процессе эволюции метеорита. Это позволяет предположить сорбционную природу низкотемпературного максимума ^{21}C и не менее двух этапов формирования ^{21}Ne .

Показательно также изменение индивидуального состава газа. Валовое содержание Не колеблется в широких пределах, однако модальные значения в разных типах метеоритов

2. Частота встречаемости валовых содержаний неона по типам метеоритов

Содержание неона, 10^{-4} см ³ /г	J	C	H	L	E	X	AX
<1	13	—	—	—	—	—	—
1—2	26	—	2	6	2	—	1
2—5	29	4	19	12	1	7	2
5—10	30	22	41	42	6	8	7
10—20	40	32	29	61	9	2	10
20—50	27	39	41	76	4	7	11
50—100	5	26	12	5	1	—	8
100—200	4	12	6	4	—	—	9
200—500	1	20	7	2	—	—	8
500—1000	—	1	2	—	—	—	6
1000—2000	—	2	1	—	—	1	7
>2000	—	—	6	1	—	—	23

П р и м е ч а н и е. Типы метеоритов: J = J + Mes + Pal; L = L + LL; J — железные метеориты; Mes — мезосидериты; Pal — палласиты. Хондриты: углистые C, обыкновенные типа H и L, эвстатитовые E, нерасклассифицированные X; AX — ахондриты.

ритов приходится примерно на один и тот же интервал (табл. 2).

Анализ валовых относительных содержаний изотопов Не выявил несколько типов ИСН, характеризующихся разными уравнениями смешения (рис. 3, табл. 3).

1. Основная масса точек ложится на резко ограниченную в области $^{21}\text{C} = 32...35\%$ прямую с максимумами M_1 и M_2 . M_1 (примерно 38% точек) сложен преимущественно пробами метеоритов J, меньше хондриты L, C и E (координаты: $^{20}\text{C} = 31,50$; $^{21}\text{C} = 33$ и $^{22}\text{C} = 35,50\%$); для M_2 (23,50%) — пробами C, меньше H-хондритов и AX; сюда же вкраплены пробы из радиоактивных и дру-

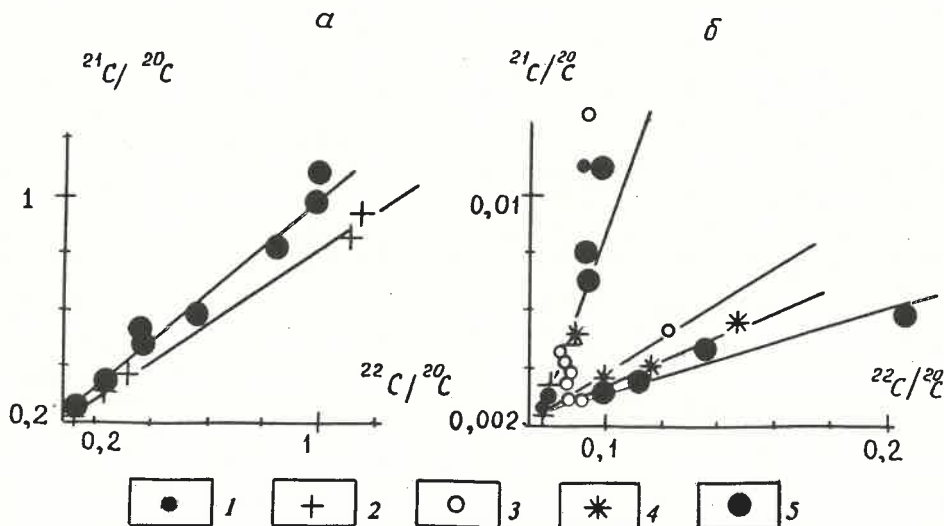


Рис. 1. Изотермическое распределение изотопов Не в метеорите Алленде (а) и метеоритах Файеттевилль, Капота, Ногойя (б):

температура отжига, $^\circ\text{C}$: 1 — 300; 2 — 400—500; 3 — 600; 4 — 800; 5 — 1000—1100

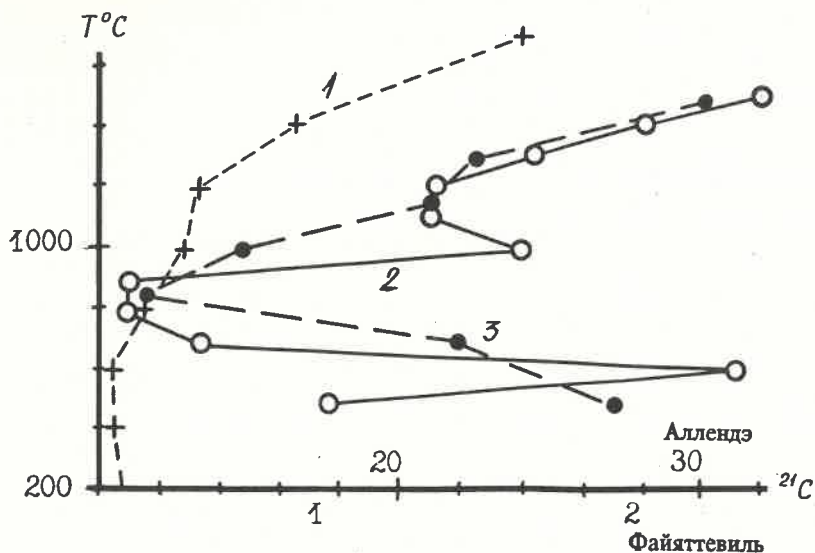


Рис. 2. Результаты термического отжига метеоритов:

метеориты: 1 — Файятте-
виль; Алленде: 2 — матрица,
3 — агрегат

гих минералов (самарскит, берилл, настуран, браннерит, тухалит). Координаты: $^{20}\text{C} = 90$; $^{21}\text{C} = 1$ и $\text{C} = 9\%$.

II. Для неонов второй группы (линия II) характерны преобладание ^{20}Ne и иная динамика изменения составов газа. Как правило, они представлены неоном свободных газов и газов, выделенных преимущественно из гор-

ных пород и минералов (ловчоррит, бетафит, гатчетолит, торит, самарскит). Определяющая линия проходит через значение солнечного ветра (СВ) вблизи точки захваченного планетарного неона (ПЛ).

III. Эту группу составляют преимущественно АХ с содержанием $^{21}\text{C} > 33\%$, которые расположены вдоль слабо выраженной линии III,

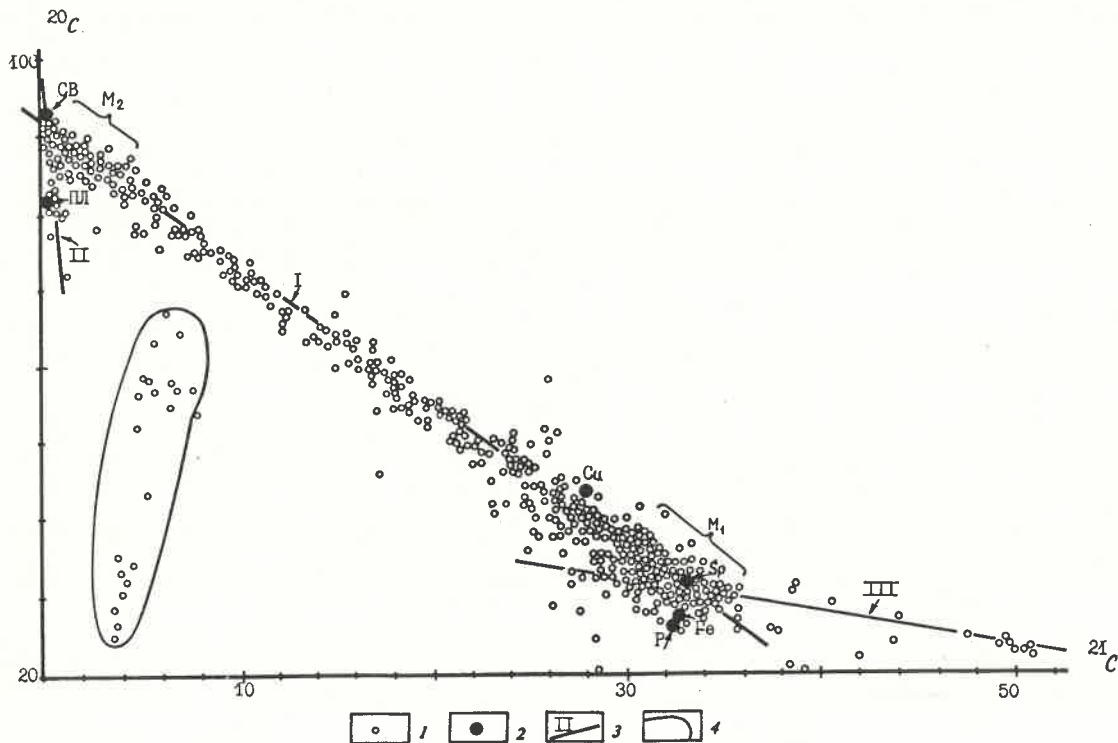


Рис. 3. Сводное распределение содержаний изотопов Ne:

1 — точки содержаний БГ в пробах (M_1 и M_2 — области максимального скопления проб); 2 — эталонные значения (СВ — солнечный ветер; ПЛ — планетарный газ; Sp — спалогенный неон на мишени из Mg; прочие мишени: Cu — медь [11]; P — фосфор [4]; Fe — железо); 3 — линии, усредняющие содержания изотопов, и их номера; 4 — область скопления точек метеорита Оргуэйл (П.М.Джеффери и др., 1970)

проходящей через M_1 и ограничивающей пространство прямой I (см. рис. 3).

IV. Особо выделяются пробы метеорита Оргуэйл (П.Джеффри и др., 1970). Эти данные отличаются от предыдущих результатов, позволяя предположить наличие систематической ошибки в определении состава газа, поскольку данные других исследователей (Е.Мазор и др., 1970; Д.Блэк, 1972 и др.) ложатся в общую структуру. Далее эти результаты не обсуждаются.

Анализом индивидуальных особенностей распределения неона во многих метеоритах (Алленде, Мокоя, Оргуэйл и др.) выделяются генерации БГ (табл. 4), описываемые различными индивидуальными составами примесной и радиационной компонент.

Исследования показали, что в некоторых метеоритах соотношение (2) не сохраняется: Апполон (J), Капоста (АХ, говардит), Ногойа (C_2).

Для значительной группы метеоритов выполняется исключительно соотношение (2) с возможностью вычисления для них составов только индивидуального РЦН.

Во многих случаях действительно соотношение (1) (рис. 4), с помощью которого можно начислять индивидуальные составы примесного и РЦН. Примеры этих ИС отражены в табл. 4. В целом, две последние группы установлены в 88% выборок.

