

**ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ
ПРИ СРЕДНЕ-И КРУПНОМАСШТАБНЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Ленинград · 1988

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ
ПРИ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Сборник научных трудов

5/32

Ленинград - 1988



Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сборник научных трудов. Л., 1988. 161 с. (М-во геологии СССР, Всесоюз. ордена Ленина научно-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).

Обсуждаются перспективы и излагаются результаты формационных исследований в связи с составлением крупномасштабных геологических и среднемасштабных тектонических и минерагенических карт.

Рассматриваются вопросы внедрения формационных методов в систему региональных исследований и применения этих методов в условиях геолого-съёмочных работ крупного масштаба, а также при составлении среднемасштабных карт формационного содержания. С позиции системного подхода комплексированы различные методы выделения и картирования геологических тел формационного уровня организации, изучения их состава, строения, тектонических и минерагенических особенностей геодинамических обстановок образования и т. д.

Предназначен для геологов различных специальностей, занимающихся геологической съёмкой масштаба 1 : 50 000, формационной картографией крупного и среднего масштабов, а также для студентов и аспирантов.

Научные редакторы

В. И. ДРАГУНОВ, Б. А. ЕРМОЛАЕВ, Н. С. МАЛИЧ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Формационные методы, сохраняя свою роль при обзорных и мелкомасштабных исследованиях, приобретают все возрастающее значение при средне- и крупномасштабном изучении геологического строения и закономерностей размещения полезных ископаемых на территории нашей страны.

Два десятилетия, прошедшие со времени совещания «Геологические формации» (Ленинград, 1968 г.), убедили в справедливости отказа от противопоставления парагенетического и генетического направлений в учении о формациях. Решение, принятое на совещании, позволило представить парагенетические и генетические исследования формаций как последовательно осуществляющиеся на стадиях или этапах их изучения; оно ориентировало геологов на поиски и разработку систематики формаций и последующей классификации систематизированных формационных тел в зависимости от тех или иных целей. Тем самым учение о формациях пошло по пути дальнейшего развития идей его основоположников Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, разделяясь на соответственно учение (формациологию, подобную палеонтологии, минералогии, петрографии) и формационный анализ (формационную геологию, или геологию формаций).

Результаты изучения геологических формаций различного происхождения, возраста и положения в геологических структурах отчетливо подтверждают необходимость их выделения по принципу структурно-вещественной иерархической и систематической (таксономической) однородности. Однородные по составу и структуре формационные тела разного ранга (парагенезы горных пород, парагенерации, элементарные породные ассоциации, формации и т. д.) обособляются в качестве объектов, исследуемых в различных отношениях — стратиграфическом, тектоническом, минерагеническом и др.

Опыт проведенных исследований подтверждает действенность формационных методов при решении вопросов региональной стратиграфии, тектоники, минерагении и открывает новые возможности их применения в ходе Госгеолсъемки-50. Создание стратиграфических схем и картирование однородных в структурно-вещественном отношении геологических тел, их дополнительные палеонтологические, геохимические, минералого-петрографи-

Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сборник научных трудов. Л., 1988. 161 с. (М-во геологии СССР, Всесоюз. ордена Ленина научно-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).

Обсуждаются перспективы и излагаются результаты формационных исследований в связи с составлением крупномасштабных геологических и среднемасштабных тектонических и минерагенических карт.

Рассматриваются вопросы внедрения формационных методов в систему региональных исследований и применения этих методов в условиях геолого-съёмочных работ крупного масштаба, а также при составлении среднемасштабных карт формационного содержания. С позиции системного подхода комплексировются различные методы выделения и картирования геологических тел формационного уровня организации, изучения их состава, строения, тектонических и минерагенических особенностей геодинамических обстановок образования и т. д.

Предназначен для геологов различных специальностей, занимающихся геологической съёмкой масштаба 1 : 50 000, формационной картографией крупного и среднего масштабов, а также для студентов и аспирантов.

Научные редакторы

В. И. ДРАГУНОВ, Б. А. ЕРМОЛАЕВ, Н. С. МАЛИЧ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Формационные методы, сохраняя свою роль при обзорных и мелкомасштабных исследованиях, приобретают все возрастающее значение при средне- и крупномасштабном изучении геологического строения и закономерностей размещения полезных ископаемых на территории нашей страны.

Два десятилетия, прошедшие со времени совещания «Геологические формации» (Ленинград, 1968 г.), убедили в справедливости отказа от противопоставления парагенетического и генетического направлений в учении о формациях. Решение, принятое на совещании, позволило представить парагенетические и генетические исследования формаций как последовательно осуществляющиеся на стадиях или этапах их изучения; оно ориентировало геологов на поиски и разработку систематики формаций и последующей классификации систематизированных формационных тел в зависимости от тех или иных целей. Тем самым учение о формациях пошло по пути дальнейшего развития идей его основоположников Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, разделяясь на соответственно учение (формациологию, подобную палеонтологию, минералогии, петрографии) и формационный анализ (формационную геологию, или геологию формаций).

Результаты изучения геологических формаций различного происхождения, возраста и положения в геологических структурах отчетливо подтверждают необходимость их выделения по принципу структурно-вещественной иерархической и систематической (таксономической) однородности. Однородные по составу и структуре формационные тела разного ранга (парагенезы горных пород, парагенерации, элементарные породные ассоциации, формации и т. д.) обособляются в качестве объектов, исследуемых в различных отношениях — стратиграфическом, тектоническом, минерагеническом и др.

Опыт проведенных исследований подтверждает действенность формационных методов при решении вопросов региональной стратиграфии, тектоники, минерагении и открывает новые возможности их применения в ходе Госгеолсъемки-50. Создание стратиграфических схем и картирование однородных в структурно-вещественном отношении геологических тел, их дополнительные палеонтологические, геохимические, минералого-петрографи-

ческие исследования в соединении с традиционными методами геологической съемки способствуют унификации требований к ее качеству, росту эффективности и сравнимости результатов, полученных по стране в целом.

Тектонические структурно-формационные и формационные основы карт полезных ископаемых, сопровождающих геологические карты, в наиболее наглядной форме дают возможность представления, сохранения и восприятия информации о закономерностях размещения руд, угля, нефти.

В статьях сборника излагаются результаты исследований в областях как формациологии, так и формационной геологии. Обращает внимание разнообразие задач, решаемых авторами с помощью формационных методов. Практически решение всех вопросов региональной геологии и минерагении может быть найдено или улучшено на базе учения о формациях, приобретающем в современной геологии системообразующую роль.

**ФОРМАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ
ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Один из основных методов изучения геологического строения земной коры — составление различных карт. Информативная емкость карт на единицу площади во много раз превышает информативность текста. Геологическая картография выступает как один из важнейших методов свертывания разнообразной геологической информации и познания особенностей строения и развития земной коры.

Уровень развития геологической картографии, иерархии и систематики картографируемых объектов, методов их отображения определяет возможности и зрелость геологической науки в целом. Значительная часть геологической информации теряется из-за недостаточной разработанности основ картографии, композиции карт, содержания и структуры легенд. Серьезным тормозом является также отсутствие систематики геологических объектов применительно к задачам и возможностям разномасштабных карт. Все это относится как к геологическим картам, составляемым уже почти 200 лет, так и в еще большей степени к картам, появившимся позднее.

Развитию геологической картографии, несомненно, способствовала бы дальнейшая разработка ее теоретических основ с позиций системного подхода. Из работ последнего времени, где наиболее полно рассмотрены теоретические методологические аспекты, следует отметить монографию В. Ю. Забродина, В. И. Оноприенко и В. А. Соловьева [4]. В ней показана плодотворность введения В. И. Вернадским понятия природное или естественное тело, получившего затем дальнейшее развитие. Н. С. Шатский [12] и А. А. Богданов [2] одними из первых поставили вопрос о необходимости иерархизации геологических тел. В дальнейшую разработку систематики геологических объектов большой вклад внесли многие исследователи [3, 5, 7, 8, 9].

Для каждого масштаба карт геологического содержания необходимо четко определить объекты картирования и картографирования. В качестве таких объектов большинство геологов

рассматривают геологические тела различного иерархического уровня, занимающие определенное геологическое пространство. Карты являются графическими моделями, дающими представление о структуре пространства и распределении в нем естественных геологических тел, последовательности их формирования и соподчинении. Размеры таких тел различны, следовательно, для их отображения необходимы карты разных масштабов. Разделение карт на крупно-, средне- и мелкомасштабные обзорные имеет сейчас скорее топографическую, чем геологическую основу. Нередко они слабо различаются между собой по содержанию, на них выделяются одни и те же геологические объекты. Происходит смешение понятий масштабов карты (основы) и масштаба ее содержания. Если масштаб карты показывает степень абстрагирования пространства, то масштаб содержания является показателем степени обобщения информации о картографируемых объектах [1]. Масштабы карт должны выбираться в соответствии с рангом картографируемых объектов.

На картах, масштабы которых различаются в 4—5 раз (1 : 10 000, 1 : 50 000, 1 : 200 000, 1 : 1 000 000, 1 : 5 000 000), можно показывать геологические объекты разных уровней. Это значит, что карты указанных масштабов могут давать принципиально новую, не повторяющуюся из масштаба в масштаб геологическую информацию.

Сейчас даже для геологических карт нет ясности в том, какие стратиграфические и интрузивные подразделения следует показывать на картах различных масштабов. Серии, свиты, подсвиты, толщи, интрузивные комплексы, фазы нередко выделяются на картах как мелкого, среднего, так и крупного масштабов. Подобная «внемасштабность» обусловлена недооценкой необходимости соответствия масштаба карты масштабу содержания. Месторождения, например, показываются на разных картах — от крупномасштабных.

Немалые сложности возникают при определении масштабов карт для объектов формационного содержания, хотя иерархия их разработана достаточно хорошо. Размеры собственно геологических формаций позволяют выделять их в масштабе не мельче 1 : 200 000. На картах масштаба 1 : 50 000 могут быть показаны субформации (парагенерации), а 1 : 1 000 000 — только временные ряды* формаций.

В представленной таблице отражена попытка систематизации и ранжирования геологических объектов для трех видов карт. В научном плане выявление закономерных связей между

* Под временным рядом (в общем виде) понимается совокупность осадочных, магматических (в том числе интрузивных) и метаморфических формаций конкретной зоны, образовавшихся последовательно в течение одного тектоно-магматического цикла структур различных типов [11]. По объему он близок к геокмлексу.

Объекты картографирования карт геологического содержания

Масштаб карты	Стратиграфический ранг	Геологическая карта		Формационная карта	Карта полезных ископаемых
		подразделения			
		стратиграфические	интрузивные		
1 : 50 000	Часть яруса	Пласт, пачка	Интрузивная фаза (с фациями)	Субформация (парагенерация)	Рудное тело (месторождение)
1:200 000	Ярус (или его часть)	Толща, свита	Интрузивная фаза	Формация	Рудное поле (месторождение)
1:1 000 000	Отдел (ы)	Серия, комплекс	Интрузивный комплекс (с основными фазами)	Временной ряд формаций	Рудный район

одноранговыми объектами различного содержания представляет наибольший интерес.

Ранжирование геологических объектов на основе системного подхода, разработка их систематики позволяют более четко определять задачи, методику составления и содержание карт различного масштаба.

Карты формаций не вошли в широкую геологическую практику, методика их составления менее отработана по сравнению с геологическими картами. Одна из причин этого — отсутствие общепринятых принципов выделения и систематики формационных подразделений. Среди опубликованных карт преобладают мелкомасштабные (1 : 1 500 000 и мельче), иногда специализированные с показом только магматических, метаморфических или осадочных формаций. Формации на них нередко объединяются в группы (семейства, классы), относимые к определенным типам структур и стадиям их развития. Аналогичные принципы используются при составлении средне-и крупномасштабных карт. Для формационных карт раннего докембрия некоторые исследователи [6] считают возможным отказаться не только от генетических, но и возрастных представлений и строить легенды на формально одинаковых структурных и вещественных признаках. Формации, для которых установлены парагенетические связи и возрастная последовательность, объединяются в формационные ряды, остальные — в формационные комплексы.

Анализ карт геологического содержания в целом показывает, что для большинства из них традиционные легенды исчерпали свои возможности, сдерживая повышение качества и информа-

тивности карт. Большими возможностями по сравнению с традиционными легендами для раскрытия содержания карт и систематизации геологических данных обладают входящие в практику зональные легенды. Сопровождаемые палеореконструкциями, они графически четко и наглядно отражают историю геологического развития, эпохи структурных перестроек, смену осадочных, вулканических и интрузивных образований во времени и по латерали. На практике они использованы для среднемасштабных геологических карт региона БАМ, Кубы [10, 11, 13]. Сходные принципы построения легенд еще раньше реализованы Л. И. Салопом на карте Байкальской области, использованы на карте Австралии.

Появление таких легенд требует пересмотра прежних представлений о необходимости полного соответствия содержания карт и легенд. Легенда перестает быть только алфавитом языка карты. Кроме условных обозначений, она включает в себя всю совокупность дополнительных схем, таблиц, помогающих более полно раскрыть содержание карты и особенности картографируемых объектов. Зональная легенда имеет и самостоятельное значение, ибо содержит в систематизированном виде геологическую информацию об изучаемой территории. При разработке композиции таких легенд важно учитывать последовательность геологического анализа: от общей ко все более детальной характеристике картографируемых объектов. В этом случае любой исследователь имеет возможность не только воспринять авторскую трактовку, но и проанализировать заложенный в карту материал.

Применительно к формационным картам зональная легенда дает возможность построить и наглядно показать латеральные и временные ряды, характерные для различных зон, провести корреляцию разновозрастных временных рядов и отдельных формаций. Во многих случаях, по-видимому, только анализ временных и латеральных рядов позволит выявить «чужеродные», не свойственные конкретным структурам элементы формационных рядов, прямо указывающих на аллохтонное их залегание, а следовательно, и на наличие покровов.

В легенде непосредственно с геологическими формациями целесообразно показывать типы месторождений и проявлений полезных ископаемых, которые с ними связаны. Рудная минерализация в этом случае отражает не только одну из особенностей конкретных формаций, но уже на стадии составления формационных карт позволяет получить информацию об особенностях минерации отдельных зон, минерогенических эпохах, о характере минерализации целых тектоно-магматических циклов и эволюции рудогенеза в пределах изучаемых структур в целом. Становится возможным прогноз недостающих звеньев в ряду рудных объектов, характерных для одних зон и отсутствующих в других зонах с однотипными временными рядами формаций.

Временные и латеральные ряды, наряду с формациями, резко повышают разрешающие возможности и информативную ценность карт, позволяют получать новую информацию для создаваемых на их основе минерагенических, тектонических и других карт. На результатах анализа строения временных рядов, состава и иных особенностей слагающих их формаций и должны основываться выводы о типах структур, которые они характеризуют, и главных этапах их развития.

Зональная легенда, рекомендуемая для формационных карт, с дальнейшей детализацией рудной нагрузки должна являться одним из блоков легенд к минерагеническим картам соответствующих масштабов и характеризовать особенности временных рядов, специфику геологических формаций, строение и развитие изучаемой территории, без знания которых невозможен никакой аргументированный прогноз.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асланикашвили А. Ф. Метакартография. Основные проблемы. Тбилиси, Мецниереба, 1974. 125 с.
2. Богданов А. А. О термине «структурный этаж». — Бюл. МОИП, отд. геол., 1963, т. 38, вып. 7, с. 3—25.
3. Драгунов В. И. Геология и изучение элементов структуры и уровней организации вещества. — В кн.: Материалы совещания. Общие закономерности геологических явлений, вып. 1. Л., 1965, с. 55—67.
4. Забродин В. Ю., Оноприенко В. Н., Соловьев В. А. Геологическая картография. Новосибирск, Наука, 1986. 200 с.
5. Иерархизация геологических тел. Терминологический справочник. Хабаровское кн. изд-во, 1978. 786 с.
6. Кирилюк В. П., Лысак А. М., Свешников К. И. Методические указания по составлению карт формаций раннего докембрия Украины (для целей геологического картирования и металлогенического прогноза). Киев, 1979. 179 с.
7. Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А. Опыт формализации некоторых геологических понятий. — Геол. и геофиз., 1964, № 1, с. 23—38.
8. Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статистические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 6, с. 25—32.
9. Круть И. В. Введение в общую теорию земли: уровни организации систем. М., Мысль, 1978. 367 с.
10. Тихомиров И. Н. Некоторые вопросы повышения информативности геологических карт. — Сов. геология, 1978, № 5, с. 56—64.
11. Тихомиров И. Н. Некоторые методические аспекты геологической картографии и вопросы повышения информативности карт геологического содержания. — В кн.: Актуальные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе. Л., 1986, с. 121—130.
12. Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 5, с. 3—18.
13. *Мара* Geologico de la Republica de Cuba. Escala 1 : 500 000. Leningrado, 1985.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И ГОСГЕОЛКАРТА МАСШТАБА 1:50 000

Новый этап регионального геологического изучения территории СССР, связанный с составлением Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000, открывает новую область применения формационного метода. Поворот формационного анализа к геологической съемке масштаба 1:50 000 требует разработки методологии выделения картируемых в крупном масштабе геологических объектов и составления региональной схемы корреляции всех геологических образований.

Картируемыми геологическими объектами должны быть геологические тела, мощность которых в среднем не превышает 50 м для осадочных и 200 м для вулканогенных образований на платформах, до 500 м в складчатых областях. При этом значительные сложности возникают при выделении картируемых объектов для крупномасштабной карты среди подразделений, сложенных мощными образованиями (200—800 м на платформах и 2000—4000 м в складчатых областях), как правило, сходного либо близкого литологического состава.

Выделение геологических объектов, отвечающих требованиям крупномасштабной съемки, может быть осуществлено только на структурно-вещественной основе, т. е. на базе учения о формациях — формациологии. Парагенерационное направление, принципы которого были заложены Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, А. Л. Яншиным и разрабатываются В. И. Драгуновым, Ю. А. Косыгиным, Д. В. Рундквистом, В. А. Соловьевым, В. М. Цейслером и мн. др., позволяет выделять формационные подразделения по структурно-вещественным признакам. Главнейшими понятиями этого подхода в формационном анализе являются понятия о составе и внутренней структуре геологических тел.

В иерархической системе геологических тел в качестве неделимого наименьшего элемента выступает вещество на уровне монопородных тел, а качестве структуры — характер взаимосвязи элементов и тип строения. Н. Б. Вассоевич и В. В. Меннер [1] предлагают за простейшим элементарным ритмом горных пород закрепить термин «литома», или «литосома» первого ранга, а В. И. Драгунов [4] — «элементарная ячейка парагенераций».

Формационное подразделение, определяющееся многократной трансляцией литом первого ранга либо элементарных ячеек, отвечает литоме второго порядка парагенерации [5], гилеации [9], ритмогамме [2], полициклиту [6] и циклотеме. Следовательно, к парагенерации относятся транслируемые парагенетически связанные друг с другом элементарные ячейки, отличаю-

щиеся от подстилающих и перекрывающихся ассоциаций вещественным составом и (или) строением, а к формациям относятся парагенезы связанных друг с другом парагенераций, границы которых фиксируются разрывом непрерывности их структурно-вещественных признаков. Парагенерация в иерархическом ряду вещественных категорий (минерал — горная порода — элементарная ячейка — парагенерация — формация) занимает промежуточное положение между горной породой либо элементарной ячейкой и формацией.

Системный подход в формационном анализе позволил выделять геологические объекты выше породного уровня по меньшей мере пяти градаций: элементарная ячейка (парагенезис пород) — парагенерация (парагенезис элементарных ячеек) — формация (парагенезис парагенераций) — формационный ряд (парагенезис формаций) — оболочка (парагенезис формационных рядов).

В местной стратиграфической шкале тела формаций по своему объему часто соответствуют подсвите, или нескольким свитам, а тела парагенераций — подсвите, пачке, слоям или (что реже) свите.

Самая ответственная операция при выделении парагенераций относится к выбору вещественных и структурных признаков.

Вещественным признаком являются виды горных пород, которые принимаются в соответствии с классификацией осадочных [1, 4—10] и имеющимися классификациями магматических пород.

Внутренняя структура (тип строения) осадочной парагенерации вскрывает наличие или отсутствие направленности (трансгрессивный, регрессивный и другие типы), ритмичности в ее строении. Типы ритмичности парагенераций целесообразно характеризовать в соответствии со средней мощностью элементарной ячейки по классификации В. Н. Шванова: тонкоритмичный — средняя мощность (в м) до 0,05; мелкоритмичный — 0,05—0,25; среднеритмичный — 0,25—1,0; крупноритмичный — 1,0—0,5; груборитмичный — 5,0—10,0; массивный (однородный) — десятки метров; аритмичный — ритмичность не выявлена. Кроме того, строение парагенерации может отличаться неупорядоченностью, разрежением или сгущением элементарных ячеек, усложнением или упрощением их строения и т. д.

Таким образом, выделение парагенераций и формаций проводится строго в соответствии со структурно-вещественным принципом. Второстепенными признаками являются цвет пород, включения и текстура, определяющие индивидуализацию парагенерации.

В систематической классификации парагенераций и формаций различаются парагенерационный (формационный) тип и конкретная парагенерация (формация). Отношение их анало-

гично отношению вида к индивиду в биологии [7]. Название типа парагенерации (и формации) определяется преобладающим типом пород, типичными представителями элементарных ячеек, сложной серией пород или типом строения.

При названии конкретной парагенерации (формации) используется стратиграфическая либо географическая привязка в сочетании с вещественными признаками, которые отвечают типовому названию парагенерации (формации). Выделенные таким образом парагенерации представляют собой однородные в структурно-вещественном отношении геологические тела, поддающиеся картированию. Тела парагенераций, благодаря структурно-вещественной однородности, проявляются в рельефе, что позволяет применять для их картирования дистанционные методы.

