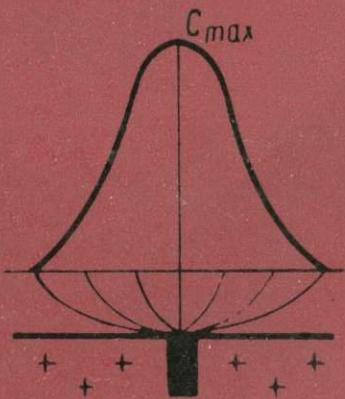


ISSN 0202-389X

# ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОФИЗИКИ



МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО  
ОБРАЗОВАНИЯ УССР  
КИЕВСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
им. Т. Г. ШЕВЧЕНКО

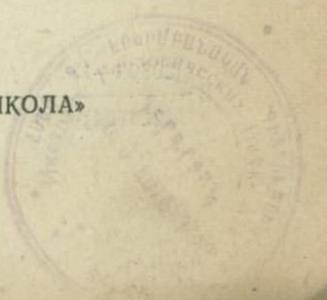
# ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОФИЗИКИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Основан в 1974 г.

3339

КИЕВ  
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ КИЕВСКОМ  
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ  
ИЗДАТЕЛЬСКОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ «ВІЩА ШКОЛА»  
1980



**Вопросы прикладной геохимии и петрофизики.** Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980, 128 с.

В сборнике помещены статьи, посвященные проблемам региональных геохимических и петрофизических исследований, вопросам теории и практики геохимических методов поисков полезных ископаемых, решению геологических задач средствами прикладной геохимии и петрофизики, математическим методам обработки и анализа геолого-геохимической и петрофизической информации, изложению методических рекомендаций в области прикладной геохимии и петрофизики, новых методов анализа вещества и изучения физических свойств горных пород.

Для геологов, геохимиков, геофизиков, работающих в научных и производственных организациях и занимающихся вопросами прикладной геохимии и петрофизики, а также для преподавателей, аспирантов и студентов вузов геологической, геохимической и геофизической специальностей.

*Редакционная коллегия:* д-р геол.-мин. наук М. И. Толстой (отв. ред.), д-р геол.-мин. наук Б. Ф. Мицкевич (зам. отв. ред.), канд. геол.-мин. наук И. М. Остафийчук (зам. отв. ред.), ст. инж. Ю. Л. Гасанов (отв. секр.), акад. АН УССР Я. Н. Белевцев, д-р геол.-мин. наук И. Ф. Вовк, канд. геол.-мин. наук Л. С. Галецкий, канд. геол.-мин. наук Ю. П. Егоров, канд. техн. наук Н. Н. Жуков, канд. геол.-мин. наук Ю. Б. Кравченко, канд. геол.-мин. наук В. К. Куликовский, канд. геол.-мин. наук Т. С. Лебедев, нач. «Главгеологоразведки» Министерства геологии УССР И. С. Пивовар, акад. АН УССР А. С. Поваренных, д-р геол.-мин. наук Э. В. Соботович, канд. геол.-мин. наук А. В. Сухорада.

*Адрес редакции:* Киев-127, ул. Васильковская, 90, к. 217, тел. 66-32-56.

Редакция естественной литературы  
Зав. редакцией Б. Н. Фляшников

В 20805—130  
M224(04)—80 . 1904020000

© Издательское объединение  
«Вища школа», 1980

# ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 550.4:552.53

М. И. ТОЛСТОЙ, д-р геол.-мин. наук,  
Киевский университет

## ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Основными задачами геологического изучения Украинского щита, от решения которых в значительной степени зависят перспективы развития его минерально-сырьевой базы, являются:

— разработка обоснованной стратиграфии докембрийских образований щита;

— дальнейшее развитие представлений о структуре и тектонике щита на всю его мощность;

— разработка прогнозно-металлогенических рекомендаций, основанных на достоверном фактическом материале.

Решение этих задач требует, с одной стороны, повышения глубинности исследований, развития дистанционных методов, а с другой — все большего привлечения к исследованиям разнообразной прямой информации о составе, структурно-текстурных особенностях, физических свойствах пород изучаемых геологических образований.

В значительной мере эти требования исключают друг друга, так как повышение глубинности исследований и использование дистанционных методов существенно снижают объем прямой информации об объектах исследований. Повышение глубинности исследований достигается главным образом за счет развития геофизических методов, дающих основной фактический материал о строении и распространении развитых на территории Украинского щита образований. Именно эти данные являются основой для построения геологических и структурных карт региона.

На Украинском щите геофизические исследования выполняются в достаточно полном объеме и практически обеспечивают все основные потребности производственных и научных геологических организаций. Однако возможности геофизического изучения территории щита еще далеко не исчерпаны. Несмотря на размах исследований, их площадное распределение неравномерно и разномасштабно, что служит серьезным препятствием для построения равноточных и кондиционных региональных магнитных и гравиметрических карт. Имеющийся фактический материал используется не полностью. В частности, это касается

объемных структурно-тектонических построений. Гравимагнитные данные все еще слабо увязаны с сейсмическими. Мало используются возможности повышенной магнитной съемки для анализа природы региональных магнитных аномалий.

Большие перспективы имеются в получении важной геологической информации при комплексной интерпретации материалов с использованием современных методов машинной обработки данных.

С точки зрения изучения глубинных зон Украинского щита важнейшую роль должны сыграть сейсмические исследования методом отраженных волн с многократными перекрытиями на больших временах регистрации, а также метод ГСЗ, роль которого в изучении щита пока еще невелика. Результаты сейсморазведки, вместе с результатами комплексной интерпретации гравиметрических и магниторазведочных данных, включая пересчеты на разные высоты, могут дать ценную информацию о глубинной тектонике различных районов и уровней земной коры щита.

Важным дополнением могут служить теллурические зондирования земной коры, а также комплекс кинематических методов электроразведки, разрабатываемых в отраслевой лаборатории кафедры геофизики Киевского университета под руководством А. А. Грozy. Перечень возможностей и перспектив развития геофизических методов исследований для решения геологических вопросов на территории щита можно было бы продолжить и далее.

Одной из главных проблем дальнейшего развития геофизических исследований остается проблема повышения их геологической информативности. От решения ее во многом зависит достоверность и результативность всех геологических исследований, начиная от изучения стратиграфии и тектоники и кончая поисками полезных ископаемых. Основным направлением решения этой проблемы было и остается развитие петрофизических исследований. Объективно отражая характеристики физических полей и состояния горных пород, геофизические методы по своей сущности могут лишь косвенно характеризовать исследуемые породы через их физические свойства. В связи с этим от полноты наших знаний о физических свойствах и их связи с составом исследуемых пород в конечном счете зависит геологическая информативность геофизических исследований.

Нужно сказать, что вопросам изучения физических свойств горных пород геофизические организации УССР всегда уделяли должное внимание. Так, изучением магнитной восприимчивости, плотности, в меньшем объеме остаточного намагничения, удельного электрического сопротивления, скорости продольных волн, общей радиоактивности занимались К. В. Климова, М. В. Распопова, В. Н. Шаповал, А. И. Эльберт, С. А. Шмарьян, Н. П. Михайлова, Т. С. Лебедев и другие. Благодаря им был

накоплен большой фактический материал, который сыграл свою роль при интерпретации геофизических данных и решении ряда геологических вопросов. Однако возможность его использования при региональном изучении щита весьма ограничена. Это объясняется рядом причин — очень неравномерным опробованием пород щита, недостаточным вниманием к вопросам методики петрофизического опробования, геологической привязке пунктов отбора проб, представительности фактического материала, к петрографическому обеспечению исследований, использованию различных методик. Кроме того, общим недостатком проведенных исследований явилась недостаточная полнота определяемых петрофизических характеристик, их слабая увязка с составом и структурно-текстурными особенностями пород. Это, с одной стороны, было причиной многократного переопробования одних и тех же объектов, а с другой — ограничивало возможности использования петрофизических данных для решения геологических задач и увязки физических полей с составом пород.

Возникнув на стыке геофизики, физики твердого тела, петрографии и минералогии, петрофизика как наука о физических свойствах и состоянии горных пород в зависимости от их состава, структурно-текстурных особенностей, условий образования и термодинамических условий нахождения дает важнейшую количественную геологическую информацию. К настоящему времени накоплен значительный опыт использования петрофизических характеристик для выяснения таких вопросов, как:

- изучение распределения полей тектонических напряжений при формировании плутонических пород;
- прогнозная оценка металлоносности магматических образований;
- оценка термодинамических условий формирования магматических пород;
- изучение структурно-текстурных особенностей пород и решение вопросов генезиса некоторых геологических образований;
- петрофизическое моделирование геологических образований и его использование при решении вопросов петрогенезиса и интерпретации геофизических данных;
- расчленение и корреляция геологических образований по их физическим характеристикам и др.

Возможность решения этих вопросов, как и эффективность использования петрофизических данных для интерпретации региональных геофизических материалов и построения структурно-геологических схем, геологического картирования, прежде всего зависит от представительности петрофизических данных, полноты определяемых физических характеристик, их равноточности, увязки с геологической информацией, с составом и структурно-текстурными особенностями пород. В связи с этим важнейшими задачами регионального петрофизического изучения территории УЩ являются:

— создание представительной коллекции ведущих петротипов пород УЩ на основе их геологически и методически обоснованного опробования и ее комплексная петрофизическая характеристика;

— выбор оптимального комплекса аналитических исследований, обеспечивающих всестороннее изучение каменного материала (как петрофизического, так и минерало-петрографического) с ошибками анализа, меньшими природной флюктуации изучаемых признаков в исследуемых объектах;

— использование единой эффективной методики математической оценки получаемой числовой информации, обеспечивающей получение необходимых статистических данных, а также объективную оценку информативности тех или иных физических характеристик с интересующими нас геологическими показателями;

— разработка конкретных и обобщенных петрофизических моделей петротипов пород и формаций УЩ для их применения при интерпретации геофизических данных, решении вопросов геологического картирования, стратиграфии и оценки металлическости геологических образований.

Физические свойства горных пород находятся в тесной связи с составом, структурно-текстурными особенностями, условиями образования и существования пород, составляя с ними генетическое единство. Эта особенность указанных факторов является объективной основой использования физических характеристик пород для решения конкретных геологических задач. Питрофизическое изучение пород щита должно быть тесно связано с их минерало-петрографическими, геохимическими и структурно-геологическими исследованиями, т. е. проводиться в комплексе, одновременно, на одних и тех же объектах с применением единой методики изучения, опробования образований и использования аналитических средств и приемов обработки данных. Это позволит свести к минимуму роль субъективных и аналитических ошибок исследования и с максимальной эффективностью использовать обширную всестороннюю информацию при решении геологических задач. Именно при таком комплексном изучении ведущих петротипов и формаций щита может быть в значительной степени решена проблема повышения геологической информативности результатов геофизических исследований, эффективности их использования для геологического картирования, выяснения структурных и иных проблем. Задача заключается в увязке наблюдаемых физических, в частности гравимагнитных, тепловых, радиометрических, естественных электрических полей с составом и структурно-текстурными особенностями пород исследуемых территорий. Подобная увязка может быть осуществлена только путем установления и изучения связи исследуемых физических полей с физическими свойствами конкретных пород и последних с составом и структурно-текстурными

ми особенностями этих образований. Основой исследования должно явиться изучение регрессионных зависимостей между соответствующими признаками, а также использование методов теории подобия и результатов моделирования. В такого рода исследованиях особая роль принадлежит геохимической информации. Являясь чутким индикатором генезиса, условий образования и последующих изменений пород, характеристики распределения химических элементов в породах с успехом используются для решения многих геологических задач. Применительно к изучению Украинского щита, помимо указанной задачи комплексирования с данными петрофизики, перед прикладными геохимическими исследованиями стоят следующие задачи:

- геохимическая характеристика ведущих петротипов пород щита и создание на ее основе петрогохимических моделей последних;
- разработка комплексных петрогохимических и петрофизических стандартов пород щита;
- разработка на основе отбора информативных признаков комплексных моделей ведущих формаций щита;
- использование данных о распределении химических элементов в породах для решения вопросов расчленения, сопоставления и корреляции геологических образований;
- оценка геохимической, металлогенической специализации геологических образований и, вместе с другими показателями, прогнозная оценка их металлоносности и перспективности;
- изучение характера и интенсивности проявления вторичных изменений пород, обнаружение и оценка геохимических аномалий.

Решение этих задач, как и для петрофизических исследований, должно базироваться на представительном геологически и методически обоснованном опробовании ведущих петротипов пород щита, выборе рациональных высокоточных и эффективных методов анализа и обработки данных.

Приведенная программа региональных петрофизических и геохимических исследований пород Украинского щита при поддержке и в содружестве с другими геологическими организациями УССР реализуется в течение ряда лет Проблемной лабораторией физико-химических исследований горных пород кафедры геофизики Киевского университета. К настоящему времени коллективом лаборатории решены следующие основные задачи:

Разработана методика рационального опробования петротипов plutонических пород для их геохимической и петрофизической характеристики.

Разработан комплекс высокоточных аналитических средств и методов изучения элементарного состава и физических характеристик горных пород: а) приближенно-количественный высокоточный спектральный анализ пород с воспроизводимостью ре-

зультатов определений в пределах до 15 %; б) пламенно-фотометрический анализ; в) радиометрический анализ общей радиоактивности пород.

Создан комплекс аппаратуры и отработаны методы магнитометрических исследований; идет изучение продольных и поперечных волн, модуля Юнга и внутреннего трения; акустических характеристик пород; объемного веса и удельной массы образцов пород; общей и эффективной пористости.

Отработан комплекс методов изучения теплофизических параметров.

Разработаны алгоритмы и программы: а) комплексной статистической обработки числовой геологической информации, б) статистической оценки аномальных значений в распределении химических элементов, в) сопоставления и корреляции геологических объектов по параметрам и функциям распределения; по многомерным признакам с построением соответствующих классификационных схем и др.

Разработан и проанализирован ряд геохимических стандартов петротипов горных пород щита (гранит, габбро, сиенит, гранодиорит, гранит альбитизированный).

Начато систематическое комплексное петрогеохимическое и петрофизическое изучение ведущих петротипов пород УЩ.

Сейчас подобные исследования проведены на территории северо-западной части щита и Приазовья, начаты — в Среднем Приднепровье. Исследования проводятся в тесном содружестве и при участии производственных и научных организаций, работающих в указанных районах. Работы имеют комплексный характер и выполняются по единой методике. При выборе петротипов пород и пунктов их опробования проводятся консультации с геологами-съемщиками, ведутся необходимые геологические наблюдения, изучается имеющийся литературный, фондовый материал, данные геофизических исследований.

Всесторонняя характеристика состава, структурно-текстурных особенностей и физических свойств изучаемых петротипов пород используется для решения задач расчленения, сопоставления и корреляции пород исследуемых территорий, оценки геохимической специализации, металлоносности пород, выяснения вопросов петrogenезиса и др. При этом применяются разработанные алгоритмы и программы анализа имеющейся количественной информации.

Дальнейшее развитие указанных исследований требует привлечения в качестве объектов изучения формаций и формационных рядов. Последнее объясняется тем, что петротип как геологически однородное образование, сформированное в определенных геологических условиях, несет прежде всего информацию об этих условиях, что в той или иной мере фиксируется в его составе и физических характеристиках. Использование его в качестве объекта сравнения и корреляции предусматривает

сопоставимый структурный и тектонический режим исследуемой территории, что возможно лишь в пределах конкретных тектонических блоков щита. Однако между блоками и структурными зонами щита существуют довольно контрастные различия, что не может не сказаться как на характере развитых в их пределах петротипов пород, так и на их составе и физических свойствах. В то же время парагенетические ассоциации пород, составляющие формации, фиксируя прежде всего тектонический режим формирования территории, более пригодны в качестве объекта межблокового сопоставления. Еще в большей степени это касается формационных рядов. Естественно, что при подобного рода исследованиях характер представления геохимической и петрофизической информации должен быть отличным, по сравнению с петротипами; ведущее место должны занять соответствующие модели сравниваемых формаций и формационных рядов, их обобщенная характеристика информативных признаков и их сочетаний, физические поля и др.

Подобные исследования позволят получить новую разностороннюю информацию и решить ряд важных вопросов геологического строения, стратиграфии и металлогении Украинского щита.

Поступила в редакцию 10.05.79

*M. I. Tolstoj*

ON THE PROBLEM OF REGIONAL GEOCHEMICAL  
AND PETROPHYSICAL INVESTIGATIONS  
ON THE UKRAINIAN SHIELD

In the article it is considered the main questions of geological investigations on the Ukrainian Shield and done in this connection the main directions of development of regional petrophysical and geochemical studying. It is marked the necessity of complex petrophysical and geochemical investigation of the main petrotypes and formations of Shield with using of the same methods of sampling, analysis and mathematic treatment of information.

УДК 550.84:552.53

В. С. ЗАИКА-НОВАЦКИЙ, д-р геол. наук,  
Киевский университет

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ  
И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Современный структурный анализ — это единственное средство, позволяющее выявлять структурные соотношения в самых толщах горных пород, устанавливать последовательность деформаций и их связь с другими, параллельно протекавшими или наложенными процессами и тем самым независимыми пу-

тами проверять данные стратиграфии, уточнять последовательность магматических фаз, стадий метаморфизма и рудогенеза.

К сожалению, структурный анализ в практике региональных, в частности, петрофизических, петро- и геохимических исследований, используется еще далеко не достаточно (либо не применяется вообще), и настоящая статья имеет целью привлечь внимание специалистов к его возможностям, в первую очередь в условиях Украинского щита (УЩ).

Целенаправленное изучение метаморфических комплексов должно основываться на структурном и формационном анализах как на главных, определяющих методах, выявляющих объективную картину геологического строения во всей его сложности и многообразии.

Опробование горных пород должно быть подчинено стратиграфическому разрезу. Подразделения его в свою очередь должны опираться на четко обособленные стратотипы свит, условия залегания которых в должной мере расшифрованы. Обособление свит суперкрустальных пород производится при помощи установления природных парагенезисов (формаций), поскольку «петрографические исследования, даже самые углубленные, сами по себе мало перспективны и имеют вспомогательное значение при изучении суперкрустальных толщ» [1, с. 17].

Суперкрустальные толщи с устойчивыми парагенезисами пород — реальные претенденты на роль составных частей стратиграфических разрезов. Вместе с тем парагенетический (формационный) анализ в обязательном порядке должен сопровождаться детальным структурным анализом, без которого невозможна оценка реальной мощности и установление нормальной последовательности залегания суперкрустальных пород. Простой пример иллюстрирует сказанное: в опрокинутом и нормальном крыльях складки присутствует один и тот же парагенезис пород, но структурные парагенезисы заведомо различны, что позволяет избежать удвоения разреза и выявить саму складку.

Однако роль структурного анализа для стратиграфии этим не исчерпывается. В силу различных свойств горных пород, различного положения в пределах тектоно-метаморфического и деформационного циклов отдельные формации (свиты) и формационные ряды (серии) различаются не только по своим структурным парагенезисам, но и по степени общей дислоцированности. В этом случае структурные признаки могут, по-видимому, выступать в роли самостоятельного критерия стратиграфического расчленения. Не безнадежным также кажется стремление создавать структурные модели суперкрустальных формаций, в первую очередь тех, которые уже достаточно определено установлены в пределах УЩ. Не приходится сомневаться, что достоверность и объективность стратиграфических подразделений и их соотношений между собой внутри сводного страти-

графического разреза того или иного блока УЩ в результате структурного анализа существенно возрастет.

Таким образом, структурно-формационный анализ должен рассматриваться как имеющий первостепенное значение в разработке стратиграфии — основы региональных исследований, в том числе петрофизических и геохимических.

Суперкрустальным толщам присуща сложная неоднократно повторяющаяся деформация и, как следствие, наложенные, преимущественно складчатые структуры, эволюционирующие во времени в течение тектонометаморфического цикла. Структурная эволюция метаморфических комплексов начинается с появления системы лежачих складок и пластовой сланцеватости, затем формируется совокупность крупных и дополнительных крутых складок, завершают их жесткие деформации.

Установление последовательных этапов деформационного цикла открывает путь для создания относительной временной шкалы структурных форм, которая, будучи не зависимой от стратиграфической шкалы, позволяет проверять и уточнять последнюю. Поскольку деформации сопровождаются, предопределяют или наследуют метаморфические, магматические и ультраметаморфические процессы, появляется также возможность привязки к структурной шкале этих процессов и, следовательно, возможность рассматривать их в совокупности, во взаимосвязи, вскрывать их природу. Эти соотношения подводят нас к ряду принципиально важных выводов, значение которых трудно переоценить. В частности, данные экзогенно-метаморфической геологии докембрия свидетельствуют о том, что региональному метаморфизму подвергались преимущественно первично-седиментогенные породы. Наиболее древние складчатые деформации накладываются на уже метаморфизованные породы, и, следовательно, в истории Земли, по-видимому, был этап глобального метаморфизма. Доказано также распространение «доинверсионных» мигматитов. Эти факты, безусловно, имеют в равной степени принципиальное значение как для исторической геотектоники, так и для картирования суперкрустальных образований.

Структурный анализ обычно применяется в форме геометризации и статистической обработки многочисленных замеров линейных и плоскостных структурных элементов в обнажениях и ориентированных шлифах. Полученные таким образом данные обычно используются для выявления систем разновозрастных и разноориентированных трещин и соответствующих им полей напряжений. Реже реконструируются оси напряжений по элементам складок и разрывным нарушениям. Разработан также ряд других геометрических способов структурного анализа. Но сравнительно мало в практике региональных исследований используются данные о структурных парагенезисах — важнейшего аспекта структурного анализа.

Под структурным парагенезисом понимают набор взаимосвязанных и взаимообусловленных разнообразных структур и их элементов, возникших на данном этапе деформации. Например, при образовании складок синхронно формируются сланцеватость (кливаж), трещиноватость и зеркала скольжения, линейные, микроструктурные и другие элементы, каждый из которых определенным образом ориентирован в складке и относительно друг друга. Очевидно, установив хотя бы один из этих закономерно сочетающихся структурных элементов, можно пытаться восстановить общую картину материнской структуры. В этом сила и большие перспективы практического применения структурного парагенезиса в практике региональных исследований.

Наконец, чрезвычайно важно, что применение структурного анализа, как и формационного, в конкретных условиях УЩ раскрывает широкие перспективы для освещения металлогенической или даже минерагенической специализации соответствующих структур и формаций, так как и те и другие специфичны по своей природе и процесс их становления происходит параллельно с процессом минерагении. Достаточно часто структурообразование и возникновение формаций одновременно являются и формой рудообразования. Так, форма рудного тела Никитовского месторождения удивительно напоминает знаменитую «бабочку» — изображение поля напряжений в двумерном пространстве, полученное путем моделирования и последующего изучения деформированной модели в поляризованном свете [2]; металлогеническое значение некоторых формаций, например Побужья, ни у кого не вызывает сомнения.

Важно также, что структурный анализ одновременно является и методом установления и расшифровки структур рудных полей, научным обоснованием поискового прогноза как на плоскости, так и на глубину, дает дополнительные сведения для изображения геологического строения в пределах закрытых участков.

Существенно важной проблемой все еще остается вопрос о методах картирования межблочных швов, которые обычно изображаются ничего не значащими красными линиями даже на детальных картах. Движения по этим швам, и в первую очередь по зонам глубинных разломов, неизбежно создают специфические структурные парагенезисы, выявление которых и есть выявление самих разломов, после чего картирование уже не представляет трудностей, так как известен объект картирования. Дискуссионный вопрос о ширине зон глубинных разломов сводится при этом к установлению ширины зоны распространения данного «разломного» структурного парагенезиса.

Структурный анализ весьма трудоемкий и требует значительных затрат времени. Сокращение этих затрат возможно на основе сращивания структурного анализа и петрофизических данных и последующего использования результатов для интерпретации региональных геофизических съемок.

Для внедрения структурного анализа в практику региональных работ, в том числе при региональном целенаправленном пробоотборе, нужно будет провести некоторые организационные мероприятия, в частности отработку приемов структурных наблюдений на специально выбранных полигонах с последующим проведением соответствующего семинара для заинтересованных специалистов; создать методическое пособие по структурному анализу и использованию его при различных видах исследований в конкретных условиях различных блоков УЩ.

1. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов, 1975. 240 с. 2. Токовенко В. С. Тектонофизические условия формирования Никитовских купольных структур и ртутное оруденение Донецкого кряжа. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1968. 14 с.

Поступила в редакцию 24.04.79

V. S. Zaika-Novackij

### STRUCTURAL ANALYSIS FOR REGIONAL GEOCHEMICAL AND PETROPHYSICAL INVESTIGATIONS

In this article the perspectives of application of the method structural analysis on the Ukrainian Shield for petrophysical and geochemical investigations is considered.

УДК 550.8.001

С. В. МЕТАЛИДИ, гл. геолог,  
Трест «Киевгеология»,  
Н. И. ЛЕБЕДЬ, гл. геолог, КГЭ

### О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА УКРАИНСКОМ ЩИТЕ

Как известно, основные мировые минерально-сырьевые ресурсы железа, никеля, кобальта, меди, редких металлов и ряда других элементов связаны с докембрийскими щитами. Поэтому естественно предполагать, что и Украинский щит не является исключением в этом отношении. Подтверждением служат крупнейшие в мире месторождения железа Кривого Рога, обнаруженные в последние годы месторождения редких металлов и редкоземельно-фосфорных руд новых генетических типов и др.

Тем не менее даже поверхностное сравнение выявленных месторождений Канадского, Африканского, Балтийского и Украинского щитов свидетельствует о низкой продуктивности последнего. Такое положение объясняется явно недостаточной изученностью УЩ.

На протяжении длительного времени щит исследовали с помощью геологических съемок масштаба 1:200 000 и 1:50 000 без достаточного учета геофизических и геохимических данных. Издаваемые геологические карты даже по верхнему структурному

ярусу не удовлетворяли масштабу съемки, а по нижнему этажу — едва ли соответствовали масштабу 1:1000 000 и 1:500 000 и только в районах известных месторождений, рудных узлов и полей отвечали масштабу 1:200 000 и 1:50 000. Низка была и глубинность исследований. Картировочное бурение скважин с углублением в кристаллические породы на 1—5 и даже 10—15 м не давало достаточного материала для уверенных построений, выяснения геолого-структурного положения района, установления закономерностей размещения полезных ископаемых и выделения прогнозных перспективных участков для постановки поисковых работ.

Такое состояние геологической съемки создало серьезную угрозу обеспеченности поисковых и разведочных работ даже на известные и традиционные для щита виды сырья, не говоря об открытии новых генетических типов оруденения. В то же время реальные возможности выявления на Украинском щите месторождений фосфорного сырья, никеля, редких металлов, молибдена, меди, свинца, цинка и ряда других элементов имеются. Подтверждением может служить открытие редкometальных и редкоземельно-фосфорных месторождений. В 1975 г. было принято решение о резком расширении геологосъемочных работ на щите и, в первую очередь, о повышении глубинности съемки, усиливании поисковой направленности геологического картирования, повышения качества обобщения материалов и научного прогнозирования — в целом повышения геологической и экономической эффективности работ. Этим решением и разработанным на его основе координационным планом поставлена задача широкого развития геохимических, металлогенических и других исследований. В соответствии с этим в последние годы значительно возросли ассигнования на геологическую съемку, что создало реальные предпосылки для реализации указанных планов.

Задача повышения эффективности геологических работ заключается в грамотном выборе комплекса методов исследований, в смелом внедрении в практику новых научно обоснованных идей, нового фактического материала, новых, более эффективных технических средств, новых методов лабораторного анализа и математизации геологического исследования.

Мы остановимся на одном из аспектов общей задачи усиления поисковой направленности работ — расширении геохимических исследований, играющих особо важную роль в условиях щита в связи с тем, что он почти полностью закрыт мезокайнозойскими отложениями.

Геохимические методы поисков при умелом их выборе и в комплексе с другими видами исследований применительно к конкретной геологической, ландшафтной и гидрогеологической обстановке могут дать значительный эффект при очень малых, по сравнению со стоимостью буровых работ, затратах.

До настоящего времени, к сожалению, некоторая часть геологов скептически относится к геохимическим исследованиям. В связи с этим хотелось бы обратить внимание, прежде всего геологов-съемщиков, на настоятельную необходимость и целесообразность постановки широких геохимических исследований на всех стадиях геологических работ — от геологического картирования до разведки, с постановкой различных задач: петрологических, стратиграфических, оценки геохимической и металлогенической специализации пород и комплексов, потенциальной рудоносности, металлогенических зон, площадей и аномалий до прогнозирования глубоких горизонтов известных месторождений.

Что же сдерживает развитие геохимических исследований на Украинском щите?

Во-первых, неблагоприятные в целом условия выполнения работ (значительная мощность наносов, широкое развитие техногенных ландшафтов, заболоченность северной части территории и др.). Во-вторых, постановка геохимических исследований без учета ландшафтного районирования территории, недостаточная обоснованность выбора методов работ. В частности, этим можно объяснить кажущуюся низкую результативность литогеохимических поисков по вторичным ореолам и особенно потокам рассеяния. В-третьих, недостаточная чувствительность и точность определения содержаний ряда важных элементов ( $Zn$ ,  $As$ ,  $Sb$ ,  $Tl$ ,  $Cu$  и др.) при массовом полуколичественном спектральном анализе; довольно высокая стоимость анализа на эти элементы другими (специальными) методами; порочная тенденция сокращения круга анализируемых элементов. В-четвертых, недостаточные ассигнования, выделяемые для проведения геохимических исследований. В-пятых, слабое комплексирование геохимических исследований с геофизическими, дистанционными и другими методами.

Каковы же общие задачи геохимических исследований на ближайшие годы применительно к северо-западной и центральной частям щита?

Основная задача геохимических исследований вытекает из цели повышения геологической эффективности поисково-съемочных работ на Украинском щите. Это прежде всего концентрация работ на перспективных по общегеологическим данным площадях региона.

К числу таких площадей следует отнести: 1) обрамление Коростенского и Корсунь-Новомиргородского plutонов (исследование на редкие металлы, свинец, цинк и др.); 2) Коростенский и Корсунь-Новомиргородский plutоны (на титан, апатит, никель, пьезооптическое сырье); 3) Белокоровичская и Овручская структуры (на цирконий); 4) Побужье (на сульфидный никель, кобальт, медь); 5) Подольская зона (на флюорит, ртуть); 6) Сущано-Пержанская тектоническая зона (ред-

кие металлы); 7) Канев-Звенигородская депрессия (на каскадерит).

Кроме указанных зон большой интерес представляет ряд известных проявлений молибдена, меди, щелочные породы с апатитом, требующие незамедлительного изучения.

Исследование перспектив этих площадей в большей степени зависит от обоснованного и качественного выполнения на них комплекса геохимических и геофизических методов поисков.

Основные задачи геохимических исследований на указанных площадях, а в дальнейшем и на всей площасти щита, заключаются в следующем:

1. Комплексное изучение всей речной сети в масштабе 1:200 000 (метод донных проб, шлихогеохимическое и гидрохимическое опробование и опробование коренных пород вдоль речной сети). В каждом районе таким исследованиям должны предшествовать опытно-методические работы, направленные на изучение возможностей каждого из методов, выяснение степени технической зараженности вод и осадков и уточнение методики отбора проб в этом районе.

2. Региональные ландшафтно-геохимические исследования масштаба 1:200 000 с последующим районированием территории по ландшафтным признакам.

3. Специальные опытно-методические работы по определению для каждого ландшафтно-геохимического района наиболее эффективного комплекса геохимических методов поисков (поверхностных и глубинных литогеохимических, атмо-, био- и гидро-геохимических).

4. Массовое геохимическое опробование в масштабе 1:50 000—1:25 000 площадей. В каждом случае начинать работу с детального опробования и изучения нескольких профилей, секущих наиболее перспективные участки, структуры или аномалии с целью уточнения комплекса методов, представительного горизонта (вида) опробования и т. д.

5. Оценка перспектив известных и вновь выявленных аномалий детальным геохимическим опробованием с широким привлечением геофизических и геологических методов и минералогических критериев.

6. Улучшение лабораторной базы, обеспечивающей экспрессный анализ проб на достаточно широкий круг химических элементов с необходимой (околокларковой) чувствительностью, точностью (воспроизводимостью) и правильностью. Для последнего необходимо срочное создание и внедрение геохимических стандартов горных пород.

7. Стандартизация и математизация всей обработки геохимической информации с использованием ЭВМ.

Поисковая эффективность геохимических методов может быть обеспечена только в случае выполнения этих работ хорошо подготовленными кадрами в составе специализированных орга-

низаций (геохимических отрядов, партий); постоянного комплексирования на всех стадиях работ геохимических методов с другими геологическими и геофизическими методами.

Поступила в редакцию 28.05.79

S. V. Metalidi, N. I. Lebed'

THE NEAREST PROBLEMS ON THE DEVELOPMENT  
OF GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS  
ON THE UKRAINIAN SHIELD

The rise of effectiveness of prospecting in the central and north-western part of the Ukrainian Shield demand of the installation new methods of research, in particular geochemical methods and the rational complex its. Methods of geochemical investigations is proposed.

УДК 550.8

Н. Н. ЖУКОВ, канд. техн. наук,  
Киевский университет

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ  
В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Под математическим моделированием понимается исследование процессов или явлений путем построения их математических моделей. В его основу положена идентичность соотношений между переменными оригинала и модели. Эффективность модели обусловливается степенью этой идентичности и теми возможностями, которые она предоставляет при решении задач, а также достоверностью этих решений.

Принятая модель не всегда бывает в достаточной степени точной и полной. Обычно в дальнейшем она усовершенствуется с учетом более точных представлений о структуре изучаемого явления и его особенностях. Моделирование в геологии — последовательный процесс, на каждой стадии которого проверяется пригодность модели с точки зрения тех требований, которые диктуются задачей исследования. Выбор модели определяется прежде всего этой задачей, характером изучаемого явления, а достоверность решения — степенью адекватности оригинала и модели в той мере, в какой она может оказывать влияние на результат решения. Это обуславливает необходимость проверки согласия модели с описываемым множеством.

Статистическими моделями объекта служат описания множеств значений, которые принимают признаки объекта, средствами, понятиями и методами теории вероятностей, математической статистики и родственных дисциплин. Статистический характер модели объясняется тем, что какой-либо одной характеристике объекта соответствуют множество значений сигнала (т. е. совокупности признаков).

Простейшей распространенной статистической моделью геохимического признака является случайная величина, с которой нередко отождествляется понятие распределения. Ее особенность — оторванность признака от точек пространства, в которых он фиксируется. В геохимических исследованиях распространены, как правило, логнормальные, обобщенно-логнормальные или нормальные распределения. Адекватность подобной модели обеспечивается критериями согласия. Будучи весьма простой, она обусловливает относительно узкий круг вопросов, которые могут быть решены на ее основе. Это расчет числовых характеристик распределения, оценка их достоверности, а также оценки плотности и функции распределения, позволяющие достаточно уверенно судить о распределении признака в пределах области его наблюдаемых значений. Эти оценки обладают, однако, слабыми возможностями аппроксимации закона распределения за пределами этой области. Например, с помощью оценки плотности распределения содержаний химического элемента можно рассчитать площадь той части участка, на которой эти содержания превышают заданный уровень концентраций химического элемента. Ясно, что такой расчет не будет обоснованным для уровней, далеко выходящих за пределы интервала наблюденных значений. Правдоподобные предположения о структуре случайной величины, используемой в качестве модели, позволяют расширить круг задач и одновременно уточнить получаемые статистические выводы. Например, результат измерения  $\eta$  признака можно представить в виде

$$\eta = \xi + \Delta + m_s, \quad (1)$$

где  $\xi$  — случайная величина, служащая моделью природного распределения показателя;  $\Delta$  — случайная величина с нулевым математическим ожиданием, представляющая собой отклонение за счет ошибки измерения;  $m_s$  — систематическая погрешность, учитывающая факторы времени, различных лабораторий и т. д.

Распределение  $\xi$  может подвергнуться значительнымискажениям из-за влияния  $\Delta$  и  $m_s$ . Так, при сравнении распределений характеристику различия вида

$$k = 1 - \int_{-\infty}^{\infty} \min(p_1(x), p_2(x)) dx \quad (2)$$

вычисляют по гистограммам суммированием их общих частей. В том случае, когда дисперсия  $\Delta$  сравнима с дисперсией  $\eta$ , необходимо избавить наблюдаемое распределение от искажений, внесенных процедурой измерений, и лишь после этого рассчитывать величину  $k$ .

Модель (1) позволяет рассчитывать уточненные оценки параметров с учетом распределения ошибок измерений, а также

спланировать эксперимент по оценке погрешностей измерений [5].

Ясно, что учет систематического смещения и случайной составляющей ошибок измерений безусловно необходим при хранении информации в ИПС с тем, чтобы обеспечить возможность сравнительного анализа данных, полученных в разное время и в разных лабораториях.

Структура случайной величины, служащая в качестве модели распределения геохимического признака, позволяет учесть основные факторы, определяющие изучаемое распределение. Общий вид такой модели

$$\eta = f(\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k), \quad (3)$$

где  $\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_k$  — компоненты распределения, обусловливаемые отмечаемыми факторами. К такому типу относится, например, модель вида

$$\eta = \xi_r + \xi_l + \xi_f + \Delta, \quad (4)$$

где  $\xi_r$  — региональная составляющая, обусловленная условиями формирования, залегания и особенностями строения геологического тела, колебания которой проявляются на больших площадях или объемах;  $\xi_l$  — локальная составляющая, обусловленная поздне- и послемагматическими и другими процессами, имеющими локальный характер;  $\xi_f$  — флуктуация показателя, вызванная структурно-текстурными неоднородностями пород;  $\Delta$  — отклонение результата измерения от истинного значения.

Эта модель может использоваться при планировании оптимального способа опробования. Анализ соотношений между дисперсиями составных частей в модели (4) дает возможность оценить вклад (долевое участие) каждого фактора в распределение признака при различных схемах опробования и выбрать среди них наиболее рациональный. Несколько иной тип аддитивных моделей подобного вида (моделей дисперсионного анализа) —

$$\eta_j = m_j + \Delta_j \quad (5)$$

(для  $j$ -й точки опробования) позволяет решать задачи, связанные с определением выборочного плана распределения точек опробования. Важно подчеркнуть, что этот план зависит от поставленной задачи. Так, если предстоит решать задачи сопоставления и классификации и для этого надо потребовать равную представительность оценок средних значений, вычисляемых по  $k$  объектам сопоставления, то нужно распределить общий объем опробования  $n$  по ним так:

$$n_j = n D_j / \sum_{j=1}^k D_j, \quad (6)$$

и убедиться в том, что на каждом участке возможно такое распределение пунктов опробования, при котором наблюдения окажутся независимыми.

Соблюдение заданной точности  $A$  оценки в пределах каждого из участков обеспечивает условие

$$n_j = D_j u^2 / A^2, \quad (7)$$

где  $u$  — коэффициент, учитывающий уровень доверительной вероятности.