В примере, приведенном на рис. 5, примерно 60% выборок попадает в область с примерным равенством $^{21}C/^{22}C = 1$. Основная масса этих выборок представлена C, L и H-хондритами и метеоритами J (соответственно 16, 9, 5 и 10 проб, кроме того 2 пробы АХ и 1 — E-хондрита). Остальные

3. Частота встречаемости относительных содержаний Ne по типам метеоритов

Содержание Ne, %	J	C	H	L	E	X	АХ
0—1	—	97	63	3	—	2	73
1—2	—	30	10	2	—	—	4
2—3	—	22	4	1	—	—	1
3—4	—	12	2	2	1	—	4
4—5	—	16	1	5	—	—	2
5—10	2	42	9	5	—	1	9
10—15	1	18	2	2	2	—	3
15—20	7	31	5	4	4	—	1
20—25	8	27	10	13	3	3	2
25—30	24	28	21	48	3	3	13
30—31	18	12	12	17	1	3	9
31—32	25	4	19	37	1	4	9
32—33	40	14	17	46	4	3	9
33—34	61	9	20	45	4	10	7
34—35	7	1	3	7	—	3	—
35—40	3	1	5	8	—	—	—

Примечание. С целью сокращения таблицы, но сохранения ее внутренних свойств содержания от 5 до 30% сжаты в интервалы по 5 значений с вынесением суммарного количества проб на новый интервал.

пробы расположены в области преобладания ^{22}C .

Анализ индивидуальных примесных неонов [см. уравнение (4)] обнаружил наличие общего РЦН состава $^{21}C_{\text{РЦН}} = 47,60$ и $^{22}C_{\text{РЦН}} = 50,10\%$, с $^{21}C/^{22}C = 0,95$ (~1). В координатных системах a_i^* — A_i^* , а также b_i — B_i выделяются выборки, состав которых приведен на рис. 6 в виде «общего примесного Ne».

Выявление составов общих примесного и радиационного неонов логически замыкает схему рассмотрения фактического материала. Совокупность выборок, описываемых этой схемой, можно представить как замк-

4. Результаты расчета составов примесного и радиационного неона в метеоритах

Метеорит	Тип метеорита	Состав неона					Источник
		примесного			радиационного		
		²⁰ C	²¹ C	²² C	²¹ C	²² C	
Оргуэйл	C ₁	92,20	1,430	20,02	20,02	79,48	Д.Блэк, 1972; Е.Мазор и др., 1970 То же
	C ₁	90,93	0,752	8,32	2,809	97,20	
Муррей	C ₂	91,94	0,520	7,96	39,50	63,33	Е.Мазор и др., 1970
Мигхеи	C ₂	88,61	3,317	8,013	14,68	87,65	Л.К.Левский, 1972
Вигарано	C ₃	89,32	0,140	10,52	61,63	42,50	Дж.Матсуда и др., 1980 То же
	C ₃	88,75	0,462	10,54	64,20	37,55	
Алленде	C ₃	81,11	5,359	14,18	48,48	49,02	С.Смит и др., 1977 То же «
	C ₃	64,25	15,00	20,33	51,42	50,60	
	C ₃	18,17	35,89	45,98	44,76	55,72	
Каинсаз	C ₃	51,36	20,92	27,35	51,52	49,40	Л.К.Левский, 1972
Пултуск	H ₅	91,38	1,186	7,096	48,81	52,42	Д.Блэк, 1972; Т.Кирстен и др., 1963
Пантар	H ₅	90,85	0,625	8,890	50,59	48,37	Х.Хинтенбергер и др., 1964 То же
	H ₅	76,64	5,385	17,35	55,44	46,12	
Брейтшейд	L ₆	95,25	0,282	4,667	46,27	53,05	Х.Хинтенбергер и др., 1962
Брудерхейм	L ₆	21,95	37,50	40,52	49,44	52,07	Х.Хинтенбергер и др., 1964
Кхор Темики	АХ	92,88	1,026	7,388	50,64	49,80	П.Эбергардт и др., 1966
Старое Песьяное	АХ	92,40	0,133	7,349	43,02	57,18	Л.К.Левский, 1972

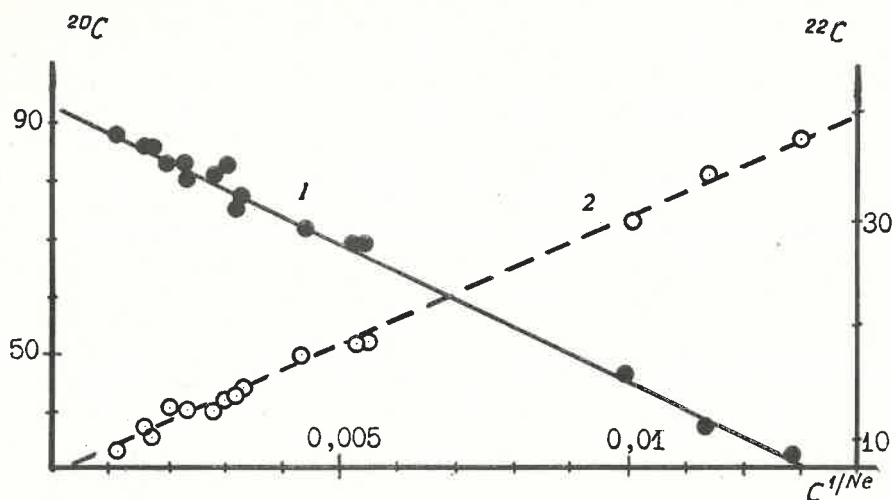


Рис. 4. Зависимость содержаний изотопов от валового количества неона в метеорите Кхор Темики (П.Эберхардт и др., 1965, 1966)

нутую, характеризующую определенный класс метеоритов, обладающих общностью радиационной истории.

Согласно обобщенной схеме истории становления примесных неонов (см. рис. 6), современный неон формируется в несколько этапов. Первый, наиболее ранний, этап соответствует времени образования газа, который входит в общий примесный Ne (выборка I). Предположительно, состав выборки II этого неона отражает наиболее ранний РЦН. В дальнейшем эти формы смешались, создав общий примесный неон второго этапа. В то же время происходит образование общего РЦН. На следующем этапе все три выборки смешиваются в индивидуальный примесный газ с одновременным накоплением спалогенного неона в виде индивидуального РЦН. Наконец, смешение всех названных разновидностей БГ формирует состав современного неона, непосредственно измеряемого в пробах.

При обсуждении результатов отметим, что в настоящее время не известен природный изотоп, при радиоактивном распаде которого образуются изотопы неона. Последние сформированы в процессе самопроизвольных или индуцированных ядерных реакций [4, 9]. Согласно работам [8, 9, 10], ИСН отражает условия его существования в дозиметрической истории. Основным источником газа являются Mg, Fe и Si при взаимодействии их с космическими лучами высоких энергий [4, 8, 9]. Такой неон состава $^{20}\text{C} = 30,69 \dots 31,13$; $^{21}\text{C} = 33,21 \dots 33,11$ и $^{22}\text{C} = 36,10 \dots 35,76\%$ получил название спалогенного (Sp) и имеет характеристическое отношение $^{21}\text{C}/^{22}\text{C} \approx 1$. Некоторые исследовате-

ли выделяют компоненту G с отношением $^{21}\text{C}/^{22}\text{C} = 0,19$, произведенную преимущественно вторичными частицами, возникающими под воздействием галактических или космических лучей, и связанную с поверхностью тела компоненту F ($^{21}\text{C}/^{22}\text{C} \rightarrow 0$) (Д.Блэк, 1972).

Альтернатива спалогенному — первичный неон, в разных количествах присутствующий во всех метеоритах [8, 9] и состоящий из независимых компонент: планетарного (ПЛ), захваченного, сильно фракционированного и наиболее древнего газа состава $^{20}\text{C} = 81,39$; $^{21}\text{C} = 0,542$ и $^{22}\text{C} = 18,02\%$ (Ю.А.Шукольников и др., 1973) и солнечного неона (СВ) ($^{20}\text{C} = 90,14 \dots 92,95$; $^{21}\text{C} = 0,200 \dots 0,219$ и $^{22}\text{C} = 6,660 \dots 6,834\%$), близкого первичным газам хондритов и обусловленного либо действием на метеорит солнечного ветра, либо внедрением в него в процессе сорбции газа углестыми и другими компонентами метеорита.

Важная проблема генезиса ИСН — время их образования. Ранее [3, 4, 8, 9] была выявлена зависимость состава образованного газа от химизма метеорита, интенсивности и спектра космического излучения. Тесная связь количества образованных атомов БГ со временем $t_{\text{рц}}$ облучения вещества нуклонами проявляется в виде отношения $t_{\text{рц}} = {}^i\text{Ne}/{}^iP$, где ${}^i\text{Ne}$ — абсолютное количество образованного газа, iP — скорость его производства. Проведены расчеты iP для метеоритов разного состава. Например, для Ne, образованного при ядерных реакциях на Mg и Si, ${}^{21}P = 0,52 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г} \cdot 10^6 \text{ лет}$ [2]. Реально $t_{\text{рц}}$ определяется только по ${}^{21}\text{Ne}$, причем ${}^{21}P$ колеблется в пределах $(0,27 \dots 0,56) \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г} \cdot 10^6 \text{ лет}$.

Установлено, что для 73% метеоритов $t_{\text{рц}} < 10^7$ лет и на несколько порядков меньше радиогенного возраста (А.П.Виноградов и др., 1964; [9]). Это в совокупности с зависимостью состава неона от глубины отбора проб в метеорите и T термического отжига привело к гипотезе, что $t_{\text{рц}}$ отражает время последнего разрушения первичного тела — астероида (Л.К.Левский, 1964; А.П.Виноградов и др., 1964; Э.В.Соботович, 1964; А.К.Лаврухина, 1965, 1972).

Выявленные нами особенности распределения изотопов неона позволили дополнить представления о становлении ИС БГ. Результаты облучения мишеней на Cu , P и

металлических частицах (см. рис. 3) не могут объяснить состав основной массы Ne в области M_1 , приближающейся к составу спалогенного газа. Область M_2 наиболее близка солнечной компоненте СВ. Неон планетарного типа не вписывается в построенную диаграмму, согласуясь с выделением из радиоактивных минералов газов.