В легенде геологической карты индивидуальная номенклатура парагенераций может быть связана с номенклатурой местной стратиграфической шкалы, принятой для этого вида работ (например, подсвит, пачек, ритмомем, толщ, пластов, слоев и т. д.). Опыт выделения парагенераций в фанерозойских фаунистически охарактеризованных отложениях и в немых докембрийских толщах платформ показал, что однородные в структурно-вещественном отношении формационные тела — парагенерации легко опознаются и, как правило, отвечают подсвитами, пачкам и (значительно реже) свитам. Следовательно, при картировании масштаба 1:50 000 основными объектами исследований окажутся однородные в структурно-вещественном отношении формационные подразделения ранга парагенерации.

Для тектонических, металлогенических и других целевых крупномасштабных карт основой явится специализированная карта парагенераций. Создание карты парагенераций, выделенных по систематическим признакам (составу и структуре), предполагает классификацию их в родо-видовом отношении.

Общие региональные корреляционные схемы геологических образований, представляющие собой модели опорных легенд геологического разреза, обеспечивающего составление Госгеолкарты масштаба 1:50 000, находятся в стадии становления. Опыт показывает, что опорная легенда должна характеризовать районы преимущественно однотипного геологического строения, обладающего своей минерагенической спецификой. Как правило, этому требованию отвечают структурно-формационная или структурно-металлогеническая зоны (одна или несколько сходных между собой). Типовая форма региональных корреляционных схем геологических образований (см. стр. 13) должны содержать коррелированные сведения о возрасте, породном составе, характере строения (структуре) и объеме (мощности) картируемых геологических тел — осадочных, вулканогенных и магматических, их формационной принадлежности, минерагенической значимости и тектонической характеристике.

Стратиграфическая рубрикация легенды содержит сведения о привязке парагенераций к общей стратиграфической шкале (системе, отделу, ярусу и т. д.) и их принадлежности к местным стратиграфическим подразделениям (свитам, подсвитам, толщам, пачкам и т. д.), магматическим комплексам или типам интрузий.

Формационные подразделения легенды содержат сведения о геологических и рудных формациях.

Рубрика «геологические формации» содержит сведения о парагенерационных объектах (номенклатура, состав на породно-минеральном уровне, внутренняя структура, отражающая направленность, ритмичность и тип строения, мощность в м), принадлежности их к типам формаций, а также данные о морфологии формационных тел (характер залегания, степень дислоцированности) и характере взаимоотношения их со смежными геологическими объектами. Палеонтологическая характеристика (списки ископаемой фауны, флоры, семян, пыльцы и т. п.), как и данные радиологического возраста выделенных парагенерационных тел, приводятся в случае их руководящего значения. Все необходимые данные по этим вопросам содержатся в материалах межведомственных стратиграфических (МСК) и петрографических (МПК) комиссий.

Типовая форма региональных корреляционных схем геологических образований

Стратиграфические		Подразделения			Тектонические		
		Формационные		Минералогические	Периодизация		Районирование
общая стратиграфическая шкала	система	геологические формации		рудные формации	районирование		региональная тектоническая морфоструктура
	отдел	морфология формационных тел и характер взаимоотношений со смежными объектами	парагенерация, состав и внутренняя структура	характеристика и масштаб проявлений	этап	генетический тип структуры	
	ярус	региональные стратиграфические подразделения и магматические комплексы и типы интрузий	формации	формации	минералогическая провинция	цикл	

Под рубрикой «рудные формации» приводится краткая характеристика и масштаб (проявление, месторождение) видов полезных ископаемых.

Минерагенические подразделения легенды содержат информацию о принадлежности выделяемых парагенерационных объектов к той или иной типовой минерагенической провинции (или) эпохе.

Тектоническая рубрикация легенды дает представление о тектонической периодизации и районировании. Графа «периодизация» содержит сведения о принадлежности картируемых объектов к тектоническому циклу (пермобильному, эоплатформенному, плитному, складчатому, областей активизации), этапу (начальному, финальному) и стадии (трансгрессивной, инундационной, регрессивной, эмерсивной) развития. Графа «тектоническое районирование» информирует о принадлежности выделяемых парагенерационных тел как к историко-генетическим, так и к статическим современным региональным типам структур.

Подобные районные легенды, в отличие от чисто стратиграфических, явятся основой для сводных легенд и позволят выяснить нерешенные вопросы других направлений, касающиеся картографирования геологических тел, представляющих собой продукты седиментационных, магматических, метаморфических, тектонических и рудообразующих процессов. Их сравнительная характеристика и создание схем корреляции по структурно-формационным подразделениям, процессам осадконакопления, магматизма, тектоногенеза, металлогении станет научнообоснованным каркасом расчленения геологического разреза на картируемые геологические тела, отвечающие требованиям крупномасштабной карты. Если цель окажется не достигнутой в каком-либо регионе, то этот факт послужит доказательством слабой изученности территории и объективно определит не только выбор приоритетных направлений дальнейшего изучения, но и степень готовности территории к переходу на крупномасштабное картирование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н. Б.* Системные уровни организации сообществ осадочных пород.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1978, № 11, с. 5—14.
2. *Вылцан И. А.* Особенности строения и методика выделения ритмов второго порядка — ритмогамм в осадочных формациях.— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1, с. 75—86.
3. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых.* Т. 4. Сибирская платформа. (Под ред. Н. С. Малича, В. Л. Масайтиса, В. С. Суркова.) Л., Недра, 1987, 448 с.
4. *Драгунов В. И.* Геологические формации. Л., Недра, 1973. 24 с.
5. *Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И.* Основы анализа осадочных формаций. Л., Недра, 1974. 159 с.
6. *Карагодин Ю. Н.* Седиментационная цикличность. М., Недра, 1980. 242 с.

7. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюл. МОИП, 1952, т. 27, вып. 5.

8. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 3. М., Наука, 1965. 348 с.

9. Шванов В. Н. Об эмпирическом подходе в формационном анализе (описательная литомология и понятие гилеации).— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., Недра, 1980, с. 42—48.

10. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

11. Яншин А. Л. Николай Сергеевич Шатский (1895—1960).— В кн.: Н. С. Шатский, А. Л. Яншин. Портреты геологов. М., Наука, 1986, с. 7—50.

УДК 551.263.036 : 551.79

В. В. Соловьев, Е. Б. Хотина

ФОРМАЦИОННЫЙ АСПЕКТ КАРТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СКЛОНОВОГО РЯДА

В четвертичном покрове на склонах гор, холмов, возвышенностей, речных долин и террас часто наблюдается ритмическое чередование различных генетических типов отложений (обвального и осыпного коллювия, оползневых, солифлюкционных и делювиальных образований, а также отложений смешанного генезиса — коллювиально-солифлюкционных, делювиально-коллювиальных, делювиально-солифлюкционных и др.). Их вещественный состав и характер взаимоотношения (как по латерали, так и в разрезе) отражают палеоклиматические, структурно-геоморфологические и неотектонческие условия осадконакопления различных эпох плейстоцена. Такие комплексы, образующие в совокупности парагенетические ряды, согласно Е. В. Шанцеру [6] могут рассматриваться в качестве «малых формаций», соответствующих сравнительно непродолжительным этапам геологической истории Земли — эпохам плейстоцена.

Образования склонового ряда в горах составляют до 90 % площади четвертичного чехла. Не так значительна, но нередко приближается к 30—40 % площадь, занятая склоновыми отложениями и на равнинах. Соответственно этому на геологических картах четвертичных отложений значительные территории оказываются занятыми склоновыми образованиями. Поскольку ортогеологические карты построены на стратиграфическом принципе, а карты четвертичных отложений — на стратиграфо-генетическом, непосредственную преемственность в анализе, например, структурной информации, при сопоставлении этих карт, составленных для одной территории, получить, на первый взгляд, трудно. Однако, как будет показано ниже, пространственное распространение склоновых образований обеспечивает поступление весьма разнообразной (в том числе и геоструктурной) информации.

В изучении и картировании четвертичных отложений (особенно склоновых) отечественная геология имеет несомненный приоритет. А. П. Павловым в конце прошлого столетия были заложены основы учения о генетических типах. С. Я. Яковлев (1954 г.) предложил первую генетическую классификацию четвертичных отложений, С. В. Эпштейн (1971 г.) ввел такой важный таксон, как сложные генетические типы (элювиально-делювиальные, делювиально-коллювиальные и др.), которые позволяют полнее отразить динамику литогенеза. Е. В. Шанцер (1980 г.) разработал классификацию континентальных осадочных образований и ввел представление о парагенетических рядах, в том числе о склоновом ряде. Более детально современная систематика четвертичных отложений, в том числе и склонового ряда, представлена в разработках геологов ВСЕГЕИ [2, 5].

Склоновые образования формируются в процессе разрушения коренных пород, перемещаясь по склонам под воздействием силы тяжести. Характер этих образований и их генетический набор во многом зависят от крутизны и морфологии склонов, состава слагающих их пород и климатических обстановок. Это обстоятельство открывает возможности для решения обратных задач — по особенностям образований склонового ряда судить о характере геологических структур, нередко перекрытых четвертичным плащом, о геодинамических явлениях, о палеогеографической и палеоклиматической обстановках и т. п.

Эти возможности, к сожалению, используются исследователями крайне редко и не в полном объеме. Причина такого положения заключается в отсутствии сколько-нибудь полно разработанного методического подхода к данной проблеме. В настоящей статье авторы делают попытку более систематично рассмотреть разрешающие возможности анализа склоновых образований для решения вышеуказанных геологических задач. Основой для этого послужили как личные материалы по изучению и картированию склоновых образований, так и сравнительный анализ геологических и тектонических карт с соответствующими картами четвертичных отложений разных масштабов.

Таксономическая ранжировка склоновых образований принята согласно упоминавшейся классификации ВСЕГЕИ, предусматривающей следующие таксономически соподчиненные подразделения: класс (седиментогенный) — ряд гравитационный (склоновый) — генетический тип (коллювий, деляпсий, солифлюксий, делювий) — генетический подтип (коллювий обваль-ный, осыпной и др; солифлюксий быстрый, солифлюксий мед-ленный; конжелифлюксий и др.) — фации (верхней части осы-пи, нижней части осыпи, кос, брекчирования и др.).

В зависимости от изменения масштаба карт, естественно, меняется и таксономический ранг изображенных на них подразделений склонового ряда [1].

Распознавание геоструктурных и других неоднородностей по характеру развития склонового покрова, как показал опыт, наиболее уверенно может быть осуществлено в случае установления аномальных параметров в пространственном распространении или взаиморасположении формационных таксонов. Это обстоятельство привело к необходимости введения понятий о стандартном и контрастном латеральных рядах склоновых отложений. Под стандартным рядом понимается последовательное распределение (вниз по склону) подразделений склонового ряда, возникших в однородной обстановке морфолитогенеза, т. е. типичных при однородных тектонических и климатических условиях, для исследуемой территории. Например, стандартный латеральный ряд в горах включает в себя последовательно сменяющиеся генетические типы (вниз по склону): элювиально-делювиальные, коллювиальные (с подтипами обвальных, осыпных, десерпционных образований), коллювиально-солифлюкционные, коллювиально-делювиальные, делювиальные, аллювиально-делювиальные. При отсутствии уплощенных водоразделов этот ряд может начинаться непосредственно коллювием.

5132
Стандартный латеральный склоновый ряд на равнинных территориях имеет иной (обедненный) набор генетических типов склоновых образований. Наиболее обычна последовательная смена элювиально-делювиальных, делювиально-солифлюкционными (в областях криогенеза), делювиальными, аллювиально-делювиальными образованиями. Конечно, в зависимости от профиля склона (выпуклый или вогнутый) и климатического пояса (аридный, гумидный) в отмеченную последовательность набора генетических подразделений могут быть внесены изменения.

Контрастный ряд характеризуется сочетанием экстремальных членов стандартного ряда (например, непосредственно сопрягающихся коллювиальных и делювиальных генетических типов).

Установление на той или иной территории нормального ряда склоновых образований обычно свидетельствует о формировании парагенетической ассоциации в однородных тектонических и климатических обстановках.

При расшифровке структурной информации, находящей обычно отражение в неоднородностях рельефа, в четвертичных отложениях важно обращать внимание на контрастность склоновых формаций. При достаточной пространственной выдержанности и линейном плане эти формации указывают на наличие зон разломов (иногда скрытых под рыхлым покровом) или свидетельствуют о резкой смене профиля склона вследствие структурно-литоморфной неоднородности субстрата.

Многokратно повторяющееся сочетание какой-либо части спектра контрастного склонового ряда (например, делювиально-коллювиальных и делювиально-аллювиальных) может отмечать



позицию как складчатых, так и дизъюнктивных структур субстрата. Сокращенный, но устойчиво повторяющийся набор склонового ряда в виде изометрических ареалов отмечает пространственную позицию структур центрального типа.

Так, на карте четвертичных отложений масштаба 1:1 000 000 (новая серия), составленной для Забайкалья (планшет Бодайбо), сочетания различных типов склоновых образований позволяют вычитывать системы протяженных разрывных нарушений северо-западного, широтного и меридионального простираний. Отчетливое выражение получают в рисунке сокращенного набора склоновых образований и центральные структуры (Патомская, Курчакская, Дулисинская и др.). Аналогичная картина установлена и при составлении листов Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 для юга Дальнего Востока.

Информация о геодинамическом режиме (современной сейсмической активности и неотектонической подвижности) исследуемой территории также улавливается по специфическому сочетанию таксонов склонового ряда. Наиболее часто активизация этих процессов может быть опознана по появлению обвального коллювия (дерупция). Известно, что эти образования формируются на склонах крутизной от 35 до 43° [5]. При этом в сопряжении денудационной части склона образуется ниша обвала — очень крутые, практически отвесные скалы, а в аккумулятивной — узкая полоса холмистого рельефа, сложенного крупными глыбами. На карте такие образования обычно изображаются в виде узких контуров обвального коллювия, сочетающегося с расположенными выше по склону скальными выходами коренных пород.

Если осыпной коллювий (десперсий) сопрягается с нижерасположенными по склону — слабосортированными дресвяными и мелкоглыбовыми отложениями следующей генерации коллювия (десерпция), можно говорить о ступенчатости склона, обусловленной неотектоническим блоковым строением территории.

Палеоклиматическая и палеогеографическая информация может быть почерпнута по определенным генетическим формациям — индикаторам. Так, например, наличие в вышеприведенном случае десерпция указывает на аридный климат. Закартированные в бассейне р. Порона (в предгорьях Восточно-Сахалинского хребта) агградационные аллювиально-делювиальные толщи свидетельствуют о перигляциальной обстановке времени накопления этих образований.

Однако наиболее надежным показателем той или иной палеоклиматической обстановки является соответствующий парагенетический ряд склоновых образований. Иллюстрацией этому может служить обычный для Южной Якутии склоновый ряд, представленный коллювиально-солифлюкционными курумами выположенных вершин, сменяющимися вниз по склону коллювиальными, делювиально-коллювиальными, делювиально-солиф-

люкционными и мерзлотно-солифлюкционными образованиями, т. е. породами, возникшими в суровых климатических условиях эпохи оледенения.

Ритмическое чередование мерзлотно-солифлюкционных, делювиальных и делювиально-пролювиальных образований во многих разрезах Южной Якутии [4] свидетельствует о неоднократных климатических колебаниях в различные эпохи плейстоцена. Эти палеоклиматические изменения, помимо смены фациального состава, подтверждены здесь и палинологически [4].

Далеко не во всех случаях непосредственно при полевых работах можно установить генетическую принадлежность тех или иных склоновых образований. Так, наличие геоморфологических показателей (наклон поверхности) и вещественного состава иногда бывает недостаточно для генетической диагностики. Примером может быть один из участков Шуфанского плато в Южном Приморье. Здесь среди кор выветривания плато-базальтов, имеющих мощность около 1,5—2 м, был обнаружен аномально мощный разрез коры выветривания (до 4 м). Суглинистый состав коры на этом участке визуально не отличался от сопредельных. Однако детальный электронномикроскопический анализ и просмотр шлифов убедил в том, что верхняя часть разреза (до глубины 2,6 м) имеет элювиально-делювиальное происхождение, а собственно корой выветривания являются лишь нижележащие образования [3].

Достаточно осторожным следует быть при определении генетической принадлежности склоновых образований и в районах широкого распространения слабодиагенезированных осадков. Такие сложности в определении характера склоновых отложений имеют место. Например, для Северного Сахалина, где широко распространена плиоценовая песчано-галечниковая нутовская свита. По этой причине в склоновом ряду присутствует в основном галечниковый материал. Таким образом, картирование «малых формаций» склонового ряда позволяет получать информацию не только об особенностях строения четвертичного покрова, но и опосредованно (через связь с современным и древним рельефом) расшифровывать сведения о древней геологической структуре и новейшей геодинамики исследуемых территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ганешин Г. С. Изменение содержания карт четвертичных отложений в зависимости от их масштаба. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л., Недра, 1987, с. 258—261.
2. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л., Недра, 1987. 307 с.
3. Соловьев В. В. Коры выветривания базальтов Южного Приморья.— Инф. сборник № 15. Четвертичная геология и геоморфология. Л., ВСЕГЕИ, 1959, с. 85—92.

4. Хотина Е. Б. Новые данные о кайнозойских образованиях Алданского нагорья и долины р. Алдан на участке г. Томмой пос. Белькачи.—Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1977, т. 222, с. 35—41.

5. Хотина Е. Б. Отложения гравитационного ряда.—Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1982, т. 319, с. 31—45.

6. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.—Тр. ГИН АН СССР, вып. 161, М., Наука, 1966. 239 с.

УДК 551.263 : 552.4

Б. А. Ермолаев

ГРАНИЦЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИОННЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Метаморфические подразделения обособляются в качестве метаморфических пород, минеральных фаций, метаморфических объектов формационного уровня организации вещества — свит, серий, структурно-формационных комплексов или ярусов, формаций, а также объектов оболочечного уровня — гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев земной коры.

Особое место занимают метаморфические формации, правомерность, целесообразность и особенно принципы выделения которых являются предметом острейших разногласий. Суть разногласий состоит в отнесении одними исследователями метаморфических тел формационного уровня к первичным, т. е. собственно метаморфическим образованиям, а другими — ко вторичным, т. е. исходно осадочным или магматическим формациям [2, 8, 9]. В первом случае обособляются наблюдаемые на минеральном, породе и формационном уровнях метаморфические тела; во втором — предполагаемые (преимущественно дометаморфические подразделения), которые непосредственно не наблюдаются, а только реконструируются по одному или нескольким задаваемым признакам.

Суть различий между наблюдаемыми и задаваемыми подразделениями состоит в том, что наблюдаемые объекты можно физически измерять, так как они содержат собственную естественную информацию (практически неисчерпаемую), а задаваемые подразделения характеризуются только заложенный и, следовательно, определенным образом лимитированной в них информацией. Например, граувакко-песчаниковая формация, состоящая фактически из гнейсов, кристаллических сланцев, мигматитов, гранитов, является заданной, так как ее декретируемый дометаморфический состав «измеряется» не непосредственно, а опосредованно или просто умозрительно.

Все наблюдаемые геологические тела как минимум четырехмерны: они являются пространственно-временными элементами земной коры, четырехмерны они только в своем физическом, «кос-

ном» согласно В. И. Вернадскому [1], но не в историческом проявлении. Все задаваемые подразделения — трех-, дву- или одномерны. Самые распространенные модели задаваемых геологических объектов — возрастные (одномерные) подразделения. Простейшие элементы всех задаваемых подразделений — нульмерные точки. Геологическое содержание таких точек обуславливается присваиваемыми им признаками и свойствами, т. е. их специализацией (в понимании Ю. А. Косыгина [6]).

Конвергентность разнородных и разноуровневых компонентов практически всех метаморфических тел формационного уровня и, как правило, их двойственность и диахронность (фактически постулируемая) определяют нелинейность соотношений состава, строения и становления таких подразделений.

На минеральном и атомном уровнях организации вещества метаморфические образования иногда обнаруживают и линейные (т. е. основанные на принципе суперпозиции) соотношения своих вещественных, структурных и возрастных признаков и параметров. Это позволяет осуществлять ретроспективные реконструкции метаморфит, базирующиеся на принципах актуализма. «Переносить предмет назад в прошлое, — пишет Тейяр де Шарден, — равносильно тому, чтобы сводить его к наиболее простым элементам» [11, с. 43].

Отмеченные особенности метаморфических подразделений служат предпосылкой и основанием для разделения их границ тоже на наблюдаемые и задаваемые [3, 4]. Наблюдаемые границы представлены собственными и автономными разновидностями. Собственные границы — это телесные поверхности индивидуализированных тел. Уровень организации (мерность) и ранг (размерность) собственной границы всегда ниже, чем уровень организации лимитируемого ею тела, так как собственная граница всего лишь одна из его частей, фаз. Автономные границы — это тела, возникающие в процессе взаимодействия существующих или формирующихся геологических объектов, одного или разных уровней организации вещества. Уровень организации вещества автономной границы отвечает уровню простейшего из контактирующих объектов. Чаще всего это всевозможные контактолиты в понимании Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [10]. Формационный уровень организации вещества и формационный ранг автономных границ наиболее четко проявляется в тектонических швах и базальных слоях, разделяющих и соединяющих региональные и трансрегиональные геоструктуры. Примерами геологических границ оболочечного уровня и ранга могут служить выделяемые Л. И. Красным [7] транзитами, а также срединно-океанические хребты, глубоководные желоба и гомологичные им сооружения.