Оптимальное распределение пунктов опробования по  $k$  участкам, слагающим область опробования, при общей оценке среднего определяется из условия

$$n_j = n \sqrt{D_j} / \sum_{i=1}^k \sqrt{D_i}. \quad (8)$$

Модель (5) можно использовать при составлении выборочных планов и в тех ситуациях, когда условия опробования не одинаковы. В этом случае требование оптимальности должно исходить из условия минимума затрат при заданной точности или, наоборот, наилучшей точности при заданных затратах. Упрощенный вариант такого решения состоит в следующем.

Если  $C_j$  — затраты, приходящиеся на один пункт наблюдения в пределах участка площадью  $S_j$ , то распределение общего количества  $N$  проб по участкам будет определяться так:

$$n_j = N \sqrt{D_j C_j^{-1}} / \sum_{i=1}^k \sqrt{C_i D_i}, \quad (9)$$

в предположении независимости наблюдений в пределах каждого участка. Аналогичное решение задачи возможно и в случае зависимых наблюдений. В работе [6] приводится и такой пример использования модели дисперсионного анализа. Если  $C_1$  — стоимость определения положения и оконтуривания единичного участка, а  $C_2$  — стоимость одного наблюдения, то количество  $l$  проб для одного участка определяется в виде

$$l = \sqrt{D_h C_1} / \sqrt{D_l C_2}, \quad (10)$$

где  $D_h$  — дисперсия «между участками»,  $D_l$  — дисперсия в пределах участков.

Многомерные статистические модели служат той основой, на которой базируется использование в геологических приложениях мощного аппарата многомерного статистического анализа. Преимущество, которое дают многомерные статистические модели, — возможность совместного изучения целого ряда геохимических характеристик в их взаимосвязях друг с другом. Эти модели, как правило, предусматривают применение ЭВМ.

Многомерные статистические процедуры для большинства задач разработаны при некоторых ограничениях, главными из которых являются, по-видимому, требование нормальности многомерного распределения и большой объем наблюдений, необходимых для получения устойчивых результатов. Тем не менее многомерные статистические методы широко применяются при геохимических исследованиях, так как в большинстве задач приходится считаться с различными факторами, проявляющими во взаимосвязях отдельных компонент, зачастую слабыми уровнями сигналов для отдельных компонент, которые могут быть усилены за счет соответствующих преобразований многомерных распределений и т. д.

В простейшем виде многомерная статистическая модель представляет собой случайный вектор, составленный из обычных одномерных случайных величин:

$$\vec{\xi} = \{\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_m\}'. \quad (11)$$

Размерность  $m$  этого случайного вектора определяется числом привлекаемых для изучения геохимических признаков. Выделяют шесть типов задач многомерного анализа, которые могут решаться на основе этой модели.

1. Задачи корреляции. Разработанные статистические модели обеспечивают исчерпывающий анализ парной, частной и множественной корреляции, а также решение задачи линейного прогноза в случае многомерного нормального распределения. В классическом аппарате корреляционного анализа модель корреляционной зависимости предусматривает линейный вид регрессии со случайным отклонением  $\Delta$ , не зависящим от признаков, участвующих в регрессии:

$$\xi_{k+1} = \sum_{j=1}^k a_j \xi_j + a_{k+1} + \Delta. \quad (12)$$

Линейность регрессии обеспечивает условие совместного нормального распределения величин, участвующих в корреляционной зависимости. Отклонения от этой гипотезы могут приводить к значительным погрешностям в выводах относительно коэффициентов регрессии и оценке тесноты связей. Между тем даже нормальность распределения каждой компоненты в отдельности еще не гарантирует совместного нормального распределения. Даже одно выделяющееся наблюдение в выборке может значительно искажить корреляционную картину.

Самостоятельную проблему представляет собой статистическое исследование качественных признаков, т. е. признаков с номинальной шкалой измерений, для которых корреляционный аппарат не приспособлен. Однако такие признаки играют большую роль, и набор их может быть очень большим. В информа-

ционно-поисковых системах указанные признаки должны использоваться наравне с количественными (т. е. имеющими измерительную шкалу отношений). В связи с этим особое значение приобретают непараметрические методы математической статистики — критерии сопряженности, ранговые, серийные критерии и т. п. Такой подход обеспечивает возможность решения задач сопоставления, корреляции и классификации геологических образований не только по количественным показателям состава и свойств горных пород, но и по структурным, текстурным и минералогическим особенностям. Большое количество таких признаков не будет препятствием для оперативной обработки, если предусмотреть соответствующее кодирование их состояний и использовать ЭВМ. Особый интерес представляет анализ этих данных наряду с признаками, имеющими шкалы отношений для отбора их информативных сочетаний при построении классификационных процедур.

При решении корреляционных задач по качественным признакам можно опираться на расчет условных вероятностей, а также на критерии сопряженности. Для изучения зависимостей между качественными и количественными признаками статистической теорией предусматривается анализ, основанный на оценках условных распределений, который требует, впрочем, больших объемов наблюдений.

2. Аналоги одномерных статистических задач теории оценок и проверки статистических гипотез. К этому типу относится группа вопросов теории оценок и проверки гипотез, аналогичных соответствующим задачам одномерного анализа, таких, как задача идентификации (проверка принадлежности случайного вектора определенной совокупности или равенства его математического ожидания заданному вектору); сравнение распределений путем проверки статистических гипотез и т. д.

Задача идентификации возникает при проверке гипотезы об аномальности вектора, составленного из геохимических признаков. Наряду с упрощенными моделями, основанными на расчёте евклидова расстояния с масштабными множителями, можно применить более тонкие критерии, учитывающие и корреляционные аномалии. Используемая в этом случае модель основана на том предположении, что

$$\vec{F}(\vec{\xi}) = \{f_1(\xi_1), f_2(\xi_2), \dots, f_m(\xi_m)\}' \quad (13)$$

при отсутствии аномалий распределяется нормально. Критерий строится с помощью оценок математического ожидания  $\vec{m} = \vec{M}\vec{F}(\vec{\xi})$  и ковариационной матрицы  $B = \vec{M}(\vec{F}(\vec{\xi}) - \vec{m})(\vec{F}(\vec{\xi}) - \vec{m})'$ . Если

$$(\vec{F}(y) - \vec{m})' B^{-1} (\vec{F}(y) - \vec{m}) \geq \chi_q^2(m), \quad (14)$$

то  $y = \{y_1, y_2, \dots, y_m\}'$  признается аномальным. Здесь  $y_i$  — наблюдение  $i$ -го показателя ( $\xi_i$ ),  $x_q^2(m)$  — квантиль порядка  $q$  распределения  $\chi^2$  с  $m$  степенями свободы,  $q = 1 - \alpha$ ,  $\alpha$  — уровень значимости критической области. Подобно этому решается задача о тождественности многомерных средних для двух объектов с помощью обобщенного критерия  $T^2$ , для которого, впрочем, имеются жесткие ограничения [1], а также задача сравнения ковариационных матриц. Такой подход к задаче сопоставления геологических объектов по комплексу геохимических признаков имеет некоторые недостатки: результат зависит от объема выборок, уровня значимости критической области и требует хороших нормализующих преобразований. В случае наличия качественных признаков этот способ вообще неприменим.

Единой мерой для сравнения как качественных, так и количественных признаков может служить непараметрическая мера, совпадающая с величиной  $k$  (2) для количественных (непрерывных) признаков и представляющая собой сумму вида

$$k_d = 1 - \sum_{j=1}^m \min(p_j^{(1)}, p_j^{(2)}) \quad (15)$$

для качественных признаков. В формуле (15)  $p_j^{(1)}$  и  $p_j^{(2)}$  — вероятности  $j$ -го состояния признака двух сравниваемых распределений.

Этот метод позволяет выделить систему наиболее информативных признаков для последующих диагностических процедур. На той же основе можно построить аналогичную меру для комплекса признаков, определив сумму вероятностей ошибок классификации по двум сравниваемым классам, осуществляющей критерием Неймана—Пирсона в предположении одинаковых априорных вероятностей и цен ошибок.

3. Преобразования системы координат признакового пространства (задача метода главных компонент Хотелинга) и связанные с этим задачи факторного анализа.

Сущность метода главных компонент сводится к отысканию поворота координатных осей таким образом, чтобы в получившейся системе ковариационная матрица была диагональна. Это равнозначно определению последовательных взаимно некоррелированных линейных комбинаций нормализованных случайных величин так, чтобы их дисперсии были максимальны. Указанная процедура приводит к «сжатию» информации, содержащейся в корреляционной матрице. В основе факторного анализа лежит предположение о том, что наблюдаемые показатели являются лишь косвенными характеристиками геологического образования и существуют внутренние, не наблюдаемые непосредственно параметры (факторы), число которых относительно невелико, и вместе с тем они определяют значения наблюдаемых показателей.

лей. Сами факторы при этом остаются неизвестными и подлежат интерпретации, однако для каждой точки наблюдения значения факторов могут быть указаны, как и соответствующие разложения по этим факторам.

В факторном анализе используются две основные модели. В первой, лежащей в основе метода Хотелинга, используется представление [6]:

$$\xi_j = \sum_{i=1}^k a_{ji} F_i \quad (j = \overline{1, m}), \quad (16)$$

где  $F_i$  — факторы. Каждый фактор дает максимально возможный вклад в дисперсию  $\xi_j$ , они некоррелированы, и их дисперсии убывают.

Модель классического факторного анализа, в отличие от компонентной модели, направленной на максимизацию дисперсии, обеспечивает наилучшую аппроксимацию корреляций. Она имеет вид

$$\xi_j = \sum_{i=1}^k a_{ji} F_i + d_j U_j \quad (j = \overline{1, m}), \quad (17)$$

где  $F_i$  — факторы ( $k \leq m$ );  $a_{ji}$  — факторные нагрузки;  $U_j$  — так называемый характерный фактор, учитывающий оставшуюся от определяемой факторами  $F_i$  дисперсию.

Факторный анализ позволяет получить важные характеристики [8]: полный вклад фактора в суммарную дисперсию параметров; общность отдельных параметров — суммы квадратов факторных нагрузок; надежность параметра, рассчитываемую с учетом доли дисперсии, вносимой ошибками анализа; специфичность параметра. Следует отметить характерную особенность классической факторной модели — неоднозначность факторных нагрузок, связанную с тем, что факторное решение, определяя  $k$ -мерное пространство, натянутое на факторы, не определяет базиса, т. е. самих факторов. Исключение составляет лишь метод главных компонент. Эта неопределенность обуславливает сложность интерпретации. Приходится прибегать к процедурам типа «вращения» найденной системы факторов, достаточно хорошо описывающей выборку, для того чтобы получилась правдоподобно интерпретируемая система.

4. Задача классификации и сопутствующие вопросы. Сюда относится построение решающего правила, анализ информативности признаков и их сочетаний, характеристика критерия классификации с точки зрения его близости к оптимальному критерию, оценка достоверности результатов диагностики и т. п. На задаче классификации нет необходимости подробно останавливаться. Имеется много разработок и программ, которые используются в системах обработки данных.

К наиболее важным вопросам этой области относятся: выбор наиболее эффективного решающего правила; оптимальная подготовка задачи; отбор информативных признаков; критерии для сравнения эффективности решающих правил. Основные требования к алгоритму классификации сводятся к следующему:

- 1) минимум ошибок классификаций, близость решающего правила к теоретически оптимальному критерию;
- 2) минимальные ограничения на число классов, распределения и характер показателей, минимальные требования к объему обучающих выборок;
- 3) эффективность использования машинного времени;
- 4) возможность оценки достоверности классификации, а также «внутренней» или «внешней» принадлежности;
- 5) возможность работы с качественными показателями;
- 6) возможность варьировать «весом» показателей в решающем правиле или исключения, замены одних другими;
- 7) возможность учета «цен» ошибок и реализации критерия по принципу минимума затрат, связанных с ошибками классификации.

В связи с последним нужно отметить особую важность рассмотрения любой задачи и под упомянутым эконометрическим углом зрения, с расчетом на оптимальность решения в смысле максимального выигрыша или минимальных затрат. Речь идет об оптимальности распределения ресурсов с целью оптимизации работ на этапе планирования, учете стоимости того или иного вида исследований и даваемой этим видом информации.

5. Задача разделения неоднородной совокупности. В этой задаче используется модель смешанного многомерного распределения, плотность которого имеет вид

$$p(\vec{x}) = \sum_{j=1}^t \alpha_j p_j(\vec{x}), \quad (18)$$

где  $p_j(\vec{x})$  — плотность распределения  $\xi$  в предположении принадлежности некоторому классу  $Q_j$ ;  $\alpha_j$  — доля класса  $Q_j$  в смешанной совокупности  $\left( \sum_{j=1}^t \alpha_j = 1, \alpha_j \geq 0 \right)$ .

Задача сводится к нахождению оценок коэффициентов  $\alpha_j$  и параметров, определяющих плотности распределения  $p_j(\vec{x})$ . Следует, однако, отметить, что практическая реализация этой модели затруднена из-за необходимости заранее указывать вид частных распределений и их число, а также из-за сложности вычислительной процедуры. Более перспективны многомерные непараметрические методы. Роль этих методов особенно важна при классификационном анализе материалов геохимического опробования с привлечением качественных геологических призна-

ков, так как позволяет учесть их совместное поведение при выделении групп родственных образований и групп, наиболее отличающихся друг от друга. Эти методы можно использовать и для интерпретации корреляционной матрицы (выделение групп связанных признаков) [7]. Надо подчеркнуть, что при использовании для подобных построений результатов спектрального анализа химических элементов необходим тщательный учет корреляций, наведенных в процессе измерений.

Существует достаточно большое число эффективных алгоритмов кластер-анализа [3, 4], среди которых выделяются две группы: разделительные и алгомеративные (объединительные). Имеются также методы, не относящиеся ни к одной из этих групп. Применение всех указанных методов с использованием ЭВМ не вызывает затруднений, а результаты легко поддаются интерпретации. Основные трудности относятся лишь к выбору меры однородности (или различия); установлению параметров, определяющих ее конкретный вид; использованию качественных признаков совместно с количественными.

6. Канонические корреляции. Для интерпретации корреляционной матрицы системы из двух групп признаков используется метод канонических корреляций, который сводится к нахождению в каждой группе линейных комбинаций, обладающих наибольшей корреляцией. Затем отыскивается новая пара ортогональных к первым комбинаций, наиболее связанных между собой и т. д. Обычно значения этих корреляций довольно быстро убывают, что дает возможность ограничиться небольшим числом комбинаций, наиболее четко отражающих связи между обеими группами. Другой прием, не относящийся, впрочем, к методу канонических корреляций, состоит в выборе базисной системы признаков путем последовательного определения показателей, наименее коррелирующих по множественной корреляции с остальными. Соответствующие коэффициенты множественной корреляции будут неубывающими, что и дает возможность ограничиться небольшим числом элементов базиса. Эта же процедура с небольшими дополнениями позволяет построить базис взаимно некоррелированных величин.

При подобных корреляционных построениях существенные уточнения позволяет внести модель вида

$$\vec{\xi} = \vec{\xi}_p + \vec{\Delta}, \quad (19)$$

где  $\vec{\Delta}$  — вектор отклонений ошибок анализа. В этом случае предварительно рассчитывается корреляционная матрица природного распределения  $\vec{\xi}_p$ :

$$R_p = \{r_{ij}^{(p)}\}, \quad r_{ij}^{(p)} = b_{ii}^{(p)} / \sqrt{b_{ii}^{(p)} b_{jj}^{(p)}}, \quad (20)$$

где  $b_{ij}^{(p)}$  — элементы матрицы ковариаций вида

$$B_p = B_\xi - B_\Delta; \quad (21)$$

$B_\xi$  и  $B_\Delta$  — ковариационные матрицы  $\vec{\xi}_p$  и  $\vec{\Delta}$  соответственно.

В матрице  $R_p$  учтены искажения корреляций, вносимых процессом измерений.

Следующая группа статистических моделей основана на использовании понятий теории случайных функций. Эти модели позволяют учесть взаимную корреляцию наблюдений и оценить функциональную составляющую поля наблюдений.

Случайная функция  $\xi(t)$  имеет в качестве своих основных характеристик математическое ожидание и корреляционную функцию:

$$m(t) = M\xi(t), \quad r(t_1, t_2) = M(\xi(t_1) - m(t_1))(\xi(t_2) - m(t_2)). \quad (22)$$

Возможность оценки корреляционной функции по одной реализации обеспечивает предположение о стационарности разности  $\xi(t) - m(t)$ :

$$r(t_1, t_2) = r(t_2 - t_1) = r(t_1 - t_2). \quad (23)$$

Аналогичная модель в двумерном случае — случайное поле имеет вид

$$\xi(x, y) = m(x, y) + \delta(x, y). \quad (24)$$

Возможность оценки корреляционной функции по одной реализации обеспечивается условиями однородности и изотропности случайной составляющей поля  $\delta(x, y)$ . Наконец, еще более общая модель — многомерное случайное поле:

$$\vec{\xi}(x, y) = \vec{m}(x, y) + \vec{\delta}(x, y), \quad (25)$$

а с учетом вектора ошибок измерений —

$$\vec{\xi}(x, y) = \vec{m}(x, y) + \vec{\delta}(x, y) + \vec{\Delta}. \quad (26)$$

При фильтрационных задачах применяется аналогичная модель, с той, однако, разницей что  $m(x, y)$  также предполагается случайным полем (полем-сигналом), а  $\delta(x, y) + \Delta$  интерпретируется как шум. Эти модели легко обобщаются на трехмерный случай, но в силу сложившейся практики обработки геохимических данных наибольшее значение имеют поля на плоскости.

Модель случайное поле обладает хорошей универсальностью и, что особенно важно, в отличие от предыдущих моделей рассматривается не как аналог некоторой генеральной совокупности, оторванной от пунктов наблюдений, а в тесной связи с изучаемым объектом. Это определяет ее основное значение при обработке геохимических данных с целью построения карт и

решении связанных с этим вопросов. В частности, она может использоваться для оценки представительности площадей опробования и определения оптимального способа опробования [5]. Оптимальный способ сборных проб для оценки среднего по участку обеспечивается условием некоррелированности частных проб.

Положив в формуле (22)  $\delta(x, y)$  равным  $\delta$  — случайной величине с нулевым средним, получим обычную регрессионную модель. Ее можно использовать для описания фона геохимического поля в тех случаях, когда отклонения  $\xi(x, y)$  от математического ожидания в пунктах наблюдения взаимно независимы.

Один из важнейших вопросов оценки геохимического поля — критерий выбора модели (т. е. регрессии или обычной случайной величины). Далеко не всегда можно гарантировать, что при равномерном опробовании в одних точках и последующем регрессионном анализе получим тот же результат, что и по данным опробования того же участка в других точках.

В соответствии с формулой (25) для  $i$ -го пункта опробования  $(x_i, y_i)$

$$\xi_i = m_i + \delta_i, \quad (27)$$

где  $\xi_i = \xi(x_i, y_i)$ ,  $m_i = m(x_i, y_i)$ . Проверка гипотезы  $m(x, y) = \text{const}$  сводится к проверке условия  $m_i = \text{const}$  ( $i = 1, n$ ), которую можно осуществить с помощью однофакторного дисперсионного анализа. Аналогично можно проверить адекватность регрессионной модели, оперируя отклонениями наблюдений от регрессии. Возможен иной способ, предлагаемый, например, в работе [2]: оценить тренд полиномом, а затем проверить гипотезу о равенстве нулю коэффициентов при переменных и их степенях. Однако в том случае, когда возможен кусочно-постоянный тренд, предпочтение следует отдать непараметрическому пути решения этой задачи. Такой путь в случае регрессии, зависящей от одной переменной, состоит в проверке взаимной независимости остатков наблюдений. Положительный вывод о значимости таких остатков, т. е. потере независимости отклонений от тренда, должен повлечь за собой необходимость отображения не только тренда, но и остатков от него.

Для оценки значимости параметрической аппроксимации регрессии (в смысле отличия от константы) можно использовать способ, основанный на разделении общей дисперсии наблюдений на компоненты, соответствующие случайным отклонениям от регрессии и изменчивости самой регрессии. Эффект, обусловленный очередным параметром регрессии, можно оценить путем сравнения по F-критерию среднего квадрата отклонений, рассчитанного для регрессии с участием параметра и без него, либо, что, по-видимому, будет точнее, сравнением оценки дисперсии отклонений с локальной дисперсией, включающей также

дисперсию ошибок измерений, в форме, обеспечивающей постоянство дисперсии отклонений.

В целом же выбор модели, учитывающей пространственное распределение геохимического признака, обусловливается прежде всего той целью, для которой предполагается ее использовать. Может оказаться совсем не обязательным добиваться согласования трендовой модели с исходными данными с точностью до случайной составляющей, а лишь исключить с ее помощью самую общую тенденцию с тем, чтобы выделять на ее фоне аномалии. Один из подобных подходов состоит в применении метода гармонического анализа, основанного на теории рядов Фурье, для исследования остатков от грубого сглаживания с помощью линейной функции. Спектральный анализ этих остатков дает возможность получить представление о распределении волн различной длины в этих остатках. Спектральные представления позволяют эффективно решать и задачу фильтрации, в принципе обеспечивая возможность построения оптимального фильтра по типу сглаживания с переменными коэффициентами, рассчитываемыми исходя из анализа корреляционных функций и спектральных плотностей шума и сигнала. Такой фильтр в случае вытянутых аномалий можно рассчитывать для отдельного профиля, а затем, используя взаимную корреляционную функцию, рассчитывать оптимальную структуру фильтрующего окна, обеспечивающую наилучшую фильтрацию по нескольким профилям.

Вид функции математического ожидания (тренда) должен учитывать возможный кусочно-непрерывный характер поля. Оценка указанного тренда представляется трудной задачей. Такой частный случай, как кусочно-постоянная модель, приводит к задаче определения границ, по которым следуют разрывы функции регрессии, что само по себе составляет самостоятельную задачу.

В задаче оценки тренда заслуживает внимания метод, который условно можно назвать методом проверочной совокупности. При этом методе в регрессионный анализ первоначально вовлекается не весь материал, а только его часть. Дисперсия отклонений от регрессии оценивается по оставшейся части наблюдений. Зависимость этой дисперсии от числа независимых параметров функции регрессии должна иметь минимум, который и определит оптимальное число параметров.

К числу эффективных непараметрических методов относится метод Крайга [2], реализующий принцип линейной фильтрации и основанный на использовании модели изотропного случайного поля с постоянным математическим ожиданием. Своевобразие его состоит в том, что оценке подлежит значение реализации случайного поля-сигнала  $\eta(x, y)$  (а не математического ожидания). При этом структура скользящего фильтра определяется условием минимума отклонения линейной оценки от неизвест-

ного значения этого поля в очередной точке карты. Уменьшение дисперсии достигается за счет корреляции между отдельными наблюдениями поля. Оптимальные коэффициенты для некоторой точки  $(x, y)$  определяются из условия минимума

$$D_t = M \left( \sum_{j=1}^k \alpha_j \xi_j - \eta(x, y) \right)^2. \quad (28)$$

Следует подчеркнуть важность фильтрационных методов в связи с бурно развивающимися в настоящее время автоматическими средствами графического отображения, работающими под управлением ЭВМ, и соответствующим математическим обеспечением (сплайн-аппроксимация, полиномиальное, тригонометрическое сглаживание и т. п.). Эти средства обеспечивают возможность изображения поля и его трансформаций в объемном виде, с заранее задаваемыми масштабами и точками обзора. Достоверность выводимых в такой форме результатов зависит, помимо качества фильтрации, от достоверности и объема исходных данных, адекватности используемой для сглаживания модели и других факторов.

При построении геохимических карт изображению может подлежать результат преобразования нескольких геохимических признаков (полиэлементные карты). Универсального преобразования типа линейной комбинации содержаний химических элементов или их логарифмов для этой цели, по-видимому, предложить нельзя. Для поисковых целей можно определить функцию преобразования на основе дискриминантной функции, принимающей максимальные значения в пределах областей поиска (многомерных аномалий) и минимальные — вне их. Вероятно, не лишено смысла при выборе коэффициентов, с которыми следует суммировать содержания химических элементов, руководствоваться идеями,ложенными в основу метода главных компонент.

Как видно из приведенного обзора, статистические модели представляют собой глубокую и гибкую систему представлений для многих задач обработки геохимических данных, обеспечивающих их успешное решение. Более того, среди математических моделей, используемых в прикладных геохимических исследованиях, им принадлежит главное место. Успех широкого внедрения методов, опирающихся на эти модели, зависит от деятельности централизованной службы, оснащенной всем комплексом современных средств обработки и хранения геохимической информации. Эффективность математической обработки геохимических материалов определяется и тем, как ее результаты используются непосредственно пользователями, как последние будут подготовлены для этой работы.

1. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. М., 1963. 500 с.
2. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М., 1977. 571 с.
3. Дюран Б., Одделл П. Кластерный анализ. М., 1977. 127 с.
4. Елисеева И. И., Рукавишников В. О. Группировка, корреляция, распознавание образов. М., 1977. 143 с.
5. Жуков Н. Н. Вероятностно-статистические методы анализа геолого-геофизической информации. Киев, 1975. 303 с.
6. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические методы в геологии. М., 1969. 398 с.
7. Крамбейн У., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М., 1973. 149 с.
8. Харман Г. Современный факторный анализ. М., 1972. 486 с.

Поступила в редакцию 14.04.79

N. N. Zhukov

## STATISTICAL MODELS IN GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS

This article deals with the statistical models, that are using in the mathematical treatment of the geochemical data. The applicability conditions of different models and tasks, in which it is used, were characterized. The methods of solution this is discussed.

The simplified classification of problems, may be solved on the basis of multi-measuring statistical models was given.

# ПРИКЛАДНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

УДК 550.4:551.24(479)

И. М. ОСТАФИЙЧУК, В. Г. МОЛЯВКО, кандидаты геол.-мин. наук,  
Киевский университет

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЭЛЬБРУССКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ) КАК КРИТЕРИЙ ИХ КОМАГМАТИЧНОСТИ

Активизация тектонических движений на Северном Кавказе в неоген-четвертичное время обусловила широкое проявление в Эльбрусской вулканической области магматических процессов: активного вулканизма, преимущественно кислого состава, и, в меньшей степени, гранитоидного магматизма, в частности, в Пшекиш-Тырныаузской зоне. Некоторые исследователи рассматривают продукты орогенного магматизма как единую плиоцен-антропогеновую вулкано-плутоническую формацию [1, 2], ее интрузивные члены представлены гипабиссальными гранитоидами, а эфузивные — субвулканическими телами, лавами, игнимбритами и туфами. Другие авторы относят их к самостоятельным формациям: липаритовой вулканической и гранодиорит-гранитовой малых глубин [9].

Как известно, с гранитоидным магматизмом в пределах Пшекиш-Тырныаузской зоны связывают существование богатого вольфрам-молибденового и сопутствующих сурьмяных, свинцово-сурьмяных оруденений. Сравнительное изучение геохимии эфузивных и интрузивных образований в этих зонах, без сомнения, перспективно для выяснения их петрологических особенностей, установления признаков генетического родства, оценки потенциальной металлоносности, понимания связи магматизма и рудогенезиса и других вопросов.

Поля развития эфузивов в пределах Эльбрусской вулканической области контролируются субмеридиональными разрывными нарушениями и пересечениями их с разломами субширотного простирания. В узлах пересечения поперечных разрывов с разломами Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны локализованы гипабиссальные гранитоиды — эльджуртинские граниты и гранит-порфиры Тырныауза и др.

Наиболее интенсивно вулканическая деятельность проявилась в Эльбрус-Кюгенском и Нижнечегемском вулканических районах. Среди продуктов вулканизма здесь резко преобладают вулканиты игнимбритового типа, липаритового и липаритодалцитового составов, слагающие обширные и мощные (до 2 км) покровы, отдельные лавовые потоки, дайки, некки, штоки и субвулканические тела. Менее распространены (до 5 % общего

объема) основные (до андезитов в Эльбрус-Кюгенском районе) образования.

Вулканическая деятельность в пределах Эльбруссской области продолжалась с конца среднего плиоцена до голоцен. Общий объем вулканических продуктов составляет более 1000 куб. км. В изменении составов вулканитов четко фиксируется антидромная направленность — от липаритов к дацитам и в ряде случаев — к андезитам.

Инtrузивные образования в Пшекиш-Тырныаузской зоне представлены гипабиссальными гранитоидными массивами лакколитообразной или силлоподобной формы, некками и дайками. В пределах рудного поля Тырныауза это молодые биотитовые граниты (1,8 млн. лет по биотиту и 1,9 млн. лет по анортоклазу [2]) Эльджуртинского массива и липариты, образующие три довольно крупных некка и крутопадающие дайки субширотного простириания. Помимо липаритов встречаются криптолипариты, витроандезиты и витрофиры.

Близкий возраст биотитовых гранитов Эльджурты и даек липаритов, особенности распределения в них редких и рудных элементов, как отмечает В. В. Ляхович [5], позволяют рассматривать указанные образования как единую вулканоплатоническую ассоциацию. Большинство исследователей (С. П. Соловьев, Н. А. Хрушев, А. В. Пэк, В. В. Ляхович [5]) считают эльджуртинские граниты и липариты Тырныауза производными одного и того же магматического очага.

С. П. Соловьев (1940), Б. В. Орлов (1936) [5] проводили аналогию между липаритами Тырныауза и липаритами Чегема и Кыртыкского лакколита. Г. Д. Афанасьев (1957) допускал двоякую трактовку субэфузивных пород Тырныауза — это либо остаточные дифференциаты магматического источника, давшего тырныаузские граниты, либо образования, появившиеся вследствие мощного вулканизма, в районе Эльбруса. Е. К. Станкевич [9], однако, счел возможным, учитывая «...специфику состава, сходство условий проявления, условия локализации и время проявления», отнести рассматриваемые магматические породы к трем генетически разнородным формациям: липариты и липарито-дациты Верхнего Чегема — к липаритовой, липарито-дациты и дациты Эльбруса — к андезитовой (!), а липарито-гранитный комплекс Тырныауза и гранодиорит-порфиры интрузии Джунгусу из Верхнечегемского нагорья — к гранодиорит-гранитной формации глубин. По мнению А. М. Борсука [1], вулканическая деятельность и внедрение интрузий в пределах всей Эльбруссской области — процессы, сопряженные во времени, результат эволюции единого гранодиоритового расплава.

Минералого-петрографические характеристики и общие особенности химизма магматических образований Эльбруссской области рассматривались упомянутыми исследователями. Сведения о содержании редких и рудных элементов были отрывоч-

Таблица 1. Химический состав и петрохимические характеристики

магматических образований Эльбруссской вулканической области

Характеристики	I*					II			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Содержания окислов, %									
SiO <sub>2</sub>	70,10	69,76	67,73	69,01	67,11	73,46	72,73	71,61	70,42
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,34	0,41	0,36	0,52	0,29	0,20	0,32	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,75	14,52	15,83	15,29	15,64	12,72	13,71	13,87	14,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	1,09	1,23	1,10	1,25	0,88	1,20	1,21	1,57
FeO	1,08	1,53	1,71	1,48	2,23	0,85	0,88	1,00	1,60
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,12	0,03	0,02
MgO	1,12	1,07	1,12	1,19	1,99	0,38	0,58	0,70	0,73
CaO	1,98	2,36	2,41	2,42	3,55	1,14	1,81	2,04	2,36
Na <sub>2</sub> O	3,10	2,91	3,50	3,28	3,57	3,51	3,41	3,68	4,06
K <sub>2</sub> O	4,24	3,55	3,68	3,66	3,11	4,56	4,10	3,88	3,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,14	0,13	0,16	0,27	0,04	0,09	0,10	0,13
H <sub>2</sub> O	0,59	1,27	0,60	0,66	0,13	0,30	0,42	0,64	0,28
П. п. п.	0,86	1,52	1,19	1,11	0,44	1,96	0,57	0,26	0,38
Сумма	99,63	100,10	99,58	99,76	99,87	100,13	100,02	99,34	100,03

Характеристики	II				III			IV			V		
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20		
SF	2,36	2,62	2,94	2,58	3,48	1,73	2,08	2,21	3,17				
SF/SF+M	0,68	0,71	0,72	0,68	0,64	0,82	0,78	0,76	0,81				
K. o.	0,54	0,42	0,42	0,43	0,36	0,51	0,58	0,55	0,50				
MgO/FeO	1,04	0,70	0,66	0,80	0,89	0,45	0,66	0,70	0,46				
SI	10,3	10,5	13,9	11,1	16,4	3,73	5,70	6,68	6,28				
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,34	6,46	7,18	6,94	6,68	8,07	7,51	7,56	7,72				
ag	0,50	0,44	0,45	0,45	0,42	0,63	0,55	0,55	0,54				
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,37	1,22	1,05	1,12	0,87	1,30	1,20	1,05	0,90				
σ	1,98	1,56	2,08	1,85	1,85	2,14	1,90	2,00	2,17				
100 TiO <sub>2</sub> /SF	14	13	10	13,9	14,9	16,8	9,6	14,5	12,9				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,21	0,21	0,23	0,22	0,23	0,17	0,19	0,19	0,20				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /MgO	13,2	13,6	14,1	12,8	7,9	33,5	23,6	19,8	19,7				
	99,88	100,33	100,00	99,69	99,82	100,01	99,16	99,18	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

\* Объекты исследований: I — вулканический массив Эльбрус; 1 — граниты Тузлук, 4 — среднее для неогенового ( $N_2^3$ ) комплекса массива Эльбрус, 5 — гемское вулканическое нагорье; 6 — черные витрофирмы базального горизонта липариты низов и средней части той же толщи, 9 — пироксенсодержащие разрезы, 11 — гранодиорит-порфиры интрузии Джунгусу, 12 — липариты дай липаритов ( $N_2^3$ ) Нижнечегемского нагорья, IV — Пшекиш-Тырныаузская зона, 16 — липариты штоков, 17 — липариты жил, V — средние данные для известняков, 20 — дациты.

Петрохимические характеристики: SF=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO; SF/SF+M=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; ag=Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; σ=(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)<sup>2</sup>/SiO<sub>2</sub>-43.

ными и скучими. Детальное исследование геохимических особенностей гранитоидов и кислых субэфузивных пород Тырныауза выполнено в последние годы В. В. Ляховичем [5], а по вулканическим породам разных структурных блоков (Нижний, Верхний Чегем, вулкан Эльбрус) Эльбруссской вулканической области — авторами [6, 7]. Все это создает объективную основу для указанных выше задач.

Петрохимически кислые вулканиты Эльбруссской области относятся к классу липаритов и липарито-дацитов сильного и

порфиры лакколита Кыртык, 2 — липариты пер. Ирикчат, 3 — липариты среднее для четвертичного ( $Q_3^1$ ) комплекса массива Эльбрус; II — Верхнечегемской вулканической толщи, 7—8 — светло-сиреневые и серые липариты средней части разреза, 10 — липарито-дациты и дациты верховья Сарынсу, 13 — среднее для вулканитов ( $N_2^3$ ) нагорья; III, 14 — среднее для по данным В. В. Ляховича [5]: 15 — эльдзуртинские биотитовые граниты, кислые ищелочных пород, по С. Р. Нокольду: 18 — липарит, 19 — липарито-

+FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MgO; к. о. =Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO; SI=100 MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+

среднего известково-щелочного тихоокеанского типа ( $\sigma=1,50-2,17$ , табл. 1). От средних составов известково-щелочного липарита и липарито-дацита С. Р. Нокольда их отличают повышенные содержания закисного железа, магния, кальция, натрия и меньше — калия. Как следует из приведенных в табл. 1 данных, те же особенности характеризуют эльдзуртинские граниты и липариты штоков и жил, развитых в пределах рудного поля Тырныауза. Для них также свойственны повышенные отношения MgO/FeO, пониженная суммарная щелочность, аг-

паштность и соотношения  $K_2O/Na_2O$  и  $Al_2O_3/MgO$ . При сравнении химического состава эльдружуринского гранита и липаритов Тырныауза выявляется большая основность последних: несколько меньшие содержания  $SiO_2$ , большие  $CaO$ ,  $MgO$ , преобладание  $Na_2O$  над  $K_2O$ , что, по мнению В. В. Ляховича «...свидетельствует или о несколько необычном направлении процессов диф-

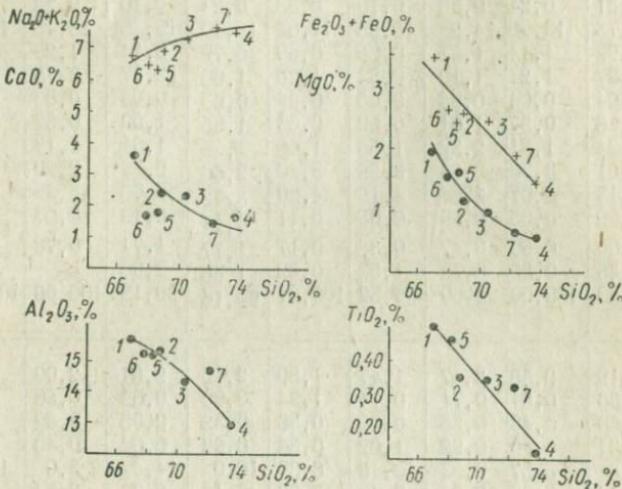


Рис. 1. Вариационные диаграммы породообразующих окислов для магматических образований Эльбрусской вулканической области:

1 — липарито-дакиты и дакиты четвертичного комплекса массива Эльбрус, 2 — липариты неогенового комплекса массива Эльбрус, 3 — липариты Верхнечегемского нагорья, 4 — липариты нагорья Нижний Чегем, 5 — липариты штоков Тырныауза, 6 — липариты жил Тырныауза, 7 — эльдружуринские биотитовые граниты

ференциации, которые приводили к формированию более основных конечных дифференциатов, или о принадлежности субэфузивных пород новому магматическому циклу, характеризующемуся своими петрохимическими особенностями» [5, с. 297].

Как следует из вариационных диаграмм (рис. 1, 2), кислые вулканиты Эльбрусской области в пределах трех ее крупных вулканических массивов — Нижнечегемского, Верхнечегемского и Эльбрусского — по распределению основных петрогенных окислов укладываются в единый эволюционный ряд, что свидетельствует, с одной стороны, об их генетическом родстве, а с другой — подтверждает концепцию существования для них самостоятельных последних магмопитающих вулканических очагов, из которых нижнечегемский был, вероятно, относительно менее глубинным. Фиксируется направленное увеличение характеристики щелочности ( $Na_2O+K_2O$ ), аг.,  $K_2O/Na_2O$  и уменьшение извести, глинозема, железа, магния, титана с ростом кремнекислотности для сопоставляемых массивов. Фигуративные точки

средних составов эльджуртинских гранитов и субэфузивных липаритов Тырныауза тесно ложатся на те же вариационные линии. Отклонения фиксируются лишь по коэффициенту окисленности: для интрузивных образований эти значения, конечно, ниже, чем для эфузий и эксплозий (рис. 2), и значению железистости  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$ : если эфузивные

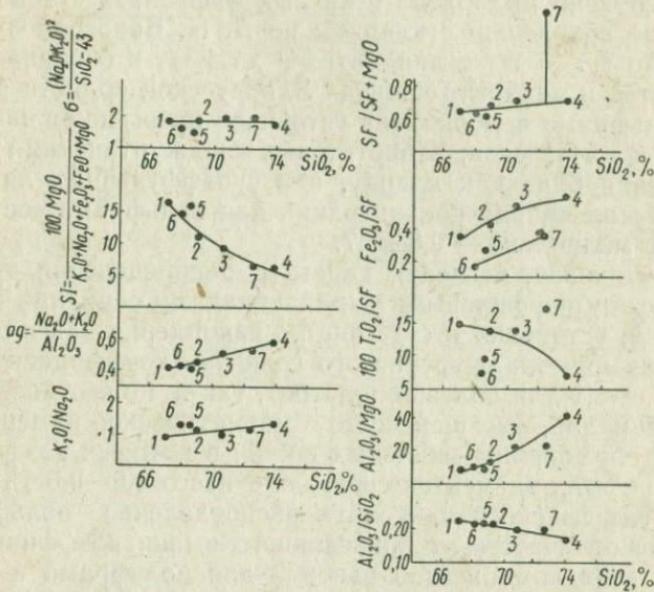


Рис. 2. Вариационные диаграммы петрохимических характеристик для магматических образований Эльбруссской вулканической области.