Анализ индивидуальных особенностей объектов выявил новые их свойства. Фракционирование изотопов неона рассматривалось в работе [10] как следствие дегазации планет. Результаты же термических отжигов (см. рис. 1) показали возможность фракционирования их при высоких T . Явление

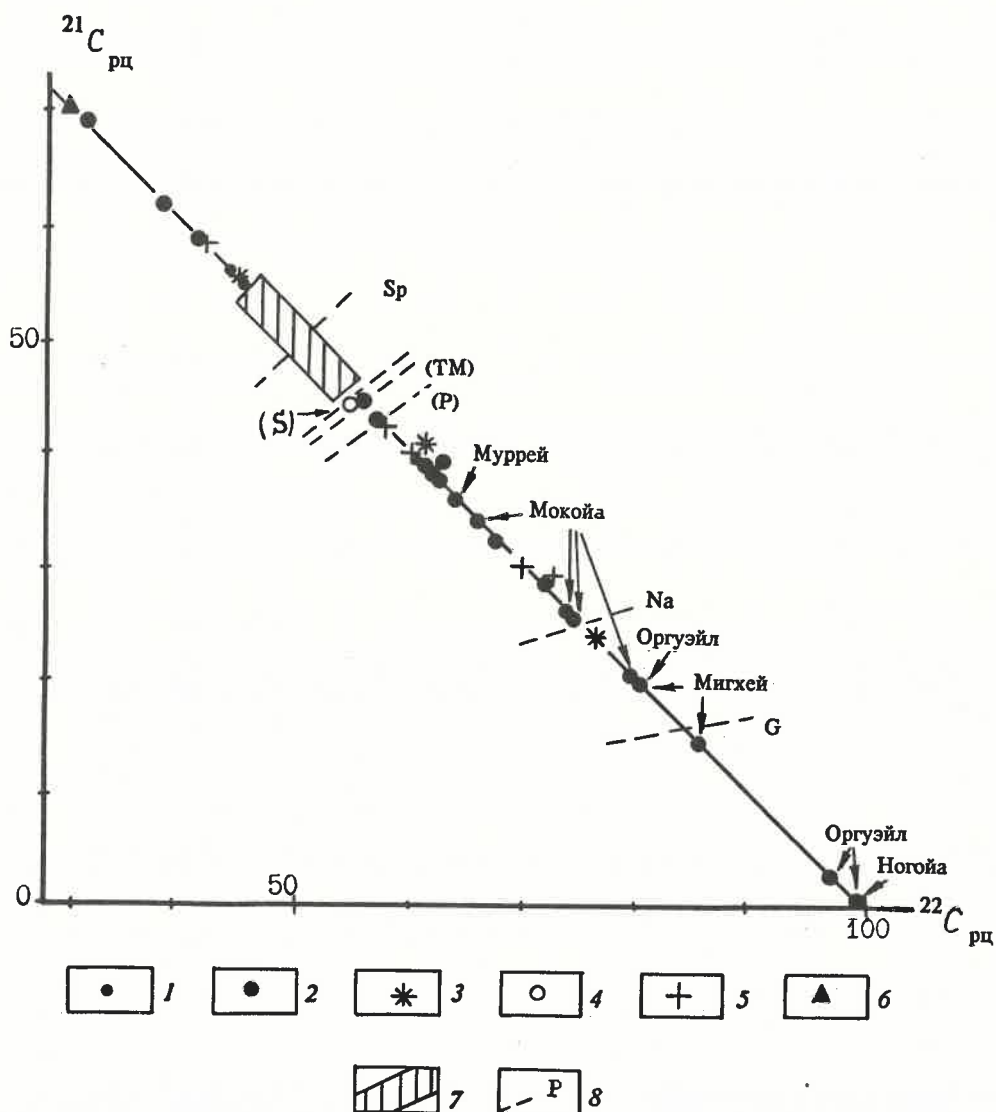


Рис. 5. Сводное распределение содержаний индивидуальных радиационных изотопов Ne :

1 — железные метеориты; хондриты: 2 — углистые, 3 — обыкновенные группы H , 4 — то же, группы L ; 5 — ахондриты (АХ); 6 — самарскит (результаты термических отжигов); 7 — область максимального скопления точек (60%); 8 — изоплеты (линии равных отношений $^{21}\text{C}/^{22}\text{C}$) для мишеней из: S — серы [12], ТМ — металлических частиц [1]; Na — натрия; G — галактического [4] неона. Остальные обозначения см. рис. 3

это практически не изучено, несмотря на то, что вследствие значительного ударного метаморфизма, сопровождающегося плавлением или перекристаллизацией вещества, температуры этих преобразований могут достигать 1000°C. Тем не менее, видимо, процессы разделения изотопов неона в целом не меняют принципиально картину распределений их в теле метеоритов. Более существенным является дегазация, или потеря газа из метеоритного тела. Проведенные исследования ИСН индивидуальных метеоритов конкретизировали эти положения на основе анализа зависимости изменения ИСН от валового содержания газа. Эта зависимость (см. табл. 4) выявлена только в

13 метеоритах (или 38% объектов с достаточным фактическим материалом) и сохранена, видимо, в связи с отсутствием выноса Ne. В другом основном по распространенности случае (22 метеорита, или 60%) частичная потеря газа сопровождается сохранением только связей (2). Наконец, существенная потеря БГ ведет к нарушению и зависимости (2) (3 метеорита).

Гипотеза о раскалывании материнского тела опирается на одноактный механизм разрушения. Системный подход к анализу этой проблемы показывает, что метеориты, входящие в единый класс, скорее всего образованы при многократном разрушении одного и того же тела, причем каждый из

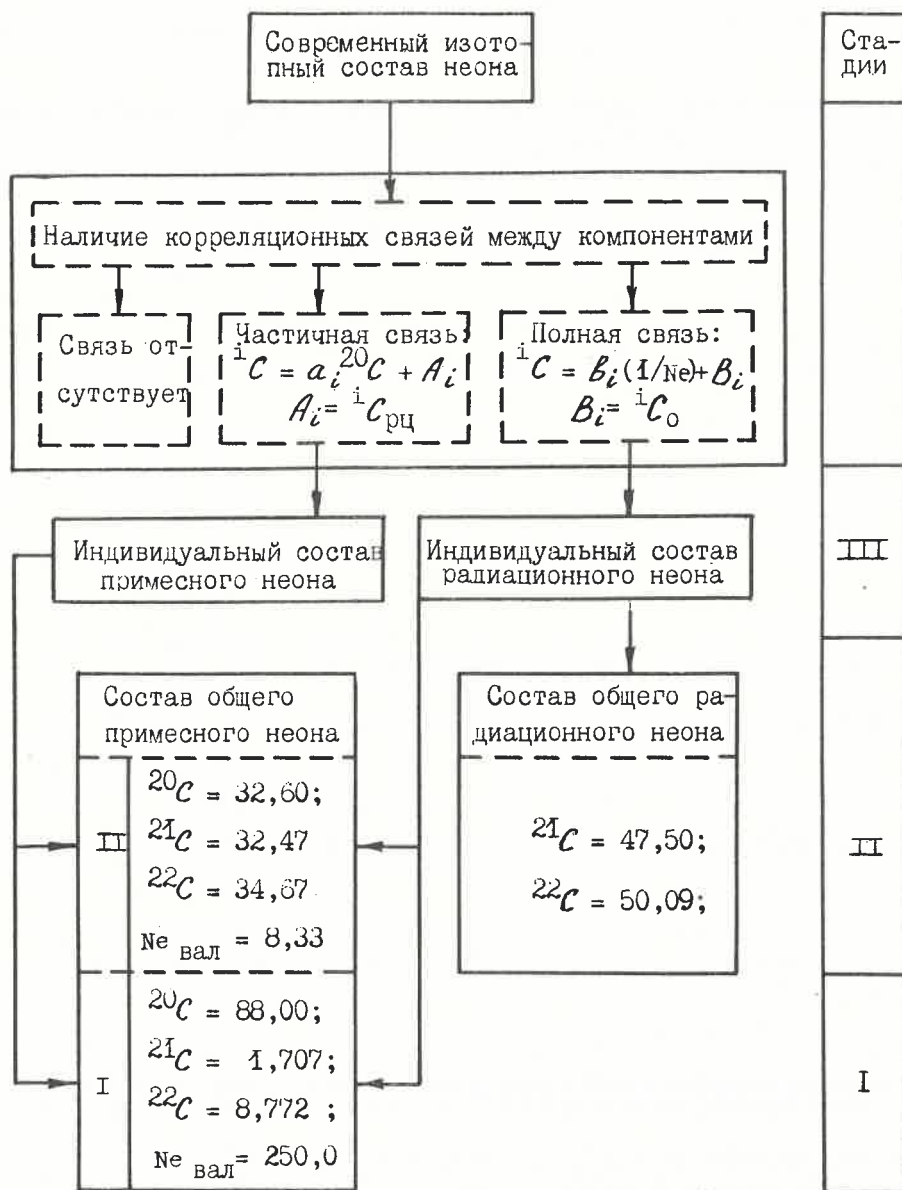


Рис. 6. Структура изотопного состава современного неона (в 10^{-8} см³/г пробы)

выделенных этапов (см. рис. 6) отражает определенный акт раскалывания. Следовательно, за весь период жизни астероида произошло не менее трех таких актов. Материнское тело содержало при этом около $250 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$ неона, а при его первичном радиационном преобразовании произведено примерно $8,33 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$ газа, при этом составы примесной и радиационной компонент колеблются около значений, соответствующих солнечной и спалогенной фракциям и говорящих об однообразной радиационной обстановке за время жизни метеорита. Не исключено, что в определенные моменты третьего этапа при образовании индивидуального состава неона метеорит подходил близко к Солнцу, в результате чего существенно возрастал поток солнечного ветра с образованием компонент G или F (см. рис. 4).

Время формирования этих этапов устанавливается частично. Исходное материнское тело содержит около $4,3 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$ примесного и $2,70 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$ радиационного ^{21}Ne первого этапа. Полагая в среднем $^{21}\text{P} = 0,4 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$ 10^6 лет, получаем, что наиболее ранний Ne образован за 10,75 млн лет, а его спалогенная составляющая — 6,75 млн лет. Тогда длительность первого этапа раскалывания составит примерно 17,50 млн

лет. Для последующих этапов это время вследствие отсутствия данных об абсолютных концентрациях Ne пока рассчитать нельзя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А.с. № 1312504 от 09.01.1985. В.П.Макаров. Способ определения температуры образования природных соединений //Бюлл. изобр. откр. 1987. № 19. С. 192.
2. *Благородные газы в оливинизированном палласите Апполон* / Ю.А.Шуколюков, Ю.В.Клименко, Ю.А.Колясников и др. //Геохимия. 1992. № 7. С. 923—934.
3. *Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры* / Г.В.Горшков, В.А.Зябкин, Н.М.Лятковский и др. — М.: Атомиздат, 1966.
4. *Лаврухина А.К.* Ядерные реакции в космических телах. — М.: Наука, 1972.
5. *Макаров В.П.* Об определении возраста урановых минералов //Геология и геофизика. 1991. № 4. С. 76—81.
6. *Макаров В.П.* О природе обыкновенного свинца в минералах //Отечественная геология. 1994. № 5. С. 67—76.
7. *Макаров В.П.* О фракционировании радиогенных изотопов и изобаров в природных условиях //Отечественная геология. 1993. № 8. С. 63—71.
8. *Озима М., Подосек Ф.А.* Геохимия благородных газов. — Л.: Наука, 1987.
9. *Шуколюков Ю.А., Левский Л.К.* Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. — М.: Атомиздат, 1972.
10. *Шуколюков Ю.А.* О распространенности благородных газов на планетах земной группы //Геохимия. 1991. № 7. С. 915—925.