Задаваемые границы подобны задаваемым подразделениям, т. е. они нетелесны, но в зависимости от специализации разделяются на хтономерные и параметрические. Хтономерные гра-

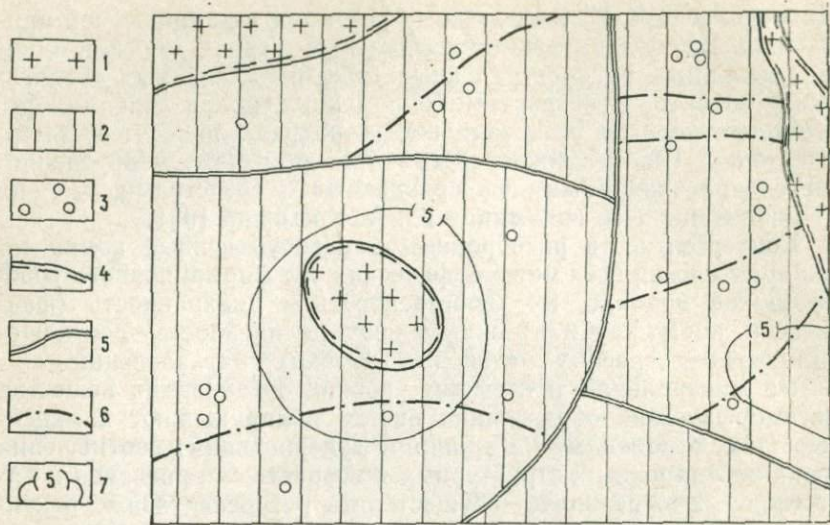


Схема наблюдаемых и задаваемых метаморфических подразделений и их границ.

1 — монопородные тела, 2 — миктосоматические парагенезы, 3 — реконструируемые индикаторы дометаморфических образований; 4—5 — границы-контакты (4 — собственные, 5 — автономные); 6—7 — границы-контуры, изолинии (6 — хтономерные, 7 — параметрические).

ницы — это геометрические линии и поверхности, для построения которых используются геохимические, геохронологические, палеонтологические и другие авто- и аллохтонные, в целом хтономерные индикаторы* состава, строения, состояния, становления локализуемых объектов. Задаваемые параметрические границы используются для изображения морфологии и (или) кинематики изменений относительного положения различных частей земной коры с помощью изогипс, изопакит, изотак и подобных им изолиний (см. рисунок).

Рассматривая принципы установления границ геологических формаций, Н. П. Херасков [12] акцентирует внимание на том, что не перерывы и маркирующие горизонты, а в основном внутреннее содержание локализуемых объектов определяет их ограничения. Наблюдаемые границы метаморфических подразделений формационного уровня, как правило, даже сложнее по своему составу и строению, чем локализуемый ими объект. Сложнее в их полном периметре, так как число и разнообразие композиций составляющих их элементов всегда больше, чем в observable ими теле.

* Хтономерные индикаторы — это физические, химические, биологические признаки земной коры (хтоны), фиксируемые и используемые вне зависимости от их геосторических взаимосвязей.

Моделирование границ формационных подразделений в метаморфических образованиях осложняется, как уже отмечалось, их двойственностью. Это нередко приводит к нивелировке различий между телесными (наблюдаемыми) и нетелесными (задаваемыми) метаморфическими объектами и их рубежами. Особенно часта такая нивелировка при выделении метаморфических подразделений в качестве свит, серий и других стратонов. Для выделения и, естественно, для ограничения стратиграфических подразделений в метаморфических образованиях в равной мере используются на одних участках предполагаемые дометаморфические несогласия, на других — смена минеральных фаций или степень гранитизации, радиологические датировки и многие другие реперы и индикаторы состава и строения обособляемых объектов. В результате в целом монолитное метаморфическое тело, становление и оформление которого произошло в одно определенное время, нередко отождествляется с разновозрастными стратонами. Границами таких подразделений являются в разных частях наблюдаемые, а в других — задаваемые рубежи.

Линии (условные знаки), которыми на картах изображаются как наблюдаемые, так и задаваемые границы, обычно не отличаются. Такое изображение границ на геологических картах обусловлено, вероятно, давно сложившимся подходом к моделированию классических геологических границ — возрастных рубежей. Стремление во что бы это ни стало «уточнить» разделы стратонов до линий и поверхностей (практически геометрических!) привело к тому, что границы между ярусами, отделами, системами изображаются одинаковыми знаками. Иными словами, декретируется тождественность хроностратиграфических рубежей во всех отношениях — и в уровне, и в ранговом, и в историческом.

Об ошибочности такого подхода к выделению и моделированию геологических границ без малого 100 лет назад писал А. П. Карпинский: «в интересах науки не следовало бы включать промежуточные осадки, по своему палеонтологическому характеру столько же принадлежащие к одной системе, как и к другой, непременно в какую-нибудь из них, а просто означать именем переходных между данными системами» [5, с. 169].

При составлении карт геологического содержания границам отводится, как правило, вспомогательная, второстепенная роль. И наблюдаемые, и задаваемые (преимущественно хронометрические) границы изображаются на картах одинаковыми знаками при оптимальном разделении их на «достоверные» и «условные». Вместе с тем всевозможные изолинии, т. е. задаваемые параметрические границы (изопакиты, изогипсы и подобные им уровни или интервалы) имеют каждая свой условный знак. Обособленно располагаются в легендах также дизъюнктивные дис-

локации, зоны скарнирования и другие контактовые геологические тела.

Предлагаемое деление геологических границ на наблюдаемые и задаваемые, а при более детальном их расчленении — на автономные и собственные, хтономерные и параметрические (с необходимой индивидуализацией по природе или другим признакам) позволяет упростить, упорядочить и унифицировать геологическое картографирование геологических, геохимических, геофизических, геодинамических и других подразделений.

При составлении карт геологического содержания областей преимущественного развития метаморфических образований разделение границ на наблюдаемые и задаваемые приобретает особое значение прежде всего благодаря развернувшимся работам по Госгеолкарте-50 и геодинамическим исследованиям. Карты областей преимущественного развития метаморфических образований по сути своей были и остаются структурно-вещественными. Главные картографируемые и моделируемые объекты в метаморфитах — метаморфические, а также метаморфизованные и магматические тела, которые составляют очень часто миктосоматические парагенезы. Это обстоятельство используется, как правило, для «снятия метаморфизма» и «омоложения» существенно метаморфических и даже ультраметаморфических пород и формаций. В результате многие метаморфические подразделения теряют свою оригинальность, и автономно-мигматитовая полосчатость отождествляется со слоистостью, гнейсоватость — с седиментогенными текстурами, мигматит-гнейсовые, явно диахронные парагенезы рассматриваются как одновозрастные стратоны и на минеральном, и на породном, и на парагенерационном уровнях. Более или менее достоверно и объективно интерпретировать такую информацию, кодируемую на одной и той же карте, можно только четко различая типы и виды границ каждого картографируемого наблюдаемого и задаваемого подразделения.

При геодинамических построениях разделение наблюдаемых и задаваемых границ с конкретизацией их до собственных и автономных, хтономерных и параметрических становится еще более актуальным. Обусловлено это тем, что динамика как эквивалент силы и массы есть мера взаимодействия объектов и явлений, реализуемых в геологических телах в виде их окаменевших следов — геологических границ-контактов всех уровней и рангов. Поэтому границы-контакты содержат оптимально достоверную и представительную информацию о геодинамических полях, контролировавших становление и локализацию рассматриваемых подразделений. Их вещественно-дислокационным (динамосоматическим) выражением являются гнейсоватость, кристаллизационная сланцеватость, мигматитовая полосчатость, стрессово-катакластические дислокации, гравитационно-метасомати-

ческая расслоенность и другие взаимосвязанные элементы состава и строения метаморфических образований.

Четкое разграничение наблюдаемых и задаваемых подразделений метаморфит позволяет осуществлять их оптимально унифицированное моделирование и прежде всего картографирование. Все наблюдаемые метаморфические тела и их наблюдаемые границы (*границы-контакты*) предлагается изображать цветовыми знаками (поля, гашура, линии). Все задаваемые в метаморфических образованиях подразделения, а также задаваемые границы (*границы-контуры*) предлагается изображать черными линиями, черной гашурой, штриховкой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М., Наука, 1987.
2. Геологические формации. Терминологический справочник. Т. 2, М., Недра, 1982. 397 с.
3. Ермолаев Б. А. Геоструктурные и морфотектонические границы и контакты.— В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 125—135.
4. Ермолаев Б. А. Картирование и картографирование геологических границ.— В кн.: Интенсификация регионального геологического изучения территории СССР в свете решений 27 съезда КПСС (тезисы докладов). Свердловск, 1987, с. 41—43.
5. Карпинский А. П. Об аммониях артинского яруса и о некоторых связанных с ними формах.— Зап. Всер. минер. об-ва, 1891, т. 27, с. 15—208.
6. Косыгин Ю. А. Тектоника. М., Недра, 1983. 536 с.
7. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М., Недра, 1984. 224 с.
8. *Метаморфические формации (принципы выделения и классификации)*. Новосибирск., Наука, 1981. 124 с.
9. *Метаморфические формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций*/В. В. Жданов, Б. В. Петров, Б. А. Блюман и др. Л., Недра, 1986. 246 с.
10. *Петрографический словарь*. Под ред. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве. Госгеолтехиздат, М., 1963. 447 с.
11. Пьер Тейяр де Шарден. Феномен человека. М., Наука, 1987, 240 с.
12. Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., Наука. 1967. 404 с.

УДК 551.263 : 551.248.1

Д. Н. Чистяков

ФОРМАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ПРИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ

Составление палеотектонических карт — наиболее информативный и наглядный способ обобщения результатов палеотектонического анализа [1, 2]. Среди разнообразных методов, с помощью которых производятся палеотектонические реконструкции, формационный анализ занимает важное место. Боль-

шинство геологов считает, что осадочные формации, так же, как и магматические, достаточно четко характеризуют те или иные палеотектонические обстановки [5]. Но ряд геологов, отмечая важную роль в формировании осадочных толщ палеоклиматических факторов, предполагает, что образование большинства осадочных формаций достаточно индифферентно к тектоническим процессам [3].

В многочисленных работах, посвященных палеотектонике Средней Азии в ранней — средней юре, доминирует точка зрения, согласно которой в этот отрезок времени северная часть этой территории входила в состав Туранской плиты и развивалась в платформенном режиме, в то время, как южнее, начиная с районов Копетдага, располагалась Альпийская геосинклинальная область [2]. В последнее время предложено и другое решение этой проблемы, согласно которой начало развития Альпийской геосинклинали относится к окончанию позднеюрского периода — началу меловой эпохи [6].

Нижне-среднеюрские отложения известны почти на всей территории западной части Средней Азии. Отсутствие юры доказано для Карабогазского свода и Карабильского вала. На севере образования юры появляются южнее палеозойских выходов Урала. Далее к востоку граница распространения юры огибает акваторию Аральского моря и прослеживается в южном направлении по правобережью Аму-Дарьи, затем она проходит по южным склонам Гиссарского хребта до государственной границы СССР. Почти повсеместно на Туранской плите юра перекрыта меловыми и более молодыми отложениями. Обнажения нижней — средней юры известны на Мангышлаке, Туаркыре, Б. Балхане и Гиссаре. На остальной части Туранской плиты разрезы юры изучены по данным буровых работ. В центральной части Мургабской впадины присутствие мощной юрской толщи предполагается на основании анализа геофизических исследований.

На Мангышлаке юра повсеместно залегает несогласно на породах триаса. В основании юрского разреза наблюдается пачка пестроцветных глин, включающих прослойки песчаников, пласты углей и линзы конгломератов. Среди обломочного материала доминируют кремни и кварц. В тектоническом плане эта пачка приурочена к эрозионным формам доюрского рельефа. В этой части разреза определен спорово-пыльцевой комплекс тоарского возраста. Средняя юра на Мангышлаке залегает либо с размывом на нижней, либо с угловым несогласием на триасе. В разрезе средней юры доминируют сероцветные песчаники, среди которых распространены пачки и пласты алевролитов и глин, а также прослойки конгломератов и углей. В средней части разреза встречена морская фауна верхнего байоса — нижнего бата. Остальная его часть охарактеризована спорово-пыльцевыми комплексами средней юры. Общая мощность нижней — средней юры

на Мангышлаке достигает 500 м. Подобным составом и строением характеризуется разрез нижней — средней юры на Туаркыре. В Гиссарском хребте нижняя часть разреза (лейас — нижний байос) также представлена континентальной сероцветной песчано-глинистой толщей. Верхний байос сложен известковистыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками, среди которых обнаружена морская фауна. Нижний бат представлен прибрежно-континентальными отложениями (чередование песчаников, аргиллитов с линзами и прослоями угля). Выше по разрезу вновь залегают морские отложения, относящиеся к среднему — верхнему бату (известковистые алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков, мергелей и конгломератов). Мощность нижней — средней юры в юго-западных отрогах Гиссара достигает 1400 м. К северу по направлению к водораздельной части хребта мощность нижней — средней юры резко уменьшается вплоть до полного выклинивания. На остальной части Туранской плиты нижняя — средняя юра изучена по данным бурения: в северной части она повсеместно сложена континентальными сероцветными песчано-глинистыми отложениями, содержащими обильные остатки растительного детрита. В южных районах плиты появляются пачки морских отложений. Мощность нижней — средней юры изменяется в широких пределах от 1000—1200 м (Саамская впадина, Южно-Мангышлакский и Барсакельмеский прогибы), сокращаясь до 200—300 м на сводах и валах (Каракумский свод, Карабаурский вал). Повсеместно юрские отложения с угловым несогласием залегают на самых различных горизонтах более древних пород, начиная от триаса и кончая докембрием. Следует также отметить, что в подошве юрского разреза повсеместно наблюдаются остатки древней коры выветривания. В формационном плане в разрезе нижней — средней юры выделяется несколько формаций. Нижняя, пестроцветная, преимущественно глинистая, сформировавшаяся в лейасе, распространена ограниченно, приурочена она к отдельным денудационным структурам фундамента и сложена продуктами перемыва коры выветривания. Вышележащая сероцветная песчано-глинистая континентальная угленосная формация распространена повсеместно. Ее возраст лейас — ранний байос в южных районах плиты и лейас — доггер в северных. Верхняя часть разреза средней юры в формационном плане более разнообразна. Здесь выделяются морские, сероцветные песчано-глинистая и известково-глинистая, параличская песчано-глинистая угленосная, континентальная песчано-глинистая угленосная формации, между которыми наблюдаются сложные взаимоотношения как по вертикали, так и по латерали. Все перечисленные формации характеризуют платформенные условия развития.

Рассмотрим состав и строение ниже-среднеюрских отложений, развитых в пределах Альпийской геосинклинальной области. В туркменской части Копетдага нижняя — средняя юра не

изучена. В прилегающих районах Ирана эти образования широко развиты и выделяются как формация Шехшах [8] которая распространена на значительной площади Ирана от Западного Эльбурса на западе до г. Машада на востоке и г. Кермана на юге. В составе формации выделяются четыре пачки. Базальная представлена переслаивающимися светлыми кварцевыми песчаниками, среди которых встречаются прослой глинистых и углистых сланцев (70—100 м). Выше залегает нижняя угольная пачка, сложенная глинами, включающими пласты углей (местами промышленными) и прослой песчаников (250—300 м). Следующая пачка — песчанистая (500—600 м). В ее составе доминируют граувакковые песчаники, местами развиты глинистые сланцы. Заканчивается разрез верхней угольной пачкой, сложенной глинистыми сланцами, содержащими промышленные пласты углей. Возраст двух нижних пачек — лейас. В песчанниковой пачке встречена фауна тоара-нижнего аалена. Флора из верхней угольной пачки относится к доггеру. В восточном направлении верхние горизонты угольной пачки замещаются морскими песчано-глинистыми батскими отложениями. Мощность в стратотипическом разрезе (гора Шемшах, к северо-востоку от Тегерана) достигает 1000 м. Этот порядок мощности сохраняется на большей площади распространения формации. Отмечается местами ее увеличение до 3000 м, но, по-видимому, это связано с последующей тектоникой [8]. Формация Шемшах повсеместно залегает с угловым несогласием на всех более древних образованиях, от триаса до докембрия.

Как видно из приведенного сравнения, ниже-среднеюрские отложения Ирана в формационном отношении подобны одно-возрастным образованиям Туранской плиты. Сопоставимы и мощности этих образований. Достаточно идентичны и условия залегания. Несколько повышенная степень дислоцированности нижней — средней юры Ирана обусловлена постюрскими тектоническими процессами. Из проведенного анализа естественно вытекает вывод, что ранне-среднеюрская платформа включала не только Туранскую плиту, но и далеко распространялась к югу. И. Штеклин [6] на основе анализа состава, строения и возраста офиолитовых серий, развитых в южном Иране, пришел к выводу, что развитие Альпийского пояса (мезозойского Тетиса) началось только с начала мела. Эти данные свидетельствуют о том, что в конце триаса — начале юры на обширной территории Азии сформировалась огромная Азиатская панплатформа, соединявшаяся на юго-востоке с Аравийской платформой, которая, начиная с мела, стала постепенно подвергаться процессам деструкции, что в конечном итоге привело к тому, что от этой обширной платформы в настоящее время сохранилась только Туранская плита.

Сформиравшаяся в ранне-среднеюрское время платформа была осложнена серией рифтогенных структур, что также под-

тверждается проведенным структурно-формационным анализом. Наиболее характерный рифтогенный комплекс изучен на Б. Балхане. Здесь в ядре Большебалханской антиклинали обнажается толща темно-серых, черных аргиллитов, мощность которых с учетом результатов бурения Карачагыльской скважины превышает 2000 м. Выше залегает толща переслаивающихся пластов и пачек песчаников и аргиллитов, включающих линзы гравелитов и конгломератов (200—300 м). Возраст этой части разрез определен как поздний байос. Батский ярус представлен преимущественно песчаниками с незначительным развитием аргиллитов, глин и пластов углей. Мощность бата изменяется от 600 до 1900 м. Общая мощность разреза средней юры Б. Балхана превышает 3500—4000 м. Учитывая резко отличные мощности аналогичных образований прилегающих районов, можно сделать вывод, что рассмотренный комплекс сформировался в узком грабенообразном прогибе.

В последние годы подобные структуры были обнаружены и в других частях Туранской плиты. Характерной формационной особенностью вскрытых бурением рифтогенных комплексов Туранской плиты является наличие в нижней их части мощной, преимущественно глинистой (темные алевролиты, аргиллиты), включающей пласты и пачки песчаников и прослои углей толщи, возраст которой определяется как лейас. Верхняя, среднеюрская, часть комплекса представлена толщей переслаивающихся между собой песчаников, алевролитов и глин, которая по составу и строению мало чем отличается от среднеюрских толщ, прилегающих районов. Подобный комплекс вскрыт серией скважин на северо-востоке Устюрта и в прилегающих частях Прикаспийской впадины (площади Ащитайпик, Култук, Южная Эмба, Прорва и др.). Неполная мощность этого комплекса (подошва его еще не вскрыта бурением) превышает 1100 м. Распространен он также на побережье Аральского моря (скважины, Кабанбай, Кызыл-Шала) и на левобережье Аму-Дарьи (Питнякская группа скважин, площадь Кабаклы). Вскрытая мощность этого комплекса местами превышает 1400 м. В структурном отношении этот комплекс приурочен к узким грабенообразным прогибам, что подтверждается результатами бурения и анализом геофизических материалов. Например, в скв. Ащитайпик-2 вскрытая мощность нижней юры превышает 1100 м, а в Ащитайпик-1, расположенной в 7 км к югу от скв. 2, подобные отложения отсутствуют, и непосредственно на среднем триасе залегает средняя юра. Рифтогенные структуры приурочены к границам крупных блоков земной коры. На северо-востоке эти структуры располагаются в зоне разлома, разделяющего При-Оманскому линеаменту, разграничивающему Каракумо-Мургаб-Оманскому линеаменту, разграничивающему Каракумо-Мургабский и Кызылкумо-Гиссарский, а на юго-западе — Карабогазский и Южно-Каспийский блоки.

Проведенный формационно-структурный анализ позволил также прийти к выводу о покровном строении Б. Балхана. Если вопрос о формировании среднеюрской толщи этого района в грабенообразном, шовном прогибе не вызывал особых сомнений у большинства исследователей [4], то вопрос о продолжении этой структуры на запад и на восток оставался дискуссионным. Первоначально предполагалось, что к западу Большебалханский прогиб протягивается в акваторию Красноводского залива, а на востоку — в Казанджикскую депрессию. Проведенные в последние годы буровые работы полностью опровергли эти предположения. К западу от Б. Балхана, на полуострове Дарджа, рядом скважин вскрыты магматические образования палеозоя (скважины 1, 15, 179), местами перекрытые либо маломощными отложениями неокома, либо непосредственно плиоценом. Восточнее, в Казанджикской депрессии, скважина на площадях Чокрок и Эгри-Богаз полностью вскрыли разрез нижней—средней юры, мощность которого изменяется от 294 до 309 м, а состав отложений подобен разрезу нижней—средней юры Туаркыра. Естественно, что эти данные исключают возможность непосредственного трассирования Большебалханского прогиба в западном и восточном направлениях. Альтернативное решение этого вопроса приводит к выводу о его покровном положении. Точку зрения об аллохтонности Б. Балхана подтверждает также анализ геофизических материалов. Так, например, отрицательные магнитные аномалии, прослеживаемые от Красноводского полуострова до Предкопетдагского прогиба, никак не реагируют на присутствие Большебалханской структуры. Они плавно без каких-либо смещений проходят под ним. Данные сеймики также не отражают резкого изменения строения земной коры под Б. Балханом [4]. Надвиговый характер северного контакта Б. Балхана подтвержден результатами геологических съемок. Приведенные материалы позволяют сделать вывод, что Б. Балхан представляет собой крупную покровную структуру, надвинутую с юга на северную окраину Карабогазского массива. Наиболее вероятное первоначальное положение этой пластины — Челекенский прогиб, существование которого было выявлено геофизическими исследованиями.