Обозначения объектов те же, что на рис. 1

и субэфузивные образования дают монотонно возрастающий в узком диапазоне (0,61—0,71) ряд, то для интрузивных гранитов Эльджурты это значение выше (1,34), что естественно для полнее дифференцированных образований, формирование которых происходило в замкнутой магматической камере.

Характер изменения параметров  $SI$  и  $\sigma$  с ростом  $\text{SiO}_2$  (рис. 2) свидетельствует об отсутствии (несущественности) процессов асимиляции — контаминации в обоих случаях (и для эфузивов Эльбруса и для сопоставляемых интрузивных и субэфузивных образований Пшекиш-Тырныаузской зоны).

Общие геохимические особенности этих образований — обеднение хромом, марганцем, ванадием и обогащение вольфрамом, молибденом и особенно оловом и цезием по сравнению с данными А. П. Виноградова [3] для кислых пород. Содержания большинства редких и рассеянных элементов-примесей в эфузивах Нижнечегемского, Верхнечегемского блоков и массива Эльб-

рус распределены достаточно равномерно. Представление о региональных отличиях в распределении редких и рудных элементов в кислых эфузивах Эльбруссской области и магматических породах Тырныауза дает табл. 2.

Вольфрам, молибден, олово, ниобий, цирконий. Как следует из литературных данных, содержания вольфрама и особенно молибдена в кислых эфузивах стабильно повышены по сравнению с кларком по А. П. Виноградову (1,5 и 1,0 г/т): до 2,5—7 г/т в липаритах и до 4 г/т в обсидианах [5]. В липаритах и липарито-дацитах Эльбруссской области концентрации вольфрама и молибдена устойчиво превышают кларковые значения в 1,5—2 раза. В биотитовых эльджуртинских гранитах эти значения близки к кларку, а в субэфузивных липаритах штоков и жил кларки концентраций для вольфрама составляют 1,5—1,7, а молибдена — 0,8—0,7.

В. В. Ляхович, исследуя характер распределения этих элементов между порфировыми вкрапленниками санидина и основной массой, установил отсутствие их накопления как в процессе кристаллизации эльджуртинского гранита (коэффициент накопления 0,7—1,1 для полевых шпатов), так и, по его мнению, при дифференциации, имевшей место в магматической камере и приведшей к образованию жильных пород, в которых коэффициент накопления этих элементов составляет всего 0,5—0,6 [5]. В липаритах Кыртыкского лакколита распределение вольфрама и молибдена отличается от приведенного выше: коэффициент накопления этих компонентов равен 3 для вольфрама и 7 — для молибдена (вкрапленники санидина содержат 0,7 и 1,1 г/т, а основная масса — 2 и 7,2 г/т соответственно W и Mo).

Содержания олова в кислых эфузивах, как правило, превышают кларк для кислых пород, часто в 5—10 раз. В эфузивах Эльбруссской области средние концентрации в липаритах и липарито-дацитах Верхнего и Нижнего Чегема соответствуют кларку, а в аналогичных породах массива Эльбрус вдвое превышают его. Нередко наблюдаются отдельные «ураганные» содержания до 80 г/т. Для эльбруссских гранитов средние содержания олова вдвое выше кларка, а в комагматических им липаритах Тырныауза больше в 1,5 раза в образованиях типа штоков и в 5 раз — в жильных липаритах. В процессе кристаллизации фиксируется накопление олова, его содержания в основной массе липаритов возрастают в среднем в 4—5 раз [5].

Средние региональные концентрации ниobia близки в липарито-дацитах и липаритах отдельных блоков Эльбруссской области и сопоставляемых липаритах и гранитах Тырныауза, колебания очень небольшие (13—16 г/т), что ниже средних значений для кислых пород по А. П. Виноградову (20 г/т).

Распределение циркония приближается к кларковому. Соответствуют кларку средние концентрации Zr в липаритах и липарито-дацитах Эльбруса (204, 194 г/т) и несколько понижены в

Таблица 2. Распределение химических элементов и их соотношения в магматических образованиях Эльбрусской вулканической области

Характеристика	I*					II						III			IV**			V	VI
	1	2	3	4	5	6	7—8	9—10	11	12	13	14	15	16	17				
Содержание, г/т	W	2,0	1,6	1,6	1,8	1,3	2	1	1,4	1,6	2	1,6	1,5	1,7	2,1	2,5	1,5	2,5	
	Mo	1,3	1,7	1,2	1,4	2,3	2	1,6	1,6	2,4	2	2	2,1	1,4	0,7	0,8	1,0	1,1	
	Sn	7	6	7,8	7,5	4,8	2	2	3	5	5	3	3,0	6,2	32	9,7	3,0	6,2	
	Nb	14	15	15	15	13	10	12	15	13	20	14	13	13,9	16	13	20	19	
	Zr	180	240	168	194	204	140	190	195	180	175	170	140	250	259	148	200	190	
	Pb	18	16	25	23	20	20	13	14	18	22	17	26	25,8	40	27	20	27	
	Zn	33	59	52	47	55	27	33	38	39	37	34	30	42	42	45	60	51	
	Cu	20	25	26	22	27	19	21	23	20	24	22	18	12,7	35	18	20	(8)	
	Li	76	10	47	45	44	26	28	31	25	70	36	32	53	72	69	40	50	
	Rb	249	220	186	209	154	180	154	160	122	271	180	193	205	228	173	200	175	
Соотношения, ед.	Cs	15	240	11	12,5	9,8	11	12	6	9	36	8,8	11	16	14	22	5	(5)	
	F	800	500	1200	775	780	170	100	280	500	790	410	20	780	610	666	800	800	
	Pb/Zn	0,54	0,27	0,48	0,50	0,36	0,73	0,39	0,39	0,46	0,59	0,51	0,87	0,61	0,56	0,60	0,33	0,53	
	Rb/Cs	17	17	17,5	16	16	16	12	29	14	9	16	18	13	16	13	40	40	
	K/Rb	140	143	163	153	170	209	220	180	218	113	188	190	170	128	178	167	200	
Соотношения, ед.	Mg/Li	88	615	141	164	276	150	170	250	150	67	197	109	74	138	132	140	140	

\* Обозначения объектов исследований I—IV (1—17) соответствуют приведенным в табл. 1. V—средние содержания для кислых пород, по Виноградову А. П. [3], VI—средние содержания для палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда, по Таусону Л. В. [11].

\*\* Средние значения приведены по данным Ляховича В. В. [5].

липаритах Верхне- и Нижнечегемского нагорий (170 и 140 г/т). В эльджуртинских гранитах и липаритах штоков средние концентрации Zr близки к кларку, а в жильных липаритах примерно такие же, как в среднем для липаритов Нижнего Чегема (140 г/т).

Свинец, медь, цинк. Средние содержания рудных элементов в пределах отдельных блоков Эльбрусской вулканической области в целом приближаются к данным А. П. Виноградова. При этом концентрации свинца и меди соответствуют кларковым, а цинка — понижены в 1,1—2 раза. Для эльджуртинских гранитов характерно подобное же соотношение рудных элементов. В жильных липаритах содержания свинца, меди, цинка близки к эльджуртинским гранитам. В липаритах штоков концентрации повышенены в 1,5 раза.

Литий, рубидий, цезий. Закономерности распределения редких щелочных элементов в гранитоидах и субэфузивных породах Тырныауза и эфузивах Эльбрусской области также сходны: содержания лития и рубидия близки к кларку, цезия устойчиво превышают кларк в два и более раз (см. табл. 2). В пределах отдельных объектов концентрации цезия распределены неравномерно и в отдельных случаях (липариты лакколита Кыртык, липарито-дациты пер. Ирикчат) достигают 200 г/т, что более чем в 40 раз превышает их среднее содержание в кислых породах.

Обогащенность кислых эфузивных пород цезием не случайна. В. В. Ляхович [5] приводит данные о том, что обсидианы Армении характеризуются трех—пятикратным повышением кларка, в липаритах Северо-Востока СССР содержания цезия составляют в среднем 15 г/т, а в отдельных стекловатых разностях достигает 1700 г/т.

Ряд исследователей (Ставров, 1962; Отрошенко, 1967; Одирадзе, 1971; Шатков, 1969 [5]) объясняют повышение концентраций цезия в кислых эфузивах повышением содержаний в них фтора и бора в связи с совместной миграцией в виде комплекса  $[Cs_5BF_4]$ . Однако для эфузивов Тырныауза подобные зависимости не фиксируются. Более того, по данным В. В. Ляховича [5], в биотитах, которые обычно являются главным минералом-концентратором и минералом-носителем этого элемента, для эльджуртинских гранит-порфиров и липаритов цезия значительно меньше, чем в целом по породе, что свидетельствует о его накоплении в основной массе. При кристаллизации кислой магмы Тырныауза на долю стекла приходится 78 % общего Cs породы, а на долю биотита — только 3,8 %. Обогащение цезием основной массы эфузивов свойственно и всем эфузивным образованиям Эльбрусской области, причем наибольшие концентрации в последовательном разрезе Верхнечегемской толщи характерны для стекловатых разностей низов разреза. В целом по Эльбрусской области наибольшие концентрации цезия наблю-

даются в липаритах останцов неогенового комплекса в Эльбрусе-Кюгенском районе (лакколит Кыртык, останец в районе пер. Ирикчат, 240 г/т), в дайковых липаритах Верхнечегемского нагорья (дайка Сарынсу, в среднем 34 г/т).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в процессе кристаллизации липаритовой магмы эти элементы не консервировались в кристаллических решетках минералов, а отторгались с поздними порциями и при благоприятных условиях могли концентрироваться во вмещающих породах.

Фтор. Отличия в распределении фтора в вулканитах отдельных районов Эльбруссской вулканической области (см. табл. 2) определяются условиями формирования вулканических толщ в этих регионах и связываются с потерей летучей фазы, а вместе с ней и фтора в процессе извержений игнимбритового типа в пределах Верхне- и Нижнечегемского нагорий [8].

В целом содержания фтора в вулканических породах массива Эльбрус, биотитовых эльджуртинских гранитах, липаритах штоков и жил Тырныауза близки и в общем чуть ниже среднего значения для кислых пород по А. П. Виноградову (800 г/т).

Геохимическими особенностями эльджуртинского гранита является обогащение Sn и Cs (в 2—3 раза относительно кларка по Виноградову), слабое повышение содержаний Li и Zr, кларковый уровень концентраций для W, Mo, Pb, Rb, F и пониженный — Zn, Cu, Nb. В субэфузивных породах (штоках, жилах) по сравнению с эльджуртинским гранитом содержания W, Nb, Sn, Rb, Li, Pb, Zn, Cu увеличиваются, что, по мнению В. В. Ляховича, отражает «слабо проявленные в условиях быстрого охлаждения процессы дифференциации» [5, с. 297]. Для туфов лав и игнимбритов трех вулканических массивов Эльбруссской области характерно повышение содержаний Sn, Cs, W, Mo (в 1,5—2,5 раза), окологларковые значения Pb, Rb, F, Cu, Zn, Zr и пониженные Nb (см. табл. 2).

Таким образом, исследуемые магматические образования Эльбруссской и Пшекиш-Тырныаузской структурных зон сходны как петрохимически (известково-щелочной тип, см. табл. 1), так и по характеру геохимической специализации (обогащение W, Sn, Cs при близких к кларку Mo, Zr, Nb, F). Кроме того, для них устанавливается аналогия видового состава и качественных особенностей порфировых выделений и минералов-вкрапленников (высокотемпературный облик, одноэтапность выделения и характер последующего изменения) [1, 5, 6]. Изложенное свидетельствует о сходстве начальных условий зарождения, эволюции и ранней глубинной истории указанных пород. Поэтому все неоген-четвертичные магматические проявления Эльбруссской области надо рассматривать, как справедливо отметил А. М. Борсук [1], в качестве единой вулкано-плутонической формации, что подтверждается их структурной приуроченностью к одной крупной тектонической единице (Транскавказскому попе-

речному поднятию), близким временным промежутком проявления (4 млн. лет [2]), наконец, общими чертами петрографии, химизма и геохимической специализации.

Эти образования, как следует из особенностей химического состава и распределения редких элементов, относятся по типизации Л. В. Таусона [10] к геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (см. таблицы 1, 2). Как известно, гранитоиды этого типа являются одними из самых распространенных. Они образуются в результате палингенного плавления корового вещества (гранитно-метаморфического слоя) при положительных движениях земной коры. Возникая на глубинах 18—28 км, они могут формировать гигантские батолиты, частично перемещаясь на более высокие уровни, давать многочисленные мезабиссальные батолиты и, наконец, достигать гипабиссальных уровней, образуя крупные и мелкие интрузии.

Палингенный характер исходных расплавов для магматических образований Эльбрусской области показан нами ранее [6, 7]. Здесь в условиях интенсивных сводовых воздыманий, глубоких расколов в жестком гранитно-метаморфическом фундаменте, при значительных «распирающих» напряжениях и полном отсутствии или незначительной мощности осадочного чехла вместо батолитовых образований гранитоидного состава имели место мощные извержения липарито-дакитов и липаритов игнимбритового типа с общим объемом продуктов более 1000 км<sup>3</sup>. Степень насыщенности исходных магм летучими, глубина, размеры и строение магмопитающего очага, характер вывода магматических расплавов к поверхности определили кинетику и интенсивность процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации, а также особенности дегазаций в пределах отдельных структурно-тектонических блоков и для конкретных магматических образований.

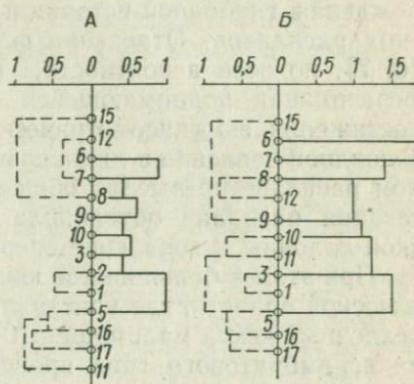
В результате магматические проявления Эльбрусской области и Пшекиш-Тырныаузской зоны — это порции магм, последовательно отторгнутых от материнского глубинного очага. Состав образований несколько менялся во времени в зависимости от последовательности вывода в виде извержения или внедрения на гипабиссальных уровнях отдельных порций расплава дифференцированного первичного магматического очага-колонны, что отчетливо проявляется в строении Верхнечегемского разреза с антидромной направленностью извержений от липаритов до андезито-дакитов.

Подобный характер развития магматизма (закономерная смена во времени кислых образований более основными) свойствен в общем всем районам Эльбрусской вулканической области: для вулканического массива Эльбрус — липарит-липарито-дакитовый состав нижнего комплекса и дакитовый — верхнего, для Верхнечегемского нагорья — липаритовый в низах толщи до андезито-дакитового в верхах, для Пшекиш-Тырныаузской зоны —

кислый состав эльджуртинских гранитов и более основной более поздних липаритовых жил и штоков [5—7]. При этом последние рассматриваются нами как дериваты все той же глубинной паллингенной магмы, а не дифференциаты порции магмы, давшей эльджуртинские граниты. Различия в их составе объясняются не явлениями «необычной направленности» процесса кристаллизационной дифференциации, как считает В. В. Ляхович [5], а уровнем зоны дифференцированного материнского очага,

Рис. 3. Диаграмма результатов иерархической многомерной классификации и сопоставления магматических образований Эльбруссской области по комплексу петрохимических (A) и геохимических (B) признаков.

Обозначения объектов и петрохимических и геохимических показателей, по которым выполнено сопоставление, соответствуют таблицам 1, 2



от которого произошло их отделение, и полнотой экстракции газовофлюидной фазы. Ведущим же процессом, определившим зональное строение первичного магматического очага-колонны, была эманационная дифференциация [6].

Результаты сопоставления исследованных образований по особенностям химизма и распределения редких и рассеянных элементов (рис. 3) с использованием методики статистической многомерной классификации [4] подтверждают высказанные предположения. Как следует из рис. 3, биотитовые граниты Эльджуртинского массива параллелизуются с наиболее кислыми и ранними по времени проявления магматическими образованиями Эльбруссской области (гранит-порфиры лакколита Кыртык, липариты нижнего комплекса Эльбруса, низов разреза Верхнечегемского нагорья, липариты дайки Сарынсу), а липариты жил и штоков Тырныауза — с гранодиорит-порфирами интрузии Джунгусу и образованиями верхов верхнечегемского вулканического разреза.

Формирование верхнечегемской толщи все исследователи рассматривают как результат единого вулканического акта [1, 10]. Поэтому полная сопоставимость магматических пород Тырныауза с определенными частями разреза Верхнечегемского нагорья и другими вулканическими образованиями Эльбруссской области не позволяет считать их дифференциатами эльджуртинской магмы.

Ранее изложенные представления о геодинамическом режиме формирования магматических пород Эльбруссской вулканической области [7] и все изложенное выше дают возможность составить

определенное мнение о времени отделения рудообразующих растворов, месте оруденения в развитии рассмотренного магматического процесса и соотношении эльджуртинских гранитов и рудопроявлений Тырныауза.

Установленная комагматичность интрузивных и вулканогенных образований предполагает общность начальных условий зарождения, глубинной истории и эволюции первичных магматических расплавов. Отделение флюидной фазы, как отмечалось [6, 7], по всей вероятности, происходило еще на этапе дифференциации поднимающейся магматической колонны, после достижения ею гипсометрического уровня — 7—10 км, когда флюидное давление в ликвидирующем частично закристаллизованном расплаве превысило общее литостатическое. Частичная дегазация расплава обусловила зональное строение магматической колонны и появление опережающего газово-жидкого фронта. При этом в большинстве южных районов Эльбруссской вулканической области, где кристаллический фундамент приподнят, а осадочный чехол маломощен (0—3 км), при сильных извержениях игнимбритового типа происходила потеря газово-флюидной фазы в результате громадных пирокластических выбросов (наличие пеплов, вулканических песков и лапилли в низах вулканических толщ практически по всей Эльбруссской области). В Пшекиш-Тырныаузской зоне, где развита мощная толща перекрывающих осадочных терригенно-карбонатных отложений, при этом создавались благоприятные условия для концентрации флюида в процессе его миграции и локализации оруденения в зонах активного обмена, реакционных взаимодействий с вмещающими карбонатными породами, с образованием скарнов инфильтрационного типа. Более позднее внедрение частично дегазированного и менее подвижного расплава привело к формированию массива эльджуртинских гранитов, рвущих и захватывающих уже скарнированные вмещающие породы, а часто и рудоносные жилы. Выделение остаточного флюида из остывающего массива способствовало образованию позднего, значительно менее продуктивного оруденения. Таким образом, формирование гранитного массива Эльджурты рассматривается нами как интрапрудное, а его связь с основной массой оруденения Тырныауза — как парагенетическая (через «кровное родство» с первичным магматическим очагом).

Благоприятные для рудоотложения условия могли, на наш взгляд, иметь место и в других районах Эльбруссской вулканической области, а именно в участках развития достаточно мощных перекрывающих кристаллический фундамент осадочных толщ, в частности в районе Нижнечегемского структурного блока, слабо эродированного и с мощным (до 5 км) чехлом карбонатно-терригенных пород.

Итак, приведенная аргументация и имеющиеся фактические данные позволяют предполагать принадлежность эффузивных,

субэфузивных и интрузивных образований Эльбрусской вулканической области, а также эльдружуртинских гранитов и липаритов и рудоносных образований Тырныауза к единой вулкано-плутонической формации, парагенетическую связь друг с другом и первичным палингенным очагом гранит-гранодиоритового состава.

В заключение авторы выражают признательность А. Ю. Серге и Н. В. Оконишниковой за помощь в расчетах по программе иерархической классификации.

1. *Борсук А. М.* Образование гранитоидной вулкано-плутонической формации и время отделения потенциально рудоносных флюидов.—Известия АН СССР, сер. геол., 1975, № 2, с. 29—48. 2. *Борсук А. М., Аракелянц М. М., Шанин Л. Л.* Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенезиса на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным.—Известия АН СССР, сер. геол., 1972, № 2, с. 135—138. 3. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571. 4. *Жуков Н. Н., Серга А. Ю., Молявко В. Г.* Применение метода разделения неоднородной совокупности по комплексу признаков для расчленения вулканогенных толщ.—Вопросы прикладной геохимии и петрофизики, Сборник статей, Киев, 1976, с. 101—107. 5. *Ляхович В. В.* Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М., 1976. 424 с. 6. *Молявко В. Г., Остафийчук И. М., Короновский Н. В.* Эволюция позднеорогенного вулканизма Эльбрусского массива в неоген-четвертичный период.—Известия АН СССР, сер. геол., 1979, № 5, с. 48—60. 7. *Молявко В. Г., Остафийчук И. М., Найчук Н. В., Утробин Д. В.* Геодинамический режим формирования и условия кристаллизации кислых расплавов в пределах Эльбрусской вулканической области.—Известия вузов, сер. геол. и разв., 1979, № 6, с. 24—36. 8. *Остафийчук И. М., Короновский Н. В.* Некоторые закономерности распределения фтора и фосфора в неоген-четвертичных эфузивах Большого Кавказа.—Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник статей. Киев, 1979, с. 39—46. 9. *Станкевич Е. К.* Новейший магматизм Большого Кавказа. 1976. 232 с. 10. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., 1977. 280 с.

Поступила в редакцию 07.05.79

*I. M. Ostafijchuk, V. G. Moljavko*

GEOCHEMICAL SPECIALIZATION OF MAGMATIC FORMATIONS  
OF ELBRUS VOLCANIC REGION  
(THE NORTHERN CAUCASUS)  
AS A CRITERIUM OF COMAGMATIC GENESIS OF THEM

On the base of complex correlation of peculiarities of chemism, rare elements distribution and petrographic and geological indications it is shown the comagmatic genesis of volcanic, dyke and intrusive rocks in Elbrus volcanic region. It is established the community of features of chemism and geochemical specialization, belonging to palingenetic granitoids of calc-alkali type (by L. V. Tau-sion) and to the common lateorogenic volcano-plutonic formation.

Б. С. ЯГНЫШЕВ, ст. инж.,  
 В. А. ХМЕЛЕВСКИЙ, канд. геол.-мин. наук,  
 Львовский университет

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

Внедрение геохимических методов поисков кимберлитовых тел, залегающих в различной геологической ситуации, основано на установлении их вторичных ореолов рассеяния [1, 2, 3, 5].

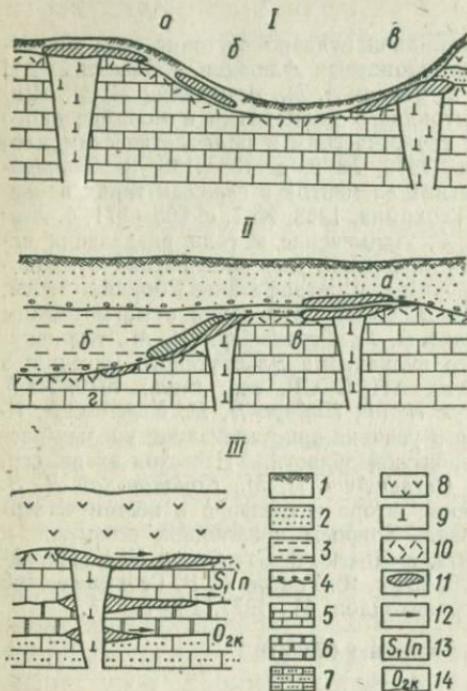


Рис. 1. Основные виды вторичных ореолов рассеяния кимберлитов:  
 I — открытые (а — современные элювиально-делювиальные, б — отбровные, в — частично открытые), II — погребенные (а — наложенные, б — смещенные, в — остаточные, г — оторванные остаточные), III — скрытые.

I — почвенно-растительный слой; 2 — пески, песчаники; 3 — глины, алевриты; 4 — базальный горизонт, сложенный гравийно-галечными или конгломератовыми породами; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — известковистые песчаники; 8 — долериты; 9 — кимберлиты; 10 — дезинтегрированные породы нижнего палеозоя; 11 — контуры комплексного вторичного ореала рассеяния кимберлитов; 12 — направление движения подземных вод; 13 — силурийская система, нижний отдел, лландоверский ярус; 14 — ордовикская система, средний отдел, криволуцкий ярус.

ных полей в частности. Существование длительных континентальных перерывов обусловило интенсивное выветривание кимберлитовых тел, что привело к образованию древних вторичных ореолов рассеяния, фиксируемых ныне в виде погребенных ореолов рассеяния, приуроченных либо к реликтам кор выветривания, либо к низам продуктивных толщ осадочных образований среднего—верхнего палеозоя и мезозоя. В зависимости от приуроченности ореолов к определенным стратиграфическим горизонтом в геологическом разрезе среди них выделяются следующие виды (рис. 1):

Открытые вторичные ореолы рассеяния. Установлены для кимберлитовых тел, расположенных в карбонатном поле пород нижнего палеозоя и обнаженных на современной поверхности. Фиксируются они и в случаях частичного перекрытия трубок покровами долеритов, терригенно-континен-

тальными осадками среднего—верхнего палеозоя и мезозоя. Характеризуются полиэлементным составом с постоянным присутствием одного-двух элементов-индикаторов. Размеры ореолов от  $50 \times 50$  до  $1000 \times 1000$  м и в среднем в два—семь раз превышают размеры тела. Имеют четко выраженное зональное строение: над трубкой фиксируются элементы инертные (Со, Тi), на расстоянии первых десятков метров происходит формирование ореолов, равно связанных с солевой и механической формами (Сг, Ni, Cu, Ba), на максимальном удалении от источника (первые сотни метров) устанавливаются ореолы рассеяния весьма подвижных элементов (V, Zn, Mn). Интенсивность ореолов возрастает по мере приближения к трубке. При большой крутизне склонов возможна оторванность ореола от тела на 50—70 м (и более), которая зависит от угла и экспозиции склона, мощности солифлюкционных процессов.

Остаточные погребенные ореолы рассеяния. Выявлены практически у всех перекрытых кимберлитовых тел. Установлены не только в непосредственной связи с трубками, но и в виде разрозненных, оторванных друг от друга «пятен—ореолов», представляющих собой реликты древних крупных ореолов рассеяния. Расположение их обычно отвечает особенностям палеорельефа. Характерной чертой остаточных ореолов является приуроченность к корам выветривания и дезинтегрированным породам нижнего палеозоя. Глубина проникновения ореола в кровле нижнепалеозойских пород составляет 0,2—0,5 м, редко 1,5—2,0 м, и зависит от степени сохранности кор выветривания. Размеры остаточных ореолов колеблются от  $0,2 \times 0,25$  до  $3,5 \times 1,75$  км. Имеют зональное строение, относительно невысокую контрастность проявления (два-три геофона) и максимумы содержаний микроэлементов приурочены к экзоконтактам трубок.

Наложенные и смещенные погребенные ореолы рассеяния. Формируются в базальных слоях продуктивных осадочных толщ среднего—верхнего палеозоя и мезозоя. В пределах Западной Якутии к таковым относятся образования катской свиты среднего—верхнего отделов каменноугольной системы, нерасчлененные осадки каменноугольно-пермского возраста, а также породы иреляхской свиты рэт-геттанга и укугутской свиты нижнего лейаса. Мощность влияния кимберлитового тела на микроэлементный состав базальных горизонтов по вертикали не превышает 0,5—1,0 м и зависит от литологического состава перекрывающих отложений. Наиболее контрастные ореолы рассеяния устанавливаются в тонкодисперсных осадках (глины, алевриты). Размеры ореолов в 2,5—4 раза больше площади тел. Несут небольшой комплекс микроэлементов (три-пять) и сохраняют геохимические черты, характерные для зоны дезинтеграции данного кимберлитового тела (так называемые «сквозные» элементы).

Основные факторы формирования вторичных ореолов рассеяния кимберлитов — механическое и солевое рассеяние микроэлементов. Существует прямая зависимость характера образования ореолов от направленности и интенсивности вторичных изменений кимберлитов. При активной гипергенной переработке на первое место выступает солевое рассеяние и происходит образование обширных ореолов в основном легкоподвижных и подвижных элементов. При незначительном выветривании главная роль принадлежит механическому разносу с подчиненным положением солевого. Состав ореолов — инертные и слабоподвижные элементы, сами ореолы отличаются относительно небольшими размерами. Контрастность содержаний химических элементов в кимберлитах по отношению к осадочным породам и долеритам позволяет выделить их основные элементы-индикаторы как для открытых, так и погребенных вторичных ореолов рассеяния. Наблюдается и различное поведение малых элементов в Далдыно-Алакитском и Мало-Ботуобинском районах Якутии (табл. 1), что находит свое объяснение в существовании геохимической специализации кимберлитов разных полей провинции.

Таблица 1. Контрастность содержаний микроэлементов кимберлитов и долеритов по отношению к осадочным породам Якутии (в геофонах)

Химические элементы	Кимберлиты						Долериты				
	Нижний палеозой		$C_{2-3} \text{ kt}$	$P_1 \text{ pl}$	$I_1$	$\eta \beta T_*$	Нижний палеозой		$C_{2-3} \text{ kt}$	$P_1 \text{ pl}$	
	Далдыно-Алакитский р-н	Мало-Ботуобинский р-н					Далдыно-Алакитский р-н	Мало-Ботуобинский р-н			
Хром	25,0	8,2	8,1	7,4	3,4	2,4	2,8	1,2	1,0	2,1	1,2
Никель	40,0	50,0	24,4	17,0	23,0	2,3	6,2	3,0	3,5	2,4	2,4
Кобальт	12,0	4,7	1,4	7,4	1,5	-2,0	7,4	9,0	4,5	3,3	3,5
Ванадий	1,0	1,0	1,0	-3,5	1,3	-10,0	4,0	3,3	2,6	2,6	1,4
Марганец	6,0	4,0	3,7	7,7	1,0	1,0	1,3	5,0	9,4	2,8	2,3
Титан	2,5	11,1	3,0	1,4	1,0	1,5	2,3	3,9	1,4	3,1	1,1
Медь	4,0	2,4	1,3	1,0	3,0	3,0	-5,0	8,8	9,6	7,3	4,2
Цинк	2,0	1,5	-3,0	-2,0	-2,0	-3,0	1,5	3,3	1,1	-7,7	2,2
Свинец	-2,0	2,5	1,3	-8,0	-2,3	2,0	4,5	1,2	-6,0	-3,6	-2,2
Галлий	1,0	1,0	-7,5	-3,0	-2,3	-2,0	1,9	1,8	1,2	-8,8	-5,8
Бор	1,0	1,0	-1,1	1,0	-1,1	16,0	-6,0	-10,0	-3,0	-6,3	-3,5

В последние годы установлены скрытые ореолы рассеяния кимберлитовых тел, приуроченных к зонам контактов разновозрастных вмещающих пород нижнепалеозойского комплекса и генетически связанных с циркуляцией подземных вод. Определены на глубинах до 300 м. Размеры их до  $1,7 \times 1,8$  км.

Сформированы они за счет выноса и рассеяния подземными водами легкоподвижных химических элементов по наиболее ослабленным и проницаемым породам зон контактов.

Знание особенностей и характера вторичных ореолов рассеяния кимберлитовых тел, залегающих в разной геологической ситуации, позволяет более целенаправленно определить возможности и виды геохимических поисков в районах проектируемых исследований.

Так, например, территория Западной Якутии по условиям ведения геохимических поисков алмазных месторождений может быть разделена на три категории. Первая — районы, весьма благоприятные для постановки геохимических поисков кимберлитовых тел по вторичным ореолам рассеяния. К ним относятся районы повсеместного распространения карбонатных и карбонатно-терригенных пород нижнего палеозоя, где кимберлитовые тела обнажены на современной поверхности. Вторая — районы, благоприятные для постановки геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния. К ним отнесены районы относительно простого геологического строения, характеризующиеся небольшими мощностями (до 10—15 м) терригенных образований среднего—верхнего палеозоя и мезозоя, малыми мощностями элювиально-делювиальных образований и наличием эрозионно-денудационных полей нижнего палеозоя. Третья — районы, мало благоприятные для постановки прямых геохимических поисков. К ним отнесены площади повсеместного распространения пород трапповой формации и мощных (более 10—15 м) толщ среднего—верхнего палеозоя и мезозоя.

Характер и виды геохимических поисков определяются на основании двух главных условий: масштаба работ и особенностей геологического строения. При геологической съемке масштаба 1 : 200 000 геохимические работы проводятся с целью выяснения геохимической ситуации, ландшафтно-геохимических особенностей региона, перспектив потенциально-рудоносных участков, характеристики зон разрывных нарушений на определение их рудовмещающей и рудоконтролирующей роли, изучения минерализации скарнированных пород и получения общей геохимической характеристики осадочных и магматических образований. При этих работах наиболее целесообразно проводить литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния параллельно со шлиховым на участках простого геологического строения (I категория) и базальных горизонтов продуктивных толщ среднего—верхнего палеозоя и мезозоя (II категория).

Литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния выполняется исполнителями непосредственно в процессе геологической съемки с учетом конкретных условий. Ввиду неполной изученности возможностей геохимической оценки перспектив коренной алмазоносности по потокам рассеяния (дон-

ное опробование) при геологическом картировании масштаба 1 : 200 000 основной задачей геохимических работ является определение значений местного геохимического фона пород нижнего палеозоя (мезозоя), вмещающих кимберлиты, и последующее его сопоставление с эталонными параметрами известных полей кимберлитового магматизма. При этом литогеохимическое опробование проводится с большей детальностью, чем масштаб съемки. Если геохимические работы при исследованиях масштаба 1 : 200 000 (или 1 : 50 000) на данной территории идут впервые, то комплекс их расширяется. Он включает в себя определение геохимических параметров осадочных и магматических пород, элювиально-делювиальных образований, оптимального горизонта опробования при поисках по вторичным ореолам рассеяния и ландшафтно-геохимическое районирование территории работ по условиям ведения поисков. Геохимические поиски кимберлитовых тел на данной стадии проводятся одновременно или в комплексе со шлиховыми, в зависимости от особенностей строения региона.

При съемочных и поисково-съемочных работах масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 геохимические методы используются дифференцированно, с непрерывным учетом результатов предыдущих геолого-геохимических и геофизических исследований. В районах I категории геохимические поиски должны дать перспективную оценку территории на опережающей стадии. Поиски проводятся литогеохимическим методом по вторичным ореолам рассеяния в поле пород нижнего палеозоя с одновременной шлиховой съемкой. Сеть опробования составляет  $500 \times 50$  ( $250 \times 50$ ) м. Сопоставление данных геохимических, шлиховых и геофизических работ позволяет определить перспективные участки и более целенаправленно и экономичнее проводить горнопроходческие работы. Одновременно дается общая оценка геохимических параметров района и проводится их сравнительно-геохимический анализ с данными известных кустов кимберлитовых трубок и полей кимберлитопроявления.

В районах II—III категории геохимические поиски предопределяются объемами и характером заложения горнопроходческих работ. Для оценки перспектив потенциальной рудоносности вмещающих толщ нижнего палеозоя (мезозоя) удовлетворительной является сеть  $1,6 \times 0,8$  км. Геохимические поиски также проводятся в комплексе со шлиховыми и призваны дать дополнительную информацию к анализу общей поисковой ситуации при оценке территории и локализации площадей и участков. Полученные геохимические данные используются и при изучении разреза осадочных и магматических пород, металлогении района, литолого-фациальных условий накопления продуктивных толщ.

Оценка территории на наличие потенциально рудных участков по результатам геохимического исследования при геолого-

съемочных работах представляется возможной путем расчета коэффициентов аномальности [4]. Для этого количество аномальных проб необходимо пронормировать по общему объему отобранных проб в соответствии с плотностью наблюдений в целом. С этой целью площадь геологосъемочных работ разбивается на  $N$  планшетов (ячеек), в зависимости от масштаба съемки. В пределах каждого планшета (ячейки) подсчитывается коэффициент аномальности, как отношение числа аномальных проб к общему объему проб, характеризующих данную элементарную ячейку. Расчет коэффициента можно проводить как для группы типоморфных элементов кимберлитов, так и для их мультиплекативных показателей ( $K = Cr \cdot Ni / Pb^2$ ;  $K = Cr \cdot Ni \cdot Mn / V \cdot Co \cdot Cu$ ;  $K = Pb \cdot Ba / V \cdot Co$ ), подобранных эмпирически для участков известных кимберлитовых тел. По коэффициентам аномальности отстрагиваются изолинии аномалий разного уровня значимости и выделяются существующие аномальные поля, имеющие предположительно кимберлитовую природу.

При проведении детальных геологопоисковых работ масштаба 1 : 10 000 в зависимости от характера геологической ситуации геохимические методы используются по-разному. В районах I категории геохимические поиски должны применяться непременно как опережающие работы. По геохимическим данным локализуются ранее установленные вторичные ореолы рассеяния и шлиховые аномалии, определяются участки под постановку горных работ и на основе эталонных признаков определяется возможная природа геохимических аномалий. Рекомендуемая сеть литогеохимического опробования при работах масштаба 1 : 10 000 составляет  $100 \times 20 - 25$  м. Опыт работ Амакинской экспедиции ЯГУ показывает практичесность проведения на этой стадии комплексной геохимической и шлиховой съемки по сети  $150 \times 150$  м.

Участки сложного геологического строения (районы II—III категорий) под площадные геохимические работы рекомендуются только при проведении здесь большого объема горно-буровых работ. При малом числе горных выработок приемлемо одновременное литогеохимическое и шлиховое опробование базальных горизонтов продуктивных толщ, кор выветривания и зон дезинтеграции пород нижнего палеозоя. В этом случае рекомендуется сеть  $0,8 \times 0,8$  и  $0,4 \times 0,4$  км со сгущением сети на участках геохимических и шлиховых аномалий до  $200 \times 200$ ,  $100 \times 100$  м. Непременное условие проведения глубинных геохимических поисков по погребенным ореолам рассеяния — экспрессность аналитических определений геохимических проб.

Примером проведения площадных геохимических поисков в районах III категории является площадь поисков масштаба 1 : 10 000 в центральной части Мало-Ботуобинского района (рис. 2).