Принята редколлегией 25 апреля 1994 г.

Лампроитовые комплексы на территории России

М.П.ОРЛОВА, В.И.КРАСНОВ, Д.М.ОРЛОВ (ВСЕГЕИ)

Анализ щелочного магматизма территории России, проведенный авторами путем изучения закономерностей размещения щелочных массивов и комплексов России и особенностей их вещественного (минералогического и геохимического) состава, привел к необходимости выделения еще одной — лампроитовой формации высококальциевых щелочных пород наряду с другими щелочными магматическими формациями. Сведения по щелочным формациям опубликованы (Магматические формации СССР, 1979 г. и др.), а конкретные массивы и комплексы разной формационной принадлежности приведены на специализированной карте [9]. На ней нет лампроитовых объектов — даек, трубок, массивов

вследствие того, что лампроиты на территории России найдены, исследованы и описаны в 80—90-х годах, после открытия алмазных месторождений лампроитового типа и публикации многочисленных статей и монографий по алмазоносным лампроитам Западной Австралии [16 и др.].

В своей работе мы приняли определение лампроитов, приведенное в работе [16, с. 35]: «Лампроит определяется как богатая калием и магнием лампрофировая порода вулканического или гипабиссального происхождения, принадлежащая к классу ультракальциевых пород. Минералы, обычно присутствующие в качестве главных составляющих, представлены одним или несколькими из следующих: оливин, клинопироксен

(обычно диопсид), флогопит (обычно титан-содержащий), лейцит, амфибол (чаще калиевый рифтерит), ортопироксен, санидин и стекло. Акцессорная фаза может включать прайдерит, апатит, нефелин, шпинель, перовскит, вэйдит и ильменит. Возможно присутствие также ксенолитов и ксенокластов (включая оливин, пироксен, гранат и шпинель) верхнемантийного происхождения, а также алмаза в качестве редкого аксессуара. Лампроит может иметь основной и ультраосновной состав и характеризуется высоким отношением $K_2O : Na_2O$ (более 3) и высокими содержаниями Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, Nb, Pb, Th, U и легких элементов группы редких земель».

В дополнение к приведенному определению О.А.Богатиков, В.А.Кононова и др. [1] расширяют объем пород лампроитовой серии, объединяя их в три семейства — ультраосновные, основные и средние лампроиты или срендиты. В этой же работе показаны главнейшие петрохимические и минералогические критерии диагностики пород лампроитовой серии. Краткая характеристика, а также признаки и методы диагностики лампроитов приведены в методических рекомендациях по прогнозированию и поискам алмазоносных лампроитов (В.И.Ваганов, Ф.В.Каминский, В.А.Кононова, И.Л.Махотин, 1988). При анализе пород, близких к лампроитам, мы пользуемся определением А.Джейкса, Дж.Луиса, К.Смита, а также минералогическими и петрохимическими критериями [1, 6, 7].

Геохимическая специализация лампроитов в отношении некоторых элементов (Zr, Nb, U) не является определяющей вследствие того, что таковая отдельных щелочных магматических провинций может проявляться автономно [1, 4, 9, 16].

В настоящей статье показаны месторождение и структурно-геологическая позиция высококальциевых, недосыщенных кремнеземом пород, — собственно лампроитов и близких к ним по составу вулканических комплексов, их возраст и положение по отношению к другим магматическим проявлениям конкретных структурно-формационных зон, приведены средние химические составы лампроитов и сопоставляемых с ними вулканитов, а также результаты петрохимического анализа лампроитов и сопоставляемых с ними пород на основе компонентной факторной диаграммы.

К настоящему времени на территории России известно более 20 местоположений высококальциевых экструзивно-вулканогенных щелочных комплексов, часть которых отнесена к лампроитам, согласно общепри-

нятым петрографо-минералогическим критериям [1, 7, 11, 16]. На схеме (рис. 1), составленной главным образом по опубликованным данным [1, 3—6, 10—15] для северо-восточной части Евразии, показаны местонахождения комплексов: их 25 и не все они могут быть определены как типичные лампроиты, а также прогнозируемые зоны в соответствии с геологической ситуацией и согласно наличию в них высококальциевых щелочных комплексов, часто предшествующих проявлению лампроитов в щелочных существенно калиевых магматических провинциях [1, 2, 4, 9].

Анализ геолого-структурного положения лампроитовых комплексов и возрастных характеристик позволил отметить следующие закономерности. Большинство лампроитовых комплексов приурочено к зонам активизации и палеорифтам щитов и древних платформ (рифейские, рифей-вендские комплексы Карело-Кольского региона, севера Сибирской платформы). Они контролируются зонами глубинных разломов, палеорифтов и авлакогенов. Перспективны участки платформ, примыкающие к щитам и обрамляющие их (Анабарский, Алданский), и срединные массивы (Кокчетавский) (см. рис. 1).

Часть палеозойских и мезозойских лампроитовых комплексов приурочена к крупным авлакогенам, где они ассоциируют с базальтоидами, щелочными базальтоидами и кимберлитами и контролируются глубинными разломами, обрамляющими авлакогены и пересекающими их дизъюнктивными нарушениями (Припятско-Днепровский авлакоген южной части Восточно-Европейской платформы, Сетте-Дабанский авлакоген или палеорифт на востоке Сибирской платформы и др.) [1, 4, 5, 14]. При этом лампроиты, так же как кимберлиты и щелочные лампрофиры, проявляются в конце магматических рядов (триад или тетрад), определенных геологических циклов, как это подчеркивают для кимберлитов В.Л.Масайтис с соавторами (1975); Б.В.Олейников, М.С.Машак и др. (1983), [2]. Целенаправленный анализ магматизма северной части Сибирской платформы, проведенный нами по геологическим картам и публикациям [2, 4, 9, 13—15], позволил построить схему последовательности и распределения магматических комплексов во времени (рис. 2). Можно видеть, что в северной части платформы трижды проявляется направленный тренд эволюции магматизма, ряд или парагенез магматических формаций: базальт-долериты → трахибазальты и нефелиновые базальты → щелочные ультрамафиты и карбонатиты → нефелиновые и

щелочные сиениты → лампроиты и кимберлиты. Последние иногда сопровождаются трубками и дайками карбонатитов. Следует подчеркнуть, что кимберлиты и (или) лампроиты заключают эти магматические ряды. Аналогичные парагенезы характерны для Алданской, Сетте-Дабанской и других магматических провинций.

С мезозойской активизацией Алданского щита и рассеянными палеорифтами в его северной части связано формирование ряда высококалийных щелочных комплексов, становление которых завершается внедрением щелочных лампрофиров и лампроитов (М.П. Орлова, А.Б. Борисов, Е.М. Шаденков, 1992, [4, 5]). Перспективной на обнаружение лампроитов является также зона палеозойского трансбайкальского палеорифта с

продолжающимися высококалийным щелочно-лампрофировым магматизмом в мезозое (А.Я. Жидков, И.Ф. Зотова, 1991; А.Б. Борисов, 1994). Отдельные проявления лампроитового магматизма связаны с наличием глубинных разломов на территории стабилизированных складчатых структур Урала, Тянь-Шаня [1, 6 и др.].

Лампроитовые комплексы, аналогично кимберлитовым, проявлялись многократно. На территории России по возрасту лампроиты формировались в четыре периода: раннепротерозойский, позднепротерозойский (R-V), среднепалеозойский (D-C) и мезозойский (T-K). Наиболее древними являются лампроиты ханинского комплекса Западного Алдана, для которых Н.В. Владыкиным и И.Л. Махоткиным определен раннепротерозойский возраст.

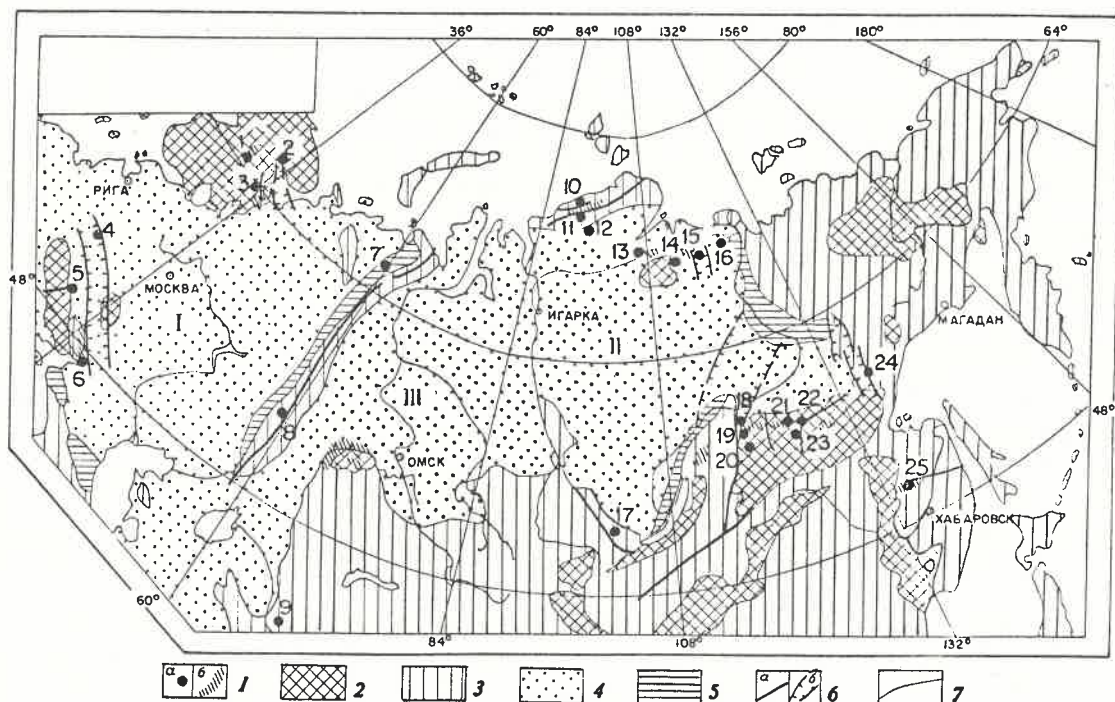


Рис. 1. Схема размещения лампроитов на территории северо-восточной части Евразии (составили М.П. Орлова и В.И. Краснов с учетом работ [1, 4, 9—15]):