Вывод о покровном строении Б. Балхана имеет важное значение как для производства геологосъемочных работ, так и для поиска полезных ископаемых. В последние годы, на основании анализа строения рифовых верхнеюрских комплексов Б. Балхана и данных бурения на Кызыларватском выступе, был сделан вывод о продолжении рифовых структур в Казанджикскую депрессию и о возможной их нефтегазоносности. На основании этого было рекомендовано начать проведение буровых работ в этом районе. В настоящее время пробурено уже свыше десятка глубоких скважин, результаты которых не подтвердили выдвинутых рекомендаций — верхнеюрские рифовые постройки здесь не

встречены. Учитывая сделанный вывод о покровном строении Б. Балхана, можно предполагать, что бурение и остальных запланированных скважин не даст положительных результатов, так как рифовые фации верхней юры следует искать намного южнее, к востоку от Челекена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5 000 000 (Гл. ред. Т. Н. Спичарский). ПГО «Аэрогеология». М., 1977, 1979.
2. Палеотектоническая карта юга СССР. Масштаб 1:2 500 000. Ранняя—средняя юра (Гл. ред. В. Е. Ханн). М., 1974 (ГУГК).
3. Спичарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Составление карт и основные вопросы тектоники. Л., Недра, 1973.
4. Структура и тектоническое положение Большого Балхана/Г. И. Амурский, К. В. Тиунов, Б. А. Хариков и др. М., Недра, 1968.
5. Ханн В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973.
6. Штеклин И. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений.—В кн.: Тектоника Азии. Доклады 27 меж. геол. конгр., т. 5. М., Наука, 1984.
7. Юра Юга СССР/М. М. Алиев, Н. А. Крылов, Р. З. Генкина и др. М., Наука, 1983.
8. Assereto R. The jurassic Shemshak formation in Central Elburz (Iran).—Riv. Ital. Paleont., v. 72, № 4, 1966.

УДК 551.263 : [551.21 : 551.8]

Н. А. Румянцева, В. Л. Масайтис, В. Н. Зелепугин

ФОРМАЦИОННАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ

Термин «вулканический ареал» используется для обозначения площадей, где в определенные отрезки времени проявились процессы вулканизма, продукты которого обладают общими чертами состава, условий образования и размещения. Целесообразно выделять глобальные, мегарегиональные, региональные и локальные ареалы, различающиеся размерами и продолжительностью вулканической деятельности. Для типизации ареалов всех рангов целесообразно использовать конституционные и экологические признаки, в разной степени связанные друг с другом. К ареалам регионального ранга отнесены вулканические зоны протяженностью 500—1000 км, а также изометричные вулканические области площадью 10^5 — 10^6 км² с продолжительностью вулканической деятельности 30—100 млн. лет. В качестве признака их типизации выступают формации и их парагенезы, причем последние могут различаться способом сочетания формаций во времени и по латерали. Вторым по значимости признаком является палеогеографическая обстановка вулканизма, опосредованно отражающая геодинамические и другие характеристики областей вулканизма.

Типы парагенезов вулканических формаций* и палеогеографические обстановки их проявления

Семейства формаций	Группа формаций	Палеогеографические обстановки					
		морские		переходные (островные)	континентальные		переходные и морские (дагунные и мелкого моря)
		глубокого моря (абиссальные)	мелкого моря		гор	возвышенных равнин	
Ультрамафических	Субщелочных						uk
	Щелочных						uf
Ультрамафических и мафических	Нормальных, щелочных, субщелочных						uf-bm-tbr
	Субщелочных и щелочных						tbr, tb, br
Мафических	Нормальных		nb ubr, bar ub→nbr, bar→ab→kbt				bm
	Нормальных и субщелочных		ab→kbt				b→rb→trb bm-tb, tbr
	Субщелочных		tb, trb→nb' nb'→nbr', bar'→ab'				tb, trb, trb

Ультрамафических, мафических, салических	Щелочных						kbf, kft, kuf
Мафисалических	Нормальных			ba-s			a, ba→r, dr a→dr→a→tr, s a→r, dr→r, tr dr→a, ta
Мафисалических и салических	Нормальных и субщелочных						

* Индексы вулканических формаций: uk — кимберлитовая, uf — пикрит-меланефельдитовая, kuf — угандин-лейцитовая, bm — известковистых базальтов, b — щелочно-известковистых базальтов, nbr — натриевых базальтов, nbrg — натриевых базальтов-риолитов, bar — базальт-андезит-риолитовая, ab — андезит-базальтовая, rb — риолит-базальтовая, tb — трахитбазальтовая, trb — трахитриолит-трахитбазальтовая, tbr — трахитбазальт-трахитриолитовая, kbt — калиевых базальтов-трахитов, bt — щелочных базальтов и фонолитов, kbf — щелочных базальтов и лейцитифиров, ba — базальт-андезитовая, s — шошонитовая, a — андезитовая, ta — трахитандезитовая, dt — дацит-риолитовая, g — риолитовая, tr — трахирриолитовая, kft — лейцитифиров и щелочных трахитов.

† Индекс со штрихом обозначает разновидности формаций повышенной щелочности. Соответствия формаций в парагенезах: * — смена по материалу; + — смена во времени; ... — пространственно-временные соотношения непостоянны.

Типы региональных ареалов (см. таблицу) могут быть объединены в три класса: ареалы субаквального вулканизма; ареалы континентального мафитового вулканизма; ареалы континентального мафического и ультрамафического вулканизма.

Ареалы субаквального вулканизма имеют на территории СССР наибольшее распространение. Это крупные вулканические мегазоны и зоны, реконструируемые в древних складчатых областях и традиционно рассматриваемые как проявление геосинклинального вулканизма.

Первый тип ареалов nb* соответствует «офиолитовым поясам», где формация натриевых базальтов ассоциирует с дунит-граубургитовой и кремнистыми осадками. Ареалы имеют тектонические границы, во многих случаях установлено их аллохтонное положение. Первоначальный фундамент ареалов неизвестен, вскрываемые мощности вулканических пород составляют 800—1500 м, доля их в разрезе 90—95%. Базальты по составу

* Типы ареалов условно обозначены теми же индексами, что и свойственные им парагенезы формаций.

ву в наибольшей степени приближаются к базальтам океанического типа. По составу вулканитов, глубоководности среды излияний, связи с протяженными зонами растяжений эти ареалы могут рассматриваться как аналоги вулканических проявлений СОХ и межконтинентальных рифтов (красноморского типа) или некоторых частей окраинных морей.

Другой тип ареалов этого класса ($nb \rightarrow nbg$, $bag \rightarrow ab \rightarrow kbt$) характеризуется полным набором известных эвгеосинклинальных формаций. Суммарная мощность до 3—4 км. В ходе развития ряда одновременно с миграцией зон вулканизма отмечается смена линейных вулканов щитовыми, а затем стратовулканами, возрастание доли осадочных пород, в разрезе, изменение их состава от кремнистого к терригенному и карбонатному. По общей последовательности формаций ареалы этого типа нередко сопоставляют с вулканическими островными дугами полного развития с характерным рядом ассоциаций: толентовая \rightarrow известково-щелочная \rightarrow шошонитовая. Однако по условиям проявления и составу пород они в большей мере соответствуют образованиям основания островных дуг.

Вариантами предыдущего типа являются ареалы, в которых преимущественно развиты лишь две-три формации охарактеризованного латерально-временного ряда ($nbg - bag$, $ab \rightarrow kbt$). В особый тип ($nb^1 \rightarrow nbg \rightarrow bag^1 - ab^1$) выделяются ареалы, в которых те же формации отличаются более высокой щелочностью и калиевостью вулканических пород, а также более высокой долей риолитов, которые иногда выделяются в самостоятельную формацию натриевых риолитов (Рудный Алтай). Характерна ассоциация вулканических пород с преимущественно терригенными и карбонатными. Нередко устанавливается наличие консолидированного складчатого основания. Ареалы этого типа могут сопоставляться с энциалическими островными дугами.

В ареалах развития трахибазальтовых формаций ($tr - trb - nb^1$) вулканические породы ассоциируют обычно с карбонатными, терригенными, реже кремнистыми, объем их в разрезе и мощность резко варьируют, часто вулканические породы в разрезе резко подчинены осадочным. Тип вулканов преимущественно трещинный. Общим для ареалов является связь с зонами растяжения в пределах погружающихся блоков с континентальной корой различной мощности. В ходе геологического развития регионов они либо являются более ранними, чем ареалы предыдущих типов (фиксируя континентальный рифтогенез, предшествующий развитию эвгеосинклиналей), либо более поздними, накладываясь на ареалы второго и следующих типов (эпиостроводужный рифтогенез).

Ареалы развития базальт-андезитовой и шошонитовой формаций отличаются от предыдущих значительной ролью вулканических пород средней основности (андезитов, трахиандезитов), существенной долей K_2O среди щелочей, иногда общей по-

вышенной щелочностью калиевого типа (шошонитовые ассоциации). Среди осадочных пород преобладают терригенные (в том числе вулканомиктовые) и карбонатные, доля их в разрезе не превышает 20—30 % при общей мощности разрезов до 4—6 км. Вулканизм связан со стратовулканами, наземными или образующими вулканические острова. Такие ареалы в наибольшей степени приближаются к современному зрелым островным дугам.

Класс ареалов существенно мафисалического и салического вулканизма, происходившего в континентальных, главным образом горных условиях, включает четыре типа. Все они связываются с орогенным вулканизмом.

Вулканиды этого класса ареалов относятся к известково-щелочному типу с увеличением щелочности в конечных членах формационных рядов. Большая часть вулканидов ассоциаций залегает очень полого, плащеобразно и характеризуется брахиформной складчатостью. Характерны парагенез с красноцветной грубообломочной, иногда угленосной молассой, составляющей, как правило, около 20, иногда до 40 % разреза, и тесная связь вулканидов с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой группой формаций (вулканоплутонические ассоциации). Отдельные вулканические поля обычно представляют собой вулканотектонические, входящие в состав ареалов рассматриваемого класса, структуры (вулканические мульды) чаще кальдерного, реже купольного вида, реставрируемые в стратовулканы, щитовые и куполовидные вулканы, во многих случаях комбинированные вулканические постройки. Фундамент их представлен как дислоцированными геосинклинальными образованиями, так и метаморфическими комплексами. Тип (a→dr→a→r, tr) образует крупные линейные ареалы. Для них характерно ритмичное строение временных формационных рядов, что отличает их от всех других типов. Выделяются два (иногда три) ритма, каждый из которых начинается с образований андезитовой и заканчивается образованиями дацит-риолитовой или риолитовой формаций. Мощность вулканидов в ареалах 3—5 км. Мощность земной коры на площади их развития колеблется от 35 до 50 км. Ареалы образуют протяженные трансрегиональные в период их формирования окраинно-континентальные вулканические пояса, наложенные обычно на разнотипные структуры активных линейных окраин континентов.

Тип ареалов (a, ba→r, dr) образует менее протяженные по сравнению с предыдущим типом вулканические пояса. Характерна гомодромная направленность достаточно короткого формационного ряда, представленного формациями андезитовой или базальт-андезитовой в начале и риолитовой или дацит-риолитовой в конце ряда. Мощность вулканидов в ареалах 3,5—4,5 земной коры — 40—55 км. Вулканические пояса ареалов данного типа располагались по границам континентов и относительно небольших окраинных морей в виде узких заливообразных бас-

сейнов, вдающихся в сушу и имеющих местами океанический тип коры. Так же, как и для предыдущего типа, с удалением от края вглубь континентов возрастает щелочность вулканизма.

Следующий тип ($a \rightarrow r$, $dr \rightarrow r$, tr) имеет меньшее распространение и размеры ареалов, большую изометричность площадей и обычно соответствует внутриконтинентальным вулканическим зонам. Фундамент ареалов обычно сильно гранитизирован, что сказывается на составе вулканитов — здесь резко повышена роль кислых вулканитов. Общая мощность вулканогенных образований — около 3,5 км, земной коры — 35—38 км. В момент формирования ареалы являлись фрагментами не крупных окраинно-континентальных вулканических поясов, формировавшихся на границе континента и окраинных морей.

Тип ареалов ($dr \rightarrow a$, ta) — это вулканические зоны, относимые к внутриконтинентальным и рассматриваемые в качестве типичных областей активизации. Во временном формационном ряду большая роль, чем в других типах ареалов группы, принадлежит субщелочным вулканитам (трахиандезитовая формация). Кислые вулканиты имеют подчиненное значение. От предыдущих ареалов рассматриваемого класса отличается также антидромной направленностью. Общая мощность вулканитов 0,7—1,8 км. Доля осадочных пород в разрезе доходит до 40—50%. Мощность коры в пределах ареалов — 40—42 км. Ареалы представляют собой внешнюю часть окраинно-континентальных вулканических поясов.

Региональные ареалы преимущественно мафического и ультрамафического вулканизма, проявляются в обстановке низменных равнин, мелководноморской или лагунной обстановках (реже в других типах наземных обстановок), характеризуются мощной (от 35 до 45 км и более) континентальной корой кратонного типа или принадлежащей к зонам завершённой фанерозойской складчатости. Эти ареалы могут быть подразделены на ареалы мафического вулканизма нормальной и преимущественно повышенной щелочности и ареалы, в которых совместно проявлены ультрамафические, мафические и реже салические продукты, имеющие щелочной характер (калий-натровые или калиевые).

Доля вулканических продуктов (в числе которых преобладают продукты излияний) в осадочных толщах колеблется в широких пределах, при этом накопления лав и тефры имеют мощность от нескольких десятков до нескольких сот метров, в редких случаях до 3—3,5 км. Обычно они возникают в результате трещинных излияний или деятельности вулканов центрального типа (стратовулканы, но чаще щитовые, шлаковые конусы, маары).

Нередки комагматические эффузивы силлы, дайки, центральные интрузии. Наиболее широко распространены типы ареалов, где развиты почти исключительно базальты (траппы)

нормальной щелочности (bm), иногда в сочетании с мафитами повышенной щелочности (bm—tb, tbr), реже щелочными базальтоидами (bm, tbr, tb, bf). В ряде случаев в их составе присутствуют пикробазальты и базальты, обогащенные магнием. Эти ассоциации занимают обширные изометричные или слегка вытянутые области или зоны, нередко сочетающиеся в более сложные системы и в ряде случаев сопровождающиеся протяженными роями даек, свидетельствующими об условиях растяжения. Интенсивность вулканизма в ряде случаев оказывается экстремально высокой. Эти типы ареалов чаще всего тяготеют к крупным синеклизам, авлакогенам, реже к краевым прогибам.

В пределах областей завершённой фанерозойской складчатости (молодых платформ), где фундамент имеет сложное блоковое строение, гомологичные базальтовые ассоциации обычно включают риолиты, иногда повышенной щелочности (gb, b \rightarrow gb \rightarrow trb). Они приурочены к системам рифтов большой протяженности, палеогеографически эти области представляли собой возвышенные равнины. В современных вулканических областях аналоги упомянутых базальтовых и риолит-базальтовых ассоциаций неизвестны, геодинамическая обстановка их проявления может рассматриваться как режим полиосевого рифтинга.

Базальты повышенной щелочности и их производные tb, trb, tbr иногда образуют самостоятельные линейные ареалы, причем часто в областях завершённой складчатости. По типу геодинамического развития эти ареалы, вероятно, близки к внутриконтинентальным моноосевым рифтам.

Ультрамафические ассоциации вулканических пород повышенной щелочности и щелочные, в том числе кимберлиты, обычно развиты в пределах ограниченных территорий и приурочены к протяженным трещинным зонам или отдельным зонам растяжения на сводах по окраинам кратонов (uk, uf), нередко по периферии обширных полей развития базальтов нормальной щелочности, где они нередко сочетаются с более щелочными мафитами и их производными, в том числе со щелочными базальтоидами (uf—bm—tbr, uk—bm). Такие типы ареалов в целом соответствует зонам внутриконтинентального рифтогенеза или «плечам» таких структур.

Широкий спектр пород от ультрамафических до салических, имеющих четко выраженную щелочную калиевую специализацию kbf, kft, kuf, развит в небольших по площади ареалах субрегионального, реже регионального уровня. Они образуют изолированные вулкано-тектонические структуры, изредка их системы, часто приуроченные к областям завершённой фанерозойской складчатости (горы и возвышенные равнины) и известны также на щитах.

Охарактеризованный класс ареалов континентального мантийного вулканизма — от мафического нормальной щелочности

до ультрамафического щелочного калиевого типа (где присутствуют также мафические и салические продукты) — обладает рядом направленных изменений тех или иных своих признаков или особенностей. По мере перехода от мафических ассоциаций нормальной щелочности к щелочным ультрамафическим отмечается увеличение относительной роли калия, уменьшаются интенсивность вулканизма и роль массовых извержений, осуществляется переход от геодинамических условий полиосевого растяжения, охватывающего огромные территории, к локальным, ограниченным по размерам зонам растяжения, имеющим линейный характер, при этом возрастает и амплитуда поднятий.

Рассмотренные выше формационные принципы выделения палеовулканических ареалов могут быть использованы не только для упорядочения описания областей древнего вулканизма, но также в целях анализа связей вулканических проявлений с тектоническими процессами разного масштаба, их регионального металлогенического анализа и прогнозирования минеральных месторождений, так или иначе обусловленных вулканизмом.

УДК 552.321.6 : [550.8 : 528]

В. Н. Москалева

ИССЛЕДОВАНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ КАРТИРОВАНИИ

Одной из главных задач при крупномасштабной геологической съемке (КГС) областей развития изверженных пород является детальное изучение природных ассоциаций. Формационный уровень объединения изверженных пород представляется наиболее информативным как для петрологических, так и для металлогенических целей.

Ассоциации горных пород составляют совокупности разного ранга. Их расчленение при петрологических исследованиях может быть доведено до пределов, когда они могут рассматриваться как элементарные ассоциации генетически родственных пород — петрогенетических серий. При этом с понятием серии важно связать представление о ее компактности, целостности в пространстве магматического тела.

В определении магматического комплекса отмечается, что это — «...ассоциация горных пород и их производных..., обладающая определенными особенностями состава, строения и соотношения с окружающей средой, указывающими на общность процессов образования членов этой ассоциации» [1]. Магматический комплекс при детальных исследованиях может быть расчленен на составные части, отвечающие определенным

фациям, группам, сериям горных пород. По особенностям отдельных групп, серий горных пород можно устанавливать формационную принадлежность всего комплекса.

Понятие о сериях внутри формаций имеет особое значение при анализе конвергенции горных пород, относящихся к разным петрогенетическим сериям. При сравнении однотипных пород разнотипных или однотипных формаций следует сопоставлять их только в пределах однотипных (идентичных) серий, а сопоставление магматических формаций производить по составу и характеру их однотипных серий.

Значение серий, выделяемых в составе той или иной формации, различно: одни из них — главные, определяют петрографический облик формации и представляют особенности ее строения, другие — играют второстепенную роль, не имеют существенного влияния на общий облик формации, а дополняют ее общую петрографическую характеристику. При определенных условиях второстепенные петрогенетические серии могут составлять главный объем формации, затушевывая ее первичный состав и строение. В числе таких серий следует отметить серпентинитовые серии, серии зеленосланцевых пород и т. д. Значение второстепенных серий может определяться также их рудоносностью.

В большинстве случаев магматические формации представляют собой полисерийные ассоциации, в которых сложные соотношения серий могут быть либо очевидными, либо трактоваться различно, в зависимости от представлений о генезисе ассоциаций. На петрохимических диаграммах статистическая однородность не всегда отражает истинное соотношение пород в интрузивном или вулканическом теле. Поэтому во всех случаях для установления сериальных связей горных пород, соотношения магматических серий в формациях (комплексах) необходимы геологические факты о строении магматических тел, о пространственном размещении и взаимоотношении в них видов и разновидностей горных пород, свидетельствующих о динамике процессов. Такие задачи могут решаться при крупномасштабном геологическом картировании.

Ключевой вопрос в изучении офиолитовой ассоциации, на наш взгляд, — установление временных и генетических соотношений ее членов. В соответствии с представлениями А. В. Пейве и др. [5], одним из достижений в изучении «офиолитового комплекса» явилось установление типового статифицированного разреза. Исследования последних лет во многих случаях выявляют факты, противоречащие стратификации членов офиолитовой ассоциации. Так, «комплекс параллельных даек» представляется скорее редким, чем широко распространенным его членом [4]. Несоответствие касается генетического и временного положения даек: в одних случаях они являются последними дериватами дунит-перидотитовой формации, прорывает ее и имеют состав высокомагнезиальных, безщелочных габбро-диабазов, в

других — соответствуют составу базальтов. Хотя офиолитовые ассоциации сопоставляют в целом с океанической корой и верхней мантией, на Пенроузской конференции было рекомендовано использовать термин «офиолиты» как ассоциацию ультрамафитов, габброидов, параллельных даек и базальтов независимо от их предполагаемого происхождения. Однако термин офиолиты в указанном выше значении используются даже в тех случаях, когда в складчатых областях устанавливаются только ультрамафиты (часто серпентиниты) или габбро без установления признаков их петрографического и петрохимического состава и наличия других членов ассоциации.

Детальные исследования пространственно и по времени сближенных вулканических и ультрамафит-габбровых интрузивных формаций показывают разнообразие их состава и появление, в частности, базальтовых ассоциаций повышенной щелочности (трахибазальтов), изменчивость соотношения разновидностей перидотитов, преобладание гарцбургитов или дунитов и т. д., заставляют корректировать временные и пространственные соотношения «классического» разреза офиолитовой ассоциации. Наиболее распространена ассоциация формаций натриевых базальтов (иногда с повышенной щелочностью или с трахибазальтами в основании), дунит-перидотитовой (альпинотипной), которые образуют устойчивый парагенез формаций, известный как офиолитовый. Габброиды, сопровождающие ультрамафиты, образуют более поздние по отношению к ультрамафитам тела на контактах которых возникают метасоматические образования, и объединяются в одну формацию с дунит-перидотитовой. Габброиды (дайки, силлы), сопровождающие базальты, образуют комагматическую пару и отличаются по составу от габброидов, сопутствующих ультрамафитам.