Участок работ характеризуется повсеместным распространением мезозойских терригенно-континентальных отложений, несогласно залегающих на карбонатно-терригенных породах нижнего палеозоя. На западе площади известно кимберлитовое тело, перекрытое 21-метровой толщиной мезозойских осадков. На востоке установлена россыпь, приуроченная к иреляхским от-

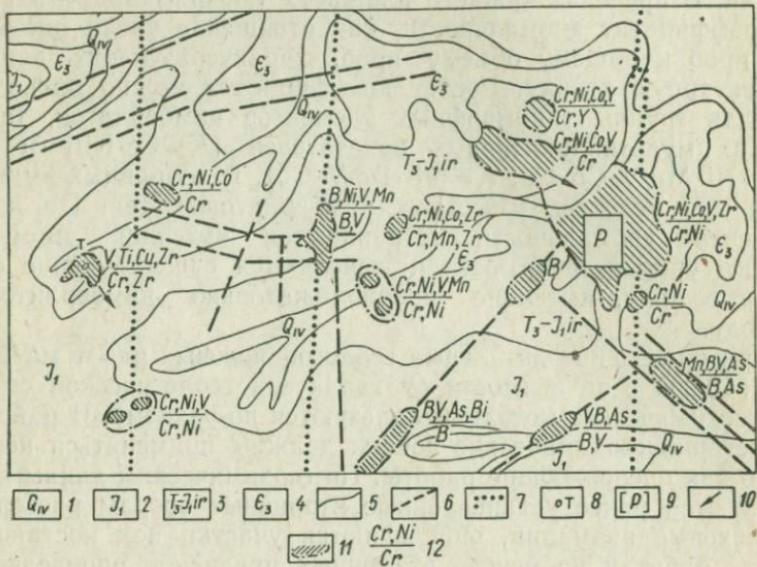


Рис. 2. Карта расположения погребенных вторичных ореолов рас-  
сеяния:

1 — четвертичные отложения; 2 — юрская система, нижний отдел; 3 — триасовая система, нижний отдел — юрская система, нижний отдел иреляхская свита; 4 — кембрийская система, верхний отдел; 5 — геологические границы; 6 — предполагаемые тектонические нарушения; 7 — осевые линии глубинных региональных разломов; 8 — кимберлитовых трубок; 9 — россыпь 10 — направление сноса в дюорском время; 11 — контуры комплексных погребенных вторичных ореолов рассеяния; 12 — состав геохимических аномалий: в числителе для древнейшей поверхности пород нижнего палеозоя, в знаменателе — для базальных слоев иреляхской свиты ртт-геттана

ложением рэт-геттанга. Формирование ее произошло, по мнению большинства исследователей, в результате переотложения продуктов выветривания одной из известных трубок района, расположенной на северо-запад от участка работ. Поисково-геохимическое опробование выполнено по сети скважин  $400 \times 400$  и  $200 \times 200$  м. Основные объекты опробования — базальные слои иреляхской свиты рэт-геттанга, коры выветривания и дезинтегрированные породы нижнего палеозоя. Геохимические пробы проанализированы полуколичественным спектральным методом; результаты анализов обработаны в соответствии с требованиями «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений» 1965 г. с привлечением простейших методов математической статистики. Для каждой возрастной и ге-

нетической группы пород определены значения местного геохимического фона и минимально аномальные содержания химических элементов (табл. 2).

Таблица 2. Значения местного геохимического фона пород участка работ,  $n \times 10^{-3}$ , %

Химичес- кие элемен- ты	Возраст и характер пород, число проб в выборке								
	Ниж- ний палео- зой, $n=100$	Кора вы- ветрива- ния на породах нижнего палеозоя, $n=100$	Ким- берли- ты, $n=266$	Кора вы- ветри- вания ким- берлитов, $n=230$	Рос- сыль, $n=100$	Базаль- ные слои иреляхс- кой фи- лы, $n=100$	Разрез ире- ляхс- кой свиты, $n=100$	Базаль- ные слои нижней юры, $n=100$	Разрез ниже- юрских пород, $n=100$
Хром	3,0	5,0	20,0	65,0	15,0	5,0	3,6	5,0	4,4
Никель	2,0	2,55	26,0	57,0	9,4	4,0	3,6	3,5	2,5
Кобальт	0,5	0,7	2,0	4,8	3,0	2,0	1,4	1,8	1,3
Ванадий	5,0	5,8	4,0	7,0	5,6	10,0	3,0	7,5	6,5
Марганец	30,0	50,0	190,0	76,0	55,0	50,0	25,0	55,0	32,0
Титан	70,0	90,0	320,0	300,0	700,0	750,0	550,0	450,0	300,0
Медь	3,0	3,0	12,5	4,8	5,8	10,0	3,4	7,0	3,0
Свинец	0,44	0,70	2,5	1,8	0,6	0,1	0,75	1,0	1,4
Цинк	3,3	0,9	17,0	9,5	10,0	13,0	6,0	3,5	4,1
Галлий	1,0	1,2	5,0	1,5	0,2	0,15	0,15	0,17	0,60
Бор	4,0	10,6	15,0	7,0	6,0	7,0	2,5	5,0	1,7

Результаты сравнения средних значений микроэлементного состава показывают, что кимберлитовые породы резко выделяются высокими концентрациями большинства элементов. В коре выветривания кимберлитов отмечается накопление хрома, никеля, кобальта, ванадия, в то время как марганец, свинец, цинк, галлий и бор, в некоторой степени титан, обнаруживают тенденцию к уменьшению содержаний. Это свидетельствует об интенсивном выносе их в процессе гипергенного рассеяния. Наблюдаются существенные различия значений геохимического фона для карбонатных пород нижнего палеозоя и кор выветривания, залегающих на них. В корах фиксируются повышенные концентрации марганца, титана, бора и хрома, уменьшение количества цинка, а поведение никеля, кобальта, ванадия, меди и галлия остается практически неизменным. Микроэлементный состав иреляхских и нижнеюрских отложений и сравнение его с их базальными слоями свидетельствует о повышении в последних роли ванадия, марганца, титана, меди и бора. В отношении хрома и никеля, кобальта и цинка замечена тенденция колебания содержаний в зависимости от литологического состава базальных горизонтов. Увеличение их концентраций связано с возрастанием роли грубокластического компонента (конгломераты, гравелиты). Количества свинца и галлия уменьшаются в нижних частях разреза мезозойских осадков.

Контрастное проявление аномальных содержаний типоморфных элементов кимберлитовых пород (Cr, Ni, Co, V, Mn, Ti) позволило выделить контуры комплексных (полиэлементных) погребенных вторичных ореолов рассеяния, построить комплект геохимических карт для кровли пород нижнего палеозоя и раннеиреляхского времени рэт-геттанга, которые сведены в окончательную карту расположения погребенных вторичных ореолов рассеяния участка работ.

Древняя поверхность пород нижнего палеозоя. Пространственное положение комплексных погребенных ореолов рассеяния характеризуется приуроченностью к ряду геологических образований.

Над кимберлитовым телом выявлены средне-сильноконтрастные ореолы рассеяния V, Ti, Cu, Zr, слабоконтрастные — Cr, Ni, Co, Zn, Pb. Отличительная черта марганца — формирование вокруг трубы зоны пониженных содержаний (до — Ca<sub>2</sub>). Комплекс элементов с аномальными концентрациями над телом является отражением специфики вещественного состава кимберлитовых пород. При этом мы не можем судить о степени сохранности данного комплекса микроэлементов, поскольку фиксируем в настоящее время реликты древнего ореола, претерпевшего, несомненно, существенные изменения за длительный период своего существования.

Район россыпи и направление транспортировки туда продуктов выветривания кимберлитов устанавливаются по повышению содержаний Cr, Ni, Co, V, Zn. Вторичные ореолы рассеяния их характеризуются средней — сильной контрастностью проявления и неправильными формами, вытянутыми в северо-западном направлении к коренному источнику.

На площади обнаружен ряд локальных геохимических аномалий, микроэлементный состав которых сопоставим с таковыми для района россыпи. Установлены вторичные погребенные ореолы рассеяния в зоне влияния известных региональных разломов; их отличие — В—V—Mn ассоциация проявления.

Базальные слои иреляхской свиты. Обнаруженные вторичные ореолы рассеяния химических элементов для раннеиреляхского времени характеризуются чёткой сопоставимостью с таковыми для кровли пород нижнего палеозоя. При этом, однако, отмечены отличия как в их микроэлементном составе, так и интенсивности проявления. На участке кимберлитовой трубы средне-сильноконтрастные ореолы установлены у хрома и циркония, а прочие элементы (Co, Ni, V, Ti, Cu) генерируют слабоконтрастные ореолы рассеяния. Аналогичные изменения наблюдаются и в районе россыпи. Это указывает на существование закономерностей в эволюции микроэлементного состава и контрастности проявления геохимических аномалий во времени, обусловленных как спецификой условий формирования погребенных вторичных ореолов рассеяния (веществен-

ный состав вмещающих пород, климат, объем поступающего кимберлитового материала и его характер), так и последующих постседиментационных процессов.

Таким образом, в результате геохимических поисков по погребенным вторичным ореолам рассеяния при проведении работ масштаба 1 : 10 000 возможно установление как кимберлитовых тел, так и россыпных месторождений. Представляется возможной и интерпретация геохимических аномалий, обусловленных влиянием тектонических нарушений. Выделяемый комплекс локальных геохимических аномалий может быть использован в качестве вспомогательных признаков при поисках новых кимберлитовых тел.

Итак, геохимические поиски кимберлитовых тел возможны и должны применяться на разных стадиях геологоразведочных работ. По характеру применения они могут быть разделены на два основных последовательных этапа: оценка территории на наличие потенциальнопрудных участков при геологической съемке масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000 и выделение локальных геохимических аномалий и перспективных участков в пределах ранее выделенных аномальных полей на стадии работ масштаба 1 : 25 000—1 : 10 000 (прямые поиски).

1. *Литинский В. А.* Ореолы и потоки рассеяния продуктов разрушения кимберлитовых тел.—Труды НИИГА. Л., 1962, с. 53—58. 2. *Литинский В. А.* О применении металлометрической и каппаметрической съемок для поисков кимберлитовых тел.—Советская геология, 1963, № 2, с. 32—39. 3. *Питулько В. М.* О геохимических методах поисков в условиях многолетнemerзлых пород на Сибирской платформе.—Записки Ленинградского горного ин-та, 1968, т. 101, вып. 2, с. 127—135. 4. *Силин И. И.* О методике геохимических работ при поисках золота на Алданском щите.—В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых. Апатиты, 1972, с. 167—169. 5. *Тимченко В. А., Ягнышев Б. С.* Литохимические поиски алмазных месторождений по погребенным вторичным ореолам рассеяния на территории Западной Якутии.—Информационный бюллетень НТГО «Горное» и ЯТГУ, 1976, № 4, с. 1—4.

Поступила в редакцию 28.05.79

*B. S. Jagnyshev, V. A. Khmelevskij*

#### GEOCHEMICAL PROSPECTING FOR KIMBERLITES

Kimberlites have characteristics of both ultrabasic and alkalic rocks and their unique chemical character may be used to locate them by geochemical techniques. The paper deals with the determination of the anomalous concentrations of the different elements can be detected in the soil about the kimberlites. Anomalous halos have been detected in surface soils for several hundred meters downslope from kimberlite outcrops and have a great meaning for prospecting purpose.

В. Н. КАДУРИН, ассист.,  
 И. В. НОСЫРЕВ, канд. геол.-мин. наук,  
 А. В. ЧЕПИЖКО, инж., Одесский университет,  
 Л. Я. ТАБАЧНЫЙ, ст. инж., Киевский университет

## ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ ПИРИТОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ СРЕДНЕГО ПОБУЖЬЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Пирит — один из самых распространенных минералов гидротермальных месторождений свинца, цинка, олова, золота и других элементов. В последние годы появилось много работ, посвященных типоморфным свойствам пиритов. В значительной мере они обобщены в монографии В. Г. Прохорова [14]. В исследованиях подчеркивается важное поисковое значение морфологии кристаллов пирита, делается попытка связать ее с составом минералообразующей среды и, в частности, с наличием элементов-примесей. Однако анализ литературных источников показывает существование противоречий в решении этих вопросов, что, вероятно, объясняется недостаточностью материалов по элементам-примесям в различных строго определенных габитусных типах минералов.

Мы изучали пириты из кварцевых жил юго-западной части Кировоградского блока Украинского щита. Здесь в фундаменте широко развиты гранитоиды кировоградского комплекса и разнообразные гнейсы ингульской серии. Общая характеристика кварцевых жил и их минералогический состав приведены в работах И. В. Носырева и др. [7, 11], Ю. А. Кузнецова и др. [8].

По данным указанных авторов и результатам наших последних исследований можно отметить, что:

1. Кварцевые жилы образуют несколько скоплений, контролируемых разломами, сопряженными с двумя глубинными тектоническими зонами — Южно-Бугской и Кировоградской.

2. Наиболее изученное кварцево-жильное поле, тяготеющее к Южно-Бугской зоне, контролируется крупным Ахтовским разломом.

Жилы залегают в крупнозернистых порфиробластовых гранитах Вознесенского массива, выполняя трещины отрыва и активизированные трещины скола. В участках пересечения жилами тел мелкозернистых гранитов образуются раздувы, а иногда и небольшие штокверки.

3. Процесс формирования кварцевых жил был многоэтапным и многостадийным. В значительной степени он связан с тектонической активизацией Украинского щита в платформенный этап его развития.

4. В кварцевых жилах установлены: пирит, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит, киноварь, молибденит, хедлеййт, ганит, турмалин, мусковит и др.

5. Содержание сульфидов, в том числе и пирита, незначительное. В основном, за исключением молибденита, они представлены мелкими кристалликами и зернами разнообразной формы. Размеры зерен пирита составляют десятые и сотые доли миллиметра.

Однако по морфологическим особенностям можно выделить несколько кристаллографических типов пирита, арсенопирита и других минералов.

Нами были детально изучены кристаллы пирита из кварцевых жил, контролируемых Ахтобским разломом. Исследования



Рис. 1. Морфологические типы кристаллов пирита

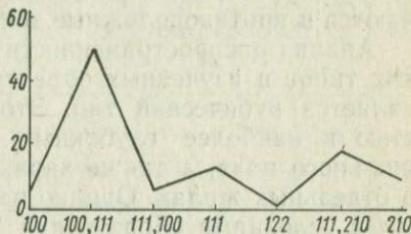


Рис. 2. Распределение кристаллов пирита по морфологическим типам

морфологии кристаллов проводились на двухкружном гониометре ГД-1 по методике, предложенной А. Г. Булахом [3]. Несмотря на разнообразие форм кристаллов, среди них выделены три габитусные формы: кубическая  $\{100\}$ , октаэдрическая  $\{111\}$ , пентагон-додекаэдрическая  $\{210\}$ , которые легли в основу выделения соответствующих морфологических типов.

К морфологическому типу мы относим реальные кристаллы, которые характеризуются преимущественным развитием определенной габитусной формы при резко подчиненном развитии граней других форм (рис. 1). Кристаллы, характеризующиеся примерно равными соотношениями двух и более габитусных форм, встречаются крайне редко. Таким образом, исследуемые кристаллы пирита могут быть расположены в морфологический ряд, построенный на изменении числа граней габитусных форм:  $\{100\}$ ;  $\{100,111\}$ ;  $\{111,100\}$ ;  $\{111\}$ ;  $\{210\}$ ;  $\{111,210\}$ . Анализ распределения выделенных форм в пробах (рис. 2) показал, что частота встречаемости их скачкообразно изменяется, давая максимум для  $\{111\}$  и  $\{100,111\}$ .

Это обстоятельство хорошо коррелируется с законом ретикулярных плотностей Браве, по которому для кубической гранецентрированной элементарной ячейки наиболее выгодной является сетка  $\{111\}$ . Однако считается доказанным, что закон Браве можно применять как приближенный вариант определения вероятности развития реальных граней. Вычисление плотности граней для кристаллов пирита по методу, предложенному

Е. Н. Евзиковой [6], показывает, что наиболее выгодна грань {111}, затем {100} и лишь потом {210}.

Полученные результаты в основном объясняют форму графика распределения (см. рис. 2), однако не дают ответа на вопрос о том, чем же обусловливается возникновение той или иной формы, какие факторы приводят к образованию разных форм в одной и той же жиле.

В литературе [1, 5, 9, 10, 13] изменение формы кристаллов пирита обычно увязывают с падением температуры гидротермального раствора. Чаще всего отмечают, что наиболее высокотемпературный член ряда — кубический тип [5, 9], хотя встречаются и противоположные точки зрения [10, 13].

Анализ распространенности выделенных нами морфологических типов в изученных объектах показывает, что более ранним является кубический тип. Это доказывается его приуроченностью к наиболее глубоким высокотемпературным участкам жильного поля, а также характером распределения кристаллов в отдельных жилах. Однако нам представляется, что связь формы с условиями образования более сложная. Абсолютные значения температур вряд ли будут решающей причиной ограничения кристаллов пирита. Одним из главных факторов возникновения той или иной формы кристаллов, по нашему мнению, является эволюция химического состава среды.

Для изучения связи форм кристаллов пирита с химизмом среды мы проанализировали элементы-примеси. Были выделены монофракции морфологических типов и проведен количественный спектральный анализ. Микронавеску 0,2—0,5 мг пирита помещали в угольный электрод (внешний диаметр 1,8 мм, диаметр канала 1,2 мм, глубина кратера 6 мм), затем присыпали буферной смесью, составленной из  $\text{NH}_4\text{Cl}$  и графита в соотношении 1 : 3. При анализе использовалась дуга переменного тока силой 5 А. Спектр с помощью спектрографа СТЭ-1 экспонировался в течение 75 с на фотопластинке «спектрографическая» тип-1. Градуировочные графики  $\lg I_i/I_{\text{Fe}} = f(\lg C)$  строились на основании данных анализа стандарта ГДР — пирит — PS-1 [18]. В результате пересчетов были получены содержания элементов-примесей (см. таблицу).

Из таблицы видно, что качественный состав элементов-примесей во всех типах оказался почти одинаковым, что позволяет отнести все пириты к одному этапу минералообразования. По мнению многих исследователей [2, 14, 17], изоморфно входит в решетку пирита ограниченное число элементов (Co, Ni, Se, Te и, по-видимому, Ti). Последние и являются наиболее часто встречающимися элементами-примесями. Остальные же элементы захватываются растущими кристаллами как механическая примесь и в определенной мере дают представление о составе минералообразующей среды. Это положение вполне подтверждается нашими материалами. Большинство из обнаруженных эле-

ментов-примесей в кварцевых жилах образует самостоятельные рудные минералы (арсенопирит, галенит, блеклые руды, халькопирит, сфалерит, хедлеййт и др.).

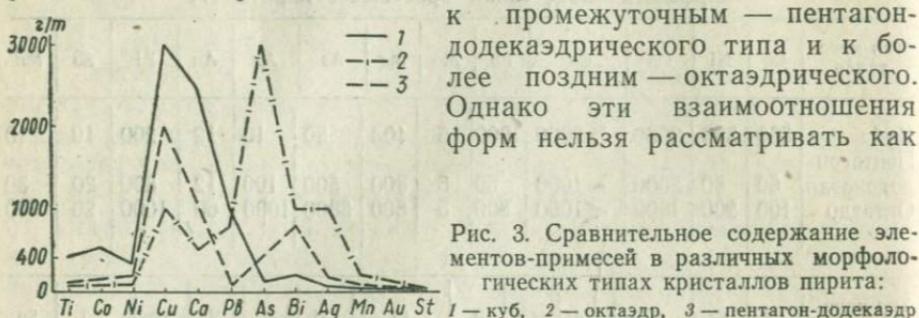
Содержание элементов-примесей в различных морфологических типах кристаллов пирита, г/т

Тип кристалла	Co	Ni	Cu	Ca	Pb	Mo	Mg	As	Ag	Au	Bi	Sb	Mn
Куб	500	300	3000	>2000	1000	5	100	50	10	12	200	10	10
Пентагон-додекаэдр	50	50	2000	~1000	50	5	800	500	100	12	800	20	30
Октаэдр	100	200	1000	<1000	800	5	800	3000	1000	60	1000	20	200
Тип кристалла	Cl	Cr	Cd *	Ge	Hg	P	Si	Ti	V	Y	Yb	Zn	Sn
Куб	40	5	<100	4	~3	500	<1000	400	10	10	5	<100	2
Пентагон-додекаэдр	—	<5	100	—	—	500	<1000	50	<5	20	—	100	10
Октаэдр	?	<5	~100	?	2	?	<1000	80	<5	15	2	100	5

Обращает на себя внимание существенное различие в количественном распределении элементов-примесей в различных морфологических типах. Так, кубический тип характеризуется повышенными содержаниями Cu, Ni, Co, Ca, Ti; октаэдрический — повышенными содержаниями As, Bi, Ag, Au, Te, Mn; пентагон-додекаэдрический тип занимает промежуточное положение. Отсюда видно, что количество элементов-примесей определенным образом увязывается с морфологией кристалла пирита.

В литературе по золоторудным убогосульфидным проявлениям [12, 15, 16] неоднократно отмечалось, что для начальной стадии процесса характерна активность таких элементов, как Cu, Ca, Ni, Co, а в последующие стадии большую активность приобретают As, Bi, Ag, Au, Te, Sb и др. Это позволило нам для построения графика распределения элементов-примесей в морфологических типах выбрать координаты, где по оси абсцисс будут расположены элементы во временной последовательности активности, а по оси ординат — их содержание, г/т. На рис. 3 нами показаны только элементы, которые устойчиво встречаются в золоторудных проявлениях. Графически четко вырисовываются два пика, характеризующие кубический и октаэдрический тип. Причем для кубического пик сдвинут влево, в область максимальных содержаний Cu, Ca, а для актаэдрического — вправо к максимальным содержаниям As, Bi, Ag. Пентагон-додекаэдрический тип занимает промежуточное положение.

Поскольку элементы на графике расположены нами по оси во временной последовательности активности элементов, то это позволяет сделать предположение об относительной очередности образования выделенных морфологических типов. Таким образом, к более ранним относятся кристаллы кубического типа,



к промежуточным — пентагон-додекаэдрического типа и к более поздним — октаэдрического. Однако эти взаимоотношения форм нельзя рассматривать как

Рис. 3. Сравнительное содержание элементов-примесей в различных морфологических типах кристаллов пирита:

общую закономерность для любого процесса пиритообразования, они будут характерны только для конкретных условий убогосульфидного золоторудного процесса. В других случаях необходимо производить аналогичные работы и выяснить связь формы с условиями образования.

Итак:

1. Качественный состав элементов-примесей в пиритах в целом отражает общий химический состав рудопроявлений.

2. Количественное распределение элементов-примесей связывается с выделенными морфологическими типами кристаллов пирита: кубическим, пентагон-додекаэдрическим и октаэдрическим.

3. Изменение состава элементов-примесей в выделенном морфологическом ряду отражает общую эволюцию химизма минералообразующей среды. В условиях убогосульфидного гидротермального процесса наиболее ранние выделения пирита относятся к кубическому морфологическому типу, а поздние — к октаэдрическому.

4. Элементы-примеси пирита — важный поисковый признак, позволяющий судить об общем составе растворов. В условиях убогосульфидного золоторудного процесса типоморфным рядом, свидетельствующем о падении температуры, является ряд куб — пентагон-додекаэдр — октаэдр.

1. Абдулаев Г. К. К вопросу о связи морфологии кристаллов пирита с условиями их образования.—Доклады АН АзССР, сер. геол.-геогр., 1959, № 3, с. 78—86.
2. Бадалов С. Т., Поваренных А. С. Изоморфные элементы-примеси пиритов.—Геологический журнал, 1970, № 3, с. 27—34.
3. Булах А. Г. Графика кристаллов. М., 1971. 112 с.
4. Гаменин Н. Г. Парагенезисы рудных минералов золоторудных месторождений верхнеиндигирского района.—Геология и геофизика, 1965, № 7, с. 130—137.
5. Джаяфаров Ч. Д. Кристалломорфология пирита и ее минерагенетическое значение. Баку, 1970. 118 с.
6. Евзикова Н. З. Принципы структурно-геометрического анализа граней кристаллов.—Записки

- Всесоюзного минералогического общества, 1965, ч. 94, вып. 2, с. 129—141.
7. Кадурин В. Н., Носырев И. В., Крамских Е. П., Робул В. М. Минералогические критерии проявленияй Украинского щита.— В кн.: Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах УЩ. Киев, 1977, с. 35—40.
8. Кузнецов Ю. А., Сиденко О. Г., Ольховский А. И. Минералогические особенности Нижнего Побужья.— В кн.: Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах УЩ. Киев, 1977, с. 82—86.
9. Костов И. Морфология и генезис минералов.— В кн.: Региональная и генетическая минералогия, вып. 2, Киев, 1978, с. 3—15.
10. Копчик Ю. Г. Пирит Саргатонского месторождения.— Записки Всесоюзного минералогического общества, 1949, ч. 78, вып. 2, с. 138—142.
11. Носырев И. В., Крамских Е. П., Робул В. М., Савченко М. И. Минералогия кварцевых жил юга Украинского щита.— В кн.: Вопросы региональной и генетической минералогии. Киев, 1977, с. 88—97.
12. Петровская Н. В. Самородное золото. М., 1973, с. 21—36.
13. Попивняк И. В. Об использовании типоморфных признаков пирита в поисковой и оценочной практике.— Минералогический сборник, 1976, № 30, вып. 1, с. 39—46.
14. Прохоров В. Г. Пирит.— Труды СНИИГГИМС, 1970, вып. 102, с. 162.
15. Рослякова Н. В. Геохимия золота в гидротермальном процессе на примере Берикульского золоторудного месторождения.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, 1976, с. 82—101.
16. Щербаков Ю. Г. Распределение и концентрация золота в рудных провинциях. М., 1976, 142 с.
17. Цамбел Б., Ярковский Я. Редкие элементы в пиритах колчеданных месторождений Западных Карпат, возможность их использования при решении генетических проблем оруденения.— В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 249—265.
18. Schron W., Rössler H.-T. Drei neue geochimisch-mineralogische Komplexstandards GF-1, SF-1, PSI—Zeitschrift für Angewandte Geologie. 1975, Band 21 Ht, S. 17—25.

Поступила в редакцию 10.05.79

V. N. Kadurin, I. V. Nosyrev, A. V. Chepizhko, L. Ja. Tabachnyj

ELEMENTS-IMPURITIES OF THE PYRITES OF HYDROTHERMAL  
DISPLAY OF MIDDLE POBUJNY (UKRAINIAN SHIELD)

On the base of goniometrical surveys the morphological types of pirit are picked out. By the quantitative spectrum analysis the elements — impurities are determined and the conclusion about their distribution in connection with the evolution of mineralforming medium is made.

УДК 552.1.11

Б. С. ПАНОВ, д-р геол.-мин..наук,

Н. В. БУТУРЛИНОВ, В. А. КОРЧЕМАГИН, кандидаты геол.-мин. наук,  
Донецкий политехнический институт

П. НЕСТЛЕР, д-р наук, Фрайбергская горная академия

**ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДОНБАССА  
И ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ  
ПО ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫМ ДАННЫМ**

При изучении различных петрологических вопросов, в особенности связанных с происхождением магматических пород, все большее внимание исследователей привлекают в настоящее время изотопно-кислородные данные. Они содержат важную гене-

тическую информацию, которая в сочетании с геолого-петрографическими и другими сведениями позволяет судить о происхождении и составе исходного магматического расплава, роли процессов дифференциации и ассиляции при становлении интрузивных комплексов, уровней формирования разноинформационных магматических образований [1, 4]. Поскольку отдельные высказывания о генезисе магматических пород Донецкого бассейна основаны лишь на петрографических данных, представляются интересными впервые полученные для указанного региона, а также для Восточного Предкавказья сведения о распределении в этих породах изотопов кислорода.

Анализы были выполнены в изотопной лаборатории Фрейбергской горной академии (ГДР) по методике [6]. Полученные значения  $\delta O^{18}$  отнесены к международному стандарту воды мирового океана SM<sub>1</sub>OW, а ошибка измерений не превышала  $\pm 0,5\%$ .

Возникновение известных в Донецком бассейне трех разновозрастных комплексов магматических пород связано с проявлением трех этапов активизации региона. В течение первого этапа тектono-магматической активизации ( $D_2—C_1$ ) возникли щелочно-ультраосновные, базальтоидные и щелочные породы, которые наиболее полно представлены в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом (села Покрово-Киреево, Раздольное и др.).

Магматические породы второго этапа активизации представлены щелочно-базальтоидными ( $P_1—P_2$ ) и андезит-трахиандезитовыми ( $P_2—T_1$ ) образованиями. Первые из них в виде штоков, силлов и даек шонкинитов, трахидолеритов, монцонит-порфиров, авгититовых керсанититов и других пород развиты в Южно-Донбасском и Шахтинском районах, где их контролируют зоны субширотных разломов. Андезит-трахиандезитовые породы образуют обычно межпластовые залежи и пологопадающие дайки, больше тяготеющие к зонам поперечных дислокаций. Они развиты вдоль всей южной окраины Донбасса от Красноармейского района на западе до бассейна реки Маныч — на востоке.

К третьему комплексу мезозойского этапа активизации приналежат лампрофиры Миусского района, среди которых широко известны мончикиты и камptonиты, их дайковый пояс прослеживается вдоль Центрально-Донбасского поперечного поднятия от Приазовского массива через Амвросиевский район к Нагольному Кряжу.

Приведенные в таблице и на рис. 1 результаты изучения изотопно-кислородного состава указанных выше разновозрастных пород свидетельствуют о довольно заметных колебаниях коэффициента  $\delta O^{18}$  — от  $+3,9\%$  для перидотита с. Покрово-Киреево до  $+21,8\%$  для туфа кварцевого порфира с. Раздольного. Такой значительный разброс аналитических данных может свидетельствовать как о различных источниках, так и раз-

**Результаты изотопных анализов магматических пород**

Номер образца	Порода	Место взятия образца	$\delta \text{O}^{18} \text{‰}$
<b>Донецкий бассейн</b>			
93/0	Пироксенит	с. Покрово-Киреево, скв. 93, гл. 185 м	+4,5
1/73	Перидотит	Там же, скв. 155, гл. 130 м	+3,9
518/0	Меланогаббро	Там же, скв. 518, гл. 120 м	+9,2
8/74	Лимбургит	с. Покрово-Киреево, скв. 136, гл. 77 м	+6,8
5/74	Авгитит	с. Новотроицкое, скв. 1, гл. 693 м	+7,2
32/73	Базальт	с. Покрово-Киреево, скв. 306, гл. 120 м	+9,8
33/73	»	с. Раздольное, скала на берегу р. Кальмиус	+11,9
173/49	»	с. Покрово-Киреево, скв. 173, гл. 49 м	+10,6
56/0	Малинит	с. Покрово-Киреево, скв. 56, гл. 115 м	+7,1
302/0	»	Там же, скв. 302, гл. 119 м	+8,4
21/73	Псевдолейцитовый порфир	Там же, скв. 21, гл. 318 м	+13,4
86/255	Толеитовый базальт	Там же, скв. 86, гл. 255 м	+17,5
86/256	То же	Там же, скв. 86, гл. 256 м	+12,1; +9,6
29/73	Туф кварцевого порфира	с. Раздольное	+21,8; ±0,6
6/73	Шонкинит	Южно-Донбасский район, скв. 9272, гл. 121 м	+7,4
3/73	Трахидолерит	Там же, скв. 9190, гл. 807 м	+12,9
4/73	»	Там же, скв. 9188, гл. 716 м	+8,5
5/73	Авгитовый керсантилит	Там же, скв. 9255, гл. 192,5 м	+14,0
9188/711	Трахидолерит	Там же, скв. 9188, гл. 711 м	+13,4
2/73	Трахизабазальт афанитовый	Там же, скв. 9274, гл. 392 м	+8,9
30/73	Грорудит	Берег р. Кальмиус у с. Васильевка	+9,9
11/73	Плагиопорфир	пос. Болдырево	+12,4
26/73	Анdezит	с. Раздольное	+10,0
31/73	»	с. Покрово-Киреево	+10,2
25/73	»	с. Старонгнатовка	+10,4
8/73	Мончикит	р. Крынка у с. Калиново	+9,0
<b>Восточное Предкавказье</b>			
1/3803	Толеитовый кварцевый долерит	Скв. 1, Шангринская, гл. 3803 м	+10,2
1/3880	То же	Там же, гл. 3880 м	+11,2
10/73	Базальт	Скв. 2, Пошолкинская, гл. 2897—2901 м	+13,3
9/73	Липарит	Скв. 6, Владимировская, гл. 3645—3648 м	+10,1
11/73	»	Скв. 13, Урожайненская, гл. 3697—3700 м	+12,2
7/73	»	Скв. 6, Владимировская, гл. 3600 м	+16,4

ных условиях образования магматических пород региона. При рассмотрении этих вопросов надо иметь в виду, что для симатогенных образований, как производных выплавления глубинного мантийного материала, характерны относительно постоянные величины  $\delta O^{18}$  (от +5 до +6 ‰), свойственные, например, неизменным базальтам внутриокеанических рифтовых поясов или базальтам Толбачинского извержения на Камчатке [1].

Гранитоиды и другие сиалические образования, возникшие при плавлении, метасоматозе или ассилияции корового мате-

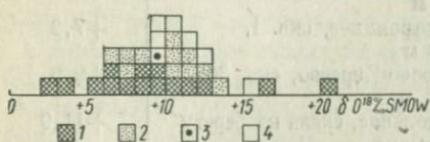


Рис. 1. Изотопный состав кислорода магматических пород Донбасса и Восточного Предкавказья:

1 — породы I ( $D_2-C_1$ ), 2 — II ( $P_1-T_1$ ), 3 — III ( $I_3-K_1$ ) магматических комплексов, 4 — породы Восточного Предкавказья

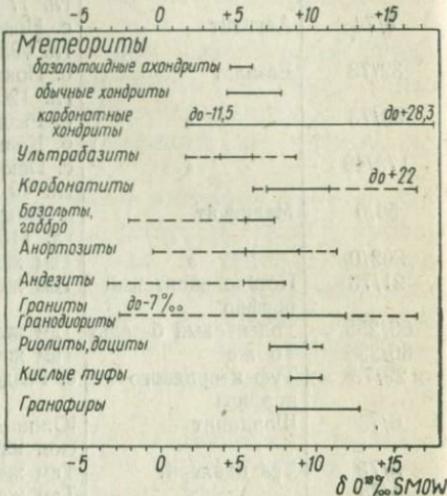


Рис. 2. Значения  $\delta O^{18}$  в магматических породах [6]

риала имеют более высокие значения  $\delta O^{18}$  (около +10‰ и более) [4, 6]. В обобщенном виде эти данные представлены на рис. 2.

Для наиболее ранних по времени образования пород первого этапа активизации, представленных среднедевонскими перидотитами и пироксенитами,  $\delta O^{18}$  соответственно равно +3,9 и +4,6‰. Эти значения показывают, что, во-первых, ультрабазиты Покрово-Киреевского массива в период становления вели себя как закрытые системы, не претерпевшие после кристаллизации заметных эпигенетических изменений (это подтверждается также петрографическими данными). Во-вторых, указанные значения  $\delta O^{18}$ , характеризующие исходную магму, указывают на ее мантийное, подкоровое происхождение.

Для интрузивных щелочно-базальтоидных (лимбургиты, авгититы) и щелочных (малиньиты) пород этого района установлены достаточно близкие значения  $\delta O^{18}$ ср.: +7,0‰ — для первых и +7,7‰ — для вторых, которые, по всей видимости, отражают соотношения изотопов кислорода в исходной глубинной магме. Повышенные значения  $\delta O^{18}$  этих пород по сравнению

с упомянутыми выше ультрабазитами могут быть объяснены особенностями минерального состава пород, которые влияют на вариации  $\delta\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  в них. В полевых шпатах, например, по обобщенным данным многих исследователей,  $\delta\text{O}^{18}$  варьирует в пределах от +6,5 до +9,1‰, в пироксене от +5,5 до 6,3‰ и т. д. [4].

Габброидные породы этого комплекса имеют более высокие значения  $\delta\text{O}^{18}$  (9,2‰) по сравнению с указанными магматическими глубинными образованиями начального этапа активизации региона. Тенденция нарастания значений  $\delta\text{O}^{18}$  сохраняется у их эфузивных аналогов, поэтому базальтоидные породы трахиандезитовой серии (пробы 32/73, 33/73, 173/79) имеют величины  $\delta\text{O}^{18}$  от +9,8 до +11,9‰. Геолого-структурные и петрохимические данные однозначно свидетельствуют о генетической общности всех пород указанных серий комплекса. Приведенные изотопно-кислородные характеристики подтверждают этот тезис.

Повышенные значения  $\delta\text{O}^{18}$  базальтоидов по сравнению с авгититами, пироксенитами и другими глубинными породами могут быть объяснены тем, что в ходе проникновения мантийных дериватов в верхние структурные этажи образовывались промежуточные магматические камеры в пределах земной коры и происходили сопутствующие этому явлению процессы контаминации и ассимиляции. Это и отразилось на изотопном составе производных трахибазальтовой магмы.

Интересные данные о содержании  $\delta\text{O}^{18}$  были получены для толеитовых базальтов юга Донбасса. В двух пробах пород, отобранных в одной и той же скважине на расстоянии одного метра друг от друга, установлены значения  $\delta\text{O}^{18}$ , равные +12,1 и +17,5‰. Такие повышенные значения этого коэффициента в указанном типе пород и резкие его колебания на метровом интервале не отражают изотопный состав исходной магмы. Они могут свидетельствовать как об изотопно-кислородном обмене магматических дериватов при внедрении во вмещающие их породы (аргиллиты), так и о развитии эпигенетических процессов, сопутствовавших этому явлению. Они привели к возникновению в породах новообразований хлорита в виде миндалин, халцедона и другим изменениям.

Намечается корреляция между содержанием  $\delta\text{O}^{18}$  и  $\text{H}_2\text{O}^+$ , а также соотношением  $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ , подобно тому как это имеет место для базальтов, образовавшихся в подводных или наземных условиях и подвергшихся значительным эпигенетическим изменениям [5].

Туф кварцевого порфира раздольненской свиты верхнего девона сильно обогащен изотопом  $\text{O}^{18}$ , так что в данном случае вполне вероятно предположение о сильном выветривании породы и наличии в ней кластических осадков. Вместе с тем здесь возможно и другое объяснение, как это установлено для кис-

лых инициальных магматитов (кварцевых порфиров и кератофиров) субсеквентного вулканализма юга ГДР.

Высокие содержание  $\delta O^{18}$  в них (до +20‰) по данным изотопно-кислородного состава отдельных минералов, слагающих породы, связано с аномальным фракционированием  $O^{18}$  в ходе обмена этим изотопом между кварцем, основной массой породы и другими минералами. Причина такого аномального фракционирования, по данным П. Нестлера, заключается в чужеродном происхождении кварца вкрапленников [6].