1 — лампроитовые комплексы (а — обнаруженные, б — прогнозируемые зоны); 2 — докембрийские складчатые области — щиты (Балтийский, Украинский, Воронежский, Анабарский, Алданский) и срединные массивы (Кокчетавский, Сангиленский, Баргузинский, Буреинский, Чукотский, Охотский, Уссури-Ханкайский, Колымо-Омолонский и др.); 3 — позднепротерозойско-фанерозойские складчатые области (Урал — Новая Земля, Тиман, Центральный Казахстан, Средняя Азия — Тянь-Шань, Таймыр, Северная Земля, Енисейский кряж, Кузбасс, Салаир, Алтай, Саяны, Забайкалье, Дальний Восток, Приамурье, Приморье, Верхоянье, Чукотка, Сетте-Дабан, Корякия, Камчатка, Сахалин, Курилы); 4 — древние и эпипалеозойские платформы (I — Восточно-Европейская, II — Сибирская, III — Западно-Сибирская с Тургайским и Хатангским прогибами, Скифско-Туранская); 5 — краевые прогибы (Прикавказский, Приуральский, Прикопетдагский, Прибайкальский, Приверхоанский); 6 — магмоконтролирующие структуры (а — глубинные разломы, б — палеорифты и авлакогены); 7 — границы структур. Лампроитовые комплексы: 1 — Костомукшский, R₂; 2 — Порьегубский, R₂; 3 — Левушка, R, Ветряной пояс; 4 — Жлобинский, D₃; 5 — Южно-Черкасский, R₁; 6 — Петровский, D₃; 7 — Шарыуский, MZ₃, гряда Чернышева, Mz; 8 — Куйбасовский, T₃-J, Урал; 9 — Кошмансай, C₁, Средняя Азия; 10 — Шренк, PZ₂; 11 — Тарей, PZ₂; 12 — Горбита, PZ₂; 13 — Северо-Анабарский пояс (бассейн рек Фомич, Кычкын, Хайбыт), PZ₂₋₃; 14 — Талахтахский, R₃; 15 — Томторский, D₃-C₁; 16 — Оленек-Хербусуонка, V; 17 — Окинский (ингайский), R-V; 18 — Молбо, K₂; 19 — Мурунский (р. Инаригда), K₁; 20 — Ханинский, PR₁; 21 — Тобук-Хатыстыр, K₁; 22 — Якокитский, K₁; 23 — Якутский, K₁; 24 — Ариавканский (Курун-Юрях), K₁; 25 — Даянский, K₁

розо́йский возраст. Далее следует группа рифей-вендских комплексов, проявившихся на Украине [3], в Карело-Кольском регионе [10, 12] и в Северном Прианбарье — на севере Полярной Сибири [15], а также окинский комплекс Восточного Саяна, описанный А.П.Секериным, Ю.В.Меньшагиным, В.А.Лашенковым (1993). Представительны палеозойские лампроитовые комплексы, сопряженные с палеозойскими авлакогенами и палеорифтами Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а также

единичные трубки и дайки лампроитоподобных пород зон глубинных разломов Среднего Тянь-Шаня (Кошмансай) и других регионов [1]. Мезозойские комплексы связаны с активизацией Алданского щита и западного склона Урала (см. рис. 1).

Вещественный состав ряда лампроитовых комплексов изучен достаточно хорошо, а отнесение некоторых из них к лампроитовым в настоящее время дискутируется (комплексы Белоруссии, севера Урала, Таймыра, Средней Азии). Но открытие в некото-

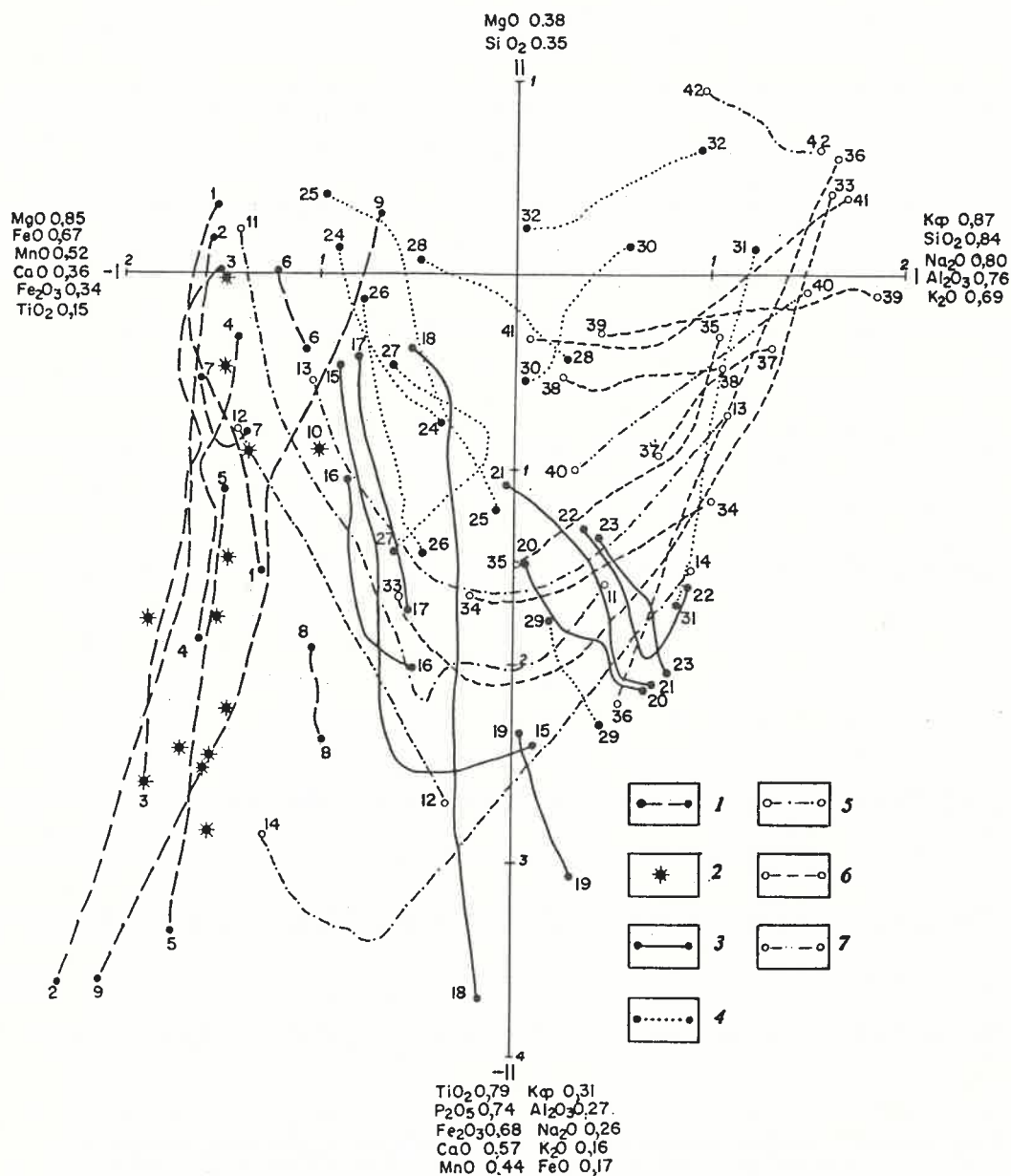


Рис. 2. Распределение магматических комплексов севера Восточной Сибири по геологическим периодам:

формации: uk — кимберлиты и карбонатиты; klm — лампроиты; nft — нефелиновые и щелочные сиениты; puf — щелочные ультрамафиты и карбонатиты; tb — нефелиновые базальты и трахибазальты; bd — базальт-долериты [2, 4, 9 и др.]

Химический состав лампроитов и близких к ним по составу пород, %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	40,96	40,59	41,70	40,87	43,60	50,06	40,91	49,44	44,32	42,86	44,58	41,14	49,84
TiO ₂	2,46	2,73	2,72	2,65	1,41	2,77	3,04	2,10	1,03	1,02	0,96	12,60	1,49
Al ₂ O ₃	5,18	6,23	7,53	6,15	9,69	10,33	4,26	14,99	8,01	11,48	10,63	10,99	13,90
Fe ₂ O ₃	5,25	6,17	6,23	5,89	4,00	8,34	7,41	6,43	3,52	2,91	3,28	12,61	5,51
FeO	3,45	3,87	5,16	3,94	3,82	3,72	8,05	0,75	4,41	7,89	4,51	0,54	3,60
MnO	0,15	0,12	0,13	0,13	0,11	0,14	0,25	0,05	0,15	0,20	0,22	0,07	0,03
MgO	23,05	19,44	14,05	19,72	10,94	6,57	20,87	2,96	17,95	12,11	10,53	0,46	9,13
CaO	7,42	7,32	7,02	7,30	10,79	3,76	11,47	3,86	8,40	13,17	9,49	0,28	1,29
Na ₂ O	0,15	0,48	1,42	0,52	1,28	1,57	1,22	0,19	0,52	0,24	0,44	0,79	0,11
K ₂ O	2,64	4,98	5,16	4,30	6,57	8,54	2,08	10,18	4,68	2,71	5,62	6,04	6,68
P ₂ O ₅	0,96	0,98	1,24	1,02	2,69	0,87	0,43	0,21	1,53	1,65	1,24	1,25	0,19
П.п.п.	9,02	7,85	7,68	8,06	5,00	2,86	1,14	7,98	5,96	4,29	8,16	7,26	8,29
КФ	27,0	34,1	44,5	33,3	41,7	64,7	42,6	70,8	30,6	47,1	42,5	—	59,0
Число анализов	8	14	4	26	—	3	8	5	6	1	2	13	16

П р и м е ч а н и е . КФ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) \cdot 100$. Лампроиты Костомукши: 1 — оливиновые, оливин-диопсидовые, оливин-диопсид-флогопитовые, 2 — оливин-флогопит-лейцитовые, флогопит-лейцитовые, 3 — существенно лейцитовые с калишпатом (В.Я.Горьковец, М.Б.Раевская, 1981), [10, 12], 4 — среднее содержание для комплекса; 5 — лампроиты Порей Губы [12]; лампроиты Украины: 6 — псевдолейцитовые аполампроиты Южно-Черкасского силла [3], 7 — оливин-диопсид-флогопитовые Приазовья (Кимберлитовые породы Приазовья, 1978); лампроиты Урала: 8 — санидиновые шарьковского комплекса (Л.И.Лукьянова и др., 1993), 9 — оливин-флогопитовые куйбасовского комплекса [10]; 10 — оливин-диопсидовые куйбасовского комплекса; 11 — лампроиты Юго-Западного Таймыра, в т. ч. определены Cr_2O_3 0,04%; V_2O_5 0,035% (А.П.Романов, Н.С.Малич, 1992); 12 — аполампроиты североанбарского комплекса, в т. ч. SO_2 5,84%, BaO 0,08%, SrO 0,05%, П.п.п. 7,26 (В.Ф.Филатов и др., 1986); 13 — санидиновые лампроиты Талахтахой диатремы (С.А.Вишневский, Ю.А.Долгов, Н.В.Соболев, 1986); 14 — металампроиты чимаарауджинского комплекса, в т. ч. Cr_2O_3 0,012%; NiO 0,006% [13]; высококальциевые вулканы

рых регионах высококальциевых щелочных порфировых пород и вулканических брекчий с глубинными включениями [1 и др.] — свидетельство наличия определенных тектонических структур, контролирующих участки проявления высококальциевого щелочного вулканизма, что может служить косвенным поисковым критерием нахождения лампроитовых трубок.