Менее распространены хорошо известные интрузии концентрически-зонального типа — дунит-клинопироксенит-габбровой формации, расчленение которой недостаточно обоснованно.

Офиолитовый парагенез формаций слагает обычно протяженные зоны прогибов (раздвигов), иногда осложненных поднятиями. Ложе прогибов обычно выполнено базальтовыми ассоциациями, перемежающимися с кремнистыми и реже карбонатными отложениями. При изучении базальтовых образований обращается внимание на их фациальный состав, характеризующийся широким развитием гиалокластитов и подушечных лав. Широко развиты силлы и дайки. Подчеркивается афировый характер базальтов и незначительный объем туфового материала.

Альпинотипные ультрамафиты и сопровождающие их габброиды объединяются в полисерийную дунит-перидотитовую формацию. Ультрамафиты образуют самостоятельные тела мощностью от нескольких десятков до нескольких метров, сложенных непрерывной петрогенетической серией.

Для этой серии характерен устойчивый магнезиальный состав всех пород и главных породообразующих минералов: $O1 = 8-10\%$, fa , $Orx = 7-11\%$ fs . Ведущий петрохимический тренд выражается в последовательном увеличении степени железистости ультрамафитов от дунитов до лерцолитов. Непрерывность изменения петрографических и петрохимических свойств подчеркивается характером соотношения горных пород.

Эта серия определяет главные петрографические черты формации и ее рудоносность; с нею связана рудная минерализация хромшпинелидов, платиноидов. Позднейшие амфиболитизация, низкотемпературная серпентинизация, высокотемпературная оливинизация серии усложняют ее первоначальный петрографический состав. В результате автотермализации или воздействия более поздних гидротермальных растворов возникает серия серпентинитов (лизардит-хризотиловая, хризотиловая), с которой связано образование месторождений хризотил-асбеста, талька.

С ультрамафитовой серией связаны жилородные тела пироксенитов (энстатитов, диопсидитов), образующих второстепенную серию пород позднемагматического или метасоматического генезиса. Для пород этой серии характерно наличие деформационных структур, выражающихся в полосчатости структур будинажа и т. д. [3]. Смена режимов становления и режимов более поздних преобразований нашла отражение в сложных соотношениях как отдельных минералов и пород, так и серии в целом, образование которой предшествовало главной фазе складчатых движений.

Габбровая серия (верлит-клинопироксенит-габбро) составляет второй главный, но количественно подчиненный первому член альпинотипной формации. В ее строении отмечается тренд увеличения саличности, кальциевости, глиноземистости от верлитов к габбро.

Серийные связи пород в составе формации позволяет более обоснованно реконструировать генезис как серий, так и формации в целом. Дискретный характер серий рассматриваемой формации иногда служит основанием выделять верлит-клинопироксенит-габбровую серию в самостоятельную магматическую формацию. Однако постоянная ассоциация габброидов с реститовыми ультрамафитами в единых телах (реже образующих самостоятельные тела, но всегда пространственно сближенные и приуроченные к единым вулканическим комплексам натриевых базальтов), близкие в породах обеих серий отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, находки в верлитах и габбро высокохромистого хромшпинелида, такого же, как в ультрамафитах, дают основание объединить их в единую магматическую формацию, генетическая общность серий которой предполагается на стадии зарождения расплавов.

В большинстве случаев в альпийских комплексах устанавливается прорывание ультрамафитовой серии телами, верлит-клинопироксенит-габбровой серии. В строении последних распределение горных пород хотя и не несет элементов ритмической расслоенности, но подчинено форме интрузии, что может указывать на дифференциацию в интрузивной камере.

Одним из сложных при изучении геосинклинальных ультрамафит-мафических формаций представляется расчленение ультрамафитов и габброидов в концентрически зональных интрузивных ассоциациях, которые одними исследователями объединяются в дунит-клинопироксенит-габбровую формацию, а другими, основывающимися на гипотезе о самостоятельности дунитовой и габбровой магм, выделяются как парагенетическая ассоциация двух комплексов — дунит-клинопироксенитового и оливинит-верлит-клинопироксенит-габбрового или просто габбрового. Этот тип ассоциаций наиболее широко развит на Урале, где он известен как Платиноносный пояс коцентрически зональных интрузий.

На примере изученного в Северном Прибалхашье Казахстана тесиктасского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса и материала по аналогичным уральским интрузиям выявляется сложный полисерийный состав формации. Установление сериальных связей горных пород позволяет видеть в формации наличие по крайней мере трех серий: дунитовой* (реститовой), верлит-клинопироксенитовой с оливиновыми габбро (контактово-метасоматической) и верлит-клинопироксенит-габбровой (возникшей в результате внутрикамерной дифференциации).

Наиболее четко обособляются монопородная серия дунитов с незначительными вариациями железистости оливина (от до 12 % FeO). Она образует самостоятельные изометрической или линзовидной формы тела, в которых отмечаются переходы от крупнозернистых дунитов, развитых в центральных частях, до мелкозернистых в краевых. В дунитах присутствуют отдельные зерна клинопироксена. Ортопироксен в дунитах отсутствует, в отличие от близких по магнезиальности дунитов дунит-перидотитовой формации, где он постоянно известен в количестве до 5 % и где наблюдаются постепенные переходы от дунитов к гарцбургитам. Одним из главных отличительных признаков этой серии является отсутствие в ней гарцбургитов. Отличие состава реститов дунитовой серии рассматриваемой формации от реститов дунит-гарцбургит-лерцолитовой серии дунит-перидотитовой альпийской формации, вероятно, обусловлено степенью реститизации и глубиной выплавления базальтовой составляющей.

Отмеченная особенность дунитовой серии отражается на характере ее рудоносности: с появлением клинопироксена

* Или дунит-клинопироксенитовой.

прекращается выделение хромшпинелида, хром входит в состав клинопироксена, а в качестве самостоятельных фаз появляются хроммагнетит и железистая шпинель — плеонаст. В клинопироксенсодержащих ультрамафитах промышленных концентраций хромитов вообще не встречается.

В краевых частях дунит-клинопироксенит-габбровых массивов, в зонах контактов дунитов с габбро или с вмещающими базальтами развиваются верлит-габбровые серии с переходами в оливиновое габбро. Образование их обусловлено контактово-метасоматическими процессами между дунитами и габбро.

Габброиды дунит-клинопироксенит-габбровой формации слагают более крупные (по сравнению с дунитовыми) тела, неоднородные по составу: в них встречаются верлиты, клинопироксениты и габбро как непрерывная серия магматических пород, возникшая в результате кристаллизационной дифференциации в камере интрузии. Примером этой ассоциации могут служить западная полоса Платиноносного пояса Урала и массив Тесиктас в Казахстане. Такие интрузии слагают Качканарский габбропироксенитовый массив на Урале и его близкий аналог в Султануиздаге — массив Тебинбулак. В их составе преобладают клинопироксениты и габбро с подчиненным развитием верлитов, оливинитов, что позволяет выделять оливинит-верлит-клинопироксенит-габбровую серию как продукт дифференциации базальтового расплава. Эта серия в общем аналогична габброидной серии альпинотипной формации, но отличается от последней большей титанистостью и железистостью всех пород, что в общем отражает становление интрузий рассматриваемой формации в условиях повышенной щелочности флюидного режима. Такие серии ультрамафит-габбровых пород вмещают титаномагнетитовые и ильменитовые месторождения Качканар, Тебинбулак, а рудоносность дунитовой серии определяется наличием рассеянной платиноидной минерализации.

Установление разнотипных серий в составе рассматриваемой ассоциации ультрамафит-мафитовых пород позволяет выделять ее в качестве самостоятельной дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Основу ее составляют серии дунитовая, верлит-клинопироксенитовая и верлит-клинопироксенит-габбровая, которые хорошо распознаются при полевых исследованиях и могут картироваться при ГКС.

Некоторые сомнения может вызвать определение типов изучаемых ультрамафитов — являются ли они реститовыми или же дифференциатами базальтовой магмы. При отсутствии прямых петрографических критериев для решения этой задачи могут быть использованы данные микрозондового анализа хромшпинелида и титаномагнетита, позволяющие проследить изменение порообразующих минералов и рудных аксессуариев в пределах серий или формаций в целом.

Устанавливается эволюция состава хромшпинелидов в пределах различных ассоциаций (серий):

— для реститовых серий ультрамафитов в хромшпинелидах отмечается уменьшение содержаний Cr_2O_3 с увеличением Al_2O_3 при постоянной магнезиальности и общей железистости, т. е. наблюдается отрицательная корреляция между Cr, Fe и Al, Mg. Предполагается, что для реститовых ультрамафитов уменьшение хромистости хромшпинелидов обусловлено снижением температуры их кристаллизации;

— для ультрамафитов, входящих в состав габброидных серий, наблюдаются непрерывные переходы от хромшпинелидов с варьирующими содержаниями Cr_2O_3 до хроммагнетитов и титаномагнетитов. Для этих серий характерен постоянный тренд изменчивости составов хромшпинелидов, в котором отмечается положительная корреляция между железистостью хромшпинелида и железистостью оливина, что указывает на постепенное обеднение остаточных расплавов магнием и соответственно хромом.

Вопрос о положении дунит-клинопироксенит-габбровой формации в ряду эвгеосинклинальных магматических формаций остается пока недостаточно ясным.

Таким образом, геологическое картирование, установление временных и пространственных соотношений пород всех членов офиолитовых парагенезисов представляются важными, независимо от их рассмотрения в качестве фрагмента океанической коры или элемента эвгеосинклинального режима.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геохимия* изотопов в офиолитах Полярного Урала. Колл. авт., М., Наука, 1983. 183 с.
2. *Магматические формации СССР*/Под ред. В. Л. Масафтиса, В. Н. Москалевой, Н. А. Румянцевой. Л., Недра, 1979, т. 1 (318 с.), т. 2 (278 с.).
3. *Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Пластическое течение ультрабазитов и габбро-альпинотипных массивов.— В кн.: *Тектоническая расслоенность литосферы*. М., Наука, 1980, с. 147—171.
4. *Тайер Т. П.* Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах— *Геотектоника*, 1977, № 6, с. 33—45.
5. *Пейве А. В., Богданов Н. А., Кшиппер Н. Л., Перфильев А. С.* Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— *Геотектоника*, 1977, № 6, с. 4—14.

ФОРМАЦИИ КЛАСТИЧЕСКИХ УЛЬТРАМАФИТОВ (СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ГЕНЕЗИС)

В решении проблемы генезиса, способов и времени внедрения ультрамафитов важное значение имеет изучение их кластических разновидностей. Последние формируют в ряде случаев тела значительного размера, повторяющиеся в разновозрастных геологических разрезах, что позволяет рассматривать эти образования в качестве специфических формаций. Результаты исследований кластических ультрамафитов Востока СССР, а также анализ данных по проявлениям ультрамафитовых кластитов различных регионов мира позволяют подразделить их на два формационных типа. Это соответствует формации вулканических и альпинотипных кластических ультрамафитов, которые в геологической практике далеко не всегда однозначно различаются.

Формация вулканических кластических ультрамафитов объединяет разнообломочные вулканокласты пород семейства пикритов (перидотитовых коматиитов, меймечитов, пикритов), слагающие стратифицированные толщи мощностью до 300—400 м. Отличительные особенности образований этой формации — порфировый характер пород обломков, их специфические петрографо-минералогические и петрогеохимические свойства, а также ассоциация с ультрамафическими лавами, дайками и силлами ультрамафических вулканитов [3]. Все это свидетельствует об образовании ультрамафических кластитов рассматриваемого формационного типа из ультрамафических (пикритовых) расплавов в результате извержений различных типов — эксплозивно-пирокластических, фреато-магматических, а также эффузивных с дезинтеграцией вулканического материала вследствие процессов гиалокластаза при взаимодействии ультрамафического расплава с морской водой. Вулканические ультрамафитовые кластиты в незначительном объеме известны в докембрийских зеленокаменных поясах, но главным образом они распространены в пределах фанерозойских геосинклинально-складчатых систем. Типоморфным, хорошо изученным в настоящее время представителем этой формации является комплекс разнообломочных вулканических брекчий, гиалокластитов и туфов пикритового состава Восточной Камчатки. Эти породы слагают протяженные стратифицированные толщи — крупные линзы мощностью до 400 м, приуроченные к верхней части разреза поздне-мелового эвгеосинклинального комплекса, существенно представленного вулканогенными образованиями основного состава. Внутренняя структура формации ультрамафитовых кластитов определяется чередованием разнообломочных вулканических брекчий и гиалокластитов. Горизонты вулканических брекчий

варьируют по мощности от 5 до 35—40 м. Наиболее мощные горизонты отличаются глыбовым характером и размером обломков до 30—40 см, причем часть обломков представляет собой фрагменты лавовых шаров и подушек. Среди подобных брекчий присутствуют линзовидные тела пикритовых лав, связанных с брекчиями с постепенными переходами через зоны фрагментации. Вулканические брекчии отдельных горизонтов различаются как размерностью обломков, так и варьирующими соотношениями последних и связующей их мелкообломочной массы. Этот гналокластитовый материал формирует и самостоятельные, обычно слоистые пачки. Мощность их варьирует от 1—2 до 5—10 м. Более подробно особенности строения и специфика состава ультрамафических кластитов этого типа были охарактеризованы ранее [3].

Формация альпинотипных ультрамафических кластитов характерна для разновозрастных офиолитовых поясов различных регионов мира, причем кластические, иногда стратифицированные ультрамафиты обычно тесно ассоциируют с телами массивных «альпинотипных» дунитов-гарцбургитов-лерцолитов и, как правило, аналогичны им по составу обломочного материала [6, 8]. Известны подобные кластические ультрамафиты и в современных океанах [7]. Характерный пример формации этого типа — комплекс относительно малоизмененных кластических и тесно с ними связанных массивных ультрамафитов мыса Валижген — горы Длинная, распространенных на побережье Пенжинской губы Охотского моря среди раннемеловых терригенных отложений, окаймляющих с запада область синхронного им эвгеосинклинального магматизма окраинно-океанического геосинклинального пояса позднеюрского — раннемелового времени. Наиболее полный разрез кластических ультрамафитов мощностью около 1000 м наблюдается в пределах горы Длинная, где многократно чередуются разнообломочные брекчии ультрамафитов, ультрамафитовые гравелиты и песчаники, а также присутствуют линзовидные тела массивных и полосчатых ультрамафитов (рис. 1). Комплекс имеет отчетливо стратифицированное, участками ритмическое строение с хорошо выраженной градационной слоистостью внутри отдельных горизонтов. Наблюдаются постепенные переходы по разрезу, а иногда и по латерали от глыбовых и крупнообломочных брекчий с размером обломков до 0,5—1 м в средне- и мелкообломочные брекчии, а затем в «гравелиты» и разнозернистые, иногда слоистые серпентинитовые «песчаники». Преобладает чередование сложнопостроенных слоев с переходами от крупнообломочных брекчий до серпентинитовых гравелитов и песчаников. Существуют в разрезе и неслоистые горизонты. Максимальная мощность (25—35 м) характерна для горизонтов с глыбовыми брекчиями, а минимальная (0,5—1,5 м) — для слоев серпентинитовых гравелитов и песчаников.

Форма обломков в брекчиях угловатая, реже округлая. Обломки представлены преимущественно однородными полнокристаллическими ультрамафитами. Инородные обломки редки. Их количество несколько возрастает в верхних частях отдельных горизонтов, где были отмечены и остатки раковин устриц [4]. Обломки в брекчиях всегда преобладают над цементом, представленным мелкозернистым материалом тех же ультрамафитов. Гравелиты и песчаники этой ассоциации также сложены преимущественно осколчатыми обломками обычно интенсивно серпентинизированных ультрамафитов. Среди песчаников преобладают крупно- и среднезернистые разновидности. Тонко- и мелкозернистые песчаники редки. Все разновидности серпентинитовых песчаников, как правило, характеризуются хорошей слоистостью. Свообразны взаимоотношения клас- тических и массивных ультрамафитов, которые в разрезе горы Длинная слагают отдельные согласные линзовидные тела мощностью от 1,5—2 до 50—80 м. Наблюдаются как четкие, резкие границы массивных ультрамафитов с вмещающими их породами, так и постепенные переходы массивных ультрамафитов по разрезу, а иногда и по латерали, в глыбовые и крупнообломочные брекчии через зону «растрескивания» и фрагментации. Показательна тесная ассоциация клас- тических и массивных ультрамафитов с олистостромовыми образованиями района. Их взаимоотношения весьма сложны. На отдельных участках наблюдается закономерное многократное чередование массивных ультрамафитов и сменяющих их по разрезу ультрамафитовых брекчий, постепенно переходящих в грубослоистые полимиктовые конгломерато-брекчии «пестрого» состава с обломками тех же ультрамафитов. В то же время автором [4] в этом

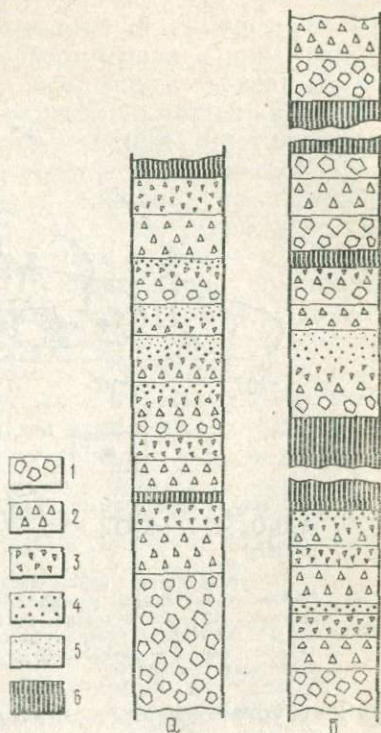


Рис. 1. Строение комплекса клас- тических и массивных ультрамафитов горного массива горы Длинная в его северной (а) и южной (б) частях.

1—3 — брекчии ультрамафитов соответственно крупно-, средне- и мелкообломочные; 4 — ультрамафитовые гравелиты; 5 — ультрамафитовые песчаники; 6 — пластовые тела массивных и полосчатых гардбургитов.

массивных ультрамафитов с вмещающими их породами, так и постепенные переходы массивных ультрамафитов по разрезу, а иногда и по латерали, в глыбовые и крупнообломочные брекчии через зону «растрескивания» и фрагментации. Показательна тесная ассоциация клас- тических и массивных ультрамафитов с олистостромовыми образованиями района. Их взаимоотношения весьма сложны. На отдельных участках наблюдается закономерное многократное чередование массивных ультрамафитов и сменяющих их по разрезу ультрамафитовых брекчий, постепенно переходящих в грубослоистые полимиктовые конгломерато-брекчии «пестрого» состава с обломками тех же ультрамафитов. В то же время автором [4] в этом

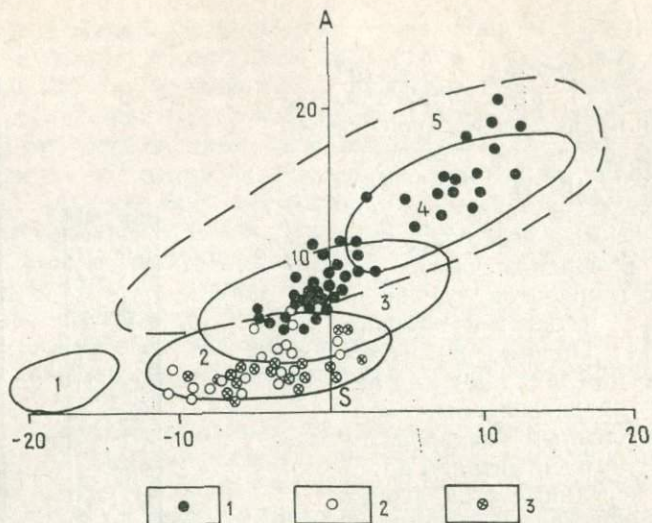


Рис. 2. Диаграмма $A-S$ по Л. В. Дмитриеву и др. 1972 [$A = Al_2O_3 + N_2O + K_2O + CaO$; $S = SiO_2 - (MgO + Fe_2O_3 + FeO + MnO + TiO_2)$].

1 — вулканические кластические ультрамафиты Восточной Камчатки; 2—3 — альпидные ультрамафиты побережья Охотского моря, гора Длинная (2 — кластические ультрамафиты, 3 — гарцбургиты пластовых тел). Поля состава ультрамафитов мира [3]: 1 — эливиниты и дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — лерцолиты; 4 — верлиты; 5 — пикриты, меймечиты, перидотитовые коматинты.

районе установлены активные контакты отдельных тел массивных ультрамафитов с вмещающими их терригенными отложениями.

По составу обломки ультрамафитовых брекчий, гравелитов и песчаников, а также ультрамафиты пластовых тел представлены гарцбургитами. Гарцбургиты массивных тел и обломков в брекчиях в целом изменены незначительно, причем в брекчиях процесс серпентинизации развивается от периферии к центру обломков и сопровождается обособлением и окислением рудного минерала, что определяет появление по краям обломков красноватой «реакционной» каймы.

По геохимическим особенностям, как кластические, так и массивные ультрамафиты этой формации близки, существенно отличаются от пород формации вулканических ультрамафитов и соответствуют гарцбургитам, что хорошо иллюстрируется диаграммой $A-S$ (рис. 2).