Для верхнепалеозойских пород, образование которых связано со вторым этапом активизации тектонической жизни региона, выполнено восемь изотопно-кислородных определений. Все они характеризуют когенетическую серию шонкинит-плагиопорфировых пород Южно-Донбасского комплекса, для которых отмечены значительные колебания  $\delta O^{18}$  (от +7,4 до +14,0‰). Одной из причин этого явления, судя по полученным данным, был изотопно-кислородный обмен между осадочными породами и внедрившейся в них магмой. Так, в скв. 9188 для трахиодолерита на контакте с вмещающими осадочными породами (глубина 711 м)  $\delta O^{18} = +13,4\%$ , а на удалении 5 м от контакта (глубина 716 м)  $\delta O^{18} = +8,5\%$ . Однако решающее значение здесь имели, по всей видимости, особенности образования пород этого комплекса. Судя по полученным данным и геолого-структурным и петрологическим наблюдениям, исходная магма этих пород образовалась в результате частичного плавления древних гранитоидных образований континентальной коры под влиянием внедрившихся в нее глубинных высокотемпературных базитовых производных. Переплавление различного по исходному изотопно-кислородному составу сиалического материала и обусловило колебание  $\delta O^{18}$  в рассмотренных породах. Следует отметить, что среднее значение этого показателя для указанной группы пород равно +10,9‰, что соответствует подобному показателю для типичных палингенных гранитоидов (см. рис. 2).

Анdezит-трахиандезитовые породы, довольно широко развитые на юге Донбасса, практически аналогичны по изотопно-кислородным данным шонкинит-плагиопорфировым производным и имеют очень близкие значения  $\delta O^{18}$  для всех проб, которые были отобраны в различных по размерам интрузивах, расположенных на значительном удалении друг от друга. Это позволяет допустить, что все верхнепалеозойские породы возникли из общих магматических очагов, несколько эволюционирующих во времени, что согласуется с петрологическими и геофизическими данными. Гибридизация сиалического вещества могла зайти настолько, что образовавшаяся палингенная андезитовая магма приобрела значения  $\delta O^{18}$ , типичные для палингенных коровых гранитоидов. Важно подчеркнуть, что андезиты Донбасса имеют более высокие значения  $\delta O^{18}$ , чем типичные

андезиты Тихоокеанского пояса (см. рис. 2). Указанные различия изотопно-кислородных данных андезитов разных регионов следует учитывать при обсуждении дискуссионного вопроса о происхождении этих пород. Они дают основание для представлений о существовании первичных и палингенных андезитовых магм.

Мончикиты Миусского комплекса лампрофиров имеют  $\delta O^{18} = +9\text{\textperthousand}$ . Это утяжеление изотопного состава может свидетельствовать об увеличении роли глубинных дериватов в новый этап тектono-магматической активизации региона, с которым связывается образование ртутных, а также, вероятно, иных рудных месторождений Донбасса.

Значительно более сходны результаты изотопных анализов кислорода в магматических породах позднетриасового возраста Восточного Предкавказья (см. таблицу, рис. 1). Проведенные в этом районе работы по глубинному бурению свидетельствуют о довольно широком развитии здесь различных магматических образований триасового возраста. Последние представлены разными эфузивами — от липаритов до базальтов, вскрытыми на глубинах от 2900 до 3880 м. За исключением пробы 7/73, все изотопно-кислородные данные этих пород лежат в пределах от  $+10,1\text{\textperthousand}$  до  $+13,3\text{\textperthousand}$ , т. е. располагаются в области типичных коровых образований. Еще более высоким является значение  $\delta O^{18} + (16,4\%)$  липарита скв. Владимирской, которое свидетельствует о его несколько более тяжелом изотопном составе.

Сопоставление данных об изотопном составе кислорода магматических пород Донбасса и Восточного Предкавказья указывает на различный характер их образования. Для Донецкого бассейна наблюдается в целом закономерное увеличение значений  $\delta O^{18}$  пород ранних фаз к более поздним. Это обусловлено как глубинностью генерации исходной магмы, так и процессами ее дифференциации и ассимиляции исходным расплавом кристаллических пород земной коры. Этих особых черт магматизма Донбасса, установленных по изотопно-кислородным данным, не выявлено у изученных проб вулканитов Восточного Предкавказья, что свидетельствует не только о разном возрасте, но и различном характере магматизма указанных смежных регионов, один из которых (Донбасс) относится к области автономной тектono-магматической активизации со свойственными ей специфическими чертами [3], а другой — принадлежит к эпигерцинской платформе.

1. Бибикова Е. В. и др. Генезис базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения по изотопным характеристикам свинца, серы, кислорода.— В кн.: Тезисы докладов VII Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М., 1978, с. 263—264. 2. Бутурлинов Н. В. и др. О происхождении магматических пород Донбасса в свете изотопных данных.— В кн.: Тезисы докладов VI Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М., 1976, с. 177—178. 3. Панов Б. С. Металлогенические особен-

ности активизированной области Донбасса.— Доклады АН СССР, 1973, т. 211, № 2, с. 417—419. 4. Тейлор Г. П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 102—108. 5. Muehlenbachs K., Clayton R. N. Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts.— Canad. Journ. Earth Sci., 1972, vol. 9, p. 172—184. 6. Nestler P. Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an Magmatiten unterschiedlicher geologischer Position.— Freiberger Forschungshefte, C 317, Leipzig, 1976, S. 88—101.

Поступила в редакцию 02.04.79

B. S. Panov, N. V. Buturlinov, V. A. Korchemagin, P. Nestler  
PETROLOGICAL PECULIARITIES OF MAGMATIC ROCKS  
OF THE DONBASS REGION AND THE EASTERN PARTS  
OF THE PRECAUCASIAN REGION ON ISOTOPE-OXIGEN DATA

The isotope-oxygen composition in different magmatic rocks of the Donetsk Basin and the Eastern Parts of the Precaucasian Region is dealt with. Some considerations of their origin are represented.

УДК 551.31.23:539.12.04

И. Ф. ВОВК, д-р геол.-мин. наук,  
Институт геологических наук, АН УССР,  
В. П. ИВАНИЦКИЙ, канд. геол.-мин. наук,  
И. В. МАТЯШ, д-р физ.-мат. наук,  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР

О РАДИАЦИОННОМ ФАКТОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ МИНЕРАЛОВ  
И ГОРНЫХ ПОРОД

Степень выветрелости горных пород и связанные с этим их минералого-geoхимические особенности часто являются оценочным и поисковым критерием на целый ряд полезных ископаемых (строительные материалы, подземные воды и некоторые рудные полезные ископаемые, в частности уран). До последнего времени при анализе факторов выветривания ограничивались рассмотрением влияния на горные породы атмосферы, грунтовых и поверхностных вод и организмов. Все эти факторы приводятся в действие общим источником энергии — солнечной радиацией.

Вторым по важности энергетическим источником в земной коре являются излучения содержащихся в горных породах радиоактивных элементов — урана, тория, калия. Исследования последних лет подтверждают предсказанную в свое время В. И. Вернадским важную роль естественного радиоактивного распада в минералого-geoхимических превращениях в горных породах [1, 5, 6, 10 и др.], что дает основание для научной постановки вопроса о радиационном факторе выветривания горных пород.

Понятие «выветривание» применительно к интерпретации вторичных изменений в метамиктных минералах, протекающих

под воздействием естественной радиации в течение геологических периодов времени, в литературе уже встречалось [18]. При этом метамиктные минералы изучались с целью оценки влияния ионизирующей радиации на устойчивость силикатных стекол как среды для захоронения радиоактивных отходов в недра. В итоге установлена подверженность стекол вторичным изменениям, которые заключаются в выносе катионов и кремнезема в результате длительного воздействия на них радиоактивных излучений.

Влияние периодических изменений температуры и образование дефектов структуры в микроскопических объемах подверженных облучению минералов за длительное геологическое время приводит к тем же эффектам, к которым ведут суточные и сезонные колебания температуры слоя горных пород, контактирующего с атмосферой (снижение объемной массы, твердости, прочности, химической устойчивости минералов и др.). Радиоактивный распад внутри минерала как бы подготавливает таким образом его к более интенсивному выветриванию извне. Облучение твердых тел оказывает влияние на химическую устойчивость и на процессы, протекающие на границе раздела двух фаз,— адсорбцию, изотопный обмен, растворимость и т. д. [13].

При исследовании влияния радиоактивных излучений на взаимодействие силикатов (кварц, микроклин, лабрадорит, олигоклаз, флогопит, мусковит) с водой установлено [1] активирующее действие облучения на вынос петрогенных и рудогенных элементов из их структуры. Увеличение содержания в воде химических элементов в облученных системах вода—минерал по сравнению с контрольными составило: K—1—14, Na—1—8, Ca—1—11, Mg—1—23, Fe—1—40, Si—1—247 раз, а для суммы K+Na+Ca+Mg—в среднем в 4—7 раз. При этом облучение не влияет на порядок расположения петрогенных элементов в ряду их способности к переходу из минералов в воду:  $\text{Ca} \gg \text{Mg} > \text{Na} > \text{K}$ , а лишь ускоряет процесс инконгруентного растворения минералов в целом.

На вынос рудогенных элементов, в частности Fe, решающее воздействие оказывают окислительно-восстановительные процессы в зоне водно-минерального контакта, в связи с чем в работе [1] отмечена прямая зависимость интенсивности выноса от степени дисперсности образца. Вынос октаэдрических катионов  $\text{Fe}^{2+}$  при выветривании силикатов осуществляется преимущественно из структурных позиций, имеющих меньшую энергию стабилизации кристаллическим полем, и происходит как процесс поддержания энергетического и зарядового равновесия кристаллической решетки. Например, такой позицией для биотитов и их гидратированных аналогов является транс-октаэдр [7]. Вынос октаэдрических катионов  $\text{Fe}^{2+}$  из структуры облученного в водной среде биотита сопровождается параллельным радиационно-химическим окислением части структурного железа  $\text{Fe}^{2+} - e \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ . При этом вынос структурного железа осуществля-

ляется для компенсации возрастающего положительного заряда октаэдрического слоя и сохранения электронейтральности решетки [19].

Вынос химических элементов из твердой фазы в жидкую — результат энергетического взаимодействия радиационных полей с кристаллической решеткой и радиационно-стимулированной диффузии в облученном образце. Экспериментально показано [9], что возрастание коэффициентов диффузии в поле ионизирующих излучений обусловлено как повышением концентрации структурных нарушений, так и снижением потенциальных барьеров и соответствующим уменьшением энергией активации диффузии.

Коэффициенты диффузии являются функцией интенсивности воздействующего излучения и по абсолютному значению увеличиваются на 2—3 порядка. Скорость перемещения примесных атомов описывается формулой, приведенной в работе [16]:

$$V = V_0 e^{-E/kT},$$

где  $V_0$  — средняя тепловая скорость, равная  $5 \times 10^4$  см/с,  $E$  — энергия активации диффузионного процесса,  $k$  — постоянная Больцмана, равная  $1,38049 \cdot 10^{-16}$  эрг (К),  $T$  — температура, К.

Если учесть, что при непосредственной передаче кванта энергии ( $10^5$  эВ) радиационного излучения в локальный объем твердого тела ( $10^4$  атомов) его температура повышается в течение  $10^{-11}$  с до 1000 К [20], а при конвертировании энергии электронного возбуждения в тепло до температур больше 500 К [21], то становится очевидным резкое возрастание скоростей диффузии в облучаемом твердом теле.

При этом отметим, что скорость активационных процессов, инициированных излучением, определяется не средней измеряемой температурой твердого тела ( $T$ ), а эффективной ( $T_{\text{эфф}}$ ), большей  $T$  на величину  $\Delta E/C$  [15], где  $\Delta E$  — некоторое значение энергии, переданной в объем твердого тела радиоактивным излучением,  $C$  — теплоемкость рассматриваемых степеней свободы данного объема. Общий запас поглощенной энергии может достигать значительной величины. Например, для графита, облученного быстрыми нейtronами, ее значение достигает 600 кал/г [8]. Перевод этой энергии в тепло повысит температуру образца до 1000 °С. Концентраторами энергии излучения, поглощаемой твердым телом, служат радиационные дефекты кристаллической решетки. Так, образование одного атома внедрения в твердом теле требует затраты от 2 до 5 эВ энергии, что сопоставимо с энергией активации примесных атомов в минералах. В свою очередь при увеличении в кристаллической решетке твердого тела концентрации радиационных дефектов наблюдается снижение теплоемкости, связанное с появлением новых видов колебаний кристаллической решетки, обусловленных коле-

банием дефектов и влиянием их на колебание структурных атомов [8].

Таким образом, индуцированное облучением уменьшение  $C$  и увеличение  $\Delta E$  в процессе облучения обусловливают существенное влияние добавки  $\Delta E/C$  на величину  $T_{\text{аф}}$  и вместе с тем на скорость перемещения примесных атомов в минералах, на активацию массопереноса в системе вода—минерал. Учет уменьшения энергии активации диффузии в поле ионизирующего излучения ведет к дальнейшему увеличению  $V$  и интенсификации рассматриваемого процесса.

Механический эффект в облученных силикатах выражается в общем нарушении сил кристаллического поля, что проявляется в анизотропном изменении параметров кристаллической решетки [10, 11], в искажении геометрии координационного окружения структурных катионов [5, 6], и приводит к снижению плотности, увеличению объема и линейных размеров [2], к появлению разрывов, трещиноватости и, как следствие, к диспергации образцов [3, 4, 11].

Изменение объема облученного кристалла может быть выражено [2]:

$$\Delta V = (\Delta\Phi - \Delta U + T\Delta S)/P,$$

где  $\Delta\Phi$  — изменение изобарно-изотермического потенциала,  $\Delta U$  — изменение внутренней энергии кристалла;  $T$  — температура;  $\Delta S$  — изменение энтропии;  $P$  — внешнее давление. Степень изменения плотности силикатов зависит от строения кристаллов и содержания двуокиси кремния, т. е. от особенностей кристаллической структуры и химического состава. Уменьшение абсолютного значения плотности силикатов при значительных дозах составляет десятки процентов [3, 4].

Наибольшие радиационные изменения претерпевают горные породы, кристаллическая составляющая которых представлена силикатами каркасного строения. По мере замещения в породах каркасных силикатов слоистыми, ленточными, цепочечными, островными роль радиационного фактора в разрушении пород падает [3, 4]. Разрушение пород происходит как процесс постепенного нарастания внутренних напряжений с дозой облучения и неравномерной анизотропной передачи их в объеме породы с созданием зон концентрации напряжений. При превышении возникшими напряжениями предела прочности породы последняя разрушается — образуется трещина. Дальнейшее увеличение дозы облучения увеличивает раскрытие трещин до полного разрушения породы. Трещины, изломы и электрические разрывы, сопровождающие радиационное дефектообразование в силикатах, могут способствовать перетранспортировке составляющих их химических элементов и выветриванию минералов [17].

Определенный отпечаток на процессы физического выветривания минералов и горных пород в условиях воздействия при-

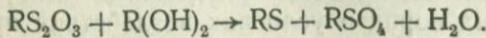
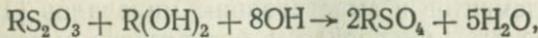
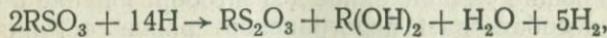
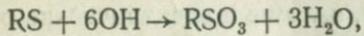
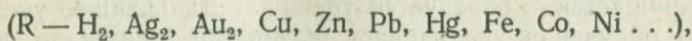
родных радиационных полей при суточных и сезонных колебаниях температуры накладывает эффект увеличения температурного коэффициента линейного расширения в облученном твердом теле в результате ослабления силовых связей между катион-анионными составляющими кристаллической решетки [2]. Эффекты разрушения минералов и горных пород — также следствие повышения давления в системе вода — порода в результате радиационного газообразования [1].

Одной из причин, вызывающих механическую работу деформаций, есть адсорбционное понижение прочности, проявляющееся на адсорбционных центрах в результате расклинивающего действия молекул в процессе их диффузационного потока [12]. Увеличение дефектности твердого тела при облучении сопровождается повышением концентрации адсорбционных центров. Это обусловливает экспериментально наблюдаемое возрастание адсорбционных способностей облученных силикатов по отношению к молекулам воды [6].

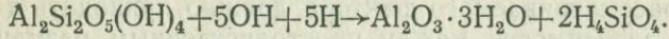
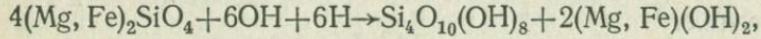
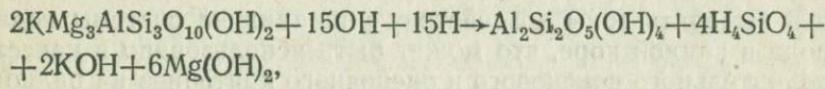
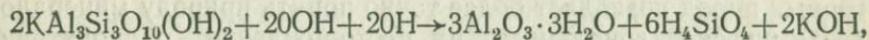
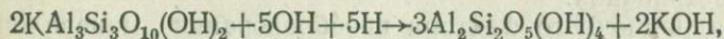
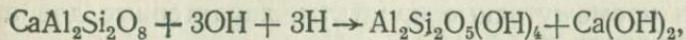
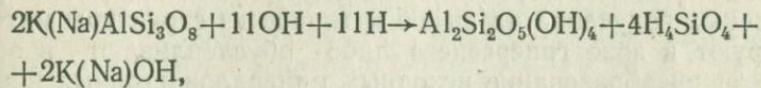
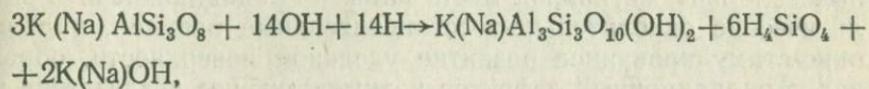
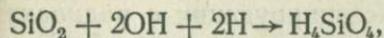
Таким образом, увеличение активной поверхности взаимодействия минерального вещества с водой в результате диспергации, вызванной рассмотренными причинами, ведет к дальнейшему увеличению скорости массопереноса в облученной системе.

Все же воздействие ионизирующей радиации на твердый скелет горных пород не является определяющим в процессе их радиационно-химического выветривания. Решающее значение имеет радиолиз жидкой фазы системы вода — горная порода. Радиолиз поровых растворов горных пород ведет к появлению в них таких агентов выветривания, как кислород (в виде гидроксильных групп и гидроперекисных радикалов, а также перекиси водорода, химически более активных, чем молекулярный кислород), углекислота, азотная, серная и органические кислоты, атомарный хлор и другие продукты радиолиза водных растворов [1]. В результате протекания разнообразных химических реакций продуктов радиолиза воды с компонентами твердой фазы пород происходит окисление нерастворимых в воде сульфидов и преобразование их в легкорастворимые сульфаты, окисление органического вещества, преобразование полевых шпатов в глинистые минералы, а последних — в простые окислы.

Превращение сульфидов в облучаемых водных суспензиях и золях, а также в водонасыщенных горных породах можно отразить в виде такой схемы [1]:



Аналогично можно записать реакции продуктов радиолиза воды и силикатов — кварца, калиевого (или натриевого) полевого шпата, аортита, мусковита, флогопита, оливина, каолинита и др.



Термодинамический анализ приведенных выше и ряда других реакций радиолитического разложения минералов в воде показал [1]: являясь термодинамически запрещенными в чистой воде, они с большим энергетическим эффектом протекают при участии продуктов радиолиза воды или же продуктов радиолитического преобразования компонентов ее основного состава. Реакции продуктов радиолиза воды и силикатов (калиевого и натриевого полевых шпатов, аортита, мусковита, флогопита, оливина, каолинита) ведут к преобразованию исходных силикатов в глинистые минералы (каолинит), кремнекислоту и гидроокиси натрия, калия, кальция, магния, железа и алюминия, а в итоге в окислы и гидроокислы железа и алюминия с освобождением щелочных и щелочно-земельных металлов. На конечной стадии каолинитизации роль радиационных излучений в дальнейшей эволюции преобразованного вещества падает. Это связано с выносом источников излучения — радиоактивных элементов.

Для гидрохимического рассмотрения процессов радиогенного выветривания существенное значение имеет установленный факт передачи энергии излучения от радиоактивных источников, расположенных в объеме твердого тела, к его поверхности [14]. Путепроводом для передачи энергии электронного возбуждения в кремнийсодержащих минералах является система силоксановых связей  $\equiv\text{Si—O—Si}\equiv$ . Это обусловливает возрастание роли радиационных полей в процессах разложения воды и соот-

ветствующего радиолитического преобразования минералов и заставляет рассматривать проблему в аспекте макросистемы вода—минерал.

Таким образом, в комплексе факторов выветривания горных пород и минералов, генетически ассоциирующих с радиоактивными элементами, важное место занимает радиационный. Радиолитические окислительно-восстановительные реакции, радиационно-стимулированное развитие удельной поверхности, образование радиационных дефектов и активирующее воздействие радиоактивных излучений на вынос катионов из структуры интенсифицируют в зоне гипергенеза либо обусловливают в зоне катагенеза преобразование исходных минералов и горных пород в конечные и промежуточные продукты, характерные для процессов выветривания.

Учет радиационного фактора преобразования минералов и горных пород позволяет более точно понять природу минералого-геохимической зональности на месторождениях радиоактивных руд и выделять зоны воздействия радиации на системы вода—порода в земной коре, что может быть использовано в качестве дополнительного поискового и оценочного критериев на радиоактивное сырье.

Действие рассматриваемого фактора должно приводить также к прямой зависимости между пространственным размещением зон повышенной радиоактивности в древних кристаллических породах с зонами их повышенной водообильности. Это обосновывает применение радиометрических методов для обнаружения и прослеживания водоносных зон в кристаллических породах и определения зон водопритоков в пройденных в указанных породах скважинах.

Учет рассматриваемого фактора также может уберечь от поспешной и неверной палеографической интерпретации условий нахождения некоторых минеральных ассоциаций, например глинистых минералов и других, известных в качестве продуктов выветривания горных пород и используемых в качестве индикаторов генезиса полезных ископаемых.

1. Вовк И. Ф. Радиолиз подземных вод и его геохимическая роль. М., 1979. 238 с.
2. Воробьев А. А., Завадовская Е. К., Кузьмина А. В. Запасенная энергия в щелочно-галоидных соединениях. Томск, 1969, 322 с.
3. Дубровский В. В. Влияние облучения на минералы силикаты.—В кн.: Материалы и конструкции защит ядерных установок. М., 1974, с. 113—120.
4. Дубровский В. Б. Влияние облучения на свойства горных пород.—В кн.: Материалы и конструкции защит ядерных установок. М., 1977, с. 99—109.
5. Иваницкий В. П., Калиниченко А. М., Матяш И. В. и др. Изучение процессов термического и радиационного окисления и дегидроксиляции роговой обманки спектроскопическими методами.—Геохимия, 1977, № 7, с. 1073—1084.
6. Иваницкий В. П., Калиниченко А. М., Матяш И. В., Швец Д. И. Влияние упорядоченности октаэдрических катионов на радиационные структурно-химические изменения биотитов.—Доклады АН УССР, сер. Б, № 7, с. 595—598.
7. Калиниченко А. М., Литовченко А. С., Матяш И. В. и др. Особенности кристаллохимии

- слоистых алюмосиликатов по данным радиоспектроскопии. Киев, 1973. 108 с.
8. Келли Б. Радиационное повреждение твердых тел. М., 1970. 236 с.
  9. Киев Е. А., Умарова Ф. Т. Активизация гетеродиффузии и самодиффузии в кристаллах в поле ионизирующих излучений.—В кн.: Радиационная физика неметаллических кристаллов. Киев, 1967, с. 88—92.
  10. Кривоконева Г. К. Структурные изменения полевых шпатов под влиянием радиации.—В кн.: Кристаллохимия и структурные особенности минералов. Л., 1976, с. 75—80.
  11. Радиационная стойкость минералов радиотехнических конструкций. Справочник. М., 1976. 565 с.
  12. Ребиндер П. А. Физико-химическая механика — новая отрасль науки. М., 1958. 64 с.
  13. Спицин В. И., Громов В. В. Физико-химические свойства радиоактивных твердых тел. М., 1973. 191 с.
  14. Стрелко В. В., Супруненко К. А. К вопросу о механизме процессов радиолиза углеводородов адсорбирующих на силикагелях.—Теоретическая и экспериментальная химия, 1966, т. 2, вып. 5, с. 694—697.
  15. Хаут Ю. Л. К статистической теории активационных процессов в конденсированных телах в поле ионизирующих излучений.—Труды II Всесоюзного совещания по радиационной химии. М., 1962, с. 28—33.
  16. Шьюмон П. Диффузия в твердых телах. М., 1966. 196 с.
  17. Chatelain A., Kolopus J. L., Weeks R. A. Radiation effects and oxygen vacancies in silicates.—Science, 1970, vol. 168, N 3931, p. 570—571.
  18. Ewing R. C. Metamict mineral alteration: on implication for radioactive waste disposal.—Science, 1976, vol. 192, N 4246, p. 72—73.
  19. Farmer V. C., Russel J. D., McHardy W. J. et al. Evidence for loss of protons and octahedral iron form oxidized biotites and vermiculites.—Miner. Mag., 1971, vol. 38, N 294, p. 121—137.
  20. Querre Y. Effects des radiations sur les metaux et les alliages.—In: Action Chimique et Biologiques des radiations. Paris, 1964, p. 1—116.
  21. Seitz F., Koehler J. S. Displacement of Atoms During Irradiation.—In: Solid State Physics, vol. 2. New York, 1956, p. 307—442.

Поступила в редакцию 26.03.79

I. F. Vovk, V. P. Ivanickij, I. V. Matjash

ON THE RADIATION FACTOR OF WEATHERING  
OF MINERALS AND ROCKS

Basing on the analysis of the weathering mechanism, theoretical premises and experimental data about the interaction of the radioactive emission with water and mineral substance in a waterrock system it is shown that in a complex of factors of weathering of rocks, being genetically associated with radioactive elements, the radiation factor takes an essential place. The radiolitic oxidation-reduction reactions, the radiation stimulated relative surface development, forming of radiation defects and activating influence of the radioactive emission on carrying the cations out of structure intensity or stimulate the transformation of the original minerals and rocks to the final and intermediate products of weathering.

А. И. БАБАРИК, ст. инж., УФ ЦНИИКИВР,  
А. В. ЛИТОВЧАК, ст. гидролог., «Киевгеология»,  
А. И. СЕРГИЕНКО, ст. науч. сотр., УФ ЦНИИКИВР

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОТОКОВ РАССЕЯНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ МЕЖЕННОГО СТОКА РЕК СЕВЕРО-ЗАПАДА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Северо-западная часть Украинского щита известна разнообразной минерализацией горных пород и перспективна для поисков сырья на редкие элементы и цветные металлы [7]. В условиях маломощного чехла осадочных отложений, покрывающих кристаллическое основание щита, высокую поисковую информативность представляет гидрохимический метод поисков полезных ископаемых, что убедительно показано Н. А. Викторовой [2] на опытных участках гидрохимической съемки этого региона, а также работами по составлению гидрохимической карты Украинского щита масштаба 1 : 500 000 (Киевгеология, 1977).

Важным этапом поисковых гидрохимических исследований является изучение микроэлементного состава вод, дренируемых речной сетью, и физико-химических условий формирования в этих водах потоков рассеяния тяжелых металлов.

Гидрографическая сеть изучаемой территории имеет протяженность более 6 500 км. В последнее десятилетие она значительно увеличилась, а в будущем увеличится еще больше в результате строительства каналов мелиоративных осушительных систем [3]. Гидросеть дренирует отложения антропогеновых водоносных горизонтов осадочного чехла и кристаллическое основание щита. По расчлененности рельефа она достаточна для региональной оценки фоновых и аномальных содержаний некоторых тяжелых металлов в воде и потоков их рассеяния в зоне интенсивного водообмена, что позволяет выделить перспективные участки для гидрохимических поисков связанных с ними полезных ископаемых. Однако речные воды находятся под непосредственным воздействием хозяйственной деятельности человека. В современных условиях при гидрохимических исследованиях необходимо учитывать те изменения, которые влияют на гидрохимический режим водотоков в результате сброса различного рода сточных вод, зарегулированности стока и т. п. Северо-запад Украинского щита в этом отношении изучен недостаточно [5, 6, 8, 9].

Мы исследовали физико-химическое состояние и микроэлементный состав вод в маловодный 1973 г. в условиях питания рек в основном подземными водами. При низких уровнях воды в короткий срок была опробована большая часть рек бассейнов Случи, Уборти, Ужа и Тетерева, а также рек Здвиж и Словеч-

Таблица 1. Классификация геохимической среды в речных водах теплого периода северо-западной части Украинского щита

Геохимическая среда по величине и соотношению				Пределы колебаний показателей								
Eh	рН	анионов	катионов	В теплый период				Суточные			Реки	
				Eh, мВ	рН	O <sub>2</sub> , мг/л	Окисляем. permangan Σ u	Eh <sub>max</sub> , мВ	Δ pH	Δ O <sub>2 min</sub> , мг/л		
Высокоокислительная	Нейтральная	Хлоридно-гидрокарбонатная	Магниево-кальциевая	400—485	6,6—8,1	5	0,04—0,15	40	0,8	1	Перга, Тня	
	Слабошелочная		Натриево-кальциевая	390—480	6,6—8,3	7	0,03—0,15	65	1,2	2	Уборть, Жерев, Уж, Ирша, Возня	
	Щелочная		Магниево-кальциевая	385—440	7,4—8,7	7	0,02—0,03	25	0,5	2	Норынь	
			Натриево-кальциевая	345—400	7,7—9,5	4	0,01—0,03	30	0,6	2	Тетерев	
	Гидрокарбонатная		Магниево-кальциевая	370—460	7,1—8,7	5	0,01—0,03	70	0,4	2,5	Случь, Хомора, Корчик	
Окислительная	Высокощелочная	Хлоридно-гидрокарбонатная	Магниево-кальциевая	300	10—10,5	10	0,04—0,1	—	—	—	Перга (верховье)	
			Натриево-кальциевая	290—360	9,5	6	0,01—0,04	40	0,8	1	Тетерев	

на, т. е. почти вся территория Волынской металлогенической области [7]. В 1974—1978 гг. полученные ранее сведения были дополнены и уточнены. Для отбора проб воды на соли тяжелых металлов применяли методику соосаждения с сульфидом кадмия [4], показатели физико-химического состояния вод находили при помощи переносных pH-метров pH-47 М, ОР-197 и ионометра И-102. Соосаждение металлов и все определения неустойчивых компонентов химического состава вод выполняли непосредственно у водопункта по методикам, предложенным А. А. Резниковым и др. [12].

Материалы исследований представлены в табл. 1. Из нее следует, что наиболее распространенной является высокоокисильная среда с величиной окислительно-восстановительного потенциала в пределах 340—485 мВ. Окислительная среда ( $Eh < -340$  мВ) наблюдается в период «цветения» воды на отдельных участках рек. Она зарегистрирована в верховье реки Перга в пределах Замысловичской осушительной системы, верховье Убортини (Верхне-Убортянская осушительная система), а также на Тетереве ниже Коростышева, где на протяжении 1971—1977 гг. ее наблюдали со второй половины июня до конца августа, т. е. в наиболее теплый и сухой период года. Эта физико-химическая обстановка в речных водах связана с хозяйственной деятельностью, в частности с осушительными мелиорациями и зарегулированием речного стока. При планировании поисковых гидрохимических работ возможные участки рек с такой средой можно заранее предусмотреть, исходя из схемы осушения заболоченных земель и зарегулированности стока.

Наряду с низкими pH, характерными для этих участков рек, были отмечены также высокие величины водородного показателя (выше 8,6 pH), достигающие 10,5 pH. Такие величины pH встречаются редко даже в пересыхающих реках юга Украины и ранее не были известны на Полесье, к которому в физико-географическом отношении приурочена северо-западная часть Украинского щита. Для ряда микроэлементов, мигрирующих в условиях слабокислой и нейтральной среды подземных вод региона [9], высокощелочная среда в речных водах является геохимическим барьером, и они накапливаются в донных отложениях рек и водохранилищ, где могут превышать содержания,ственные микроэлементам [1, 10].

Снижение окислительно-восстановительного потенциала на указанных участках рек происходит в условиях пересыщения воды растворенным кислородом. Вследствие избытка при реакциях окисления—восстановления и небольших количеств компонентов с переменной валентностью содержание растворенного в этих водах кислорода не коррелирует с изменениями Eh. Самые высокие содержания кислорода в воде характерны для послеполуденного времени и солнечной погоды. Из суточного хода насыщения воды кислородом выявляются возможности его де-

фицита в ночное время (рис. 1). В связи с этим при поисковых работах следует учитывать возможные суточные изменения форм миграции химических элементов-индикаторов рудной минерализации и суточных особенностей формирования потоков их расщепления в водах речной сети.

Существенные суточные изменения форм нахождения в растворе химических соединений в зависимости от физико-химического состояния воды покажем на примере компонентов карбонатной системы. Так, при высоких pH в воде появляется двух-

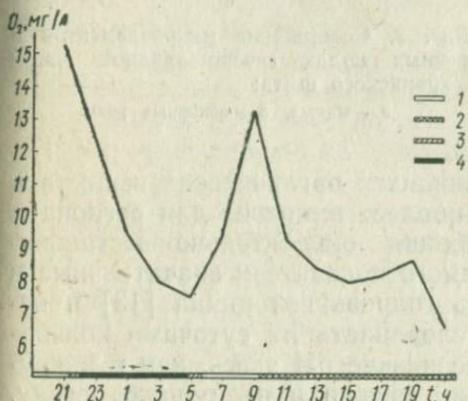


Рис. 1. Суточный ход насыщения воды кислородом (р. Тетерев, 5 км ЮВ г. Радомышля, 9—10 июня 1974 г.):

1 — солнечно, 2 — облачность 100 %, 3 — сумерки, 4 — ночные условия

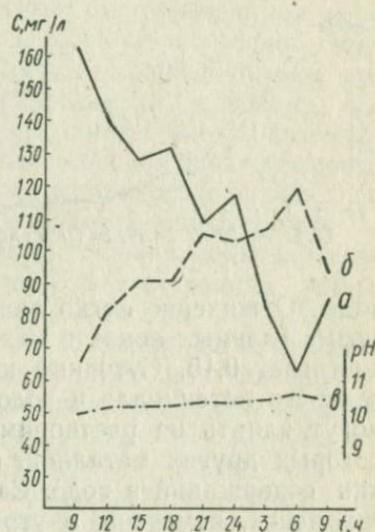


Рис. 2. Суточный ход содержания ионов HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (a), CO<sub>2</sub> (b) и величины pH (в) в воде р. Тетерев (г. Радомышль, июнь 1974 г.)

валентный карбонат-ион, содержание которого меняется в течение суток и достигает более чем 1/2 содержаний иона HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, производным от которого он является. В этом случае вода в реке меняет свой химический класс — из гидрокарбонатного она переходит в карбонатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-карбонатный (рис. 2).

Появление и высокое содержание в воде карбонат-иона может приводить к выпадению в осадок не только преобладающего в воде иона Ca<sup>2+</sup> в виде труднорастворимых солей [11], но и некоторых микроэлементов (уран, цирконий и др.) вследствие процессов соосаждения. Исходя из этого, учет динамики физико-химической обстановки в речных водах и возможных искажений фоновых содержаний микроэлементов в них в период летне-осенней межени следует считать одним из требований поисковых работ в современных физико-географических и мелиоративно-гидрогеологических условиях Полесья. Особого внимания требуют районы осушительных мелиораций и зарегулированные участки рек.

Наиболее характерны для вод рек северо-запада Украинского щита нейтральная и слабощелочная среды. Нейтральная среда свойственна водам с низкой минерализацией и высоким содержанием органических веществ, она характерна для водооборов с высоким процентом заболоченности и залесенности территории, наблюдается в Уборти, Уже и их притоках, т. е. в основном приурочена к северо-полесским ландшафтам, по ландшафтно-геохимическому районированию Б. Ф. Мицкевича [9]. По распространению тут преобладают хлоридно-гидрокарбонатные

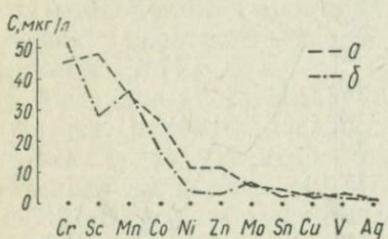


Рис. 3. Содержание микроэлементов в речных водах северо-западной части Украинского щита:

а — малые, б — основные реки

воды. Отношение легко окисляющихся органических веществ к сумме главных ионов в них наиболее высокое для региона и достигает 0,15. Суточные колебания окислительно-восстановительного потенциала и водородного показателя значительные и могут влиять на растворимость гидроокисей цинка [13] и некоторых других металлов, обусловливать их суточные колебания, содержаний в воде. Самые низкие pH здесь, как и в других реках, отмечены в утренние часы и в пасмурную погоду. Это время суток, а также указанные погодные условия наиболее благоприятны для гидрогеохимического опробования речных вод на некоторые халькофильные элементы, в том числе цинк, медь, никель, кобальт, поскольку в кислых и нейтральных водах они отличаются повышенной миграционной подвижностью. При величинах pH больше 8, эти металлы выпадают в осадок в виде гидроокисей и средних солей. Однако в нейтральной среде легко подвергаются гидролизу с образованием труднорастворимых солей и гидроокисей ионы  $Mn^{3+}$  и  $Mo^{4+}$  [5].

Эти предположения находят практическое подтверждение при оценке содержаний микроэлементов в водах речных бассейнов, отличающихся повышенением водородного показателя вод от истоков к устью рек. Так, сравнивая средние содержания хрома, скандия, марганца, кобальта, никеля, цинка, молибдена, олова, меди, ванадия и серебра в слабощелочных водах Случи, Уборти, Ужа, Тетерева и в нейтральных водах их притоков, можно отметить, что содержания кобальта, никеля, цинка, скандия, олова и серебра ниже в водах основных рек, чем в водах притоков. Обратная зависимость наблюдается для марганца, молибдена и хрома (рис. 3). Изменение физико-химического состояния вод по мере их движения в водотоке и является одним из факторов, обуславливающих выпадение в осадок части растворенных солей и гидроокисей и снижение содержаний метал-

лов в воде. В зависимости от гидрологического режима реки и гидрометеорологических условий года участки накопления в осадках солей металлов смешаются и накладываются на ранее сформированные, а потоки рассеяния микроэлементов в речных водах имеют сезонные различия в протяженности и контрастности.

Соединения металлов, выпавших в осадок, не являются стабильными. Они находятся в равновесии с раствором и под влиянием изменения физико-химического состояния речной воды снова переходят в раствор, формируют вторичные потоки рассеяния в реке и мигрируют на значительные расстояния, «загрязняя» речные воды. В связи с этим отмеченные выше содержания марганца, молибдена и хрома в водах основных рек региона в период летне-осенней межени не отражают непосредственной зависимости от минерализации водовмещающих горных пород, а в значительной степени обусловлены поверхностными факторами, влияющими на физико-химическое состояние речных вод.