Лампроитовые комплексы Карело-Кольского региона, севера Сибири, Алдана, металампроиты Украины к настоящему времени исследованы достаточно детально и их лампроитовая природа показана в работах [1, 3—5, 10, 11—13]. Для Костомукшских лампроитов Карелии получены конкретные данные об их алмазонасности (В.В.Проскуряков, 1992). Исследование лампроитов и лампроитоподобных пород Полярной Сибири и Таймыра еще только начинается, и в этом перспективном регионе надо ожидать наличие продуктивных лампроитов, исходя из регионально-геологических факторов и уже имеющихся публикаций по петрографо-минералогическим и геохимическим особенностям пород [13, 15 и др.].

Средние химические составы лампроитовых комплексов России приведены в таблице. Петрохимический анализ лампроитов России в сравнении с «эталонными» лампроитами Западной Австралии [16], проведенный по опубликованному данным с помощью факторного анализа и других методов [1, 11 и др.], позволил определить следующее.

Лампроиты занимают строго определенных поля на петрохимических диаграммах,

частично перекрываясь с кимберлитовыми. На компонентной диаграмме (рис. 3) можно видеть, что они, подобно петрохимическим трендам или векторам кимберлитовых комплексов, образуют довольно протяженные эволюционные линии, свидетельствующие о вариациях их составов (см. таблицу). Часть трендов лампроитов занимает аномальное, секущее положение по отношению к дугообразным трендам высококальциевых вулканизов. Протяженность трендов свидетельствует о больших вариациях в составе пород лампроитовых комплексов, аналогично кимберлитовым. В кимберлитовых полях (комплексах) могут быть представлены собственно кимберлиты, карбонатит-кимберлиты и карбонатиты. Среди лампроитов также установлены дифференцированные по составу тела [1, 5, 6, 10, 12 и др.]. Кососекущее положение лампроитовых трендов, соответствующих более лейкократовым породам (см. рис. 3, комплексы 19—23), можно объяснить высокими содержаниями оксида титана, что «разворачивает» тренды на диаграмме.

Наиболее близкими по составу к алмазонасным ультраосновным существенно оливиновым лампроитам Западной Австралии (см. рис. 3, комплексы Эллендейл-1, -4 и, особенно, Аргайл, 15—17) являются лампроиты Костомукши (комплекс 26), часть составов Западного и Центрального Алдана (комплексы 24, 25, 27). Лампроиты Молбо (29) близки к группе средних лейцитовых лампроитов Западной Австралии (см. рис. 3, комплексы Фицрой, Леопольд Даунс, Маунт Седрик и др., 19—23). Породы трубок Чом-

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
27,21	31,56	34,12	43,91	45,65	48,19	41,70	45,07	50,63	47,04	44,81	45,17	42,56	43,80	49,78	39,45
2,32	1,94	2,57	2,84	3,89	1,39	0,40	1,04	0,90	0,80	0,66	0,64	0,65	0,64	2,14	4,73
5,82	7,65	9,48	5,00	6,90	8,56	2,78	7,40	10,54	11,81	7,29	6,96	5,94	5,35	9,28	11,69
5,87	1,64	2,11	10,51	16,37	10,37	6,11	6,28	4,34	4,70	7,29	5,29	5,18	3,29	5,81	4,78
3,92	2,81	5,44	2,16	1,60	2,21	5,84	4,77	3,90	4,04	1,33	5,49	5,64	5,90	1,92	8,65
0,37	0,08	0,04	0,37	0,40	0,08	0,23	0,20	0,14	0,08	0,12	0,14	0,16	0,16	0,11	0,21
16,20	8,37	7,36	20,48	9,80	9,43	31,37	13,26	9,20	7,54	10,62	17,10	18,31	20,09	11,36	10,53
14,52	16,66	17,31	2,92	2,36	4,60	5,86	8,37	7,56	4,81	16,12	8,92	8,24	8,86	5,96	8,36
0,85	0,15	0,84	0,09	0,59	2,59	0,15	1,68	1,30	0,41	0,74	0,63	0,74	1,07	0,68	0,41
4,16	4,90	2,92	1,28	2,76	7,46	1,88	7,04	8,09	11,01	3,18	4,55	3,66	4,94	7,35	2,94
1,00	0,30	0,32	1,38	1,79	1,92	0,01	1,92	1,04	2,90	0,55	0,73	0,61	0,64	1,52	0,79
16,68	23,36	16,86	7,95	7,95	3,19	3,94	2,04	2,02	3,35	7,31	4,36	8,31	4,64	4,03	6,72
37,7	34,7	50,6	43,4	64,7	57,2	27,6	45,5	47,2	53,7	44,8	40,3	37,8	31,4	40,5	56,1
7	23	4	3	4	10	1	1	1	1	31	18	8	1	2	5

междуречья Оленек — Хорбусуонка, карбонатизированные; 15 — лапиллевые туфы, в т. ч. $S_{\text{общ}}$ 0,14%; F 0,10%; Li_2O 0,0032%; Rb_2O 0,0036%; 16 — кластолавы, в т. ч. $S_{\text{общ}}$ — 0,35%; F 0,17%; Li_2O 0,0087%; Rb_2O 0,0021.% [15]; 17—18 — лампроиты окинского (ингашийского) комплекса, определены в т. ч. F 0,61% (17), 0,57% (18); (А.П.Секерин, Ю.В.Меньшагин, В.А.Лашенов, 1993); 19 — лейцитовые лампроиты Моббо [11]; 20 — оливин-флогопитовые лампроиты Хани, в т. ч. $S_{\text{общ}}$ 0,15% [5]; лампроиты Западного Алдана, Мурунского арала: 21 — волжидиты, в т. ч. BaO 0,20%; SrO 0,28% (Н.В.Владыкин, 1985); 22 — орендиты, BaO 0,42%, SrO 0,18%, 23 — фиориты, BaO 0,19%, SrO 0,23% (М.П.Орлова, А.Б.Борисов, Е.М.Шаденков, 1992); лампроиты Центрального Алдана: 24 — оливин-диопсидовые, карбонатизированные поля Тобук-Хатыстыр [11]; 25 — щелочные пикритиды (лампроиты) Якокитского поля (А.П.Кривенко, 1980) [11]; 26 — лампроиты Якокитского поля [11]; 27 — оливин-диопсид-флогопитовые лампроиты силла Инагли, в т. ч. F 0,16% [1]; 28 — диопсид-флогопит-лейцитовые лампроиты ариавканского комплекса Сетте-Дабана [14]; 29 — лампроиты даянского комплекса (А.М.Ромашкин, Л.М.Кухтина, 1992).

поло (Сибирь), а также шарьюсского комплекса (Полярный Урал), Талахтаха (Полярная Сибирь) и лампроиты Испании по петрохимическим особенностям (положению трендов 28, 30—32) ближе к щелочнотрахитовым и щелочнобазальтоидно-щелочнотрахитовым вулканическим сериям. Их отнесение к лампроитам нуждается в дополнительной аргументации.

Наиболее высокомагнезиальные лампроиты ультраосновного состава размещены на щитах, где они контролируются зонами глубинных разломов и палеорифтов. Лампроитовые комплексы, локализованные в чехле древних платформ и в стабилизированных складчатых областях Полярного Урала, Срединного Тянь-Шаня, представлены, по имеющимся в настоящее время данным, более лейкократовыми и салическими разновидностями высококалевых пород. Так называемые санидиновые лампроиты по терминологии описавших их авторов (С.А.Вишневский, Ю.А.Долгов, Н.В.Соболев, 1986; Л.И.Лукьянова, И.В.Деревянко, А.М.Марейчев и др., 1993, [1]), по-видимому, не являются таковыми и должны быть отнесены к щелочнобазальтоидным (лейцитобазальтовым) и щелочнотрахитовым (лейцитовым трахитам) комплексам.

В геохимическом отношении лампроитовые комплексы России сильно отличаются от лампроитов Западной Австралии более низкими содержаниями Zr, Nb, Ta, TR, что является, по-видимому, отражением провинциальных особенностей зарождающихся глубинных магм конкретных регионов ([1], Д.М.Орлов, М.П.Орлова, 1990 и др.).

Как видно из данных таблицы и рис. 3, вариации составов лампроитов связаны с закономерными изменениями количественных соотношений мафических и салических компонентов. Эволюционный ряд пород лампроитовой серии от наиболее меланократовых оливиновых лампроитов к салическим лейцит-ортоклазовым позволяет утверждать, что главным поставщиком калия в возникающие расплавы лампроитового состава был, по-видимому, мантийный санидин, а не флогопит. Именно это определяет специфику расплавов лампроитовой серии, отличающую их от магм калинатового ряда, — высокую обогащенность калием при относительно большом, для щелочных магм, содержании кремнезема. При малых степенях плавления санидин в числе первых переходит в расплав. В дальнейшем в условиях высоких давлений в числе легкоплавких минералов оказывается оливин. Это обеспечивает недосыщенность возникающего расплава кремнеземом и последующую кристаллизацию из таких расплавов не санидина, а лейцита.

Таким образом, на территории России и сопредельных стран северо-восточной части Евразийского континента за последнее 10-летие выявлен целый ряд лампроитовых и близких к ним по составу вулканических комплексов различного возраста, локализованных в разных геологоструктурных обстановках: в связи с глубинными разломами щитов, палеорифтами и авлакогенами древних платформ, зонами обрамления щитов и срединных массивов и в протерозойско-фанерозойских складчатых областях в связи с

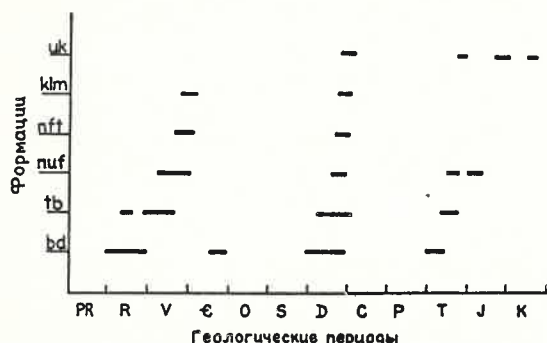


Рис. 3. Компонентная диаграмма петрохимических трендов кимберлитов и лампроитов в сравнении с высококальциевыми вулканическими комплексами [11]:

формации: кимберлитовая: 1 — комплексы, 2 — средние составы трубок; лампроитовая: 3 — эталонные комплексы Западной Австралии, 4 — сопоставляемые с ними комплексы России; вулканические комплексы щелочных магматических формаций: 5 — щелочноультрамафитовая (меланефелинитов, мелилититов, карбонатитов), 6 — щелочномафитовая (лейцитовых базальтоидов и лейцититов), 7 — щелочносалиитовая (лейцитовых и щелочных трахитов). Кимберлитовые комплексы: 1 — приазовский, Украина; Сибирь: 2 — куюйский, 3 — алаkitский, 4 — далдынский, 5 — чомурдахский, 6 — ботуобинский (трубка Мир и др.); 7 — чапинский, 8 — северо-тибетский, Китай; 9 — зимнебережный, Северо-Запад России; 10 — умбинский, Тиман. Щелочноультрамафитовые комплексы: 11 — котуйский, вулканы, Полярная Сибирь; 12 — ловозерский, Кольский полуостров; 13 — маймеча-котуйский, дайковый, Полярная Сибирь; 14 — контозерский, Кольский полуостров. Лампроитовые комплексы, Западная Австралия: 15 — Эллендейл-1; 16 — Эллендейл-4; 17 — Аргайл; 18 — Волжиди-Хиллс; 19 — Фицрой; 20 — Леопольд Даунс; 21 — Маунт-Седрик; 22 — Вайт Рокс; 23 — Систерс. Лампроитовые и лампроитоподобные комплексы России: 24 — маломурунский и якокутский, Западный и Центральный Алдан; 25 — якокутский (щелочные пикриты), Центральный Алдан; 26 — Костомукша, Западная Карелия; 27 — Тобук-Хотыстыр, Центральный Алдан; 28 — Чомполо, Сибирь; 29 — Молбо, Сибирь; 30 — Шарьюсский, Полярный Урал; 31 — Талахтах, Полярная Сибирь; 32 — Мурсия и Альмерия, Испания. Щелочномафитовые (щелочнобазальтоидные) комплексы: 33 — антон-тарамский, Украина; 34 — покрово-киреевский, Украина; 35 — даубабинский, Казахстан; 36 — элисенваарский, Карелия; 37 — маломурунский, Западный Алдан; 38 — тальшский, Кавказ; 39 — ишимский, Казахстан. Щелочносалические комплексы: 40 — тежсарский, Малый Кавказ; 41 — рябиновский, Центральный Алдан; 42 — оронский, Сетте-Дабан

участками пересечения глубинных разломов.

По времени проявления лампроитовый магматизм, подобно кимберлитовому, дает пики, соответствующие четырем периодам: конец раннего протерозоя, рифей-венд, средний палеозой, мезозой. При этом лампроиты формируются в конце мафит-ультрамафитовых формационных рядов: базальт-долериты → трахибазальты и нефелиновые базальты → щелочные ультрамафиты с карбонатитами → лампроиты и (или) кимбер-

литы, отражая, таким образом, глубинные процессы частичного плавления мантии, зарождения и поступления в земную кору магматических расплавов.

По вещественному составу наиболее высокомагнезиальным и, соответственно, богатыми глубинными включениями, т. е. перспективными на алмазы, являются лампроитовые комплексы щитов (костомукшский, западно-алданский и центрально-алданский). В целом же проблема лампроитов России находится в самом начале ее разработки. Необходимо глубокое изучение геологии и вещественного состава найденных комплексов и интенсивные поиски новых объектов высококальциевых, высокомагнезиальных экструживно-эффузивных и дайковых пород. При изучении вещественного состава лампроитов необходимо применять современные методы минералогического и геохимического исследования как породообразующих и акцессорных минералов, так и горных пород, включая многокомпонентный факторный анализ при обработке петрохимических данных. Последний метод позволяет сопоставлять химические и геохимические данные вулканических и гипабиссальных пород по некоторым компонентам на многомерной основе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. — М.: Наука, 1991.
2. Брахфогель Ф.Ф., Шпунт Б.Р. Пространственно-временные соотношения кимберлитового, калиевого щелочного и базитового магматизма Сибирской платформы // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск, 1989. С. 109—131.
3. Гейко Ю.В., Орлова М.П., Филоненко В.П. Псевдолойцитовые лампроиты Украины // Зап. ВМО. 1991. Вып. 4. С. 52—55.
4. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. — Новосибирск: Наука, 1990.
5. Конев А.А., Феоктистов Г.Л. О петрохимических особенностях лампроитов Алдана // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 6. С. 91—96.
6. Лукьянова Л.И., Маречев А.М., Машан И.М. и др. Первые находки проявлений лампроитового магматизма на Южном Урале // ДАН. 1992. Т. 324. № 6. С. 1260—1262.
7. Митчелл Р.Х. Лампроиты — семейство щелочных горных пород // Зап. ВМО. 1988. Ч. 117. Вып. 5. С. 575—586.
8. Орлова М.П. К классификации и номенклатуре пород лампроитовой серии // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991. № 3. С. 51—57.
9. Орлова М.П., Краснов В.И. Карта размещения и минерогенической специализации щелочных магматических формаций территории СССР. Масштаб 1:10 000 000. 1978. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ. Объяснительная записка к карте. 1978. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ.
10. Орлова М.П., Шаденков Е.М. Лампроиты Костомукши (юго-западная Карелия) // Зап. ВМО. 1992. № 6. С. 33—34.
11. Орлов Д.М., Лицнер Г.Н., Орлова М.П., Смелова Л.В. Петрохимия магматических формаций. — Л.: Недра, 1991.

12. Проскуряков В.В., Увадьев Л.И., Воинова О.А. Лампроиты восточной части Балтийского щита // Информационный сборник. 1990. Вып. 8. С. 8—20.
13. Шихорина К.М. Высококалийные породы Чимаара-Уджинского района (северо-восток Сибирской платформы) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 58—64.
14. Шнай Г.К., Соболев А.Е., Игошина И.И. Лампроиты Южного Верхоянья // ДАН. 1991. Т. 319. № 4. С. 957—961.
15. Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А. Поздневендские калиевые щелочные вулканы Оленекского поднятия // ДАН. 1989. Т. 307. № 3. С. 678—682.
16. Jaques A.L., Lewis I.D. and Smith C.B. The kimberlites and Lamproites of Western Australia. Geol. Surv. of Western Australia. Perth. 1986. Bull. 132.

Информация

Полувековой юбилей кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ им. М.В.Ломоносова

В.В.Семенович

В начале 1945 г. на геолого-почвенном факультете Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова была создана кафедра «Геология природного газа». Инициатива ее образования принадлежала профессору Московского нефтяного института И.О.Броду — крупному геологу-практику и ученому, который и возглавил кафедру. Кафедре была выделена одна маленькая комната в старом здании университета на Моховой.

Основные исследования И.О.Брода были посвящены теории и практике оценки перспектив нефтегазоносности крупных территорий на основе синтеза данных об условиях залегания нефти и газа и о региональных закономерностях их размещения в мире. Такая направленность и легла в основу работы кафедры в начальный период. В дальнейшем содержание работ изменилось. Соответственно менялось и название кафедры. Так, в 1946 г. она стала называться «Геология нефти и газа», а в 1953 г. — «Геология и геохимия горючих ископаемых». Изменения отражали развитие научных взглядов и идей, расширение специализации пришедших в ее коллектив ученых, а в итоге — состояние науки и изученности как страны, так и всего мира; методологический, концептуальный подход к оценке перспектив нефтегазоносности и угленосности, абсолютно доминирующую роль горючих ископаемых во всей жизни современного общества. Последнее название кафедры определено генетической общностью нефти, газа и углей — ископаемых осадочнопородных бассейнов, множеством общих проблем их изучения, поисков и применения.

В течение 1945—1962 гг. И.О.Брод разработал теоретическую концепцию нефтегазо-

носных бассейнов как областей устойчивого прогибания, определяющего все этапы и процессы генерации нефти и газа, формирования и разрушения их скоплений (залелей и месторождений). Именно в этой концепции развивались работы кафедры.

Изучение нефтегазоносных бассейнов требовало участия геохимиков. Уже в первые годы работы кафедры начались исследования нефти, поверхностных нефтепроявлений, скоплений битумов, рассеянного органического вещества пород. Под руководством А.Н.Гусевой была создана лаборатория геохимии нефтей, в которой на протяжении 50 лет расширились старые, использовались новые виды исследований, углублялась их методика. Большое место в ее работе занимали теоретические разработки по геохимии углеводородных растворов, взаимной растворимости нефти, воды и др.

В 1962 г. после кончины И.О.Брода кафедру возглавил профессор Н.Б.Вассоевич (позже член-корреспондент АН СССР) — ученый, известный научной одержимостью, широтой эрудиции, необычайной страстностью исследователя. Он много лет проводил работы на Кавказе, в Средней Азии, на Сахалине, где возглавлял экспедицию ВНИГОИ. Особое место в его научной деятельности занимали две проблемы — в 40—50-е годы — изучение флиша, а в 50-е и последующие (до его кончины в 1982 г.) — происхождение нефти и газа. Труды, посвященные этим проблемам, принесли ему мировую известность и стали основополагающими. Двадцать лет, в течение которых Н.Б.Вассоевич возглавлял кафедру, ознаменовались оформлением осадочно-миграционной теории происхождения нефти и созданием научной школы, работающей в данном направлении.

Важной вехой развития кафедры был приход в 1953 г. одного из крупнейших угольщиков профессора А.К.Матвеева. Группа исследователей и преподавателей, созданная из выпускников кафедры, начала изучение угленосных бассейнов, вещественного состава углей, микроэлементов и т. д. Эта работа была тесно увязана с исследованиями генезиса нефти и газа, прежде всего с изучением стадийности катагенеза концентрированного (угли) и рассеянного органического вещества осадочных пород.

Значительным вкладом в теоретические исследования и практические рекомендации являются результаты литологических исследований, проводимые кафедрой на материале различных регионов. Организатором и руководителем этих работ был профессор И.А.Коханов. Исследования, проводимые литологами, освещают процессы катагенеза, влияние их на формирование емкостно-фильтрационных свойств и генезис нафтидов.

Названные направления — учение о нефтегазоносных бассейнах, геохимия нефти, генезис нефти и газа, литология нефтегазоносных комплексов, геология углей — развивались на материале по конкретным осадочнопородным бассейнам. Во многих регионах работы проводились и проводятся за счет финансирования по договорам с геологоразведочными и нефтегазодобывающими организациями; кроме того, кафедра делает теоретические обобщения за счет ассигнований госбюджета.

Исследования охватывали преимущественно Предкавказье и Закавказье, Западный Туркменистан, Западную и Восточную Сибирь, районы европейского севера, Прикаспийскую низменность, Сахалин, Камчатку, Северо-Восток, в меньшей степени другие районы. В основном это были комплексные работы. Обобщался материал бурения, сейсморазведки и других методов; изучались разрезы скважины по каменному материалу ГИС и т. д.

Для всех перечисленных регионов были рекомендованы локальные объекты и региональные направления поисков. Собранный материал служил основой теоретических обобщений.

Интересны и результативны исследования в акваториях Мирового океана и морей, омывающих Россию. Проводятся они на судах Госкомнедра РФ и Московского университета. Научные сотрудники и студенты участвуют в международных программах морских исследований.