Проблемы генезиса кластических ультрамафитов рассматриваемого формационного типа спорны, что, в частности, хорошо иллюстрируется многообразием мнений о происхождении ассоциации кластических и массивных ультрамафитов мыса Валижген — горы Длинная [1, 2, 4]. Одни исследователи связывают формирование кластических ультрамафитов с тектонической пе-

переработкой соответствующих интрузий или протрузий на месте их становления либо в процессе их тектонического перемещения с интенсивным дроблением и образованием олистостром [3]. Ряд исследователей решающую роль в формировании кластических ультрамафитов отводят процессам переработки «холодных» тел ультрамафитов, выведенных на поверхность в область волнового воздействия с последующей их тектонизацией. Другая группа исследователей обосновывает вулканическое происхождение кластических ультрамафитов мыса Валижген — горы Длинная [1, 4]. Так, В. Ф. Белый весь комплекс кластических и массивных ультрамафитов этого района рассматривает в качестве «эксплозивных» и «пирокластических» образований, «гарцбургитовых лав» и «субвулканических тел гарцбургитов». Наряду с собственно вулканическими ультрамафитами эти исследователи выделяют и «вулканогенно-осадочные» их разновидности, образовавшиеся, по их мнению, в результате переотложения исходного вулканического материала в зоне прибрежного мелководья.

Эти гипотезы тектонические, в том числе с участием процессов гравитационного оползания и разрушения, осадочная и вулканическая — практически исчерпывают все разнообразие объяснений генезиса кластических ультрамафитов и других регионов мира [5, 6, 8]. Вместе с тем, ни одна из перечисленных моделей не объясняет удовлетворительно и непротиворечиво всей совокупности приведенных выше признаков, характеризующих формацию альпинотипных кластических ультрамафитов.

Тектонической природе этих образований противоречат, в первую очередь, особенности их общей стратификации и градационной слоистости, а также незначительная в ряде случаев степень серпентинизации пород с развитием преобразований от края к центру обломков, позволяющая предполагать синхронность процессов кластеза и серпентинизации. Неправомерна и осадочная гипотеза происхождения кластических ультрамафитов в результате эрозионного разрушения их массивных тел, тектонически выведенных на поверхность моря. Этому противоречит преобладающая угловатая форма обломков, их существенно однородный состав, характер взаимоотношений массивных — кластических ультрамафитов и градационная слоистость последних, предполагающая условия относительного удаления от зоны прибрежного волнового воздействия. Неубедительны и представления о собственно вулканическом генезисе ультрамафитов рассматриваемого типа. Действительно, по особенностям строения и характеру взаимоотношений массивных и кластических ультрамафитов существует значительное их сходство с вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями, формировавшимися при подводных извержениях. Вместе с тем, полнокристаллический характер кластических и массивных ультрамафитов, их существенно гарцбургитовый «реститовый» состав и весь комплекс структурных и вещественных признаков, отличающий

эти породы от ультрамафитов, вулканическая природа которых достоверно установлена [3], исключает вероятность их собственно вулканического происхождения. Однако определенное сходство кластических ультрамафитов с вулканогенными породами, формирующимися при взаимодействии, например, базальтового расплава с морской водой, позволяет предполагать некоторую общность условий их образования. Наиболее логичным представляется формирование кластических ультрамафитов в результате поступления на морское дно в тектонически активной зоне высокотемпературного ультрамафитового кристаллического материала, находящегося в твердопластическом состоянии («горячие протрузии») с его последующим дроблением при взаимодействии с морской водой и интенсивного протокластеа в связи с резким увеличением объемов при синхронной серпентинизации, а также в результате явлений гравитационного оползания. Существенную роль в отложении и сепарации по размерности образующегося кластического материала, очевидно, играли подводные лавины и турбидные потоки.

Появление на земной поверхности в подводной, часто в глубоководной обстановке, высоконагретого вязкопластического кристаллического ультрамафического вещества весьма реально с учетом данных о pT -условиях таких процессов, осуществляющихся при температуре 800—1100°, давлении 5—8 кбар [9] и значительной температурной «инерции» восходящего ультрамафического материала. Признаками вязкопластического течения являются полосчатость и складки «течения» в массивных ультрамафитах и их обломках в брекчиях; предпочтительная оптическая ориентировка кристаллов оливинов и ортопироксенов; трансляционные двойники, изгибание, а также дробление их кристаллов с образованием микромилонитового материала, который при последующей серпентинизации играет роль дополнительной «смазки» и принимается рядом исследователей за преобразованное вулканическое стекло. Косвенным признаком относительно высокой (до 500°) температуры ультрамафитового материала при его поступлении на морское дно является и отмеченная выше синхронность процессов дробления и массовой серпентинизации рассматриваемых образований. С учетом всех этих данных предложенный механизм «горячих протрузий» объясняет и активные контакты тел массивных ультрамафитов с вмещающими их отложениями, и переходы массивных ультрамафитов в кластические существенно однородного состава образования, и преобладающую угловатую форму обломков формации альпийно-типных кластических ультрамафитов.

В заключение подчеркнем, что выделение и четкое различение при картировании названных формационных типов ультрамафических кластитов имеет принципиальное значение для решения комплекса разнообразных проблем (таких, например, как время первичного — горячего внедрения альпийно-типных ультра-

мафитов офиолитовых комплексов) и важно для оценки роли ультрамафических расплавов и респитов в формировании ультрамафитовых комплексов разнообразных тектонических обстановок, определения палеотектонических и палеогеографических условий формирования соответствующих ультрамафитовых образований и др. Существенны и металлогенические следствия формационных различий ультрамафических кластитов. Очевидно, что их минерагеническая специфика будет определяться исходным типом ультрамафитов, однако способы внедрения и дезинтеграции ультрамафитового материала с последующей сортировкой и сепарацией обломков при их отложении в водной среде предполагает вероятность при благоприятных условиях существенных концентраций соответствующих рудных компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белый В. Ф.* Структура ультраосновного вулканического комплекса горы Длинной (Камчатка).—Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 7, с. 36—47.
2. *Колясников Ю. А., Красный Л. Л.* О тектонической позиции ультрабазитов горы Длинной (Северо-Западная Камчатка).—Геотектоника, 1981, № 1, с. 121—125.
3. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л., Недра, 1981. 247 с.
4. *Михайлов А. Ф.* Геолого-петрологическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа.— В кн.: Магматические и метаморфические горные породы СССР и их генезис, 1962. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 73, № 4, с. 111—132.
5. *Нарыжнов В. В., Стеблова В. М., Давидзон Р. С.* Об эффузивной природе и возрасте ультраосновных пород Северного Памира.—Сов. геология, 1977, № 4, с. 152—155.
6. *Цветков А. Я.* Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании альпийотипных гипербазитовых массивов.— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Изд-во ЛГУ, 1980, т. 6, с. 97—105.
7. *Bonatti E., Honnorez Y., Girtner S.* Sedimentary serpentinites from the Mid Atlantic ridge—I. of Sediment. Petrol., 1973, v. 43, № 3, p. 728—735.
8. *Lockwood Y. P.* Sedimentary emplacement of serpentinite.—Geol. Soc. of Amer. Bull., 1971, v. 82, № 4, p. 919—936.
9. *Nicolas A., Boudier F., Boulier A. M.* Mechanism of flow in naturally and experimentally peridotites.—Amer. Sci., 2973, v. 273, № 10, p. 853—876.

УДК 551.263 : [550.8 : 528] (470.5)

Н. В. Калинин, О. А. Кондаийн, В. В. Мараев

РЯДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ УРАЛА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ СЪЕМОК

Изучение геологических формаций Урала проводилось большим количеством геологов с различных позиций, с разными целями и разной степенью детальности. Обобщение всех основных

формационных исследований и приведение их в единую систему было осуществлено в процессе составления карты геологических формаций Урала масштаба 1 : 1 000 000, в настоящее время находящейся в издании. Составление этой карты проводилось при участии всех территориальных производственных геологических объединений и других организаций, ведущих работы на Урале, под общей редакцией О. А. Кондияйна, А. Г. Кондияйн и Н. А. Румянцевой. Была определена формационная принадлежность всех геологических образований, распространенных на Урале (кроме кор выветривания, метасоматитов, меланжей и полезных ископаемых). Выделенные формационные подразделения были систематизированы, расчленены в основном до вида и сгруппированы в эволюционные формационные ряды. Вещественное содержание рядов и последовательность расположения в них формаций иллюстрируются приложенной к карте схемой корреляции формаций Урала.

В процессе дальнейших исследований оказалось, что среди формационных рядов, распространенных на Урале, может быть выделено несколько групп (типов), отличающихся друг от друга как набором формаций, так и их последовательностью. Выяснилось, что формационные ряды не только разного типа, но и относящиеся к одному типу, имеют разный возрастной объем. Формации, принадлежащие к одному конкретному формационному ряду, пользуются распространением внутри ограниченной территории, за пределами которой развиты формации других рядов, отличающихся либо типом, либо возрастом. Эта особенность позволила О. А. Кондияйну и А. Г. Кондияйн провести районирование территории Урала по строго определенному принципу, а именно, по характеру распространения выявленных формационных рядов. При этом было установлено, что площадь распространения каждого формационного ряда точно совпадает с региональным тектоническим подразделением, таким, как тектоническая зона или подзона. Следовательно, можно считать, что формационный ряд, представляющий собой типовую ассоциацию (типовой набор) формаций, расположенных в определенной (типовой) последовательности, где каждая формация занимает определенное возрастное положение, является ничем иным, как вещественным наполнением тектонического подразделения, которое поэтому правильнее всего называть вещественно-тектоническим. Нижняя граница формационного ряда соответствует времени заложения соответствующего тектонического подразделения, верхняя — времени завершения его развития.

Однако развитие многих тектонических зон сопровождалось образованием не одного, а трех формационных рядов — ряда осадочных, ряда вулканогенных и ряда плутонических формаций, тесно связанных между собой. Каждый из этих рядов может быть неполным или даже совсем отсутствовать, за счет чего другой ряд этой же зоны приобретает более существенное зна-

чение. Все это также играет большую роль при отнесении набора формаций, характерного для тектонического подразделения, к тому или иному типу, т. е. при типизации рядов. Любая формация каждого из этих трех рядов может находиться в любой части территории, охватываемой соответствующим тектоническим подразделением. Таким образом, в общем случае вещественным наполнением элементарного регионального тектонического подразделения — тектонической зоны или подзоны — является совокупность формаций, принадлежащих к трем связанным между собой рядам геологических формаций, развивавшимся одновременно в пределах одной и той же территории, отвечающей этому тектоническому подразделению.

В формационных рядах различаются их части, образование которых происходило в условиях разных типовых стадий и этапов развития соответствующего тектонического региона. Каждая такая часть характеризуется своим набором формаций, свойственным только соответствующим стадии или этапу.

Если принять, что типовое сочетание трех упомянутых, связанных друг с другом, рядов геологических формаций представляет собой вещественное наполнение тектонического подразделения, можно полагать, что это и есть тектоническое вещество. И действительно, если сочетание минералов есть порода, сочетание пород — формация, то сочетание формаций должно образовывать вещество следующего, более высокого, чем формационный, уровня организации. Поскольку закономерное сочетание формаций, как было показано выше, может рассматриваться в качестве тектонического вещества, то и соответствующий уровень организации вещества следует называть тектоническим, который в иерархическом ряду должен располагаться между формационным и оболочечным уровнями. Тектоническое вещество, как и вещество любого другого уровня организации, обладает составом и строением. Под составом здесь следует понимать типовой набор формаций, а типовую последовательность их расположения, отраженную в формационных рядах, вероятно, можно назвать структурой. Все это позволяет считать правомочным присвоение формационным рядам тектонических названий.

По латерали формационные ряды замещают друг друга. Ряды, родственные по своему тектоническому происхождению, связанные друг с другом территориально и близкие по возрасту, формируются обычно в условиях одного основного тектонического региона — геосинклинальной системы, платформы, срединного массива, области завершенной складчатости и др., образуя соответствующий вещественно-тектонический комплекс. Поскольку название каждого основного тектонического региона отражает, с одной стороны, его географическое положение, с другой — тектоническую сущность, этими же качествами должны обладать и названия соответствующих вещественно-тектонических комплексов.

Наборы формаций, составляющие части формационных рядов, образовавшиеся в условиях отдельных типовых стадий развития тектонических регионов, являются частями вещественно-тектонических комплексов, которые, вероятно, лучше всего называть ярусами (вещественно-тектоническими), а части ярусов, отвечающие этапам, — подъярусами.

Анализ выделенных на Урале формационных рядов — определение их возрастного объема, изучение характера распространения, сопоставление с региональными и возрастными тектоническими подразделениями, группировка и типизация по составу, строению и тектоническому происхождению, расчленение на части, отвечающие стадиям и этапам тектонического развития соответствующих тектонических регионов и пр. — позволил нам выделить в пределах Урала большое количество (более двадцати) вещественно-тектонических комплексов разного возраста и различного тектонического происхождения, большая часть которых уже получила собственные названия. Но есть еще комплексы, формировавшиеся в условиях тектонических регионов, географическое распространение, а иногда и тектоническая природа которых остаются пока неясными. Среди всех этих комплексов различаются два уральских геосинклинальных — первый (древнеуральский), формировавшийся в позднем рифее и венде, и второй (собственно уральский), разные части которого имеют различный возрастной объем, но в целом образование которого растянулось от позднего кембрия до конца триаса, один комплекс, формирующийся с момента завершения геосинклинальных процессов (т. е. с триаса) до настоящего времени — это комплекс Урало-Сибирской области завершенной складчатости, а остальные комплексы являются доуральскими, формирование которых происходило до заложения Уральской системы в условиях более древних геосинклиналей разного типа, платформ, протогоосинклиналей, срединных массивов и протомассивов; выделен также нуклеарный (тараташский) комплекс.

Наиболее хорошо изучен второй уральский вещественно-тектонический комплекс, распределение вещества в котором подчинено резко выраженной продольной тектонической зональности. В пределах Уральской складчатой системы с запада на восток выделяется 26 зон, объединяемых в 6 мегазон. Некоторые зоны делятся на подзоны. Для каждой зоны (и подзоны) характерен свой формационный ряд, отличающийся от рядов соседних зон либо общим своим возрастным объемом и возрастом каждой входящей в его состав формации (одноименные формации в разных зонах обычно располагаются на разных возрастных уровнях), что свидетельствует об асинхронности заложения, развития и отмирания зон Уральской системы, либо своим типом, так как одни зоны и соответствующие формационные ряды формировались на слабо переработанном основании в краевой части системы. Они характеризуются слабым развитием магма-

тических формаций и могут быть названы многоэпизодическими. Образование других связано с активной (внутренней) частью системы, где субстрат подвергся сильному разрушению — это эпизодические зоны и их формационные ряды. Среди них резко выделяются ряды, свойственные зонам раздвигов и сопряженного с ними опускания, характеризующиеся наибольшим объемом и разнообразием магматических формаций, подчиняющихся строго определенной и всегда одинаковой последовательности, и ряды, приуроченные к остаточным жестким массивам (микроконтинентам или интрагеоантиклиналям), где существенную роль играют осадочные формации, а вулканогенные — отличаются сравнительно малым разнообразием и отсутствием строгой последовательности.

В древнеуральском комплексе распределение формационных рядов тоже подчинено продольной по отношению к Уралу зональности, но территориально однотипные зоны древних и поздних уралид не совпадают. В древних уралоидах выделено девять зон, группирующихся в две мегазоны — многоэпизодического и эпизодического происхождения.

Зональность распределения вещества внутри более древних комплексов изучена слабее, хотя установлено, что доуральские регионы и зональность каждого из них имели неуральскую ориентировку, что обусловило существование поперечной зональности уралид.

Итак, выявление и изучение эволюционных формационных рядов позволило выделить в пределах Урала целый ряд вещественно-тектонических комплексов разного состава и возраста и различной тектонической природы, значительно уточнить ранее разработанное традиционное тектоническое районирование Урала, т. е. показать площади распространения выделенных вещественно-тектонических комплексов и обосновать особенности латерального распределения тектонического вещества внутри них, уточнить классификацию и таксономию зональных подразделений, расчленить формационные ряды на части, отвечающие разным стадиям и этапам развития соответствующих тектонических регионов, главным образом зон, более точно определив тем самым объемы вещественно-тектонических ярусов и подъярусов, уточнить площади распространения формаций — формационных подразделений, расчленение которых доведено в основном до формационного вида, и т. д. Все эти уточненные (а в ряде случаев и вновь выявленные) особенности Урала имеют большое значение для обоснования прогнозов полезных ископаемых, существование и распределение которых связано с конкретными геологическими формациями, тектоническими зонами разного типа, стадиями и этапами тектонического развития, комплексами разной тектонической природы и т. д.

Цель крупномасштабных геологических съемок — всесторонняя геологическая характеристика районов, перспективных в от-

ношении какого-либо полезного ископаемого или комплекса полезных ископаемых. Поэтому при планировании крупномасштабных съемок большую помощь могут оказать сведения, вытекающие из анализа формационных рядов, являющегося по сути дела составной частью тектонического анализа.

Особенно большое значение при целевой съемке может иметь сокращение затрат (т. е. удешевление работ) за счет исключения из планируемой под съемку площади тех районов, куда по результатам анализа формационных рядов не распространяются перспективные геологические образования — формации, зоны и подзоны, ярусы и подъярусы, комплексы и др. Наиболее эффективным в этом отношении может оказаться использование сочетаний результатов анализа формационных рядов с результатами палеотектонических, литолого-палеогеографических, палеовулканологических и других исследований.

УДК 551.263 : 551.73(235.216—17)

К. В. Митрофанова

ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ КАК ОБЪЕКТЫ КРУПНОМАСШТАБНОГО КАРТИРОВАНИЯ

Эпикаледонские прогибы занимают различное положение по отношению к общей каледонской структуре Северного Тянь-Шаня, который в среднем—верхнем палеозое представлял собой антиклинальное поднятие, разбитое глубинными разломами на ряд блоков субширотного простирания. Одна часть прогибов возникла по его периферии, другая — в его внутренних частях. Прогибы, удаленные от краев антиклинория, были обычно изолированы от морских бассейнов соседних геосинклинальных областей или эпизодически с ними соединялись. Периферические же прогибы имели довольно свободную связь с морскими бассейнами, являясь иногда как бы их крайними частями. Они тяготеют обычно к глубинным разломам, отделявшим Северо-Тяньшанскую область поднятий от смежных геосинклиналей.

К эпикаледонским прогибам приурочены многочисленные некрупные интрузивные тела девонского, каменноугольного и раннепермского возраста, слагающие габбро-монционит-граносиенитовую, габбро-монционит-гранодиоритовую, сиенит-щелочно-сиенитовую и аляскитовую формации. Эти формации тяготеют к бортам эпикаледонских впадин и оконтуривающим их разломам, а аляскитовая — также и к разделяющим их поднятиям.

На основании изучения формационных рядов и характера изменения формаций по латерали приведем краткое описание структурно-формационных зон (см. рисунок) и выполняющих их верхнепалеозойских формаций.

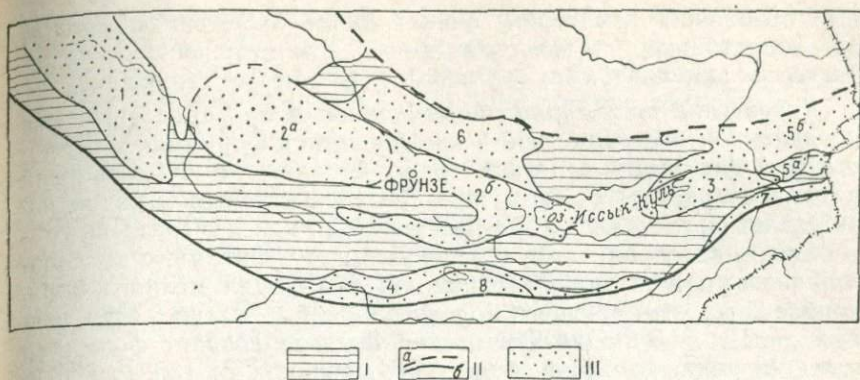


Схема расположения наложенных прогибов в Северном Тянь-Шане.

I — геосинклинально-складчатый фундамент; II — границы зон (a) и подзон (b); III — наложенные прогибы и их структурно-формационные зоны: 1 — Чуйская, 2a и 2b — Киргизская (2a — Западно-Киргизская и 2b — Восточно-Киргизская подзоны), 3 — Топская, 4 — Балыктинская, 5a и 5b — Текесско-Южно-Кетменская (5a — Текесская и 5b — Южно-Кетменская подзоны); 6 — Кендыктасская, 7 — Турукская, 8 — Сонкульская.

Чуйская структурно-формационная зона располагается в горах Малый Каратау и Улькун-Бурултау и пространственно совпадает с Чуйким эпикаледонским прогибом. Зона заложилась в субплатформенный этап развития каледонид Северного Тянь-Шаня.

Нижними членами формационного ряда зоны являются красноцветная моласса нижнетурнейского возраста (в самых низах ее присутствует фауна верхов верхнего девона) и карбонатно-терригенная — верхнего турне — серпухова.

На них согласно лежат пестроцветная (C_1S-C_2b) и красноцветная (соленосная) (C_2m-P_2) формации [2]. Пестроцветная формация представлена ритмично переслаивающимися красно-бурыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями серых и зеленовато-серых известковых алевролитов, мергелей и известняков со знаками ряби, косою слоистостью и трещинами усыхания. Она соответствует ащизюекской свите и является сложным полифациальным образованием, возникшим в прибрежно-морских условиях. Мощность ее 200 м.