Как показывают исследования А. А. Иванова, В. Т. Каплина и Т. О. Гончаровой [5], проведенные в различных физико-географических условиях, прямая корреляционная связь между суммарным содержанием металлов в донных отложениях и в водном растворе в водоемах и водотоках наблюдается не всегда. Более четкая зависимость прослеживается между содержанием подвижной части металлов в донных отложениях и их содержанием в водной фазе. Из донных осадков может легко переходить в раствор до 20—50 % соединений металлов. Переход солей в растворенное состояние наиболее активен в период резкой смены физико-химической обстановки в воде, например в результате ледостава, паводков и т. п. Весьма контрастны физико-химические условия в водах летнего и зимнего периодов. Несмотря на то, что и летом и зимой реки северо-запада Украинского щита питаются в основном подземными водами, в зимнее время в речных водах повышается активность ионов водорода и содержание двуокиси углерода, меняется кислородный режим и окислительно-восстановительное состояние вод, окисляемость и минерализация [6]. В этих условиях переходят в раствор соединения цинка, меди и некоторых других тяжелых металлов. Нами отмечено возрастание в начале ледового периода в 20—90 раз содержаний цинка в речных водах, в 2—10 раз — меди (табл. 2). Кроме этих металлов в речных водах зимнего периода зарегистрированы также высокие содержания титана, ванадия, кобальта. В условиях летне-осенней межени повышенной миграционной подвижностью отличаются галлий и серебро, а в реках Уборть и Перга, в пределах Сущано-пержанской зоны разломов, также вольфрам и хром.

Слабощелочные воды отмечены почти во всех реках северо-западной части Украинского щита, однако наиболее типичны

воды р. Норинь, дренирующей южные склоны Словечанско-Овручского кряжа, для которого характерно распространение нетипичных для Полесья лессовидных отложений. В меженном стоке этой реки преобладают хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 300—450 мг/л. Отношение перманганатной окисляемости к сумме главных ионов в них представляет промежуточные значения между нейтральными и щелочными водами (см. табл. 1). Максимальные величины pH отмечены на зарегулированном участке в районе г. Овруч. И по минерализации, и по физико-химическому состоянию вод эта река не типична для северополесского ландшафтно-геохимического района Украинского щита.

**Таблица 2. Показатели геохимической обстановки и содержание меди, серебра и цинка в речных водах северо-западной части Украинского щита в зависимости от фазы гидрологического режима реки**

Река	Летне-осенняя межень						Ледовый период					
	pH	Eh, мВ	O <sub>2</sub> , мг/л	Cu, мкг/л	Ag, мкг/л	Zn, мкг/л	pH	Eh, мВ	O <sub>2</sub> , мг/л	Cu, мкг/л	Ag, мкг/л	Zn, мкг/л
Перга	7,06	458	9,2	3,5	1,4	2,5	6,49	386	9,7	12,3	0,50	229
Убрать	7,51	440	10,7	5,1	2,9	2,8	7,23	393	10,2	16,6	0,79	100
Жерев	7,34	450	5,0	3,5	2,7	1,4	7,16	415	13,4	7,6	0,74	60
Норинь	8,05	370	15,4	0,8	0,2	7,4	7,80	400	13,3	9,8	0,56	69
Грезля	7,85	412	11,3	2,0	1,2	28,3	6,97	438	11,6	9,3	0,93	81
Уж	7,65	442	10,4	0,1	1,2	22,2	7,18	459	10,6	4,9	0,76	43
Ирша	7,70	419	9,9	1,7	0,9	6,9	7,62	413	13,5	12,9	0,93	78
Возня	7,63	419	10,3	2,5	0,8	1,6	7,42	454	12,9	9,1	0,55	112
Мыка	8,18	391	10,9	3,1	1,1	1,9	7,84	410	14,4	4,4	0,25	25
Быстриевка	8,04	349	8,7	0,9	0,1	1,8	7,688	411	13,4	5,0	0,41	50
Тетерев	9,02	385	15,5	0,2	0,4	12,8	7,76	392	13,1	2,6	0,22	23
Тня	7,38	430	6,3	0,8	0,1	2,5	7,10	396	9,4	12,3	0,76	76
Корчик	8,09	370	10,3	2,3	0,8	4,5	7,39	369	8,5	21,0	0,22	87

К южнополесским геохимическим ландшафтам, представителями которых являются реки Случь, Хомора, Корчик, Тетерев, Здвиг, приурочены гидрокарбонатные слабощелочные воды. Их минерализация в 2—3 раза выше, чем в северополесском ландшафтно-геохимическом районе, и составляет около 400—550 мг/л, что объясняется формированием части стока этих рек в лесостепной зоне.

По соотношению катионов в пределах региона выделяются магниево-кальциевые и натриево-кальциевые воды. Первые приурочены к рекам южнополесского ландшафтно-геохимического района, а также зарегистрированы на отдельных участках рек Перга и Жерев, прилегающих, как и река Норинь, к Словечанско-Овручскому поднятию. Натриево-кальциевые воды отмечены в реках северополесских геохимических ландшафтов. Различие

в катионном составе вод отражает особенности связи речного стока с водами кристаллического основания щита. Наиболее тесная эта связь в условиях песчаных антропогенных отложений зандровых низменных равнин северных районов.

Микроэлементный состав речных вод также отражает зависимость от особенностей минерализации горных пород кристаллического основания щита. Так, если титан и цирконий — основные, никель, молибден, медь — сопутствующие, а свинец и цинк — предполагаемые компоненты рудной минерализации Коростенского металлогенического района [7], к которому приурочен бассейн р. Уж, то содержание в речных водах титана, циркония, никеля, цинка и молибдена вполне закономерно относительно высоко. То же можно сказать о содержании олова, циркония, цинка и свинца в водах р. Убортъ, дренирующей комплекс горных пород Сущано-Пержанской металлогенической подзоны, а также меди и свинца в реках бассейна Тетерева (Житомирская металлогенетическая подзона).

Если высокие содержания микроэлементов в воде определяются минералогическим составом горных пород дренируемых частей речных бассейнов, то взаимосвязь содержаний некоторых ассоциаций химических элементов, выявленную корреляционным анализом микроэлементного состава вод, можно объяснить физико-химическими условиями их миграции в речных водах. Прямую взаимозависимость содержаний в воде с коэффициентом корреляции выше 0,7 проявляют: 1) Cu, Co, Ni, Mo, Sc; 2) Ga и Sb; 3) Pb и Sn.

Таким образом, наряду с минерализацией горных пород физико-химическое состояние вод является одним из решающих факторов формирования потоков рассеяния тяжелых металлов в реках. С целью объективной оценки их содержаний в воде и связи с рудной минерализацией на дренируемом участке речного бассейна необходимы детальные исследования физико-химических условий миграции химических элементов в реках с учетом их изменений под влиянием хозяйственной деятельности, гидрологического режима реки и погодно-климатических факторов района работ. В основу такой оценки должны быть положены физико-химические показатели исследуемых химических элементов, в частности их окислительно-восстановительные параметры.

Для гидрогоеохимических поисков минерального сырья по потокам рассеяния халькофильных элементов в речных водах наиболее благоприятными являются физико-химические условия зимней межени. Поисковые работы по таким элементам, как галлий и серебро, целесообразно проводить в период летне-осенней межени.

1. Варенко Н. И., Лубянов И. П. О содержании некоторых микроэлементов в донных отложениях Задорожского водохранилища.— В кн.: Тезисы докладов XXV Всесоюзного совещания по гидрохимии. Новочеркасск, 1972, с. 29—30.

2. Викторова Н. А. Опыт применения гидрохимического метода поисков в северо-западной части Украинского щита.— Геологический журнал, 1971, т. 31, № 1, с. 93—95. 3. Гаркуша Н. А. Мелиорация земель в Украинском Полесье и вопросы охраны окружающей среды.— В кн.: Мелиорация земель Полесья и охрана окружающей среды. Киев, 1978, с. 3—12. 4. Голева Г. А., Крайнов С. Р., Соколов И. Ю. Методические указания по гидрохимическим поискам рудных месторождений. М., 1968. 112 с. 5. Иванов А. А., Каплин В. Т., Гончарова Т. О. Процессы превращения соединений металлов в загрязненных водах. В кн.: Тезисы докладов IV Всесоюзного гидрологического съезда. Л., 1973, с. 10—11. 6. Коненко А. Д., Гарасевич И. Г., Гриб И. В. Зимний гидрохимический режим рек Полесья УССР (бассейн р. Припяти).— Гидробиологический журнал, 1974, т. 10, № 3, с. 5—11. 7. Металлогения Украины и Молдавии. Киев, 1974. 462 с. 8. Микроэлементы в природных водах и атмосфере.— Труды Института экспериментальной метеорологии, 1974, вып. 2 (41). 230 с. 9. Мицкевич Б. Ф. Геохимия ландшафтов Украинского щита. Киев, 1973. 184 с. 10. Нахшина Е. П. Распределение микроэлементов в донных отложениях Киевского водохранилища.— Гидробиологический журнал, 1974, т. 10, № 6, с. 13—17. 11. Першина С. А., Моричева Н. П. О карбонатно-кальциевом равновесии в воде приплотинной части Цимлянского водохранилища.— Гидрохимический материал, 1968, т. 44, с. 43—46. 12. Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. М., 1970. 486 с. 13. Справочник по растворимости. М., 1972. 254 с.

Поступила в редакцию 05.05.79

*A. I. Babarik, A. V. Litovchak, A. I. Sergienko*  
PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS OF FORMING  
OF THE DISPERSION FLOW SOME MICROELEMENTS  
IN THE RIVER WATER OF THE NORTH-WESTERN PART  
OF THE UKRAINIAN SHIELD

Physico-chemical condition of river waters and its influence on water migration of some heavy metals in connection with the hydrogeochemical method of searching minerals have been investigated.

# ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

УДК 553.1

А. В. СУХОРАДА, канд. геол.-мин. наук,  
Киевский университет

## МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В настоящее время лучше всего изучен магнетизм плутонических и особенно изверженных образований [8]. Несколько хуже изучены магнитные свойства осадочных пород, которыми занимаются практически только палеомагнитологи. Что же касается обширного класса метаморфических образований, то вопросы их магнетизма освещены в сравнительно небольшом количестве работ [2, 4, 5, 6, 10]. Между тем очевидна важность как роли самих метаморфических пород, так и вопросов их изучения с помощью магнитных методов. Особенно это положение справедливо для докембрийских щитов. Их фундамент изобилует метаморфитами, а площадное геологическое изучение этих регионов в значительной мере зиждется на данных магнитных съемок.

Анализ литературы [2, 4, 5, 6, 8, 10] по магнитным свойствам метаморфических пород позволяет констатировать следующее. Эти образования чрезвычайно гетерогенны с точки зрения их магнитных свойств. При общем преобладании немагнитных разностей встречаются представители пород магнитного класса вплоть до самых магнитных горных пород — железистых кварцитов. При этом существенно значимых связей магнитной характеристики метаморфитов с параметрами их вещественного состава, возраста и генезиса уверенно не установлено. В этом смысле намечаются лишь самые общие тенденции. Наиболее популярным из обсуждавшихся является вопрос связи магнитной характеристики и ступени метаморфизма. При этом некоторые исследователи [6] констатируют приуроченность большинства магнитных разностей к метаморфическим комплексам экстремально высоких ступеней метаморфизма. Иногда высказываются предположения, что магнитные метаморфиты (в частности, амфиболиты) являются ортопородами, в то время как немагнитные разности — результат метаморфизма осадочных образований. Отмеченные тенденции, столь интересные для петролога, к сожалению, основаны на весьма зыбком фундаменте. Так, решение ряда вопросов часто практически невозможно при существующем методологическом подходе. В первую очередь это относится к проблеме связи магнитной характеристики с

характером метаморфизма. В самом деле, выстроить ряд пород, идентичных в смысле их исходного состояния, но существенно различно метаморфизованных, весьма затруднительно, а в большинстве случаев попросту невозможно, учитывая ненадежность фиксирования первичного состояния. Еще труднее решается вопрос связи магнитных свойств метаморфитов с характером исходного субстрата.

Чтобы преодолеть существующие затруднения, надо систематически изучать магнитные свойства геологически представительных коллекций метаморфических пород и выполнять экспериментальное моделирование факторов метаморфизма. Подобный синтетический подход со временем позволит сформулировать обоснованные суждения о геологической информативности магнитных свойств столь интересного и важного класса горных пород. Учитывая принципиальную невозможность построения современной экспериментальной модели метаморфизма (практически не может моделироваться такой важный фактор, каким является геологическое время), моделированию подлежат главным образом наиболее существенные факторы этого процесса, в первую очередь температура. Проведенные нами комплексные исследования даже наиболее простого процесса температурной диссоциации железосодержащих парамагнитных минералов [12, 13] показывают, что их магнитная модель весьма непроста и не всегда легко интерпретируется. В связи с этим для корректировки интерпретации экспериментальных фактов необходимо дополнить эксперимент систематическим изучением естественных образцов, документирующих процессы метаморфизма.

В настоящей работе мы рассмотрим особенности магнитных свойств типичных метаморфических образований древних щитов на примере представительной коллекции из Приазовской части УЩ. Она представлена широким набором метаморфических пород стратотипических разрезов центрально-приазовской серии и осипенковской свиты. Сведения о геологической позиции и составе этих объектов в общем виде изложены в работах [3, 7].

В составе центрально-приазовской серии изучены образования темрюкской и сачкинской свит, представленные литологически обширным набором пород высоких ступеней метаморфизма (высокотемпературная амфиболитовая фация). Многие из этих разностей подвержены процессам ультраметаморфизма и гранитизации; нами же опробовались образцы, в минимальной степени несущие следы этих проявлений. Отличительной чертой осипенковской свиты является более низкая степень метаморфизма и отсутствие гранитизации.

Изученные образования опробованы статистически представительными выборками. Для отобранных образцов проведен анализ вещественного состава и физических свойств, включая всестороннее изучение магнитных характеристик. Методика магнитных исследований аналогична ранее описанной [9].

В обобщенном виде характеристика магнитных свойств изученных образований приведена в таблице. Из нее следует, что распределение магнитных параметров описываемых метаморфических пород весьма сложное. Проанализируем его, использовав в качестве закрепленного параметра петрографический состав. По величине индуктивных параметров изученные разности могут быть разбиты на три типа. Образно говоря, это образования магнитные всегда, иногда и никогда.

К I типу отнесем образования, всегда принадлежащие к магнитному классу, ко II, наоборот, — всегда немагнитные. Третий тип объединяет метаморфические образования, представленные как магнитными, так и немагнитными породами.

Термины «магнитный» и «немагнитный» употреблены нами в том же смысле, как это делалось ранее [8, 11] для плутонических пород. В качестве границы, разделяющей эти магнитные классы, принята величина наиболее популярного магнитного параметра — магнитной восприимчивости, равная  $0,1 \cdot 10^{-3}$  ед. СГС. Несмотря на всю условность этого рубежа, он имеет определенный смысл, ибо довольно хорошо отделяет область значений индуктивных магнитных параметров, где влияние ферромагнитной фракции соизмеримо с чисто парамагнитным эффектом.

В нашей коллекции метаморфиты I типа представлены лишь классическими ферромагнетиками — железистыми кварцитами. II тип также уникален — это полевошпатовые кварциты. III тип петрографически очень обширный и петрологически наиболее информативный.

Немагнитность полевошпатовых кварцитов вызвана, по-видимому, дефицитом железа, что так же, как и в случае резко обедненных этим элементом некоторых гранитов, не позволяет образоваться магнетиту при самых благоприятных физико-химических условиях [11]. Вместе с тем полевошпатовые кварциты содержат следовые количества ферромагнетиков, о чем свидетельствуют значения  $Q > 1$ . Скорее всего речь может идти о магнитожестких минералах типа гидроокислов, гематита, частично окрашивающих описываемые породы.

Магнитные свойства железистых кварцитов достаточно детально обсуждались [5, 6], поэтому мы здесь остановимся лишь на вопросах практически наиболее важных. Примечательной особенностью в этом плане являются сильная магнитная анизотропия магнетитовых кварцитов, превышение в ряде случаев остаточной намагниченности над индуктивной и часто существенная маггемитизация магнетита. Все эти факторы сильно скаживаются на морфологии и интенсивности аномального магнитного поля, существенно усложняя процесс его интерпретации. Так, судя по нашим материалам, маггемитизация резко уменьшает магнитную восприимчивость железных руд, намного меньше сказываясь на выходе магнитного концентрата. В основе

## Магнитные свойства метаморфических пород Приазовья

Воз- раст	Геоло- гическая по- зиция	Количество выборок и их номера	Магнитные параметры											
			$\chi (10^{-3}$ ед СГС)			$I_s (\text{ГС/Г})$			$I_n (10^{-3}$ ед СГС)			$Q$ , ед		
			Б*	С	М	Б	С	М	Б	С	М	Б	С	М
<i>1. Карбонатные породы</i>														
III	Ср	2(15; 21)	0,008	0,008	0,007	<0,01	<0,01	<0,01	0,006	0,005	0,004	2,7	1,9	1,1
	Ф	3(1; 4; 6)	0,009	0,004	0,001	0,01	0,01	0,01	0,005	0,04	0,003	1,0	1,0	1,0
II	Сч	2(199; 199 <sup>b</sup> )	0,014	0,012	0,01	0,01	0,01	0,01	0,016	0,009	0,002	3,8	2,1	0,4
	Кв	2(213; 216)	0,114	0,071	0,028	0,12	0,08	0,04	0,06	0,031	0,002	1,5	0,8	0,2
II	Д	6(145; 147; 155; 158; 161; 171)	0,032	0,038	0,014	0,03	0,046	0,009	0,063	0,02	0,001	1,9	0,87	0,2
	Дз	2(243; 244)	0,022	0,016	0,01	0,033	0,021	0,009	0,019	0,01	0,001	1,3	0,8	0,3
I	Ю	2(105; 130)	0,23	0,12	0,004	0,11	0,08	0,05	0,07	0,04	0,003	1,2	0,86	0,52
	Кр	9(223; 43; 45; 48; 115; 244; 220; 230; 226)	2,66	0,49	0,013	1,3	0,26	0,002	1,14	0,2	0,002	1,6	0,86	0,2
I	Т	4(182; 190; 184; 190 <sup>b</sup> )	0,18	0,058	0,005	0,05	0,024	0,006	0,05	0,019	0,002	0,96	0,51	0,06
<i>2. Полевошпатовые кварциты</i>														
II	Сч	2(195; 201)	0,005	0,004	0,003	0,02	0,02	0,02	0,005	0,004	0,003	2,0	1,9	1,8
	Кв	1(208)	0,003	0,003	0,022	0,022	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,9	0,9	0,9
I	Кр	3(222; 39; 351)	0,028	0,017	0,012	0,18	0,18	0,18	0,005	0,003	0,001	1,4	0,64	0,22
	Т	8(176; 177; 178; 187; 205; 207; 245; 191)	0,01	0,009	0,003	0,06	0,033	0,009	0,02	0,006	0,0007	7,77	2,34	0,32
<i>3. Графитовые гнейсы</i>														
II	Д	1(146)	0,41	0,028	0,028	0,32	0,32	0,32	0,005	0,004	0,003	2,0	1,9	1,8
	Ю	2(104; 60)	0,031	0,029	0,028	0,08	0,056	0,033	0,018	0,017	0,016	1,2	0,65	0,1
I	Т	5(181; 185; 186; 124; 180)	0,024	0,024	0,024	0,08	0,06	0,05	0,0009	0,0009	0,0009	0,09	0,09	0,09
<i>4. Высокоглиноземистые силлиманитсодержащие сланцы</i>														
III	Ср	2(16; 25)	0,045	0,036	0,028	0,061	0,05	0,04	0,004	0,002	0,001	0,21	0,15	0,1
	Ф	2(30; 11)	3,04	1,56	0,08	1,73	0,90	0,08	0,63	0,42	0,21	1,34	0,92	0,51
<i>5. Высокоглиноземистые силлиманитсодержащие гнейсы</i>														
II	Сч	2(203; 197)	0,04	0,031	0,023	0,09	0,07	0,05	0,003	0,0025	0,002	0,2	0,2	0,2
	Кв	1(209)	0,021	0,021	0,05	0,05	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,34	0,34	0,34
II	Сд	2(246; 248)	0,041	0,036	0,032	0,144	0,127	0,11	0,002	0,002	0,002	0,1	0,1	0,1
	Кр	1(249)	0,09	0,09	0,612	0,612	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	5,2	5,2	5,2
I	Ю	2(53 <sup>b</sup> ; 134)	0,058	0,039	0,025	0,06	0,055	0,05	0,019	0,017	0,015	1,79	1,08	0,37
	Т	4(126; 246; 206; 248)	0,04	0,03	0,02	0,14	0,09	0,03	0,002	0,002	0,001	0,25	0,16	0,10
<i>6. Сланцы гранат-биотитовые</i>														
III	Ср	2(16; 25)	0,045	0,036	0,028	0,061	0,05	0,04	0,004	0,002	0,001	0,21	0,15	0,1
	Ф	2(30; 11)	3,04	1,56	0,08	1,73	0,9	0,08	0,63	0,42	0,21	1,34	0,92	0,51
<i>7. Гнейсы гранат-биотитовые</i>														
II	Сч	2(204; 196)	0,047	0,039	0,031	0,11	0,10	0,09	0,003	0,002	0,001	0,33	0,2	0,1
	Кв	1(215)	0,013	0,041	0,041	0,41	0,41	0,041	0,001	0,001	0,001	0,2	0,2	0,2
II	Кр	5(112; 34; 35; 41; 225)	3,4	0,74	0,036	1,91	0,499	0,065	0,25	0,084	0,001	1,5	0,49	0,1
	Ю	7(53 <sup>a</sup> ; 58; 59; 102; 103; 136; 140)	3,03	0,53	0,02	0,74	0,20	0,030	4,26	0,65	0,0011	0,69	0,69	0,81
<i>8. Биотитовые сланцы</i>														
III	Ср	3(14; 17; 28)	0,18	0,11	0,04	0,32	0,13	0,02	1,51	0,56	0,002	12,3	7,2	0,46
	Ф	1(51 <sup>b</sup> )	0,45	—	—	—	—	—	0,83	0,83	1,64	1,64	1,64	1,64
<i>9. Биотитовые гнейсы</i>														
II	Кр	4(47; 219; 221; 227)	19,4	5,30	0,024	5,71	1,80	0,06	4,82	1,29	0,001	0,5	0,38	0,1
	Ю	2(108; 110)	0,012	0,007	0,0023	0,05	0,028	0,017	0,006	0,004	0,002	1,5	1,1	0,7
I	Т	3(120; 127; 125)	0,011	0,008	0,010	0,3	0,14	0,02	0,001	0,0009	0,0009	0,62	0,36	0,19

Воз- раст	Геоло- гическая по- зиция	Количество выборок и их номера	Магнитные параметры											
			$\chi (10^{-3}$ ед СГС)			$I_s (\text{ГС/Г})$			$I_n (10^{-3}$ ед СГС)			$Q$ , ед		
			Б	С	М	Б	С	М	Б	С	М	Б	С	М

## 10. Амфибол-биотитовые сланцы

III	Cр Ф	1 (18 <sup>a</sup> ) 2 (2; 9)	1,20	0,82 0,76	0,32 0,59	0,19 0,43	0,28 0,28	1,40 0,275	0,27 2,00	9,48 1,30	0,60
-----	---------	----------------------------------	------	--------------	--------------	--------------	--------------	---------------	--------------	--------------	------

## 11. Амфибол-биотитовые гнейсы

II	Д Кр	1 (152) 3 (232; 38; 353)	1,27	0,47 0,66	0,063 0,83	0,61 0,67	0,36 0,12	0,026 0,11	0,01 0,4	0,2 0,3	0,2
----	---------	-----------------------------	------	--------------	---------------	--------------	--------------	---------------	-------------	------------	-----

## 12. Амфиболиты

III	Cр Ф	2 (19; 20) 1 (31 <sup>a</sup> )	0,06 0,35	0,047 0,035	0,035 0,160	0,53 0,62	0,06 0,06	0,055 0,037	0,02 0,30	3,24 2,11	1,74 0,24
-----	---------	------------------------------------	--------------	----------------	----------------	--------------	--------------	----------------	--------------	--------------	--------------

## 13. Амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы

II	Сч Кв Сд Д	4 (355; 198; 194; 200) 1 (214) 1 (247) 6 (148; 157; 159; 163; 169; 179)	6,99	1,8 0,081 0,078 0,18	0,057 — — 0,096	3,12 0,33	0,89 0,21	0,12 0,16	1,47 0,63	0,38 0,12	0,005 0,012	0,4 0,76	0,3 0,47	0,2 0,19
----	---------------------	---	------	-------------------------------	--------------------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	----------------	-------------	-------------	-------------

II	Дз Кр Т	6 (234; 235; 238; 239; 242; 236) 1 (250) 4 (121; 129; 247; 179)	1,53 0,16	0,35 5,2 0,09	0,046 0,005	0,22 0,27	0,15 2,72 0,17	0,11 0,09	0,46 0,05	0,12 33,8 0,016	0,001 0,003	1,9 0,65	0,74 6,6 0,31	0,07 0,14
----	---------------	--	--------------	---------------------	----------------	--------------	----------------------	--------------	--------------	-----------------------	----------------	-------------	---------------------	--------------

## 14. Железистые кварциты

III	Сч Кв Д Дз Д Кр	4 (198; 202; 198 <sup>b</sup> ; 202 <sup>b</sup> ) 2 (2; 11; 211 <sup>b</sup> ) 8 (150; 153; 160; 164; 105; 166) 2 (240; 241) 9 (50; 51; 52; 54; 56; 101; 105 <sup>a</sup> ; 107; 141) 7 (36; 37; 42; 44; 116; 117; 352)	53,0 54,1 195,2 113 226 155,2	39,15 53,59 115,52 104,25 112 131	19,28 53,08 49,29 95,5 52,5 105,3	30,1 23,84 40,5 42,5 30,4 45,4	21,43 21,77 32,77 41,6 22,3 40	11,39 19,7 21,2 40,7 12,8 22,2	79,04 87,27 31,1 47,2 92,6 90,6	47,27 56,99 19,40 41,5 37,9 40,6	15,5 26,7 12,2 35,7 17 17	8,73 3,81 1,78 1,05 89,8 1,96	5,83 2,54 0,55 1,0 10,8 0,75	2,92 1,26 0,21 0,95 0,39 0,29
-----	--------------------------------	--	--	--	--	---	---	---	--	---	--	--	---	--

\* Условные обозначения: Б — максимальное, С — среднеарифметическое, М — минимальное значение признака (под термином «значение признака» здесь понимается среднее арифметическое для выборки); свиты: III — осипенковская; II — сачкинская; I — темрюкская. Участки опробования: Т — с. Старченково, Сд — хут. Садовый; Сч — хут. Сачки; Кв — совх. им. Кирова; Ф — Федоровский; Ср — Сорокинская тектоническая зона; Кр — месторождение Куксунгур; Мариупольское железорудное месторождение; Д — Демяновский участок; Дз — Дзергинский участок; Ю — Юрьевский участок.

этого явления скорее всего лежит эффект усложнения магнитной структуры, имеющий место при окислении зерен, их магнитном «дроблении», усложнении структуры и увеличении ее дефектности. Непропорциональное уменьшение магнитной восприимчивости примагнетизации может объяснять отмечаемое на ряде железорудных месторождений несоответствие между размерами рудной залежи и интенсивностью магнитного поля. В таких случаях количество разведанных железных руд превышает соответствующие оценки, получаемые при интерпретации наблюдаемого поля. Однако к такому же следствию может привести и компенсирующее влияние  $J_n$  при существенном отклонении его направления от  $J_i$ .

В последнее время предпринимаются попытки усовершенствовать методику интерпретации интенсивных магнитных аномалий для увеличения надежности этой операции. В первую очередь при такого рода построениях ставится задача определения эпицентра рудной магнитной залежи. Однако получение этой информации в ряде случаев возможно и принципиально другим путем. Об этом, в частности, свидетельствуют материалы, полученные нами в районе развития стратотипа сачкинской свиты (хут. Сачки), где была опробована полевая каппаметрия по наносам. Сопоставление графитов  $\chi$  по профилям с материалами пространственно совмещенной детальной магниторазведки ( $Z_a$ ) показывает высокую информативность каппаметрии. Графики  $\chi$  намного уже и симметричнее кривых  $Z_a$ , их эпицентр точно соответствует средине железорудного пласта.

Метаморфические образования III петромагнитного типа («иногда магнитные») по относительному количеству магнитных разностей в пределах одного петрографического типа выстраиваются по убыванию в следующий ряд: амфибол-биотитовые гнейсы (72 %), амфибол-пироксеновые сланцы (43 %), двуслюдянные гнейсы и сланцы (33 %), биотитовые гнейсы и сланцы (30 %), гранат-биотитовые гнейсы и сланцы (21 %), карбонатсодержащие породы и графитовые гнейсы (по 12 %), высокоглиноземистые гнейсы и сланцы (8 %). Анализ графических образов значимых парных корреляционных связей магнитных свойств метаморфических пород (без подразделения их на магнитные и немагнитные разности) с микропримесным составом этих образований показал практическую неинформативность даже высоких коэффициентов корреляции. Нам представляется, что подобные регрессионные взаимоотношения следует называть псевдосвязями. В отличие от них целесообразно выделять информативные корреляционные связи. Последние по характеру причинно-обусловливающих факторов мы разделяем на физические и геологические. В данном случае наблюдаются значимые связи физической породы:  $\chi-J_n$ ;  $Q-J_n$ ,  $I_s-\chi$ ,  $I_s-J_n$ . Что касается последних двух, то они отсутствуют

(!) как в практически немагнитных образованиях (полевошпатовые кварциты, карбонатные породы), с одной стороны, так и сильномагнитных (железистые кварциты) — с другой. Ввиду очевидности природы физических корреляционных связей кратко прокомментируем лишь феномен их ( $I_s - \kappa$ ;  $I_s - J_n$ ) отсутствия для некоторых горных пород.

Практическое отсутствие корреляции этих свойств в случае слабомагнитных образований отчасти объясняется высоким уровнем относительной погрешности измерений. Для пород-ферромагнетиков определяющее влияние на «уничтожение» связей  $I_s$  с  $\kappa$ ,  $J_n$  оказывают чисто магнитные факторы. Главными среди них являются сильная зависимость  $\kappa$  от размера зерен магнетита, степени их дефектности, наличия упругих напряжений, структур мартитизации, формы и т. п. Подводя итоги сказанному, следует отметить, что для изученной коллекции метаморфических пород практически значимых результатов анализ парных корреляционных связей магнитных свойств с другими характеристиками изученных объектов не дал.

То же можно сказать и о выполненном нами множественном корреляционном анализе магнитных свойств с петрогенными элементами.

Величина коэффициента множественной корреляции в этом случае составляет всего 0,35. Следовательно, кроме слабой тенденции увеличения относительно количества магнитных разностей с ростом общего содержания железа для метаморфических пород не устанавливаются сколько-нибудь значимые связи с другими количественными характеристиками этих образований, в первую очередь физическими свойствами и геохимическими особенностями.

В отличие от железистых кварцитов образования III петромагнитного типа характеризуются более широким спектром термомагнитных кривых. При общем преобладании кривых  $I_s - T$  магнетитового и частично маггемитового типа иногда (амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, гранат-биотитовые гнейсы) встречаются разности, точки Кюри которых существенно ниже (около 350 °C).

Анализируя петромагнитные особенности метаморфических пород в связи с их возрастом, следует отметить специфику самой древней темрюкской свиты. В строении ее разрезов независимо от пространственного их положения (см. таблицу) отсутствуют породы, содержащие сколько-нибудь значительные количества ферромагнитных минералов, несмотря на широкий спектр входящих в нее разностей. Вышележащие сачкинская и осипенковская свиты наряду с немагнитными породами содержат также образования магнитного класса, включая железистые кварциты. Следует отметить, что расчленение метаморфических пород Центрального Приазовья выполнено фактически формационным парагенетическим методом и, значит, в данном

случае идет речь о петромагнитной дифференциации формаций суперкрустальной толщи.

Наиболее выражена связь магнитной характеристики со структурно-тектоническим положением метаморфитов. В первую очередь это, естественно, касается образований I и III петромагнитного типа. Так, в составе сачкинской свиты практически по всему спектру изученных образований наиболее магнитными являются разности из месторождения Куксунгур. Магнитные свойства пород осипенковской свиты тоже зависят от геологической позиции изучаемого разреза. В частности, весь спектр метаморфитов Сорокинской зоны обладает более высокими значениями индуктивных магнитных параметров петрографически однотипных пород, развитых в пределах Федоровского участка.

Следовательно, блоковая специализация петромагнитной характеристики, столь характерная для plutонических пород, реально существует и в случае метаморфических образований.

Намечается определенная взаимосвязь между магнетизмом метаморфитов и их металлоносностью. Например, «немагнитная» темрюкская свита содержит месторождения графита и высокоглиноземистого сырья. С сачкинской свитой, характерной особенностью которой являются образования магнитного класса, связаны крупнейшие железорудные месторождения. В последнее время поисковые работы подтвердили перспективность на железные руды осипенковской свиты, что было определено нами ранее, исходя из петромагнитной близости ее образований к породам сачкинской свиты.

Имеющийся сейчас в нашем распоряжении материал не позволяет безоговорочно принять точку зрения о приуроченности разностей с высокими значениями магнитных свойств к метаморфическим комплексам высоких ступеней метаморфизма. В самом деле, магнитные разности практически равновероятно распределены в составе столь различно метаморфизованных пород сачкинской и осипенковской свит и в то же время полностью отсутствуют в темрюкской свите, по характеру метаморфизма аналогичной сачкинской. Вместе с тем роль факторов метаморфизма в формировании магнитных свойств описываемых образований трудно переоценить. Нам представляется, что важное значение тут имеет регressiveная часть метаморфического процесса. Об этом, в частности, свидетельствует распределение магнитных свойств петрографически однотипных пород различных участков распространения сачкинской свиты. Выше уже отмечалось, что наименее метаморфизованные породы из месторождения Куксунгур отличаются максимальными значениями индуктивных магнитных параметров.

Как свидетельствуют результаты целенаправленного просмотра шлифов и аншлифов метаморфических пород магнитного класса, образование их ферромагнитной фракции происходит за счет разрушения кристаллической структуры железосодержа-

щих силикатов (пироксенов, амфиболов). Преобладание в составе ферромагнитной компоненты магнитных метаморфитов свидетельствует, что этот процесс нельзя сводить к высокотемпературной диссоциации. Как было показано нами ранее [12], в результате последней образуются ферриты с низкими точками Кюри. Причем это происходит независимо от температуры диссоциации — начиная от близких к точке плавления и вплоть до 300—400 °С, когда диссоциация стимулируется в опыте добавками катализаторов (типа соды). Логичнее предположить, что появление значительных количеств магнетита в метаморфических породах происходит при ихdiaфторезе. Упрощенной моделью такого процесса могут послужить опыты по повторному нагреву неполностью диссоциированных биотитов [1].

Итак, материалы всестороннего изучения магнитных свойств статистически и геологически представительной коллекции докембрийских метаморфических пород свидетельствуют о том, что среди последних встречаются три петромагнитных типа: 1) всегда магнитные; 2) никогда не принадлежащие к классу магнитных пород; 3) петрографические разности (они преобладают), объединяющие как магнитные, так и немагнитные образования.

Существенную корреляцию магнитная характеристика метаморфических пород обнаруживает лишь с общим содержанием железа в них.

Геологически информативны магнитные свойства пород I и III петромагнитного типа. При этом детальное изучение магнетизма железистых кварцитов позволяет расширить возможности использования магнитометрии при определении эпицентров железорудных залежей и подсчета их запасов.

Магнитные свойства пород III петромагнитного типа наиболее интересны петрологически. Они тесно связаны с формационным типом метаморфических пород, их структурно-тектоническим положением и металлоносностью. В качестве главного фактора, определяющего образование магнитных разностей метаморфических пород, следует предположить процессы diaфтореза, протекающего в благоприятных окислительных условиях.

Выполненные нами исследования формационно- и металлогенически контрастных метаморфических пород показывают, что магнитная характеристика с успехом может использоваться при расчленении этих пород, картировании одноформационных стратиграфических подразделений и металлогеническом прогнозе последних.

1. Багин В. И., Гендлер Т. С., Дайнек Л. Г., Сухорада А. В. Об устойчивости магнитных продуктов распада биотита.—Известия АН УССР. Физика Земли, 1977, № 2, с. 66—76.
2. Димитров Г. Х. Петрофизическая характеристика и генезис силлиманитсодержащих пород Среднего Побужья.—В кн.:Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970, с. 384—393.
3. Зарецкий А. И. и др. Железисто-кремнистая формация Мариупольского рудного по-

ля. М., 1974. 145 с. 4. Костин В. А., Костина Н. А. Эволюция физических свойств горных пород при гранитообразовании и диафторических процессах.—В кн.: Порофизическая характеристика Советской части Балтийского щита. Апатиты, 1976, с. 39—43. 5. Крутиховская З. А., Завойский В. Н., Подоляко С. М., Савенко Б. Я. Намагниченность пород железорудной формации Большого Кривого Рога и КМА. Киев, 1964. 205 с. 6. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Физические свойства горных пород Украинского щита.—В кн.: Глубинное строение рудных районов Украинского щита. Киев, 1976, с. 62—80. 7. Лавриненко Л. Ф. и др. Метаморфизованные обломочные породы в разрезе осипенковской свиты Приазовского кристаллического массива.—В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 85—88. 8. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М., 1975. 288 с. 9. Максимов В. К., Сухорада А. В. Рациональная методика магнитного анализа горных пород.—В кн.: Материалы геофизических исследований на Украине. Киев, 1972, с. 105—111. 10. Пискарев А. Л. Намагниченность метаморфических пород гранулитовой фации и закономерности изменения намагниченности при мигматизации и гранитизации (на примере Анабарского щита).—В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 6. Л., 1971, с. 64—69. 11. Сухорада А. В. Магнетизм гранитоидов и некоторые аспекты их геологической интерпретации.—В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного магнитного поля магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1972, с. 56—57. 12. Сухорада А. В. О точках Юари горных пород в связи с проблемой мощности магнитоактивного слоя. Киев, 1976. 108 с. 13. Сухорада А. В., Кудрявцева Г. П., Гаранин В. К. Первые результаты микрорентгеноспектрального исследования продуктов термической диссоциации железосодержащих силикатов.—В кн.: Сб. научных трудов НИС КГУ, 1978, № 14, с. 46—55.

Поступила в редакцию 18.06.79

A. V. Sukhorada

## THE MAGNETIC PROPERTIES OF METAMORPHISM ROCKS

The analysis of literary data and original materials permits to infer that the structure tectonic position and formational belonging of metamorphic rocks are determining factor for the forming its magnetic properties. It let a possibility to use the magnetic properties for solution of stratigraphic and metallogenetic problems. The comparison of the result of a rock magnetic property investigation with the materials of heating experimental dissociation of melanocreative minerals let to suppose that the diaphthoresis is a principal factor which stimulating for formation of basic quantity metamorphic rock ferromagnetic minerals.