Кафедрой были организованы международные морские экспедиции в Черном и Средиземном морях. В настоящее время из них вырос учебно-научный центр ЮНЕСКО.

Интересны камерально-теоретические исследования. Осмысление накопленных материалов позволяет по-новому судить о процессах на континентальных окраинах, не только на шельфах, но и на склонах. Такие работы способствуют более полному пониманию процессов формирования осадков и осадочнопородных комплексов прошлых геологических эпох.

Во всех исследованиях кафедры основополагающими были идеи тектоники плит. С этих позиций рассматриваются проблемы нефтегазоносности, структуры платформ и складчатых поясов, пассивных и активных окраин континентов. Идеи рифтогенеза, развития земной коры, связи осадочнопородного чехла с глубинными процессами, влияние этих процессов на геодинамику и флюидодинамику нефтегазоносных бассейнов, подтвержденные фактическим материалом, дают возможность сформулировать перспективные направления поисков нефти и газа и концепции общей теории нефтегазоносности недр. С позиций тектоники плит по-новому представляются структуры изучаемых регионов и их нефтегазоносность, в частности созданы новые концепции строения Восточной Сибири, Предкавказья, Московской синеклизы и др.

Развиваемые в течение последних десятилетий исследования нефтей и других нафтидов на молекулярном уровне обогатили и расширили понимание процессов нефтеобразования и переформирования месторождений. Они показали перемещение нефти и газа по системам разномасштабных разрывов сплошности флюидоупоров, их смешение в коллекторах.

Изучение нефтегазоносных комплексов с применением электронной микроскопии позволило наблюдать процессы перераспределения минерального вещества, вторичной цементации и образование вторичной емкости. Подобные процессы тесно связаны с органическими кислотами, образуемыми при катагенных превращениях первичного биовещества пород, микронепти и других углеродных компонентов.

Итогом научно-исследовательской работы кафедры явились диссертации ее сотрудников и многих соискателей из институтов и производственных организаций России, бывших республик СССР, стран Восточной Европы, Китая, Вьетнама, Сирии и др. За 50 лет на кафедре подготовлено и защищено 25 докторских и 200 кандидатских диссертаций. В ее аспирантуре постоянно обучается 10—15 человек. Тематика всех этих работ охватывает широкий круг проблем тео-

ретической и производственной направленности.

Кафедра занимается подготовкой геологов-нефтегазовиков и угольщиков. За истекшее пятидесятилетие она дала «путевку в жизнь» 1000 специалистам с высшим университетским образованием. Специалисты кафедры имеют фундаментальную общетрассловую подготовку, обеспеченную другими кафедрами — динамической и исторической геологии, палеонтологией, минералогией, геофизикой, общетеоретическими и др. Особенно важно это в настоящее время, когда развиваются новые дисциплины, новые методы исследования, методы и методологии обработки материалов на основе компьютерной интеграции.

Обширные связи кафедры с учеными и геологами-практиками России, стран СНГ и других зарубежных стран, особенно любовь и признательность наших выпускников, не только бывших студентов, но и защитивших диссертации докторов и кандидатов наук, создают обстановку дружбы и сердечности.

В последние годы в жизни высшей школы реализуются новые подходы — переход на двухступенчатое образование — подготовку бакалавров (4 года) и магистров (6 лет). Это непростой процесс, требующий пересмотра всего учебного плана. По существу, с одной стороны, создается новая концепция образо-

вания, которая должна вместить ускоренную подготовку бакалавров при сохранении уровня знаний, диктуемого современным уровнем развития науки и технологии геологоразведочного процесса. С другой, необходимо ясно представить назначение магистров в современных условиях, требования, вытекающие из современного состояния науки и ее аппаратного обеспечения.

Даже из беглого обзора направленности и результатов работы кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых видны не только история, но и размах и масштабы ее полувекковой деятельности. И совершенно очевидны серьезные трудности в осуществлении намеченных планов и решении крупных проблем. Эти трудности характерны для всей науки и подготовки кадров: нехватка средств, острый недостаток современной аппаратуры, отсутствие помещений для такой аппаратуры и работы с ней, для создания новых лабораторий и др. Однако коллектив, сформированный за пятьдесят лет, верен традициям, заложенным «патриархами» кафедры — И.О.Бродом, Н.Б.Вассоевичем, А.К.Матвеевым. Коллектив силен своей дружбой, научной устремленностью, преданностью любимому делу, гордится сделанным и полон творческих планов и решимости их выполнить.

75-летие Александра Николаевича Еремеева



20 февраля 1995 г. Александру Николаевичу Еремееву, доктору геолого-минералогических наук, профессору, заслуженному деятелю науки и техники РСФСР, лауреату Премии Совета Министров СССР и Премии Мингео СССР, Почетному разведчику недр и Почетному члену Академии естественных наук, исполнилось семьдесят пять лет.

Выпускник Московского геологоразведочного института, он как инженер-геофизик впервые наиболее полно проявил свои незаурядные организационные способности и интерес к научной работе в АО «Висмут», где сначала возглавлял исследовательскую лабораторию с опытным приборостроительным заводом, а затем и геофизическую службу предприятия.

С 1959 г. Александр Николаевич начал работать в ВИМСе, целиком посвятив себя научной, научно-организационной и научно-преподавательской деятельности. До 1966 г. он заведовал сектором глубинных поисков, затем стал заместителем директора — заведующим урановым отделом, а с 1970 г. — директором института.

А.Н.Еремеев — крупный ученый в области методики прогнозирования, поисков и оценки рудных месторождений. Совместно с сотрудниками института он разработал ряд новых приоритетных научно-методических направлений.

В 60-х годах он научно обосновал, разработал и внедрил рациональный комплекс методов глубинных поисков эндогенных урановых месторождений в закрытых рудных районах, позволяющий проводить предпоисковую локализацию закрытых площадей, поиски бурением по оптимальным сетям, оценку выявленных радиоактивных аномалий и проявлений. Широкое применение этой методики привело к открытию ряда не выходящих на поверхность промышленных месторождений урана в Северном Казахстане и на Украине.

А.Н.Еремеев — один из основных авторов научного открытия «Закономерность распределения концентраций гелия в земной коре». Под его руководством были проведены исследования, позволившие обосновать применение гелиеметрии при картировании глубинных подвижных разломов, выделении консолидированных жестких блоков земной коры, в частности, под строительство крупных инженерных сооружений и подземных хранилищ, при прогнозе месторождений эндогенных руд и т. д.

Под руководством и при непосредственном участии А.Н.Еремеева выполнен комплекс исследований, в которых применялись математические методы и ЭВМ с целью прогноза, поисков и оценки, разработана автоматизированная информационно-логическая система оценки рудоносных районов.

Почти 25 лет А.Н.Еремеев возглавлял ВИМС. На посту директора института в еще большей мере проявились его способности: руководить крупными научными коллективами, концентрировать их усилия на решении важных задач. В этот период получили дальнейшее развитие методы локального и крупномасштабного прогнозирования, в т. ч. с использованием различных математических приемов, методы комплексного изучения месторождений, состава и свойств слагающих их руд, способы обогащения и гидрометаллургической переработки сырья; разработаны методические руководства по поискам и оценке месторождений урана, олова, молибдена, вольфрама, бокситов, железа, марганца, титана, хрома, флюорита, слюды, бора.

Существенно укрепилась материально-техническая и экспериментальная база института. Благодаря инициативе и энергии А.Н.Еремеева был создан уникальный опытно-экспериментальный лабораторно-технологический комплекс в г.Нарофоминске под Москвой. В первые же годы его существования проведены полупромышленные технологические испытания комплексных редкометалльных руд Вишняковского месторождения, начаты работы по оценке радиометрической обогатимости руд различных полезных ископаемых.

За годы работы на опытной фабрике проведены полупромышленные технологические испытания более 20 проб руд разведываемых объектов, в т. ч. месторождений Экугское, Кительское, Ирчинское, Тигриное, Кит-Тебердинское, Агаскырское. При активном участии А.Н.Еремеева молодежный коллектив технологов, геологов, аналитиков, минералогов, конструкторов в Нарофоминске достиг больших успехов в обеспечении отрасли современным лабораторным оборудованием. Нарофоминская комплексная экспедиция ВИМСа стала центром обучения и повышения квалификации широкого круга специалистов отрасли.

А.Н.Еремеев — автор более 100 научных трудов. Он подготовил более 17 кандидатов наук, из них трое стали докторами наук. Много сил и внимания он уделяет научно-общественной работе. Председатель Ученого совета института, председатель КНТС по геологии урана, член специализированных секций и ряда ученых советов ВАК, член редколлегий журнала «Отечественная геология», а также периодических сборников — вот далеко не полный перечень того, что характеризует его активную деятельность. В настоящее время он как главный редактор ведет активную подготовку к изданию сборника требований промышленности к качеству минерального сырья, продолжает научную и организационную деятельность.

Труд А.Н.Еремеева отмечен многими высокими правительственными и ведомственными наградами. Мы желаем Александру Николаевичу крепкого здоровья и дальнейших творческих успехов.

*Комитет РФ по геологии и использованию недр
Президиум Академии естественных наук РФ
Всероссийский научно-исследовательский
институт минерального сырья
Российское геологическое общество
Редколлегия журнала*

CONTENTS

<i>Mirlin G.A.</i> Geologists in the Great Patriotic War	3	<i>Maslov A.V.</i> Early-Riphean sedimentation basin of the eastern part of the East-European platform and Southern Urals	45
<i>Volarovich G.P.</i> Gold and the Great Patriotic War	10	<i>Malykh A.V.</i> Structural-tectonic criteria for regional and local prediction of Middle-Paleozoic kimberlitic magmatism of southern and central parts of the Siberian Platform	52
METALS AND NON-METALS			
<i>Bezrukov A.A., Osipova G.A.</i> Depthward evaluation of Narsyn-Khundlen tin ore zones (Mongolia) by geological data and admixture elements in cassiterites	17	MINERALOGY, LITHOLOGY, PETROGRAPHY	
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY			
<i>Izmaylova S.A., Gamulevskaya L.D., Tregub T.F.</i> Problems of dissection of the South-Minusinskaya depression Paleogene-Neogene deposits	24	<i>Makarov V.P.</i> On stages of neon production in meteorites	59
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS			
<i>Vartanyan G.S.</i> Hydrogeodynamic field as applied to studies on mechanisms of geodynamics	29	<i>Orlova M.P., Krasnov V.I., Orlov D.M.</i> Lamproites of Russia	66
<i>Bakhteyev M.K., Tikhomirova S.R., Sverdlov V.S.</i> Geological-structural position of Late Miocene — Pliocene alkaline magmatism of Eastern Kamchatka	38	BRIEF INFORMATION	
		<i>Semenovich V.V.</i> 50th anniversary of Department of Fuel Minerals Geology and Geochemistry, Moscow State Lomo- nosov University	73
		A.M.Yeremeyev's 75th anniversary	75