Красноцветная (соленосная) формация представлена кызылканатской, каракырской, соркольской и тузкольской свитами и лежит с размывом на пестроцветной формации. В нижней части формация слагается переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей преимущественно красных и красно-бурых цветов, в верхней — пятнистоокрашенными красно-бурыми, редко зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками с линзами каменной соли, гипса, ангидрита. Мощность формации достигает 1950 м. В ее составе выделяются континентальные равнин-

ные отложения предгорий, сменяющиеся отложениями дельт, лагун, застойных остаточных водоемов. Для отложений зоны характерны как линейные, так и брахискладчатые структуры.

Киргизская структурно-формационная зона характеризуется проявлением пестроцветной и красноцветной формаций. Пестроцветная формация залегает трансгрессивно на образованиях разного возраста — от верхнепротерозойских до девонских включительно. Представлена она песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, известняками, туффитами, с прослоями, линзами и желваками кремней. Это фации мелкого моря, прибрежные, отмирающего морского бассейна, лагун и озер, речных дельт. В Западно-Киргизской подзоне возраст формации отвечает раннему турне—серпухову, мощность от 130 до 285 м, в Восточно-Киргизской подзоне — от фамена до серпухова включительно мощность от 700 до 2600 м.

Красноцветная формация, залегающая с размывом, представлена преимущественно красноцветными песчаниками, алевролитами, агломератами, гравелитами, углистыми аргиллитами; присутствует туфогенный материал. Возраст формации в Восточно-Киргизской подзоне средний — низы верхнего карбона (ортокская свита), мощность 350—1500 м, в Западно-Киргизской подзоне — средний карбон — нижняя пермь (каракистакская свита), мощность 250—750 м.

В восточной части Киргизского хребта красноцветная формация несогласно перекрывается наземными вулканогенными образованиями приразломной трахиандезитовой формации верхнего карбона (ашукольторская свита), связанной с постконсолидационной активизацией.

Тюпская структурно-формационная зона начинается орогенным вулканогенно-молассовым комплексом формаций девонского возраста. Выше чаще всего согласно и с постепенным переходом, иногда с некоторым размывом (урочище Керегеташ), на вулканогенно-молассовом комплексе, а также с размывом на каледонском основании лежит карбонатно-терригенная (пестроцветная) формация башкирского времени. В западной части зоны она представлена известняковой субформацией (урочище Керегеташ, р. Джетьюгуз, междуречье Джергез—Бозучук), сложенной светлыми известняками с горизонтами кремнистых стяжений и содержащей микрофауну и брахиоподы нижней части башкирского яруса. Мощность ее небольшая — 45—48 м. В центральной и восточной частях зоны формация представлена известняковой и гипсоносно-терригенной формациями. Известняковая, представленная тюпской свитой, слагается светлыми известняками с прослоями песчаников, алевролитов, мергелей; охарактеризована фауной брахиопод и микрофауной как нижнебашкирская. Мощность ее изменяется с запада на восток от 30—50 до 300—500 м. Гипсоносно-терригенная субформация, пред-

ставленная чааркудукской свитой, слагается серыми и зелено-серыми песчаниками, алевролитами, мергелями, с большим количеством прослоев гипсов. Мощность субформации колеблется от 40—200 м на западе до 1700 м на востоке зоны; возраст ее верхнебашкирский.

Выше согласно, иногда с постепенным переходом, залегает красноцветная формация. На западе (р. Джетыюгуз, горы Кергеташ) она имеет верхнебашкирский возраст, на востоке (бассейн рек Чон-Джаналач, Турук, Кокжар) — московский возраст. Представлена она на западе толщей красноцветных песчаников, алевролитов, туфов, на востоке — красноцветными конгломератами и песчаниками, мощность возрастает с запада на восток от 200 м в долине р. Джетыюгуз до 1300 м в бассейне р. Джергез и до 2700 м в бассейне р. Чон-Джаналач. Отложения зоны смяты в линейно-вытянутые и брахиформные складки, иногда разбитые разломами на отдельные блоки.

В строении *Балыктинской структурно-формационной зоны* принимают участие каменноугольные отложения, залегающие с резким угловым несогласием на образованиях нижнего палеозоя. Эти отложения смяты в субширотные складки разнообразных форм, разбиты разломами на блоки, иногда (особенно во флангах зоны) сохраняясь в виде маломощных покровов.

Нижним членом формационного ряда описываемой зоны является пестроцветная формация верхневизейского возраста (нижнедунгурминская свита). Представлена она конгломератами, песчаниками, известняками, иногда окремненными, алевролитами, сланцами пестрой окраски. Это отложения края мелкого моря, лагун, пляжей. Мощность их 60—250 м. Формация с резким угловым несогласием залегает на вулканогенных образованиях девона и нижнего палеозоя.

На пестроцветную формацию, а во многих местах и на каледонское основание с разрывом ложится красноцветная формация (верхнедунгурминская, джаман-ичкинская, карачаулинская, актайлякская свиты). По составу — это толща конгломератов, песчаников, алевролитов. В верхней части ее имеются прослои известняков, иногда органогенных, переслаивающихся с гипсами, алевролитами, песчаниками. Цвет формации преимущественно красный, в верхней части местами она пестроцветная. По фауне и флоре возраст ее определяется как серпуховский в хребтах Молдотау, Балыкты и Сонкультау.

Формационный ряд зоны завершается вулканогенной толщей, которая лежит без видимого несогласия. Такие взаимоотношения наблюдаются только в горах Балыкты, где эта толща представлена белетукской свитой андезитовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий с подчиненным количеством прослоев известняков, песчаников и сланцев мощностью до 870 м. Такого же типа толща — свита Келемчи — наблюдается на северных склонах гор

Сонкультау, мощность ее до 900 м. Возраст этих толщ считается верхнекаменноугольным, сопоставляются они с ашукольторской свитой Киргизского хребта и относятся к единой трахиандезитовой формации стадии активизации.

Текесско-Южно-Кетменская структурно-формационная зона приурочена к синклинорного типа прогибу. Две ее подзоны — Текесская и Южно-Кетменская, отвечают соответственно Текесскому и Южно-Кетменскому прогибам. В строении участвуют преимущественно каменноугольные, в небольшом количестве пермские образования, смятые в линейные, реже брахиформные складки, разбитые разломами на отдельные блоки. Основное простирание структур субширотное, близкое к западно-северо-западному.

На нижнекаменноугольной липарит-андезитовой терригенной формации, а также на каледонском основании со следами размыва, повсеместно залегает карбонатно-терригенная (пестроцветная) формация. В ее основании отмечаются базальные конгломераты мощностью до 150 м. Формация состоит из двух субформаций: нижней — известняковой и верхней — известняково-терригенной.

Известняковая субформация сложена преимущественно светло-серыми массивными известняками, в пределах Текесского прогиба в ее составе отмечаются в большом количестве терригенные породы. Возраст субформации определяется как среднее—верхнее визе, иногда поднимается до серпухова (р. Чакромбал); мощность меняется от 50—70 до 400—800 м (южные склоны хр. Кетмень).

На известняковой субформации, местами со следами небольшого размыва, лежит известняково-терригенная субформация серпуховского возраста. Накапливалась она в прибрежном мелководье и в отшнурованных от моря лагунах. Субформация представлена чередующимися песчаниками, алевролитами, песчанистыми известняками и известняками, реже туфопесчаниками и туффитами. Хорошо проявлены слоистость и реже ритмичность. Довольно богатая фауна, нередко встречающиеся растительные остатки определяют возраст субформации как серпуховский и, может быть, самые низы башкирского времени; башкирские отложения присутствуют не везде, главным образом в Текесском прогибе и на южных склонах хр. Кетмень (верховья р. Комирчи). Мощность субформации колеблется в пределах 400—2100 м.

На большей части зоны на этом жизнь заканчивается. Лишь в Юно-Кетменской подзоне — на южных склонах хр. Кетмень и в хр. Каратау на ограниченных площадях вновь возобновляется эффузивная деятельность, связанная, видимо, с новым оживлением разломных движений. Вулканогенные образования представлены рядом формаций: средне-верхнекаменноугольная да-

цит-липаритовая → нижнепермская базальтовая → верхнепермская вулканогенно-молассовая.

Эти формации, однако, занимают ограниченные площади и приурочены к глубинным разломам.

Турукская структурно-формационная зона приурочена к узкому, вытянутому в субширотном направлении прогибу, прилегающая с севера к важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.

В строении зоны участвуют нижнекаменноугольные карбонатно-терригенная и пестроцветная формации.

Верхнепалеозойская пестроцветная формация лежит в центральной части зоны (верховья р. Турук), видимо, согласно на нижневизейской карбонатно-терригенной формации, а в окраинной части зоны — непосредственно на дислоцированных образованиях ордовика и древних гранитоидах (верховья р. Тюп, долина р. Эчкилиташ). Пестроцветная формация делится на две субформации: нижнюю — существенно терригенную, верхнюю — известняковую. Нижняя субформация в центральной части зоны представлена конгломератами и песчаниками серого цвета, в краевых частях — красноцветными, розовыми и серыми песчаниками с косою слоистостью, с прослоями конгломератов и редкими небольшими прослоями известняка. Верхняя известняковая субформация представлена в нижней части песчаными известняками, выше — массивными чистыми известняками с фауной. В краевых частях зоны, помимо разнообразных известняков, в разрезе имеются известковые песчаники, алевролиты, гравелиты, а также прослой кремнистых пород. Мощность колеблется от 150 до 1500 м.

При переходе из центральных частей прогиба к его краевым частям, к поднятиям, резко сокращается мощность нижней терригенной субформации.

Сонкульская структурно-формационная зона приурочена к Сонкульскому эпикаледонскому прогибу и протягивается вдоль северных склонов хр. Молдотау, примыкая с севера к важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. По характеру разрезов Сонкульская зона занимает промежуточное положение между Северным и Средним Тянь-Шанем. В ней широко развиты покровные надвиговые структуры, а также серия сближенных крутопадающих надвигов и взбросов. Строение зоны резко асимметричное — с пологим северным крылом и крутопадающим, иногда запрокинутым южным.

Зона выполнена девонскими и каменноугольными отложениями, полные разрезы которых фактически неизвестны. Для всего разреза характерна резкая фациальная изменчивость, большое колебание мощностей и внутрiformационные размывы.

В Сонкульской зоне [3] выделяются две верхнепалеозойские формации: нижняя морская пестроцветная моласса (C_2b) и континентальная пестроцветная моласса (C_2m).

Нижняя морская пестроцветная моласса, представленная песчаниками и конгломератами пестрого цвета, лежит с несогласием на нижнекаменноугольных отложениях. Мощность ее 500—1000 м. Формационный ряд завершается континентальной верхней пестроцветной молассой, мощность которой колеблется от 500 до 1040 м. Эти формации плохо коррелируются с таковыми других зон Северного Тянь-Шаня.

Формирование зоны происходило в краевой мелководной части морского бассейна, заходящего из Среднего Тянь-Шаня в пределы каледонид Северного Тянь-Шаня.

Таким образом, в наложенных прогибах Северного Тянь-Шаня в верхнем палеозое развиты две осадочных формации: пестроцветная, возраст которой имеет диапазон от C_{1V_3} до C_{2b} , и красноцветная, возраст которой C_{2m} — C_3 , иногда до P_1 . Они характерны для субплатформенного этапа развития Северного Тянь-Шаня. Скольжение возрастных границ формаций, а также довольно большие перепады мощностей, отмечаются не только от зоны к зоне, но и внутри самих зон.

Помимо того, в верхнем карбоне в связи с активизацией вдоль разломов на ограниченных площадях образовывалась приразломная трахиандезитовая формация.

Все описанные верхнепалеозойские формации имеют характерный облик, легко узнаваемы в поле, хорошо картируются.

Для пестроцветной и красноцветной формаций Киргизской зоны было проведено геохимическое изучение слагающих их пород. Рассмотрение результатов, полученных после обработки спектральных анализов по программе многократной корреляции, показывает пестроту связей химических элементов. В пестроцветной формации выявленные ассоциации химических элементов характеризуют морские условия образования, в которых шла садка Ba при преобладающем химическом и подчиненном механическом выветривании. Mn и Si подвижны. В отдельных местах (разрезах) фиксируются береговые и наземные условия.

Красноцветная формация образовывалась в условиях химического выветривания, главным образом в пресноводных условиях. По положению Ba в геохимических формулах можно полагать, что на какой-то стадии образования этой формации имел место возврат к морским условиям. Характерна отрицательная связь Mn и Si , что отличает эту формацию от пестроцветной.

Формационные ряды в разных структурно-формационных зонах начинаются разными стратиграфическими горизонтами, что говорит о разновременности заложения зон и их отдельных частей. Вследствие дифференцированного характера тектонических движений отдельные зоны прерывали свое развитие также неодновременно.

1. Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. М., Недра, 1972.
2. Кулпан А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л., Недра, 1969.
3. Христов Е. В. Структурно-фацальные соотношения среднего и верхнего палеозоя в зоне «Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» в хр. Молдо-Тау.— Автореф. канд. дисс., Львов, 1971.

УДК 551.263.2 : 553.643(574.5)

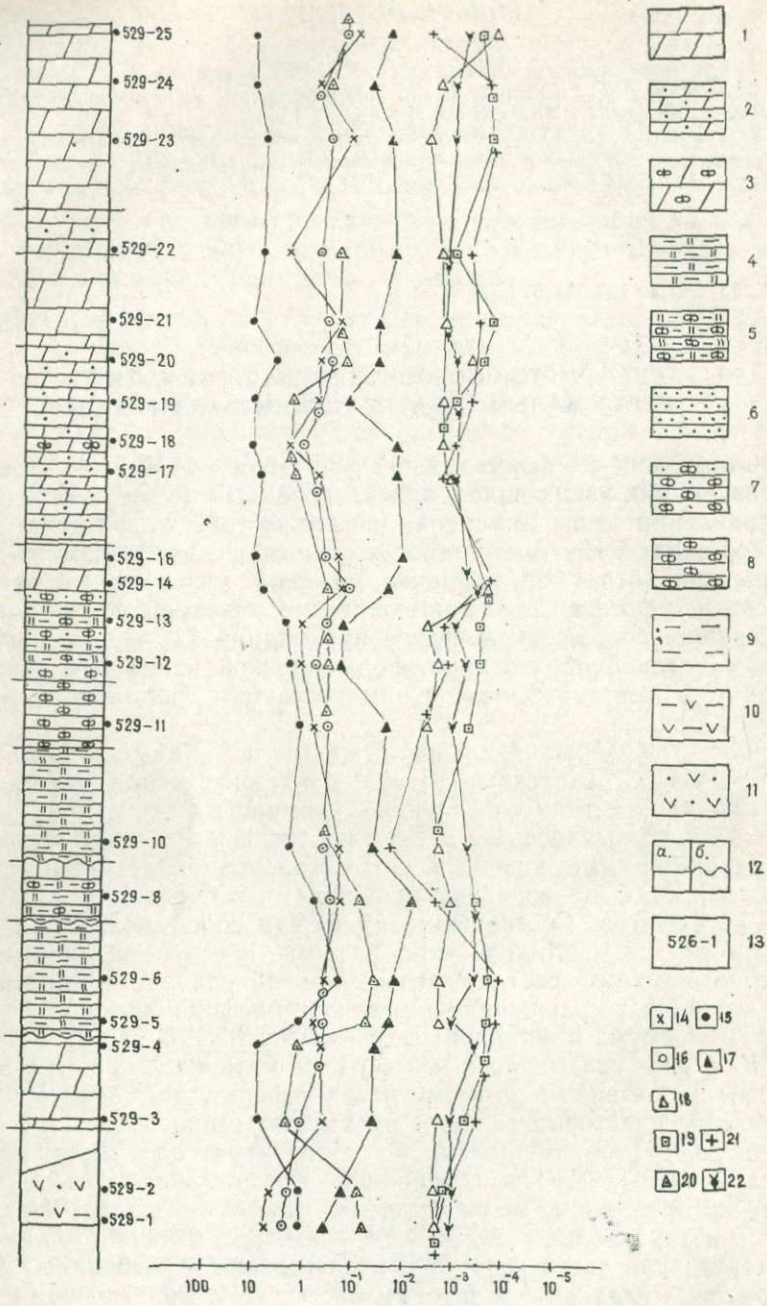
С. А. Семилеткин

КРЕМНИСТО-ФОСФОРИТОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ХРЕБТА МАЛЫЙ КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Отложения фосфоритоносной формации хр. Малый Каратау образуют ряд узких полос, ориентированных в северо-западном направлении от оз. Бийликоль на юго-востоке до р. Бабаата на северо-западе. По своему объему отложения, входящие в состав формации, отвечают нижнекембрийской чулактауской свите. В связи с фосфоритоносностью рассматриваемой формации ей посвящено большое количество публикаций [1, 4], однако вопросы условий образования, формационной принадлежности и характера тектонического режима остаются спорными и в настоящее время.

Фосфатосодержащие породы хр. Малый Каратау были выделены Н. С. Шатским [5] как фосфоритоносная формация, относящаяся к типу «отдаленных кремнистых формаций», хотя при этом указывалось на отсутствие непосредственной связи ее с вулканогенными породами. Она сложена карбонатными, кремнистыми фосфатизированными породами с прослоями и пачками фосфоритов. Соотношение их между собой меняется в зависимости от местоположения разреза. Все эти различные по литологическому составу отложения объединяет повышенное (более 1,5 %) содержание пятиоксида фосфора, которое достигает максимума в фосфоритовом горизонте (P_2O_5 до 25 %).

Как уже указывалось, фосфатный материал является компонентом, развитым по всему разрезу формации. Он встречается в виде пластовых залежей преимущественно оолитовых фосфоритов, от тонкозернистых до конгломератовых. Кремнистые и карбонатные породы, содержащие фосфат, можно рассматривать как различные виды цементирующего материала. Ритмичность нехарактерна в целом для формации, отмечается лишь в продуктивной части разреза и представлена чередованием фосфоритовых сланцев и оолитовых фосфоритов. Среди кремнистых пород преобладают спонголиты с оолитами и пеллетами фосфата, а карбонатные породы представлены песчанистыми долами-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22

тами с зернами и обломками фосфоритов, кварца и глауконита. Н. Г. Бродская указывает на биогермно-водорослевую природу значительной части доломитов [2]. Характер взаимоотношений отложений фосфоритоносной формации с подстилающими породами различен. Так, в районе Гиммельбарбского месторождения и в среднем течении р. Бугуль переход от вулканогенно-терригенных отложений к кремнистым постепенный, без следов размыва. На месторождении Беркуты на границе этих двух толщ развита пачка среднезернистых кварцевых песчаников с карбонатным цементом. По северо-восточной окраине между вулканогенно-терригенными отложениями и горизонтом «нижних доломитов» выделяется так называемая кыршабактинская свита — результат размыва и переотложения вулканитов курганской свиты [3].

Верхняя граница формации отмечается по исчезновению фосфатного и песчаного материала в карбонатных породах. Контакт с вышележащей карбонатной толщей часто осложнен пологими надвигами.

Геохимическая характеристика кремнисто-фосфоритоносной формации приведена на рисунке. Сравнивая содержания элементов по разрезу с кларками (по А. П. Виноградову) видно, что формация характеризуется повышенным содержанием марганца и ванадия. Граница между кремнистым горизонтом и продуктивной частью разреза отвечает увеличению содержания марганца, титана, ванадия, свинца, общий геохимический фон которых в фосфатной части значительно выше, чем в кремнистом горизонте и «нижних доломитах». По сравнению с фосфато-сланцевыми отложениями оолитовые фосфориты характеризуются меньшим содержанием ванадия, титана, магния, алюминия и железа.

Фосфоритоносная формация хр. Малый Каратау почти повсеместно имеет четырехчленное строение. Снизу вверх выделяют: горизонт доломитов («нижние доломиты»); кремнистый горизонт; фосфоритовый горизонт; горизонт бурых доломитов («верхние доломиты»). Несмотря на хорошую корреляцию отдельных горизонтов их внутреннее строение, мощность и характер взаимоотношения с подстилающими отложениями резко меняется как вкрест простирацию, так и по оси бассейна.

Разрез чулактауской свиты в урочище Аюсоккан. Масштаб 1 : 300.

1 — доломиты и доломитизированные известняки, 2 — песчаные доломиты, 3 — фосфоритоносные доломиты, 4 — кремнистые породы, 5 — фосфоритоносная кремнистая порода, 6 — песчаники, 7 — фосфоритоносные песчаники, 8 — фосфориты, 9 — глинистые сланцы, 10 — рассланцованные туффиты, 11 — туффопесчаники, 12 — границы пачек (а — нормальные, б — с размывом), 13 — номера образцов, 14—22 — содержание элементов по данным полуколичественного спектрального анализа, выполненного в лаборатории ВСЕГЕИ (14 — алюминия, 15 — магния, 16 — железа, 17 — титана, 18 — ванадия, 19 — свинца, 20 — иттрия, 21 — марганца, 22 — меди).

Наиболее выдержан по всей площади Малого Каратау горизонт «нижних доломитов», мощность которого обычно составляет 5—6 м. Кремнистый горизонт выклинивается по северо-восточному и юго-западному обрамлению центральной части хребта. Мощность продуктивной части разреза устойчива в пределах отдельных месторождений и резко меняется при движении от одного участка к другому. В качестве примера рассмотрим разрез формации в центральной части Малого Каратау, отстоящие друг от друга на несколько километров.