УДК 552.1:53+55:51

Г. Т. ПРОДАЙВОДА, канд. геол.-мин. наук, А. Ю. СЕРГА, ст. инж.,  
Г. В. ЗАИКА-НОВАЦКИЙ, инж., Киевский университет,  
М. И. МАЙКО, нач. партии,  
Киевская комплексная геофизическая экспедиция

## ПРИМЕНЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Поиски хрусталеносных пегматитов в настоящее время представляют собой одну из наиболее сложных геолого-геофизических задач. Поэтому расширение фронта поисковых работ, направленных на обеспечение возрастающих потребностей народного хозяйства страны в хрусталеносном сырье, требует даль-

нейшего совершенствования существующих и разработки новых, более эффективных методов их поисков. Одним из перспективных направлений повышения эффективности при решении поисково-разведочных работ является применение петрофизических методов. Это убедительно подтверждает практика научного прогноза месторождений, и неслучайно академик В. И. Смирнов отмечал: «Следует подчеркнуть целесообразность анализа физико-механических свойств горных пород при решении некоторых практических задач — таких как, например, поисковые критерии и оценка прогнозных запасов» [7, с. 4].

Имеется целый ряд работ [1, 4, 8, 12], освещающих широкие возможности использования петрофизических методов при решении задач рудогенезиса. В настоящей статье описаны результаты опытно-методических работ в пределах Коростенского plutона, целью которых была оценка возможности использования петрофизических характеристик при решении поисково-прогнозных задач на камерные пегматиты. Применяемый комплекс физических свойств включает ряд принципиально новых теоретических, аппаратурных и методических разработок [10, 11, 13], базирующихся на том, что горная порода рассматривается как статистически однородная анизотропная среда. Для описания пространственных соотношений элементов такой среды используются принципы обобщенной кристаллографической симметрии, а для аналитического описания ее физических свойств — тензорный анализ [9].

Разработанный петрофизический метод изучения горных пород позволяет по симметрии тензорных свойств проводить строго количественную классификацию горных пород на точечные группы симметрии, количественную оценку степени анизотропности и текстурной неоднородности минерального скелета и трещинно-порового пространства (раздельно и совместно).

Использование свойств различной физической природы дает также возможность количественно оценивать изменчивость состава и пористости. Получаемая количественная петрофизическая информация позволяет применять оптимальные статистические критерии для разграничения, классификации и сопоставления различных пород. Таким образом, разработанный петрофизический метод может выявлять геолого-петрографические особенности пород сходного состава, что как раз и имеет большое значение при поисках камерных пегматитов.

Известно [5], что при поисках камерных пегматитов выделяют две группы поисковых критериев: региональные и локальные. Среди региональных поисковых критериев в свою очередь выделяются структурно-тектонические и геолого-петрографические. К структурно-тектоническим критериям относят факт локализации камерных пегматитов в эндоконтактных зонах рапакививидных гранитов с основными породами. К геолого-петрографическим критериям относят зональность в последова-

тельной смене гибридных пород гранитами  $\gamma_1 \rightarrow \gamma_2 \rightarrow \gamma_3$ . При этом участки с особенно широкими полями развития гранитов  $\gamma_2$  наиболее насыщены пегматитовыми телами.

К локальным поисковым критериям, имеющим важное значение для установления мест развития групп пегматитовых тел и отдельных пегматитов, относятся:

1. Геологический критерий — контакт двух структурных разновидностей гранитов  $\gamma_1$  (с гранитовой структурой основной массы) и  $\gamma_2$  (аплит-пойкилитовой структурой).

2. Структурный критерий — развитие вокруг отдельных пегматитовых тел радиально-концентрической трещиноватости.

3. Петрографические критерии — наличие зон гранитов, обогащенных темноцветными минералами (состав), зон выщелачивания (пористости); акцессорной минерализации.

Так как физические свойства горных пород [13] находятся в функциональной зависимости от состава, структурно-текстурных особенностей, условий формирования и преобразования горных пород, то при комплексном изучении можно ожидать их высокой эффективности при выявлении геолого-петрографических поисковых критерий.

Очевидно, граниты эндоконтактовой зоны могут иметь определенную пространственную ориентировку минералов (возможно, план-параллельную). На эту особенность ранее не обращали внимания. Кроме того, метасоматическое преобразование и тепловое поле пегматитового процесса могли приводить к изменению структуры и порового пространства гранитов.

Каменный материал для петрофизических исследований отбирали из керна скважин разведочного бурения Володарско-Волынского массива, в районе действующего месторождения, где разрабатывается хрусталеносное сырье. Фациальное петрографическое разделение гранитов соответствует принятому в работе [5]. Комплексное исследование физических свойств гранитов осуществлялось на одних и тех же образцах. Акустические и электрические свойства гранитов изучались на сухих и водонасыщенных образцах с целью оценки степени упорядоченности минерального скелета и трещинно-порового пространства [9]. Аппаратура и методика петрофизических исследований описана в работах [10, 11, 14] и здесь не приводится.

Математическая обработка акустической и электрической анизотропии проводилась на МИР-2, а группирование фациальных разновидностей проводилось по алгоритму разделения неоднородной совокупности на однородные группы по неупорядоченным данным [6]. Задача прогноза расстояния до пегматитового тела по петрофизическим данным решалась на базе применения множественного регрессионного анализа с применением генерализованной модели связей:

$$\lg L = a_0 + a_1 \xi_1 + a_2 \xi_2 + \dots + a_n \xi_n + \Delta, \quad (1)$$

где  $\xi$  — значение  $i$ -го физического параметра;  $L$  — расстояние до пегматитового тела;  $a_0, a_1, \dots, a_n$  — коэффициенты регрессии;  $\Delta$  — отклонение, взятое со знаком.

Степень связи определялась коэффициентом множественной регрессии ( $R_{\text{мн}}$ ), а ошибка прогноза ( $\sigma_{\text{пр}}$ ) величиной

$$\sigma_{\text{пр}} = \sigma_{\lg L} \sqrt{1 - R^2}, \quad (2)$$

где  $\sigma$  — стандартное отклонение  $\lg L$ .

Результаты петрофизического изучения различных фациальных разновидностей гранитов и их измененных разностей представлены в табл. 1.

Таблица 1. Петрофизические параметры гранитов  
Володарско-Волынского массива

Фациальный тип гранита, номер выборки	Удельная масса, г/см <sup>3</sup>	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		Скорости упругих волн, км/с		
			Общая	Эффективная	продольных $V_p$	поперечных $V_s$	$V_p/V_s$
$\gamma_1$ , выб. 1	2,678	2,675	1,5	—	5,494	3,10	1,77
	2,2	0,4	134	—	4,2	6,9	5,4
$\gamma_2$ , выб. 2	2,718	2,672	2,2	0,6	5,56	3,134	1,78
	2,1	3,6	85	113	5,4	6,7	7,2
$\gamma_3$ , выб. 3	2,666	2,664	1,2	—	5,518	3,22	1,72
	1,5	1,1	57	—	6,9	8,3	5,3
$\gamma_4$ , выб. 4	2,664	2,660	0,9	—	5,76	3,38	1,72
	0,3	1,0	26	—	1,1	5,5	5
$\gamma_5$ , выб. 5	2,661	2,647	1,3	—	5,39	3,24	1,66
	1,3	1,3	32	—	8	7	4
Осветленные, выб. 6	2,691	2,652	2,8	0,9	5,18	3,11	1,66
	0,9	2,4	52	190	9,3	5,4	7,8
Обогащенные темноцветами, выб. 6 а	2,780	2,735	2,7	0,8	5	3,11	1,75
	3,2	3,1	72	85	5,9	9,2	12
Пегматоидные, выб. 7	2,643	2,558	2,8	0,5	5,29	3,20	1,65
	3,3	2,9	102	76	7,7	4,9	2,8

Сопоставление средних значений петроплотностных параметров показало, что непегматитоносные крупноовоидные граниты ( $\gamma_5$ ) и мелкоовоидные граниты ( $\gamma_3$  и  $\gamma_4$ ) краевых фаций являются менее плотными и более выдержаными по составу (значения коэффициентов вариации 0,3—1,3 %). Пегматитоносные мелкоовоидные граниты ( $\gamma_2$  и  $\gamma_1$ ) заметно более плотные. Повышенная удельная масса гранитов  $\gamma_2$  ( $\bar{\delta}=2,718$  г/см<sup>3</sup>) и  $\gamma_1$  ( $\bar{\delta}=2,678$  г/см<sup>3</sup>) обусловлена более высоким процентным содержанием темноцветных минералов (биотита и роговой обманки). Судя по величине коэффициентов вариации плотностных параметров, колебания состава пегматитоносных гранитов гораздо выше.

Меланократовые граниты  $\gamma_2$  (именуемые «гранитами обогащенные темноцветами»), пространственно расположенные под пегматитовыми телами и затронутые метасоматическими изменениями, наиболее плотные и могут быть отнесены к классу пород высокой плотности. По плотностным параметрам эти граниты являются наиболее вариабильными.

Пегматитовмещающие граниты  $\gamma_2$  из зон изменения окраски, так называемые обеленные граниты, приуроченные к пегматитовым телам и связанные с проникновением растворов в зонах повышенной трещиноватости, наоборот, менее плотные.

По характеру распределения общей и эффективной пористости пегматитовмещающие граниты, как правило, более пористые и их измененные разности отличаются особенно высокими средними значениями емкостных параметров.

По абсолютным значениям скоростей упругих волн существенных различий между непегматитоносными и пегматитоносными гранитами не наблюдается. В то же время пегматитоносные граниты имеют высокие значения отношения  $V_p/V_s$ . Процессы изменений гранитов  $\gamma_2$  во всех случаях приводят к снижению скоростей упругих волн. Особенно большое понижение скоростей упругих волн наблюдается у осветленных гранитов. Самые низкие значения отношения  $V_p/V_s$  характерны для пегматоидных гранитов.

Экспериментальные данные изучения симметрии акустического тензора гранитов вынесены на вариационные диаграммы (рис. 1).

Среди пегматитовмещающих гранитов  $\gamma_2$  встречаются разновидности с различными точечными группами симметрии:  $\infty/\infty m$ ,  $\infty/mm$  (планаксиальные, акустически одноосные),  $mm$  и  $2/m$  (акустически двуосные). Преобладают акустически одноосные текстуры. Среди осветленных гранитов доминируют акустически двуосные текстуры с точечной группой симметрии  $mm$ . В пегматоидных гранитах также преобладают акустически двуосные текстуры, но более низкой симметрии —  $2/m$ . Иными словами, здесь преобладают линейные текстуры.

Для гранитов, обогащенных темноцветами, характерно присутствие как акустически изотропных ( $\infty/\infty m$ ), так и акустически одноосных текстур ( $\infty/mm$ ). Изменение типа акустической симметрии в них связано с характером и пространственной ориентацией внешних воздействий по отношению к первоначальному расположению элементов симметрии текстуры.

Величина модальных значений коэффициента акустической анизотропии возрастает при переходе от гранитов, обогащенных темноцветами, к осветленным и пегматоидным гранитам. По величине коэффициента акустической неоднородности ( $D\mu$ ) граниты  $\gamma_2$  можно отнести к классу неоднородных текстур. Среди осветленных гранитов преобладают акустически сильно неоднородные текстуры ( $D\mu > 0,5$ ).

Для выявления степени влияния минерального скелета гранитов на акустическую анизотропию были проведены измерения на сухих и водонасыщенных образцах (время насыщения составляло не менее 10 сут). В процессе водонасыщения гранитов

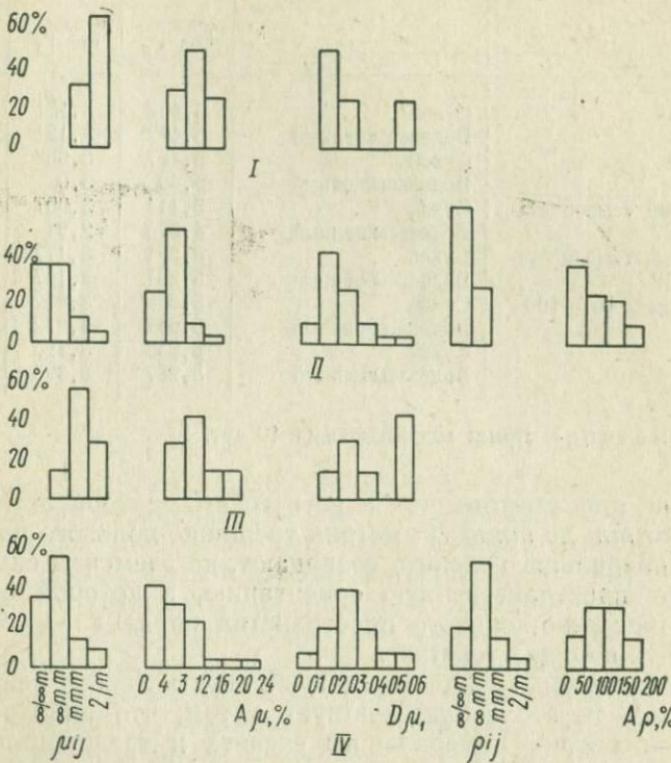


Рис. 1. Диаграмма распределений точечных групп симметрии акустического тензора ( $\mu_{ij}$ ), коэффициента акустической анизотропии ( $A_\mu$ ), коэффициента текстурной неоднородности ( $D_\mu$ ), точечных групп симметрии тензора удельного сопротивления ( $\rho_{ij}$ ) и коэффициента анизотропии удельного сопротивления ( $A_\rho$ ) пегматитовмещающих гранитов.

I — Пегматоидные граниты; II — граниты обогащенные темноцветными; III — осветленные граниты; IV — граниты  $\gamma_2$ .

(табл. 2) скорости продольных волн возрастают, а скорости поперечных — уменьшаются. Это в свою очередь приводит к увеличению отношения  $V_p/V_s$ . При водонасыщении коэффициенты акустической анизотропии и текстурной неоднородности увеличиваются. Точечная группа симметрии акустического тензора при водонасыщении либо сокращается, либо изменяется. При этом наблюдается либо диссимметризация акустического тензора, либо его симметрия не изменяется. При понижении

Таблица 2. Влияние водонасыщения на акустические

Фациальный тип гранита, номер образца	Состояние образца	Скорости упругих волн, км/с		$V_p/V_s$
		продоль- ных $V_p$	попереч- ных $V_s$	
$\gamma_2$ , BP—58	Сухой	5,467	3,131	1,746
	Водонасыщенный	5,472	3,121	1,747
$\gamma_2$ , BP—99	Сухой	5,487	3,068	1,788
	Водонасыщенный	5,49	3,0	1,810
Обогащенный темноцветами, BP—107	Сухой	5,114	3,007	1,701
	Водонасыщенный	4,976	2,91	1,709
Обогащенный темноцветами, BP—112	Сухой	5,271	3,177	1,660
	Водонасыщенный	5,281	3,147	1,677
Пегматоидный, BP—100	Сухой	5,635	3,282	1,717
	Водонасыщенный	5,642	3,272	1,755
P—28	Сухой	5,932	3,426	1,73
	Водонасыщенный	5,987	3,395	1,76

Примечание: Время водонасыщения 10 сут.

симметрии дисимметризации акустического тензора от точечной группы  $\infty/mm$  до  $mm$  симметрия трещинно-порового пространства и минерального скелета совпадают, но элементы симметрии их имеют пространственную ориентацию, в которой ось симметрии трещинно-порового пространства порядка  $\infty$  совпадает с осью 2-го порядка текстуры.

Если точечная группа симметрии акустического тензора не изменяется, то это свидетельствует о том, что либо точечная группа симметрии минерального скелета и трещинно-порового пространства совпадают и их элементы пространственно одинаковы, либо трещинно-поровое пространство является полностью неупорядоченным, т. е. относится к точечной группе симметрии  $\infty/\infty m$ .

Для окончательного решения вопроса необходимо исследовать структуру трещинно-порового пространства гранитов. О симметрии и степени упорядоченности трещинно-порового пространства можно судить по симметрии тензора удельного электрического сопротивления водонасыщенных гранитов (см. рис. 1). Судя по величине коэффициента анизотропии удельного сопротивления гранитов ( $A_p$ ), величины которых достигают 200 %, пегматитовмещающие граниты  $\gamma_2$  характеризуются высокой степенью упорядоченности трещинно-порового пространства. Обычно среди гранитов  $\gamma_2$  преобладают разновидности с точечной симметрией тензора  $\rho_{ij}\infty/mm$ . Это означает, что в них доминирует трещинно-поровое пространство с двумерной упорядоченностью. Граниты, обогащенные темноцветами, отличаются тем, что среди них преобладают разновидности с симметрией  $\rho_{ij}\infty/m$ .

свойства пегматитовмещающих гранитов

Главные значения акустических констант $\mu_i$ ( $\text{км}^2 \cdot \text{с}^2$ ) и их направляющие косинусы			Усредненное значение акустических констант $\mu_0$ , $\text{км}^2 \cdot \text{с}^2$	Коэффициент акустической анизотропии $A_\mu$ , %	Коэффициент текстурной неоднородности $D_\mu$	Точечная группа симметрии акустического тензора $\mu_i$
$\mu_1$	$\mu_2$	$\mu_3$				
48,44	48,96	50,7	49,37	3,4	0,37	$\infty/\infty m$
50,08	47,10	50,44	49,20	5,3	0,46	$\infty/\infty m$
51,78	49,78	45,40	48,99	8,4	0,28	$\infty/mm$
50,04	44,82	48,15	47,67	9,8	0,32	$mm$
44,02	45,24	43,27	44,18	3,2	0,18	$\infty/mm$
42,98	41,14	41,06	41,72	3,7	0,32	$\infty/mm$
48,02	46,58	49,40	48,00	4,2	0,14	$\infty/mm$
47,95	44,82	47,68	46,81	5,2	0,18	$\infty/mm$
49,89	55,75	54,34	53,33	8,1	0,40	$mm$
50,90	55,65	50,28	52,28	10,0	0,57	$\infty/mm$
60,13	57,57	58,39	58,7	3,2	0,15	$\infty/mm$
60,28	57,45	59,08	58,94	3,4	0,23	$\infty/mm$

/ $\infty m$ . Следовательно, трещинно-поровое пространство гранитов, обогащенных темноцветами, не упорядоченное. Акустические исследования, таким образом, подтверждают наличие плотностных текстур в пегматитовмещающих гранитах, что, вероятно, связано с эндоконтактными явлениями в интрузивных массивах.

Для объективной классификации фациальных разновидностей гранитов по комплексу признаков было проведено статистическое группирование (рис. 2). Среди гранитов Володарско-Болынского массива наибольшая степень сходства между гранитами  $\gamma_1$ ,  $\gamma_3$ ,  $\gamma_5$ , которые объединяются при значениях меры компактности  $\rho=1,05$ . Эти фациальные разновидности объединяются с гранитами  $\gamma_2$  лишь на уровне  $\rho=1,4$  и с гранитами  $\gamma_4$  — на уровне  $\rho=1,45$ .

Заметно обособляются измененные разности пегматитовмещающих гранитов. Обеленные граниты объединяются с гранитами  $\gamma_2$  лишь на уровне  $\rho=1,65$ . Наибольшую степень сходства с гранитами  $\gamma_2$  и другими фациальными разновидностями гранитов имеют граниты, обогащенные темноцветами, которые объединяются с ними в единую совокупность лишь на уровне  $\rho=3,2$ . Пегматоидные граниты не объединяются в общую совокупность.

По результатам парного корреляционного анализа между логарифмом расстояния до пегматитового тела и плотностными, емкостными и акустическими свойствами наиболее тесная связь наблюдается между скоростью продольных и поперечных волн, общей пористостью и  $\lg L$ , величина парных коэффициентов корреляции для которых выше 0,5. Эти параметры и были вы-

бранны для прогноза расстояний до пегматитового тела. Найденное множественное регрессивное уравнение имеет вид:

$$\lg L = (-0,092m_0 - 0,306V_p - 0,08V_s + 2,98) \pm 0,23 \text{ (при } L \leq 16 \text{ м).}$$

Величина множественного коэффициента корреляции  $R_{\text{мн}} = 0,70$ .

Проведенные опытно-методические петрофизические исследования позволили установить следующие типоморфные петро-

физические признаки пегматито-вмещающих гранитов  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$ :

- 1) они характеризуются повышенными средними значениями

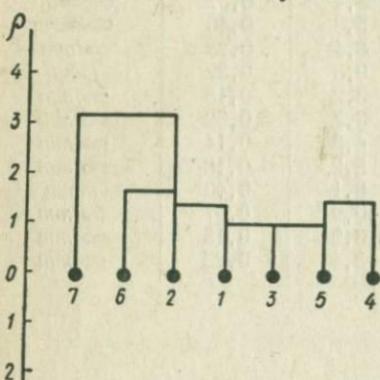


Рис. 2. Дендрограмма результатов группирования фациальных разновидностей гранитов по комплексу петрофизических признаков:

1 — с гранитовой структурой ( $\gamma_1$ ); 2 — с аплит-пойкиллитовой ( $\gamma_2$ ); 3, 4 — мелкообойдные граниты ( $\gamma_3, \gamma_4$ ) краевых фаций; 5 — крупнообойдные ( $\gamma_5$ ); 6 — осветленные; 7 — граниты, обогащенные темноцветами.  $\rho$  — Мера компактности объектов в многомерном пространстве

плотностных параметров; 2) преобладанием акустически односных (планаксиальных) текстур, что связано с эндоконтактными и другими явлениями в интрузивном массиве; 3) повышенной пористостью и преобладающим плоскостным мотивом

Таблица 3. Прогнозные расстояния ( $L$ ) до пегматитового тела, вычисленные из уравнения (1)

Номер образца	$m_0, \%$	$V_p, \text{км/с}$	$V_s, \text{км/с}$	Фактическое расстояние $L_\Phi, \text{м}$	Прогнозное расстояние $L_\Pi, \text{м}$	$L_\Phi - L_\Pi, \text{м}$
105	3,3	6,17	3,32	3,0	3,3	-0,3
106	1,8	5,86	3,20	4,0	5,8	-1,8
107	2,0	5,90	3,30	5,0	5,3	-0,3
116	3,0	5,99	3,38	3,0	3,9	-0,9
112	3,4	5,17	2,89	7,5	7,1	-0,4
99	3,65	5,49	3,07	6,1	5,2	+0,9
68	2,00	5,31	3,03	7,3	8,4	-1,1
67	1,8	5,64	3,27	7,5	6,6	+0,9
66	1,85	5,24	3,34	8,0	8,6	-0,6
122	2,0	4,96	2,93	10,0	11,0	-1,0
123	0,8	4,95	3,0	11,0	14,1	-3,1
124	1,5	4,82	4,83	12,0	13,8	-1,8
126	2,7	4,93	3,11	13,0	9,4	+4,4
128	1,2	4,99	2,95	14,0	12,7	+1,3
129	0,6	4,83	2,95	14,6	16,1	-1,5
130	1,2	4,79	2,87	15,1	14,9	+0,2
132	1,3	4,75	2,80	16	15,1	+0,9

структурой порового пространства; 4) элементы симметрии минерального скелета и трещинно-порового пространства имеют у них в большинстве случаев одинаковую пространственную ориентировку; 5) их отличает повышенная величина отношения  $V_p/V_s$ .

Данные статистического группирования по комплексу петрофизических признаков подтверждают генетическое сходство гранитов, их фациальные различия и характер метасоматического преобразования. Менее уверенно разграничиваются по петрофизическими данным граниты  $\gamma_1$ ,  $\gamma_3$ ,  $\gamma_5$ .

Граниты, обогащенные темноцветами, отличаются аномально высокой плотностью и повышенной пористостью. Осветленные граниты — пониженной плотностью, а также меньшей пористостью, скоростью упругих волн и отношения  $V_p/V_s$ . Установленная регрессионная зависимость между расстоянием до пегматитового тела и емкостными и акустическими свойствами может использоваться для построения прогнозных карт (табл. 3). Проведенные исследования подтверждают высокую геологопетрографическую информативность петрофизических параметров и их широкие возможности при поисках камерных пегматитов.

1. Бельков И. В., Тюремков В. А. Петрофизические исследования на Кольском полуострове.— В кн.: Петрофизическая характеристика Советской части Балтийского щита. Апатиты, 1976, с. 30—33.
2. Григорян С. В., Зубов М. А., Розанов Ю. А. О влиянии физико-механических свойств горных пород на формирование первичных геохимических ореолов.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., 1973, с. 118—125.
3. Жданов В. В. Петрофизические методы в петрологии.— В кн.: Петрофизическая характеристика Советской части Балтийского щита. Апатиты, 1976, с. 12—14.
4. Звягинцев Л. И. Деформации горных пород и рудообразование. М., 1978, 174 с.
5. Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. Львов, 1973, 358 с.
6. Серга А. Ю. Расчленение и корреляция вулканогенных образований по комплексу минерало-петрографических, геохимических и петрофизических признаков. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1978, 25 с.
7. Смирнов В. И. Предисловие.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., 1973, с. 3—6.
8. Старостин В. И., Сандомирский С. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-петрофизический анализ Лениногорского рудного поля.— В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенезиса. Новосибирск, 1976, с. 116—129.
9. Прияткин А. А. Использование физических параметров и их анизотропии для петроструктурных целей.— В кн.: Петрофизическая характеристика Советской части Балтийского щита. Апатиты, 1976, с. 116—124.
10. Продайвода Г. Т. Теория аналитического описания физических свойств горных пород.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, 1979, с. 30—39.
11. Продайвода Г. Т. Принципы симметрии в петрофизике.— Геологический журнал, 1978, № 4, с. 61—70.
12. Розанов Ю. А. Роль физико-механических свойств горных пород в процессах петро- и рудогенезиса.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., 1973, с. 25—35.
13. Субботин С. И., Толстой М. И., Продайвода Г. Т. Состояние и проблемы развития петрофизики кристаллических пород при геологических исследованиях.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, 1975, с. 3—13.
14. Толстой М. И., Продайвода Г. Т. Теоретические основы и перспективы развития петроакустики — новой отрасли

петрофизики.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, 1977, с. 3—13. 15. Шолко Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., 1977. 182 с.

Поступила в редакцию 04.05.79

G. T. Prodajvoda, A. Ju. Serga, G. V. Zaika-Novackij,  
M. I. Majko

APPLICATION OF PETROPHYSICAL METHODS  
FOR PROSPECTING AND EXPLORATION  
OF CRYSTALBEARING PEGMATITES

The complex studying of physical properties of various facies Korosten pluton s granites was carried out first. The typemorphyc petrophysical signs of the pegmatitcontaining granites were separated.

It is shown possibility of distance prognosis till the pegmatite bodies by acoustic and capacitzing properties.

УДК 549.74

В. П. КОБОЛЕВ, зав. лаб., Киевский университет

О ЗАВИСИМОСТИ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ  
МИНЕРАЛОВ ОТ СРЕДНЕАТОМНОГО ОБЪЕМА

Значительное место в области экспериментальных и теоретических исследований теплопроводности породообразующих минералов занимают работы Хораи и Симмонса [6, 7, 8]. Приведенное ими экспериментальное определение теплопроводности 166 породообразующих минералов является в настоящее время наиболее полным справочным материалом, послужившим основой для ряда теоретических исследований [3, 4, 5, 10, 11]. Главные результаты этих исследований для отдельных групп минералов можно сформулировать так:

- теплопроводность является линейной функцией при постоянном среднеатомном весе;
- теплопроводность силикатов определяется структурой кремнекислородной решетки;
- внутри групп минералов подобной кристаллической структуры, с увеличением среднеатомного веса, теплопроводность уменьшается;
- для серий минералов, составляющих бинарные ряды твердых растворов, установлен минимум теплопроводности в области промежуточных составов.

Определив в качестве основных физических параметров теплопроводности плотность и среднеатомный вес породообразующих минералов, Хораи предпринял попытку установить эмпирическую зависимость их теплопроводности от среднеатомного веса и плотности в виде:

$$\lambda = A + B\rho, \quad (1)$$

где  $A$  — функция среднеатомного веса,  $B$  — коэффициент пропорциональности,  $\rho$  — плотность минерала.

Проведенный нами статистический, парный и множественный корреляционный анализ литературного экспериментального материала по теплопроводности порообразующих минералов [6, 8] показал, что среднеатомный вес и плотность проявляют довольно слабую связь с теплопроводностью. Это можно отметить как для отдельных групп, так и для большого числа порообразующих минералов (см. таблицу), что свидетельствует, на наш взгляд, о значительной степени приближенности зависимости [1].

Минералы	$p^*$	$r_{\rho\lambda}$	$r_{\langle A \rangle \lambda}$	$r_{w\lambda}$
Оливины	12	-0,18	-0,53	-0,79
Группа берилла	6	0,44	-0,38	-0,85
Щелочные силикаты	18	0,31	-0,67	-0,71
Калиевые полевые шпаты	6	-0,56	—	-0,61
Группа цеолита	3	0,94	-0,85	-0,92
Оксислы	9	0,07	-0,28	-0,72
Сульфиды	5	-0,48	-0,67	-0,67
Сульфаты	5	-0,28	-0,46	-0,63
Карбонаты	9	-0,57	-0,68	-0,55

\*  $p$  — количество определений,  $r$  — коэффициент корреляции между соответствующими параметрами.

А. В. Иоффе и А. Ф. Иоффе изучали зависимость теплопроводности кристаллов от атомного веса, типа связи и структуры решетки. Они установили, что теплопроводность изоструктурных соединений убывает с увеличением среднеатомного веса ( $\langle A \rangle$ ), при равных  $\langle A \rangle$  теплопроводность соединений с ковалентной связью на порядок выше теплопроводности веществ с ионной связью [9].

При поиске унифицированного параметра интегрирующего плотность и среднеатомный вес для определения теплопроводности минералов польский исследователь Мэй обнаружил эмпирическую зависимость между теплопроводностью и коэффициентом  $\rho/\langle A \rangle$  [10, 11].

Уменьшение теплопроводности кристаллов с увеличением межатомных расстояний подтверждают данные А. Ф. Иоффе, который наблюдал приблизительно линейную зависимость от межатомных расстояний для щелочно-галоидных кристаллов [9].

Учитывая то, что общую тенденцию в изменении межатомных расстояний нередко выявляют при помощи разного рода удельных объемов, т. е. с помощью общего усреднения межатомных расстояний, и показателем такой тенденции является среднеатомный объем [2], представляется небезинтересным рассмотр-

реть зависимость теплопроводности минералов от среднеатомного объема. Последний можно записать как

$$\bar{w} = \langle A \rangle / \rho = M / \rho n, \quad (2)$$

где  $M$  — молекулярный формальный вес или сумма весовых процентов, полученная в результате химического анализа,  $n$  — число атомов в формальной единице, за исключением водорода.

А. Е. Ферсман выявил корреляцию среднеатомных объемов с некоторыми физическими и энергетическими свойствами минералов [2].

На среднеатомный объем влияют изменения состава, он отражает общую тенденцию в изменении межатомных расстояний, является мерой относительной структурной рыхлости кристаллической решетки и, в первом приближении, служит мерой плотности упаковки атомов кислорода в структуре минерала.

Согласно теории физики твердого тела [1], теплопроводность твердых диэлектриков есть распространение фононов тепловых волн, природа которых, подобно электромагнитным, тоже квантовая. Носителями тепловой энергии являются колебания кристаллической решетки твердых тел.

Проведя аналогию с теорией рассеивания света в мутных средах, описываемой законом Бугера, согласно которой интенсивность волны ( $I$ ) при прохождении длины ( $x$ ) в среде убывает по экспоненциальному закону,

$$J = J_0 \cdot e^{-\mu x}, \quad (3)$$

где  $\mu$  — коэффициент рассеяния среды.

Дебай ввел в качестве параметра, характеризующего рассеивание волн, среднюю длину свободного пробега фона

$$\bar{l} = 1/\mu, \quad (4)$$

на которой интенсивность волны убывает в  $e$  раз, и получил формулу теплопроводности твердого тела в виде:

$$\lambda = 1/4 (C_v \bar{v} l), \quad (5)$$

где  $C_v$  — удельная теплоемкость,  $\bar{v}$  — средняя скорость фононов.

Средняя длина свободного пробега фононов определяется  $U$ -процессами, а также рассеиванием фононов на примесях и при других дефектах решетки. При температуре  $T < \theta$  роль  $U$ -процессов несущественная ( $\theta$  — температура Дебая). Среднюю длину свободного пробега фона можно записать как

$$\bar{l} = \bar{V} \tau, \quad (6)$$

где  $\tau$  — среднее время между столкновениями фононов.

Формула Дебая для атомной теплоемкости может быть представлена в виде

$$C = 3R (T/\theta)^3 \int_0^{\theta/T} [\xi^4 e^\xi / (e^\xi - 1)^2] d\xi, \quad (7)$$

где  $R$  — постоянная газа [9].

Для силикатных минералов средняя температура Дебая около 600 К. При комнатной температуре ( $T=300$  К) для Дебаевской модели силикатов можно получить  $C=5$  кал/моль·К.

Согласно эмпирическим законам физической химии, теплоемкость моля твердого раствора выражается

$$C^n = \Sigma C_i^a, \quad (8)$$

где  $C_i^a$  — атомная теплоемкость компонентов.

Среднюю атомную теплоемкость можно записать как

$$\bar{C} = \Sigma C_i^a/m, \quad (9)$$

где  $m$  — число атомов в молекуле.

При комнатной температуре атомная теплоемкость равна: 1,8 кал/моль·К — для углерода, 2,3 кал/моль·К — для водорода, 3,8 кал/моль·К — для кремния, 4 кал/моль·К — для кислорода; 5,0 кал/моль·К — для фтора, 5,2 кал/моль·К — для фосфора и серы. Для других элементов  $C^a$  можно принять 6,2 кал/моль·К.

Исходя из этого, среднее значение атомной теплоемкости для силикатов, таких как оливин ( $[Mg, Fe]_2SiO_4$ ), энстатит ( $MgSiO_3$ ), ортоклаз ( $KAlSi_3O_8$ ), составляет 4,3—4,6 кал/моль·К, для окислов (кварц,  $SiO_2$  и т. д.) 3,9—5,1 кал/моль·К.

Значение 4÷5 кал/моль·К можно принять в качестве среднего значения атомной теплоемкости при комнатной температуре для всех силикатов и окислов. В этом случае удельная теплоемкость для всех породообразующих минералов может быть представлена в виде

$$C_v = (4 \div 5) \rho / \bar{A}. \quad (10)$$

Используя формулы (2), (5) и (10), получаем

$$\lambda = (4 \div 5) \bar{v} \bar{l} / 4 \bar{\omega}. \quad (11)$$

Если принять, что средняя скорость распространения фонанов и их длина свободного пробега достаточно постоянны, то получим

$$\lambda \sim 1 / \bar{\omega}. \quad (12)$$

Отсюда вытекает, что теплопроводность минералов находится в обратно пропорциональной линейной зависимости от средненеатомного объема.

В таблице приведены результаты парного корреляционного анализа по литературным экспериментальным данным [6, 8] для отдельных групп минералов. Она наглядно демонстрирует тесную связь теплопроводности с среднеатомным объемом.

Результаты множественного корреляционного анализа показали, что влияние среднеатомного объема на теплопроводность в четыре раза больше влияния среднеатомного веса. Коэффициенты долевого участия для среднеатомного объема и среднеатомного веса соответственно равны 4,75 и 1,21. Уравнение регрессии получено в виде

$$\lambda = -5,6\bar{\omega} - 0,64 \langle A \rangle + 62,96. \quad (13)$$

Таким образом, плотность анионной упаковки породообразующих минералов играет доминирующую роль в теплопроводности минералов. В общем случае перенос тепла наиболее эффективно идет через анионный состав. Ионы металлов, располагающиеся в пустотах остова, приводят к рассеиванию фонанов и соответственно к уменьшению теплопроводности. На это также влияет масса атомов, изменение межатомных расстояний, тип связи и другие факторы, осложняющие эту зависимость.

1. Жданов Г. С. Физика твердого тела. М., 1961. 747 с. 2. Ицыксон Г. В. Средний атомный объем и измерение межатомных расстояний.—Записки Всесоюзного минералогического общества, 1973, 2-я сер., ч. 102, с. 112—127.
3. Коболев В. П. Физико-кристаллохимический аспект теплопроводности твердых растворов.—Вопросы прикладной геохимии и петрофизики, 1977, № 4, с. 39—43.
4. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т. Связь теплопроводности минералов с их структурными особенностями.—Геологический журнал, 1970, т. 30, вып. 2, с. 93—109.
5. Продайвода Г. Т. О связи теплопроводности породообразующих минералов со степенью упорядоченности атомов в их структуре.—Минералогический сборник, 1976, вып. 30, с. 34—48.
6. Horai K., Simmons G. Thermal conductivity of rock-forming minerals.—Earth, Planet. Sc. Lett., 1969, vol. 6, p. 359—365.
7. Horai K., Simmons G. An empirical relationship between thermal conductivity and Debye temperature for silicates.—J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 978—982.
8. Horai K. Thermal conductivity of rock-forming minerals.—J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 1278—1308.
9. Ioffe A. F. Heat transfer in semiconductors.—J. Phys., 1956, vol. 34, N 5, p. 244—261.
10. Maj S. A note of the relationship among phonon conductivity density, and mean atomic weight for carbonate minerals.—Acta Geoph. Pol., 1974, vol. 22, N 3, p. 247—250.
11. Maj S. On the phonon conductivity of silicates and oxide minerals.—Acta Geoph. Pol., 1976, vol. 24, p. 301—308.
12. Ziman J. M. Electrons and phonons. Oxford, 1962. 347 p.

Поступила в редакцию 17.05.79

V. P. Kobolev

### ABOUT THE RELATIONSHIP BETWEEN A THERMAL CONDUCTIVITY OF A ROCK FORMING MINERALS AND A MEAN ATOMIC VOLUME

On the basis of the Debye model of thermal energy transport phenomena in solids the relationship between the thermal conductivity and the mean atomic volume are considered.

И. А. КАПКАНЩИКОВА, В. Н. КУРГАНСКИЙ, В. М. ЛАХНЮК,  
А. А. ПАХОЛЬЧУК, кандидаты геол.-мин. наук, УкрНИИПНД,  
Киевский университет

**О ВЛИЯНИИ ГЛИНИСТОСТИ (НЕРАСТВОРИМОГО ОСТАТКА)  
НА ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА КОЛЛЕКТОРОВ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА  
ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ**

При подсчетах запасов нефти и газа любого месторождения объемным методом большое внимание уделяют предельным (границным) значениям таких параметров, как пористость, проницаемость, глинистость и нефтегазонасыщенность. В зависимости от этих предварительно установленных предельных значений выделяемые в разрезе пласти классифицируются как «коллектор» или «неколлектор», «продуктивный коллектор» или «водонасыщенный коллектор». Например, в условиях продуктивных отложений верхнего девона Припятской впадины дифференциация пластов на классы «коллектор» и «неколлектор» требует знания величин нижнего предела пористости и верхнего предела глинистости.

Определение граничных значений — задача сложная и не решена окончательно даже для коллекторов с простым (однородным) строением емкостного пространства. Наиболее широкое распространение получила методика, основанная на изучении законов распределения рассматриваемых параметров для интервалов, из которых получен приток флюида и из которых флюид не получен [1]. При анализе законов распределения того или иного физического свойства с целью нахождения его предельных значений можно использовать как лабораторные, так и промыслового-геофизические определения. Часто исследуются также законы распределения параметров, связанных корреляционной зависимостью с теми параметрами, предельные значения которых подлежат определению [4]. Например, при отсутствии сведений о глинистости пород по результатам механического анализа ( $C_{тл}$ ) в условиях девонских отложений различных месторождений Припятской впадины исследуются законы распределения весового содержания нерастворимого остатка ( $C_{но}$ ). Построенные в соответствии с этой методикой полигоны распределений параметров для «сухих» интервалов и для интервалов с притоком флюида зачастую имеют большую область перекрытий (или область неопределенности), что мешает четко устанавливать граничные значения параметров. Объясняется это тем, что, определяя, например, предельные значения коэффициента пористости, включают в выборку, характеризующую интервал, давший приток флюида (или «сухой»), значения пористости всех без исключения пластов, которые вошли в интервал, игнорируя прочие свойства пластов, контролирующие эффективную емкость объекта (например, проницае-

мость и глинистость). Такой подход неверен и затрудняет установление граничных значений.

При формировании выборок параметров, характеризующих коллекторские свойства пластов, необходимо одновременно учитывать емкостные и фильтрационные свойства. Так, формируя выборку значений пористости пластов из интервалов, давших приток флюида, очевидно, не надо привлекать пластины, имеющие аномально высокую глинистость: известно, что они не могут быть коллекторами и содержать промышленный флюид как бы ни была велика их пористость.

Формируя выборку для установления предельного значения глинистости таких пластов, не следует использовать пластины, которые из-за аномально низкой пористости также не могут быть коллекторами. Иными словами, прежде чем приступить к определению предельных значений емкостных и фильтрационных свойств пород, нужно изучить соотношение между этими свойствами, в частности изучить характер влияния величины глинистости (нерасторимого остатка) на величину пористости. Выполненные нами исследования показали, что это влияние для различных типов пород, слагающих нефтяные месторождения Припятской впадины, неодинаково.

На рис. 1—3 показаны результаты сопоставления, проведенного практически по всем имеющимся в настоящее время лабораторным определениям полной пористости и нерасторимого остатка карбонатных пород межсолевых и подсолевых отложений верхнего девона. При этом рассмотрены месторождения или площади, приуроченные соответственно к Малодушинской и Речицко-Вишанской зонам поднятий, а также к Шатиловской депрессии. При анализе обнаруживается ряд закономерностей, позволяющих судить о влиянии глинистости (нерасторимого остатка) на полную емкость пород в соответствии с их литологией и генезисом:

1. При малых значениях величины нерасторимого остатка ( $C_{\text{но}} \leq 20\%$ ) диапазон изменения полной пористости доломитов и известняков, являющихся основными коллекторами в отложениях верхнего девона, колеблется от долей процента до 20—25 %.

2. При значениях  $C_{\text{но}}$  более 20—25 % пористость коллекторов месторождений Речицко-Вишанской зоны поднятий и Шатиловской депрессии имеет тенденцию к снижению и обычно не превышает 10 %; при значениях  $C_{\text{но}}$  более 25—30 % высокая полная пористость наблюдается только у неколлекторских литологических разностей — мергелей, глин и т. д. Это необходимо помнить при формировании выборок с целью установления нижних пределов, с тем чтобы не создавать значительных зон перекрытия.

3. Для пород, слагающих площади Малодушинской зоны поднятий, намечается иная тенденция взаимосвязи между изу-

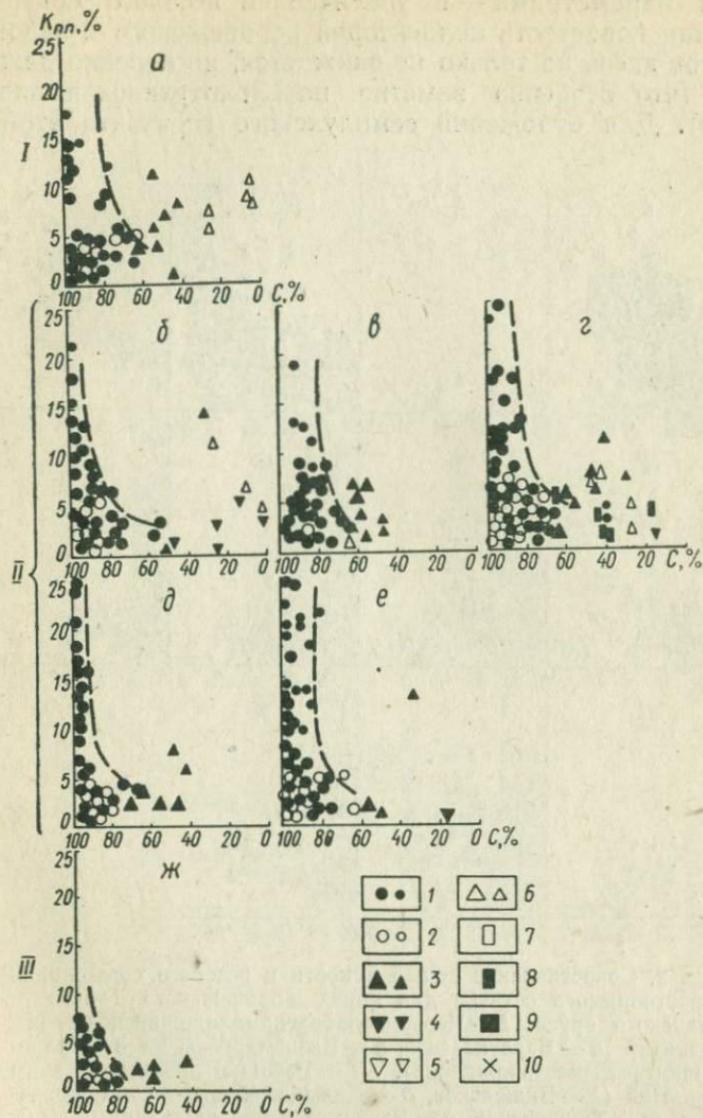


Рис. 1. Сопоставление общей емкости и весового содержания иерасторимого остатка для пород (здесь и на рисунках 2, 3 1 — доломиты, 2 — известняки, 3 — мергели, 4 — ангидриты, 5 — сульфаты, 6 — глины, 7 — алевролиты, 8 — аргиллиты, 9 — песчаники, 10 — туффиты) семилукского горизонта франкского яруса: I — Червонослободско-малодушинской зоны поднятий (а — Барсуковское месторождение), II — Речицко-Вишанской зоны поднятий (б — Вишансское, в — Давыдовское, г — Осташковичское, д — Тишковское и е — Речицкое месторождения) и III — Шатилковской депрессии (ж — Восточно-Первомайское месторождение) Припятской впадины.

чаемыми параметрами — с увеличением весового содержания  $C_{\text{но}}$  полная пористость коллекторов воронежского и задонского горизонтов здесь не только не снижается, но нередко даже возрастает (что особенно заметно на Золотухинской площади, рис. 3, а). Для отложений семилукского горизонта этой зоны

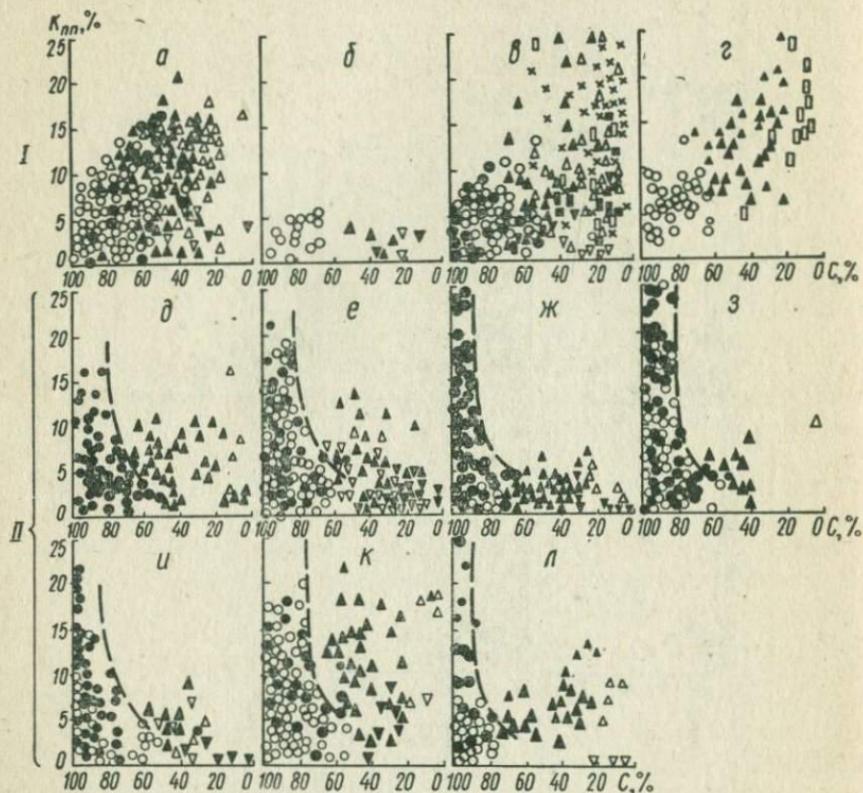


Рис. 2. Сопоставление общей емкости и весового содержания нерастворимого остатка для пород воронежского горизонта франского яруса: I — Червонослободскомалодушинской зоны поднятий (а — Барсуковское, б — Вышемировское и в — Малодушинское месторождения), II — Речицко-Вишанской зоны поднятий (г — Вишанское, д — Давыдовское, е — Осташковичское, ж — Тищковское, з — Речицкое месторождения) и III — Шатилковской депрессии (и — Восточно-Первомайское месторождение) Припятской впадины.

тенденция взаимосвязи весового содержания нерастворимого остатка и пористости сохраняется такой же, как и для одновозрастных отложений Шатилковской депрессии и Речицко-Вишанской зоны поднятий (что согласуется с известными положениями [5] об условиях осадконакопления и формирования коллекторов семилукского возраста).

Наличие двух типов связи глинистости (нерасторимого остатка) с емкостью коллекторов объясняется генетическими при-

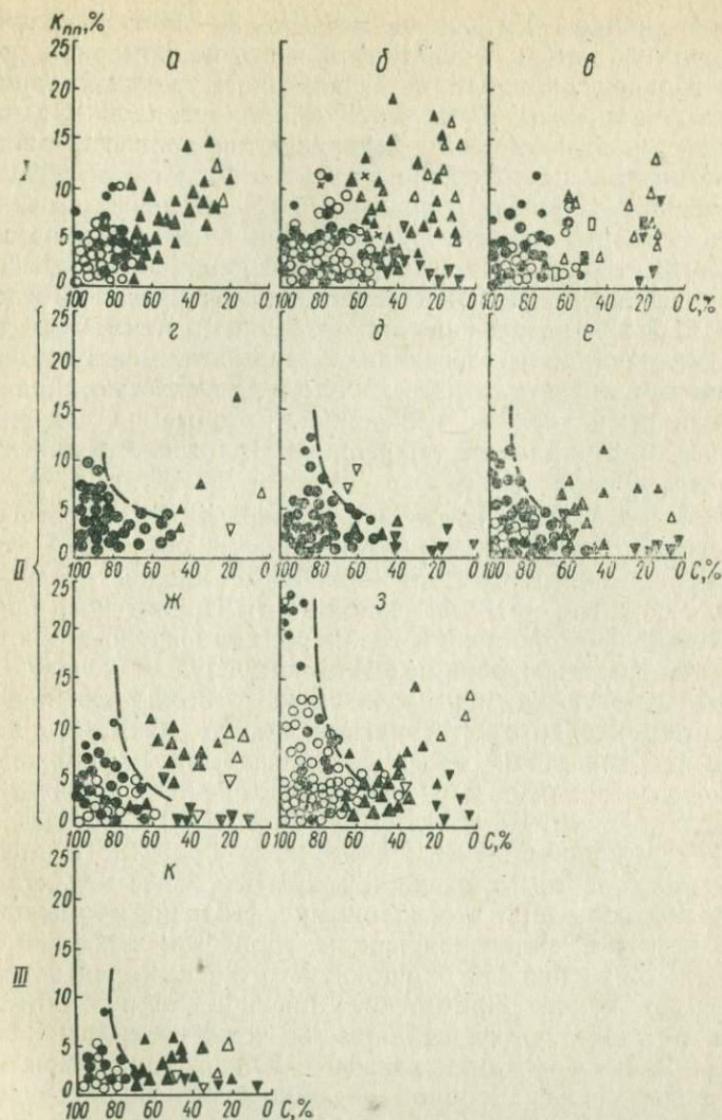


Рис. 3. Сопоставление общей пористости и весового содержания нерастворимого остатка для пород задонского горизонта фаменского яруса: I — Червонослободскомалодушинской (а — Золотухинское, б — Барсуковское, в — Вышемировское, г — Малодушинское месторождения), II — Речицко-Вишанской (д — Вишанское, е — Давыдовское, ж — Осташковичское, з — Южно-Осташковичское, и — Тишковское, к — Речицкое и л — Красносельское месторождения) зон поднятий Припятской впадины.

чинами. При небольших величинах (до 20 %) нерастворимого остатка его содержание в составе карбонатной породы мало сказывается на процессах (растворение, выщелачивание, перекристаллизация, доломитизация), приводящих к формированию

вторичной емкости. Увеличение (свыше 20—25 %) количества нерастворимого остатка, особенно при его равномерном распределении в породе, приводит к образованию тонких коллоидальных пленок на поверхности зерен или кристаллов кальцита и доломита, в результате чего затрудняются процессы растворения, доломитизации и перекристаллизации, а соответственно и формирования вторичной пористости [2]. Этим и объясняется снижение емкости коллекторов при увеличении глинистости в межсолевых отложениях месторождений Речицко-Вишанской зоны поднятий и Шатиловской депрессии, где развит в основном карбонатный тип разреза с незначительными примесями терригенного материала. Аналогичная зависимость между количеством нерастворимого остатка в породе и ее емкостью характерна также для семилукских отложений, которые по содержанию глинистого материала на территории Припятского прогиба не дифференцируются.

Другой тип связи — тенденция к увеличению емкости с ростом весового содержания нерастворимого остатка в составе коллекторов, характерен для межсолевых пород Малодушинской зоны поднятий в Центральной части Припятского прогиба. Для последней свойственно развитие карбонатно-терригенных отложений. Коллекторами нефти в них служат чередующиеся глинистые известняки, мергели и глины. Обычно для подобных разрезов характерно отсутствие или слабое развитие коллекторов, так как глинистый материал запечатывает и снижает эффективность первичных пор, а впоследствии препятствует образованию вторичных. Результаты бурения на 40 площадях Центральной структурной зоны Припятского прогиба, в пределах которой межсолевые отложения, вскрытые более чем ста скважинами, подтверждают это положение. Наличие промышленной залежи нефти в задонско-елецком горизонте доказано здесь только на Золотухинской площади. Что же касается остальных площадей этой зоны Припятского прогиба, то незначительные притоки флюидов получены лишь в четырех скважинах: 5 — Притокской, 3 и 4 — Каменских, 10 — Южно-Домановичской.

Изучение фильтрационной и емкостной характеристик, а также условий формирования коллекторов подобного типа на Золотухинском нефтяном объекте показало, что они относятся к трещинному типу и образовались в результате деформации межсолевых отложений, вызванной течением подстилающей их ливенской соленосной толщи [3]. Поскольку формирование систем трещин в межсолевых отложениях происходило под действием силы, перпендикулярной напластованию пород и направленной снизу вверх, то верхние слои пород, слагающие задонско-елецкие отложения, испытали растяжение, а нижние — сжатие. В связи с этим породы, залегающие в верхней части разреза (зоне растяжения), обладают лучшими коллекторскими свойствами, нежели породы, залегающие в его нижней части

(зоне растяжения) [6]. Кроме того, для задонско-елецких отложений Золотухинского месторождения характерно увеличение содержания глинистого материала снизу вверх по разрезу — от задонских к елецким, обусловленное изменением условий осадконакопления. Эта одинаковая направленность изменения рассматриваемых параметров (емкости и глинистости), связанная с генезисом, с одной стороны, и обычным увеличением полной пористости средне- и сильноглинистых отложений с ростом их заглинизированности (мергели, тем более глины могут иметь полную пористость, достигающую 25—30 % и более) — с другой, предопределяют тенденцию прямой зависимости между весовым содержанием нерастворимого остатка и полной пористостью для пород, слагающих структуры Малодушинской зоны поднятий.

Таким образом, при определении нижних пределов полной (либо эффективной, открытой) пористости и верхних пределов глинистости (нерасторимого остатка) для карбонатных коллекторов верхнего девона Припятской впадины необходимо прежде всего установить характер взаимосвязи между этими величинами и лишь затем можно переходить к построению и анализу полигонов распределения искомых величин в интервалах испытания. Для карбонатно-терригенных пород, слагающих площади Малодушинской зоны поднятий, сильно обогащенных глинистым материалом, при определении нижних пределов пористости коллекторов необходимо анализировать не полную емкость, которая может увеличиваться с увеличением глинистости, а эффективную, открытую пористость пород.

1. Абдухаликов Я. Н., Златопольский С. С., Шаяхметов Ф. Ш., Шакиров А. Ф. Обоснование коллекторских свойств карбонатных пород по данным геофизических исследований и трубных испытателей пластов.— Нефтяное хозяйство, 1975, № 7, с. 75—77.
2. Багринцева К. И. Карбонатные породы — коллекторы нефти и газа. М., 1977. 220 с.
3. Богомолов Г. В., Пахольчук А. А., Цалко П. Б. О генезисе карбонатных коллекторов Золотухинского месторождения.— Доклады АН БССР, 1977, № 8, с. 733—735.
4. Курганский В. Н., Лахнюк В. М. Определение глинистости карбонатных отложений верхнего девона Припятского прогиба.— Геофизический сборник, 1974, вып. 61, с. 85—88.
5. Махнач А. С., Урьев И. И. Литология и нефтеносность семилукских отложений Припятского прогиба.— Минск, 1971. 130 с.
6. Пахольчук А. А., Лахнюк В. М. Модель формирования трещинных коллекторов по разрезу девонских отложений.— Доклады АН УССР, сер. Б, 1978, № 3, с. 213—215.

Поступила в редакцию 17.05.79

I. A. Kapkanshchikova, V. N. Kurganskij, V. M. Lakhnjuk,  
A. A. Pakhol'chuk

#### THE INFLUENCE OF THE CONTENT OF CLAYINESS (UNSOLUBLE RESIDUE) ON THE POROSITY OF THE UPPER DEVONIAN COLLECTORS IN THE PRIPYAT DEPRESSION

It is studied the regularities of changing of general porosity and weight content of unsoluble residue for deposits of some horizons of the main structural zones of Pripyat depression in connection with sedimentation and collector forming condition.

## СОДЕРЖАНИЕ

### ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

✓ Толстой М. И. Проблемы региональных геохимических и петрофизических исследований Украинского щита . . . . .	3
Заика-Новацкий В. С. Структурный анализ при региональных петрофизических и геохимических исследованиях . . . . .	9
Металиди С. В., Лебедь Н. И. О геохимических исследованиях на Украинском щите . . . . .	13
✓ Жуков Н. Н. Статистические модели в геохимических исследованиях . . . . .	17

### ПРИКЛАДНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Остафийчук И. М., Молявко В. Г. Геохимическая специализация магматических образований Эльбрусской вулканической области (Северный Кавказ) как критерий их комагматичности . . . . .	32
Ягнышев Б. С., Хмелевский В. А. Геохимические поиски кимберлитовых тел . . . . .	46
Кадурин В. Н., Носырев И. В., Чепижко А. В., Табачный Л. Я. Элементы-примеси пиритов гидротермальных проявлений Среднего Побужья (Украинский щит) . . . . .	56
Панов Б. С., Бутурлинов Н. В., Корчемагин В. А., Нестлер П. Петрологические особенности магматических пород Донбасса и Восточного Предкавказья по изотопно-кислородным данным . . . . .	61
Вовк И. Ф., Иванецкий В. П., Матяш И. В. О радиационном факторе выветривания минералов и горных пород . . . . .	68
Бабарик А. И., Литовчак А. В., Сергиенко А. И. Физико-химические условия формирования потоков рассеяния микроэлементов в водах меженного стока рек северо-запада Украинского щита . . . . .	76

### ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сухорада А. В. Магнитные свойства метаморфических пород . . . . .	85
Продайвода Г. Т., Серга А. Ю., Заика-Новацкий Г. В., Майко М. И. Применение петрофизических методов при поисках и разведке хрустальноносных пегматитов . . . . .	96
Коболев В. П. О зависимости теплопроводности породообразующих минералов от среднеатомного объема . . . . .	106
Капканщикова И. А., Курганский В. Н., Лахнюк В. М., Пахольчук А. А. О влиянии глинистости (нерасторимого остатка) на емкостные свойства коллекторов верхнего девона Припятской впадины . . . . .	111

## CONTENTS

### PROBLEMS OF REGIONAL GEOCHEMICAL AND PETROPHYSICAL INVESTIGATIONS

<i>Tolstoj M. I.</i> On the problems of regional geochemical and petrophysical investigations of the Ukrainian Shield . . . . .	3
<i>Zaika-Novackij V. S.</i> Structural analysis for regional geochemical and petrophysical investigations . . . . .	9
<i>Metalidi S. V., Lebed' N. I.</i> The nearest problems on the development of geochemical investigations on the Ukrainian Shield . . . . .	13
<i>Zhukov N. N.</i> Statistical models in geochemical investigations . . . . .	17

### APPLIED GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS

<i>Ostafijchuk I. M., Moljavko V. G.</i> Geochemical specialization of magmatic formations of Elbrus volcanic region (the Northern Caucasus) as a criterium of comagmatic genesis of them . . . . .	32
<i>Jagynshev B. S., Khmelevskij V. A.</i> Geochemical prospecting for kimberlites . . . . .	46
<i>Kadurin V. N., Nosyrev I. V., Chepizhko A. V., Tabachnyj L. Ja.</i> Elements-impurities of the pyrites of hydrothermal display of Middle Pobujny (Ukrainian Shield) . . . . .	56

<i>Panov B. S., Buturlinov N. V., Korchemagin V. A., Nestler P.</i> Petrological peculiarities of magmatic rocks of the Donbass region and the eastern parts of the Precaucasian region on isotope-oxygen data . . . . .	61
--	----

<i>Vovk I. F., Ivanickij V. P., Matjash I. V.</i> On the radiation factor of weathering of minerals and rocks . . . . .	68
---	----

<i>Babarik A. I., Litovchak A. V., Sergienko A. I.</i> Physico-chemical conditions of forming of the dispersion flow some microelements in the river water of the north-western part of the Ukrainian Shield . . . . .	76
--	----

### PETROPHYSICAL INVESTIGATIONS

<i>Sukhorada A. V.</i> The magnetic properties of metamorphic rocks . . . . .	85
<i>Prodajvoda G. T., Serga A. Ju., Zaika-Novackij G. V., Majko M. I.</i> Application of petrophysical methods for prospecting and exploration of crystal-bearing pegmatites . . . . .	96

<i>Kobolev V. P.</i> About the relationship between a thermal conductivity of a rock forming minerals and a mean atomic volume . . . . .	106
--	-----

<i>Kapkanshchikova I. A., Kurganskij V. N., Lakhnjuk V. M., Pakhol'chuk A. A.</i> The influence of the content of clayiness (unsoluble residue) on the porosity of the Upper Devonian collectors in the Pripyat depression . . . . .	111
--	-----

**ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ  
И ПЕТРОФИЗИКИ**  
**Сборник научных трудов**

Редактор А. М. Федяева  
Художественный редактор З. Т. Манойло  
Технический редактор Е. Д. Окопная  
Корректор А. Ф. Пасечный

Информ. бланк № 3568

Сдано в набор 08.02.80. Подп. в печать 24.07.80. БФ 06625. Формат 60×90/16.  
Бумага типогр. № 3. Лит. гарн. Выс. печать. 8,00 усл. печ. л. 8,46 уч.-изд. л.  
Тираж 1000 экз. Изд. № 1339-к. Зак. № 0-112. Цена 1 р. 30 к.

Издательство при Киевском государственном университете издательского  
объединения «Вища школа», 252001, Киев-1, Крещатик, 4.

Киевская книжная типография научной книги республиканского производст-  
венного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, Киев-4, Репина, 4.

## РЕФЕРАТЫ

УДК 550.4:552.53

**Проблемы региональных геохимических и петрофизических исследований Украинского щита.** Толстой М. И.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

Указанные основные задачи дальнейшего геологического изучения Украинского щита и в связи с этим намечены основные направления развития региональных петрофизических и геохимических исследований. Говорится о необходимости комплексного петрофизического, геохимического изучения ведущих петротипов и формаций щита по единой методике опробования, анализа и математической обработки полученной информации.

УДК 550.84:552.53

**Структурный анализ при региональных петрофизических и геохимических исследованиях.** Заика-Новакский В. С.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

Для решения вопросов структурной эволюции и стратиграфии комплексов в докембрийских образованиях Украинского щита необходим структурный анализ. Он должен проводиться в комплексе с формационным анализом и детальными петрофизическими и петрохимическими исследованиями. На основании определения последовательности этапов деформаций предлагается путь установления относительной временной шкалы структурных форм, позволяющей проверить и уточнить стратиграфическую шкалу докембрая Украинского щита. Список лит.: 2 назв.

УДК 550.8.001

**О геохимических исследованиях на Украинском щите.** Металиди С. В., Лебедь Н. И.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

Рудоносность Украинского щита изучена сравнительно слабо. Важную роль в геологосъемочных работах тут должны сыграть геохимические исследования в комплексе с геологическими, геофизическими и дистанционными.

Для изучения рекомендованы конкретные площади и методика их исследования. Сформулированы основные задачи геохимических исследований на указанных площадях.

УДК 550.8

**Статистические модели в геохимических исследованиях.** Жуков Н. Н.—  
Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев,  
издательское объединение «Вища школа», 1980.

К статистическим моделям, которые могут использоваться при математической обработке геохимических данных, относятся: случайная величина, представляющая в виде суммы нескольких компонент; функция нескольких случайных величин; модель дисперсионного анализа; регрессионная модель; многомерная случайная величина, представляющая в виде суммы нескольких величин той же размерности; модель факторного анализа; модель неоднородной совокупности; случайный процесс; случайное поле. Условия применимости моделей определяются задачей исследования и его конкретными условиями. На базе этих моделей решаются задачи: формирования информации для ИПС; учет ошибок измерений при статистическом анализе геохимических данных; определение выборочного плана опробования; сопоставление и корреляция геологических образований по геохимическим данным; идентификация и классификация объектов опробования и др. Приведенные формулы иллюстрируют решения некоторых из этих задач. Список лит.: 8 назв.

УДК 550.4:551.21(479)

**Геохимическая специализация магматических образований Эльбрусской вулканической области (Северный Кавказ) как критерий их комагматичности.** Остапийчук И. М., Молявко В. Г.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

На основе комплексного сопоставления особенностей химизма, распределения редких элементов и ряда петрографических и геологических признаков показана комагматичность вулканических, жильных и интрузивных пород Эльбрусской вулканической области. Устанавливается общность черт их химизма и геологической специализации, принадлежность к геохимическому типу (по Л. В. Таусону) палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда и к единой позднеорогенной вулкано-плутонической формации. Табл. 2. Ил. 3. Список лит.: 10 назв.

УДК 550.84 (571.56:553.549.211)

**Геохимические поиски кимберлитовых тел.** Ягнышев Б. С., Хмелевский В. А.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

Геохимические поиски кимберлитовых тел могут вестись на разных стадиях геологоразведочных работ. По характеру применения они могут быть разделены на два основных последовательных этапа: оценка территории на наличие потенциально рудных участков и выделение локальных геохимических аномалий и перспективных участков в пределах ранее выделенных аномальных полей.

Выделяемый комплекс локальных геохимических аномалий может быть использован в качестве вспомогательных признаков при поисках новых кимберлитовых тел. Табл. 2. Ил. 2. Список лит.: 5 назв.

УДК 549.324.31.(477.73)

**Элементы-примеси пиритов гидротермальных проявлений Среднего Побужья (Украинский щит).** Кадурин В. Н., Носырев И. В., Чепижко А. В., Табачный Л. Я.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

Приведены результаты изучения пиритов из кварцевых жил Среднего Побужья, строго определены морфологические типы кристаллов и изучены элементы-примеси в каждом выделенном типе. Качественный состав элементов-примесей в пиритах в целом отражает общий химический состав рудопроявлений, а количественное распределение их увязывается с морфологическими типами кристаллов. Изменение состава элементов-примесей показывает общую эволюцию химизма минералообразующей среды. В условиях убогосульфидного золоторудного процесса наиболее ранними и относительно высокотемпературными будут выделения пиритов, относящиеся к кубическому типу, а более поздними, низкотемпературными — к октаэдрическому. Пентагонододекаэдрический тип занимает промежуточное положение. Табл. 1. Ил. 3. Список лит.: 18 назв.

УДК 552.1.11

**Петрологические особенности магматических пород Донбасса и Восточного Предкавказья по изотопно-кислородным данным.** Панов Б. С., Бутурлинов Н. В., Корчевагин В. А., Нестлер П.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

Изучен изотопный состав кислорода магматических пород Донецкого бассейна и примыкающей к нему с юга области Восточного Предкавказья. Полученные данные показывают значительные вариации коэффициента  $O^{18}$  для изверженных пород Донбасса (от +3,5 до +21,4‰) и более постоянные его значения для вулканитов верхнетриасового возраста Восточного Предкавказья (от +10 до +13,3%). Выполненные исследования наряду с геолого-структурными и петрографическими данными свидетельствуют о значительной роли глубинной щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтоидной магмы подкорового происхождения в становлении известных в Донецком бассейне массивов изверженных пород. При этом намечается по мере последовательной смены фаз магматической деятельности возрастающая роль процессов ассилиляции глубинной магмой материала земной коры, в связи с чем происходит сдвиг изотопно-кислородных соотношений от +4,5 до 10—12‰ и более. Магматические породы Восточного Предкавказья, судя по изотопным данным, возникли за счет палингенного преобразования сиалического материала земной коры этого региона. Табл. 1. Ил. 2. Список лит.: 6 назв.

УДК 551.31.23:539.12.04

**О радиационном факторе выветривания минералов и горных пород.** Вовк И. Ф., Иваницкий В. П., Матяш И. В.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов.— Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

На основании анализа механизма выветривания, теоретических предпосылок и экспериментальных данных по взаимодействию радиоактивных излучений с водой и минеральными веществами в системе вода — порода показано, что в комплексе факторов выветривания горных пород, генетически ассоциирующих с радиоактивными элементами, существенное место занимает радиационный. Радиолитические окислительно-восстановительные реакции, радиационно стимулированное развитие удельной поверхности, образование радиационных дефектов и активирующее влияние радиоактивных излучений на вынос катионов из структуры интенсифицируют либо являются причиной преобразования исходных минералов и горных пород в конечные и промежуточные продукты выветривания. Список лит.: 21 назв.

УДК 550.84.094

**Физико-химические условия формирования потоков рассеяния микроэлементов в водах меженного стока рек северо-запада Украинского щита.** Бабарик А. И., Литовчак А. В., Сергиенко А. И.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

Выделены высокоокислительные нейтральные, слабощелочные и щелочные хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и гидрокарбонатные магниево-кальциевые, а также окислительные высокощелочные хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые условия формирования потоков рассеяния микроэлементов в водах меженных периодов рек северо-запада Украинского щита.

Для гидрогохимических поисков минерального сырья по потокам рассеяния халькофильных элементов в речных водах наиболее благоприятными являются физико-химические условия зимней межени. Поисковые работы по таким элементам, как галлий и серебро, целесообразно проводить в период летне-осенней межени. Табл. 2. Ил. 3. Список лит.: 13 назв.

УДК 553.1

**Магнитные свойства метаморфических пород.** Сухорада А. В.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

Анализ литературных данных и оригинального материала позволяет заключить, что определяющими для формирования магнитных свойств метаморфических пород являются их структурно-тектоническая позиция и формационная принадлежность. Это дает возможность использовать магнитные свойства при решении задач стратиграфии и металлогении. Сопоставление результатов изучения магнитных свойств естественных образцов с материалами экспериментального моделирования процесса температурной диссоциации темноцветов позволяет предположить, что главным фактором, обусловливающим образование основной массы ферромагнитных минералов метаморфических пород, является дифторез. Табл. 1. Список лит.: 13 назв.

УДК 552.1:53+55.51

**Применение петрофизических методов при поисках и разведке хрусталеносных пегматитов.** Продайвода Г. Т., Серга А. Ю., Зайка-Новацик Г. В., Майко М. И.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

Впервые проведено комплексное изучение физических свойств различных фациальных разновидностей пегматитоносных гранитов Коростенского plutона. Выделены типоморфные петрофизические свойства пегматитсодержащих гранитов.

Показана возможность на основе множественного корреляционного анализа прогнозирования расстояний до камерных пегматитов Волыни по акустическим и емкостным свойствам. Табл. 3. Ил. 2. Список лит.: 15 назв.

УДК 549.74

**О зависимости теплопроводности породообразующих минералов от среднеатомного объема.** Коболев В. П.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.

На основании Дебаевской модели теплопроводности твердых тел показана обратно пропорциональная зависимость теплопроводности породообразующих минералов от среднеатомного объема. Табл. 1. Список лит.: 9 назв.

УДК 552.54

**О влиянии глинистости (нерасторимого остатка) на емкостные свойства коллекторов верхнего девона Припятской впадины. Капканщикова И. А., Курганская В. Н., Лахнюк В. М., Пахольчук А. А.— Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Сборник научных трудов. Киев, издательское объединение «Вища школа», 1980.**

Изучаются закономерности изменения общей емкости и весового содержания нерасторимого остатка для отложений семилукского, воронежского и елецко-задонского горизонтов основных структурных зон Припятского прогиба с учетом условий осадконакопления и формирования коллекторов. В результате установлено два типа связи емкостных свойств пород с их глинистостью: тенденция убывания пористости с увеличением глинистости (наиболее часто) и, реже, тенденция увеличения емкостных свойств с увеличением глинистости.

Наличие двух типов связи между рассматриваемыми свойствами горных пород объясняется генетическими причинами. Ил. 3. Список лит.: 3 назв.

## ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ РУКОПИСЕЙ СТАТЕЙ

1. Название статьи должно точно отражать ее содержание и быть как можно более кратким.
2. Статья должна иметь строгую постановку задачи, последовательное описание методики исследования, четкую характеристику полученных результатов.
3. Вступление должно быть кратким, выводы должны согласовываться с постановкой задачи.
4. Рукописи следует представлять в издательство в двух экземплярах, комплектно: основной текст и на отдельных страницах — таблицы, список литературы, подрисуночные подписи, реферат на русском языке с индексом УДК, машинописные резюме на английском языке, дубликат нумерованных формул.
5. Статья оформляется следующим образом: в верхнем левом углу первой страницы помещается индекс УДК, ниже строчкой — инициалы, фамилия автора, ученая степень или должность, а затем название статьи.
6. Текст должен быть напечатан четко и с одинаковой контрастностью на машинке с крупным очком литер через два интервала на белой писчей бумаге.
7. Все страницы должны быть одного размера с полями шириной: с левой стороны — 25 мм, с правой — 10 мм, сверху — 20 мм, снизу — 25 мм.
8. Все формулы и участвующие в них обозначения должны быть вписаны чернилами черного цвета с соблюдением каллиграфии. Примерные размеры букв в формулах: заглавные — 7 мм, строчные — 5 мм, все индексы — 3 мм. Расстояние между буквами около 3 мм, между строками формул — около 7 мм.
9. Чтобы различить заглавные и строчные буквы одинакового начертания, следует отметить простым карандашом заглавные двумя чертами снизу, а строчные — двумя чертами сверху.

10. Греческие буквы следует обводить красным карандашом, готические — синим, вектор подчеркивать снизу прямой чертой, латинские буквы — волнистой линией простым карандашом.

11. Математические символы типа  $\lim$ ,  $\sup$ ,  $\log$ ,  $\exp$ ,  $\sin$ , а также число 0 отмечать снизу квадратной скобкой:  $\log 1=0$ . Надстрочные и подстрочные индексы следует отмечать простым карандашом, используя знаки повышения  $\wedge$  и понижения  $\wedge$ . Четко различать написание букв  $J$  и  $I$ ,  $e$  и  $l$ , а также индексов  $^1$  и  $'$ ,  $_1$  и  $,_1$ . В случае необходимости делать соответствующие отметки на полях.

12. Нумеровать нужно только те формулы, на которые есть ссылки в тексте.

13. Чертежи, рисунки, графики выполнять на кальке или ватмане четко, не перегружая надписями. Фотографии представлять в двух экземплярах и подписывать на обороте простым карандашом.

14. Место таблиц и рисунков указывать на полях.

15. Подписи под рисунками не должны повторяться в основном тексте.

16. По одному и тому же цифровому материалу нельзя приводить и рисунки, и таблицы.

17. Все графы таблиц должны иметь название, которое точно отвечает данным, приводимым в них.

18. Строки и колонки, заполненные одинаковыми цифрами, в таблицу не включать.

19. Все слова в таблице писать без сокращений (кроме размерности).

20. Список литературы составляется в алфавитном порядке. Каждый номер ссылки должен включать одно название.

21. В ссылках на книгу указывают: фамилию, инициалы автора, название книги, номер тома, место издания, год.

В ссылках на статьи в разовых сборниках указывают: фамилию, инициалы автора, название статьи, название сборника, место издания, год издания.

22. Рукопись статьи следует тщательно вычитать и на обратной стороне последней страницы расписаться, указав, что весь фактический материал выверен и в верстке правиться не будет.

## **К СВЕДЕНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!**

*В Издательстве при Киевском государственном университете издательского объединения «Вища школа» выйдет из печати в 1981 г.*

**Физическая география и геоморфология.** Вып. 26. Респ. междувед. науч. сборник. Яз. рус. 10 л. 1000 экз. 1 р. 50 к. IV кв.

Посвящен проблемам природного районирования территории УССР и отдельных ее регионов, палеогеографии плиоцен-антропогенного этапа развития природы, современным экзогенным процессам в природных и преобразованных ландшафтах, вопросам изменения природных условий и отдельных их компонентов в процессе различных видов народнохозяйственной деятельности.

Для работников вузов, специалистов научно-исследовательских и проектных организаций, преподавателей географии, студентов географических факультетов вузов.

Книгу можно заказать в магазинах местных облкниготоргов или в магазине «Книга — почтой» по адресу: 252117, Киев-117, ул. Попудренко, 26, магазин № 75 «Книга — почтой» Киевского облкниготорга.

1 р. 30 к.

3339



Вопросы прикладной геохимии и петрофизики, 1980, 1—128.