В районе месторождения Карашат на левом борту р. Шабакты разрез отложений кремнисто-фосфоритоносной формации имеет следующее строение (снизу вверх):

— горизонт песчаных доломитов («нижние доломиты») с редкими обломками подстилающих зеленых туффигов. Мощность 5,5 м;

— кремнистый горизонт. В основании прослой крупногалечных кремнистых фосфоритов, переходящий вверх по разрезу в кремни и кремнистые сланцы с оползневой текстурой. Мощность 1,5 м;

— фосфоритовый горизонт, состоящий из трех пачек: нижней, представленной мелкогалечными фосфоритами, гравелитами с карбонатным и кремнистым цементом; средней — кремнисто-фосфоритовой, представленной переслаиванием тонкослоистых кремней и мелкооолитовых фосфоритов; верхней — сложенной мелкогалечными оолитовыми фосфоритами с карбонатным цементом и завершающейся прослоем буровато-красных фосфоритов (железо-марганцевый прослой). Мощность горизонта 6,5 м;

— горизонт «верхних доломитов». Песчаные доломиты с линзами кремней и тонкими прослоями мелкогалечных фосфоритов в песчано-карбонатном цементе. Часто встречаются локальные размывы. Мощность 7 м.

В 5 км на юго-восток в русле р. Бугуль фосфоритоносная формация представлена сокращенным типом разреза, причем в отличие от описанного выше переход от отложений вулканогенно-терригенной толщи к кремнисто-фосфоритовой постепенный, без видимого размыва. Он характеризуется появлением среди туффигов курганской свиты линз и прослоев доломитов, количество которых возрастает вверх по разрезу и достигает максимума в горизонте «нижних доломитов» мощностью всего 0,7 м. Вышележащий кремнистый горизонт представлен тонкослоистыми фосфоритоносными кремнистыми сланцами (0,25 м). Вверх по разрезу они сменяются фосфоритовым горизонтом, состоящим из двух пачек: нижняя — мелкооолитовые фосфориты (0,2 м), верхняя — мелкогалечные фосфориты с песчано-карбонатным цементом (0,3 м). Разрез заканчивается пачкой «верхних доломитов» с тонкими прослоями фосфоритовых галек (5 м). Таким образом, общая мощность всего разреза кремни-

сто-фосфоритовых отложений здесь равна всего 6,5 м, но при этом корреляция горизонтов с ранее описанным разрезом полная.

Интересен разрез кремнисто-фосфоритовой толщи в урочище Аюсаккан на правом борту р. Шабакты, характеризующийся резким увеличением мощности кремнистого горизонта. Здесь на туфосланцах терригенно-вулканогенной курганской свиты без видимых следов размыва залегают:

— доломиты песчаные с кремнистыми стяжениями и редкими обломками зеленых туфосланцев. Мощность 5,5 м;

— кремнистый горизонт, состоящий из трех пачек. Нижняя — массивные кремни от зеленого до темно-серого цвета. На границе с «нижними доломитами» встречаются гальки кремней. Средняя пачка — кремнисто-фосфоритовая, представленная среднезернистыми песчаниками и кремнями, насыщенными фосфатным материалом. Вверх по разрезу количество кремнистого материала возрастает, переход к верхней кремнистой пачке постепенный. Общая мощность кремнистого горизонта 13 м;

— фосфоритовый горизонт. В мелкооолитовых и мелкогалечных фосфоритах вверх по разрезу появляются плитчатые фосфоритоносные кремни и песчаные доломиты. Верхняя граница горизонта проходит по прослою фосфоритовых галек с карбонатным цементом. Мощность 6,5 м;

— «верхние доломиты». В нижней части массивные толсто-плитчатые, в верхней — песчаные с кремнистыми стяжениями и фосфоритовыми прослойками. Мощность 10 м.

В целом на территории хр. Малый Каратау по характеру продуктивного фосфоритового горизонта можно выделить три типа разреза фосфоритоносной формации. Сокращенный, развитый в центральной и северо-восточной части Малого Каратау, и два полных: кремнисто-фосфоритоносный и кремнисто-сланцевый фосфоритоносный. Последний из них тяготеет к северо-западной оконечности хребта.

Учитывая широкое распространение мелкогалечных конгломератов, частые следы размывов в кремнистых и карбонатных породах, резкое колебание мощностей на сравнительно коротких расстояниях, можно сделать вывод, что формирование отложенной фосфоритоносной формации хр. Малый Каратау происходило в прибрежно-морских условиях с широким развитием неровностей морского дна. Приводимые ранее схемы [1, 4], в которых указывалось на проливообразную конфигурацию бассейна, основывались на отсутствии кембрийских отложений юго-западнее выходов кремнисто-фосфоритовой формации. Однако последние данные о возрасте кокджотской свиты, считавшейся раннепротерозойской, позволяют отнести ее к нижнему палеозою. Образование этих терригенных отложений характерно для условий океанического склона. Развитые западнее кремнисто-ванадиевые отложения нижнекембрийской курумсакской свиты

отвечают более глубоководным частям бассейна. Переходные разрезы в современной структуре перекрыты в результате широкого развития покровных структур.

Итак, с северо-востока на юго-запад мы проходим зону шельфа (фосфоритоносная формация Малого Каратау), океанического склона (песчано-сланцевые отложения кокджотской свиты) и глубоководных частей бассейна (кремнисто-ванадиеносная формация). Эта схема соответствует современным условиям образования фосфоритов, где главную роль играет связь с океаном и апвеллинг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата. Изд-во АН Каз. ССР, 1961. 272 с.
2. Бродская Н. Г., Холодов В. Н. О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Каратау.— ДАН СССР, т. 165, № 6, 1965, с. 1365—1368.
3. Королев В. Г., Максумова Р. А. Кыр-шабактинская свита и соотношения каройской и тамдинской серий хребта Малый Каратау.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 7, с. 84—89.
4. Еганов Э. А., Советов Ю. К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск, Наука, 1979. 190 с.
5. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей, Избранные труды. Т. 2. М., Наука, 1965, с. 52—143.

УДК 551.263.037 : 553.481.43(571.5—17)

Е. В. Туганова

НИКЕЛЕНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРА ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ

Анализ петрохимических и минералого-геохимических особенностей главнейших никеленосных магматических формаций и ассоциирующих с ними руд позволил сделать ряд выводов, касающихся их происхождения.

Для древних (AR, PR₁) никеленосных магматических формаций, связанных с перидотитовыми коматинитами и интрузивными дунитами [7 и др.], характерны породы с повышенной магнезиальностью, что отражает специфику магматизма ранних стадий развития планеты. Наиболее молодые (Mz) никеленосные формации, в том числе на севере Приенисейской Сибири, изначальная рудоносность которых также связана с ультраосновными выплавками, в связи с увеличением мощности коры и объемов проявления толлит-базальтовых магм в это время подвергались процессам контаминации и гибридизма.

Уже на петрохимическом уровне исследования никеленосных мафит-ультрамафитовых массивов норильского типа видна дис-

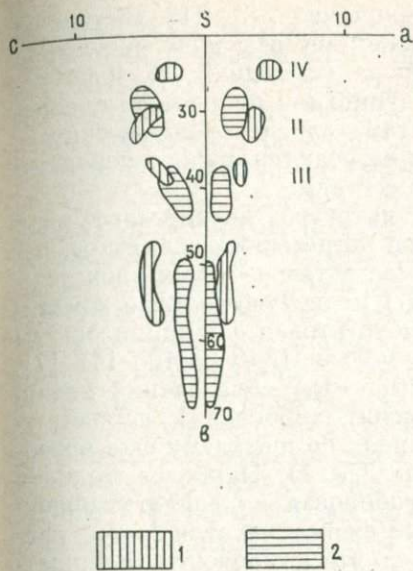


Рис. 1. Векторная диаграмма средних составов промышленно-рудоносных интрузий Норильского района — 1 (I — ультрамафиты; II — габброиды, верхние; III — габброиды, нижние; IV — лейкогаббро) и Кольского полуострова — 2.

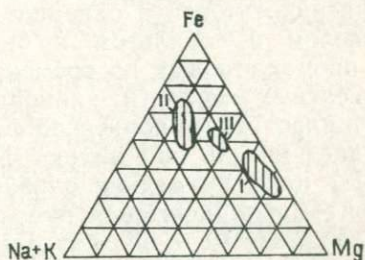


Рис. 2. Тройные диаграммы соотношения $MgO-FeO-Na_2O+K_2O$ в породах рудоносных интрузий норильского типа.

I — ультрамафиты (пикритовые габбро-долериты, в том числе плагиоперидотиты, плагиооливиниты, меланотроктолиты); II — габброиды (верхние) — от оливиновых до безоливиновых габбро-долеритов, габбро-диориты; III — габброиды (нижние) — такситовые габбро-долериты.

кретность в образовании горизонтов пикритовых габбро-долеритов и габброидной части интрузивов, отчетливо проявившаяся в их среднем химическом составе. Среднее количество магнезии в первых в 3,5—4 раза выше по сравнению со вторыми [8]. Между ними не происходит постепенного изменения состава. Промежуточные члены пород отсутствуют либо связаны с реактивными отношениями между образующими те и другие магмами.

На векторной диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 1) видно, что нижнее поле, отвечающее ультрамафитам, располагается на значительном расстоянии от поля габброидов, непосредственно залегающих в разрезах интрузивов на ультрамафитах. Между этими двумя полями располагается, правда, третье поле, но оно отображает состав пород так называемых такситовых габбро-долеритов, которые лежат в разрезе интрузивов под ультрамафитами и образовались в результате дебазификации [3] под воздействием расплава и летучих базальтовой магмы. Разобщенность вышеуказанных полей видна и на тройной диаграмме AFM (рис. 2), которая используется для иллюстрации процес-

сов кристаллизационной дифференциации [8]. На векторную диаграмму А. Н. Заварицкого также нанесены поля никеленосных интрузий Кольского полуострова (данные В. И. Горбунова). Нижнее поле соответствует дунитам и перидотитам, верхнее — габброидам и габбро-норитам, среднее — пироксенитам, которые считаются [5] результатом реакции между породами ультрамафитового и габброидного состава.

Ультрамафиты и габброиды интрузий норильского типа имеют разные статистические связи петрогенных элементов, являющиеся, видимо, следствием самостоятельности их происхождения. Наиболее древние (AR, PR₁) медисто-никелевые коматит-перидотитовая и оливинит-гарцбургитовая формации богаты никелем и кобальтом и бедны медью (Ni/Cu=10—14) [7]. В промежуточных по времени (PR₁—PR₂) образования медно-никелевых перидотит-клинопироксенит-габбровой и перидотит-ортопироксенито-норитовой формациях по прежнему еще преобладает никель над медью (Ni/Cu=2,5—3). Наиболее молодая (Mz) никелево-медная оливинит-габбровая и перидотит-пироксенит-габбро-норитовая рудоносные формации отличаются преобладанием меди над никелем (либо эти компоненты содержатся в равных количествах). От древних к молодым никеленосным магматическим формациям, кроме отношения меди к никелю [5], намечается увеличение содержания благородных металлов (платины, палладия, золота, серебра и др.) в связи с сульфидами, возрастание отношения палладия к платине, а также суммы последних к сумме редких более тугоплавких платиноидов [7]. Такие особенности отображают различные глубины и, видимо, степень плавления мантии.

Дискретность геохимического состава ультрамафитов и габброидов в породах никеленосных формаций особенно четко проявилась в отношении хрома, серы, никеля, меди, кобальта и платиноидов. Количество хрома значительно повышено не только в ультрамафитах интрузивных комплексов бушвельдского или Стиллуотерского типа, с которыми ассоциируют хромитовые руды, но и в ультрамафитах интрузивов норильского типа, где содержание окиси хрома (от 0,4 до 0,7 %) более чем на порядок выше против габброидов (от 0,062 до 0,006 %). Весьма показательны также хром-ванадиевые и хром-титановые отношения, рассчитанные Г. В. Нестеренко, А. И. Альмухамедовым, величина которых на границе ультрамафитов с габброидами изменяется в 10—17 раз. На этой же границе в 3—12 раз изменяется содержание серы, никеля, меди, кобальта и благородных металлов.

Еще отчетливее подчеркивается дискретность ультрамафитовых и мафитовых составляющих при анализе вещества интрузий на минералогическом уровне [10]. От ультрамафитов к габброидам изменяется состав главных (оливины, пироксены) порообразующих и акцессорных (хромит, магнетит) минералов,

представляя собой дискретные ассоциации. В частности, в пикритовых габбро-долеритах интрузий норильского и перидотитах печенгского типов содержание фаялита в оливине около 15—25, в габброидах >30 %. Для пикритовых габбро-долеритов норильского типа интрузивов характерен ярко-зеленый авгит с содержанием хрома до 1,08 %, который обрастает титанистым авгитом, также характерным и для габброидов [9, 10]. Последний имеет резко (около 30 %) меньшее содержание хрома и увеличенное (до 1 % и более) титана. В породах Печенги обнаружен пока только титанистый авгит TiO_2 (до 1 %). Хромистый авгит (по содержанию хрома), судя по данным А. Д. Харькива и др., близок клинопироксенам из включений ультраосновных пород в кимберлитах.

Весьма знаменательно, что в ультрамафитах Бушвельдского и Стиллуотерского комплексов содержится небольшое количество авгита с содержанием Cr_2O_3 от 1,08 до 1,19 %. Он имеет ярко-зеленую окраску, подобную норильскому, что подчеркивает близость физико-химических условий и состава магм, из которых кристаллизовались те и другие. Авгиты перидотитовых коматитов, с которыми связаны никелевые месторождения [7], имеют менее хромистый (до 0,5 Cr_2O_3) состав.

Важными индикаторами генетических признаков основных никеленосных формаций [5] являются хрошпинелиды, которые по содержанию окиси хрома (32—44 %) весьма близки [1, 4, 7 и др.]. В интрузиях норильского типа количества хрома резко убывает в шпинелидах от ультрамафитов к габброидам. В пикритовых габбро-долеритах Cr_2O_3 достигает 36—44 %, в оливиновых габбродолеритах его уже на порядок меньше [4], а в оливинсодержащих и безоливиновых габбро-долеритах присутствует хромсодержащий титаномагнетит [4].

В ультрамафитах норильских интрузий, по данным А. Д. Генкина и др. [1], а также Печенги, Мончегорского массива, по данным Г. И. Горбунова, и ряда интрузий Воронежского кристаллического массива, по материалам Н. М. Чернышова и А. Н. Плаксенко, темные магнезиальные хромшпинелиды образуют светлой их разновидностью, содержащей больше титана и железа и меньше хрома и магния. Содержание окиси титана в норильских хромшпинелидах достигает 12,5—17 %, что сравнимо, по мнению Ю. Р. Васильева, с ультраосновными породами (кимберлитовой и ийолит-карбонатитовой формаций), а также — лунными шпинелями [1]. Имеются случаи чередования состава каемок хромшпинелидов.

Дискретность состава ультрамафитов и габброидов никеленосных формаций, отсутствие постепенного изменения состава пород и минералов ставит под сомнение их общую расслоенность и образование из одной родоначальной магмы. Об этом же свидетельствует невыдержанность по вертикали и латерали горизонтов пород большинства формаций. Для массивов раз-

личных провинций (Северное Прибайкалье, Бушвельд, Монча, Норильск) такие данные достаточно убедительно приводятся С. А. Гурулевым [2]. В то же время нельзя отрицать гравитационной дифференциации в сульфидоносных богатых оливином ультрамафитовых составляющих массивов, выражающейся в отсадке оливина и сульфидов. Также имела место фракционная дифференциация базальтовых магм массивов, не содержащих Cu-Ni сульфидного оруденения и габброидных частей никеленосных формаций с дифференциацией по «Феннеровскому пути». Также необходимо учитывать более значительную роль гибридных пород, образовавшихся при взаимодействии ультраосновной и базальтовой магм.

Касаясь источника рудного вещества, необходимо признать, что имеется тесная корреляция промышленного Cu-Ni оруденения с ультрамафитовыми составляющими магматических формаций. В случае кажущейся ассоциации оруденения с габброидами последние обычно имеют вторичное происхождение [3, 5, 8] и развивались по ультрамафитам (Норильск, Дулут, Садбери и др.). Следует подчеркнуть бедность состава (обычно это только пирротин, изредка халькопирит распада) и незначительное количество сульфидных включений в минералах и породах основных магм (толеит-базальтовые формации континентов и океанов, долеритов и диабазов и др.) составляет, по данным В. А. Вахрушева, 0,05 % породы, а их размер обычно не превышает 0,005—0,05 мм. Сульфиды из включений в ультраосновных породах кимберлитовых трубок Якутии и юга Африки имеют на порядок большее количество, более крупные размеры (до 0,5—2 мм) и существенно никелево-медистый состав. В сульфидах ультраосновных включений кимберлитов Якутии содержится до 50 % пентландита, а в пирротине до 20 % пентландита распада и халькопирит. Сrostки пирротина и пентландита, по данным В. Е. Шарпа, установлены во включениях в африканских алмазах, что свидетельствует о распространении никелевых и медных сульфидов на уровне генерации алмаза.

Низкое значение растворимости серы в силикатном расплаве, как это выявлено А. И. Альмухомедовым и А. Я. Медведевым, ставит под сомнение ликвидационно-магматическую гипотезу образования медно-никелевых месторождений, поскольку ультрамафиты рудоносных интрузий, в частности норильского типа, содержат серы в 5—12 раз больше возможной ее растворимости в силикатном расплаве. Не вызывает сомнения изначальное присутствие сульфидов в виде несмешиваемой рассеянной фракции [1, 5, 7, 8, 10] на определенных глубинах мантии.

Наличие высокобарических минералов (хромит, высокохромистый авгит) крупных скоплений, богатых никелем и медью сульфидов с платиноидами, в том числе тугоплавкими (осмий, иридий, рутений), а также джерфишерита и других минералов, характерных для глубинных восстановительных условий

[6, 7, 10], позволяет сопоставить уровень генерации ультрамафитовых порций никеленосных магм с глубинами выноса включений ультрамафитового состава и алмаза в кимберлитовых трубках.

Анализируя петрохимические и минералого-геохимические особенности никеленосных магматических формаций в целом и норильского типа в частности, можно отметить, что несмотря на различие по содержанию ультрамафитов в массивах они имеют много общих черт: близкую магнезиальность рудовещающих пород, близкие составы оливинов, хромшпинелидов, орто- и клинопироксенов, близкое содержание никеля и хрома в оливинах и пироксенах, за исключением минералов в кумулятивных дунитах, которые также для различных формаций близки.

Все имеющиеся данные свидетельствуют о более сложном, чем это представлялось ранее, происхождении никеленосных магматических формаций. Их становление связано не только с фракционированием базальтовой магмы, но и со взаимодействием двух самостоятельных магм, что подтверждается дискретным характером состава слагающих их горизонтов ультрамафитов и габброидов на породном, минеральном и элементном уровне.

Приведенные данные отвечают определенному геодинамическому режиму становления никеленосных магматических формаций (в том числе норильского типа), приуроченность их к структурам, связанным с процессами растяжения земной коры (рифтингом). Для глубинного строения такого типа структур по данным ГСЗ характерны высокоградиентные прогибы в фундаменте, насыщенность горсто-грабеновыми структурами и разломами, крупные объемы извергнутых масс мантийного вещества и увеличенная мощность «базальтового» слоя, наличие промежуточного слоя между корой и мантией, сложенного ультрамафитами с характерной $V_p = 7,3-7,8$ км/с.

Выявленные особенности вещественного состава и генезиса промышленно-никеленосных магматических формаций и их связь с определенным типом структур раздвигового характера имеют важное значение для регионального и локального прогнозирования сульфидных медно-никелевых месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лапутина И. П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования.— В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений, М., Наука, 1979, с. 105—126.
2. Гурулев С. А. Условия формирования основных расслоенных интрузий. М., Наука, 1983. 249 с.
3. Золотухин В. В., Рябов В. В. «Талнахит» как одна из разновидностей норильских такситовых габбро-долеритов троктолитового типа.— Геол. и геоф., 1970, № 7, с. 68—74.

4. Куделина М. Б., Кудрявцева Г. П., Гаранин В. К. Особенности химического и фазового состава шпинелидов и ильменита талнахского интрузива (норильский район).—Геол. рудн. местор., 1983, № 5, с. 24—37.

5. Ляхницкая И. В., Туганова Е. В. Региональные и локальные закономерности размещения медно-никелевых сульфидных месторождений. Л., Недра, 1977, вып. 15. 78 с.

6. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества планет и магматических серий. М., Наука, 1983. 185 с.

7. Налдретт А. Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав, генезис.— В кн.: Генезис рудных месторождений. Т. 2. М., Мир, 1984, с. 253—345.

8. Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., Недра, 1971. 190 с.

9. Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля, кобальта/М. Б. Борадаевская, А. И. Кривцев, А. П. Лихачев и др. М., Недра, 1987. 246 с.

10. Туганова Е. В. Генетическая модель сульфидной медно-никелевой формации норильского типа.— В кн.: Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, Наука, 1988, с. 197—204.

УДК 553.2 : 551.72(571.5)

В. И. Драгунов, Т. Я. Вавилова

ПАРАГЕНЕРАЦИИ ВЕНДА НИЖНЕЕНИСЕЙСКОГО АВЛАКОГЕНА

На правобережье низовьев р. Енисей вскрываются отложения венда, включающие меденосные горизонты. Медные руды в виде обломков среди аллювия р. Сухариха были известны местному населению. В 1944 г. Г. Ф. Одинец обнаружил руды в коренном залегании, тогда же участок рудопроявления был изучен Г. Б. Роговером, который связал их образование с трапповой формацией. В 1956—1960 гг. одним из авторов были найдены многочисленные рудопроявления в форме сульфидов, азурита и малахита в отложениях излучинской свиты, что позволило выделить формацию медистых песчаников [3, 4].

Формационные особенности вендских отложений различны на территории, охватывающей бассейн нижнего и среднего течения р. Гравийка — оз. Остяцкое, и территории, отвечающей бассейну верховьев рек Гравийка и Сухариха. В. Ф. Ржевский выделяет соответствующие территории под наименованием Сухарихинско-Чернореченской и Остяцкой зон. В узкой полосе, разделяющей зоны, В. И. Драгуновым в 1982 г. были обнаружены рифовые образования, окаймленные шлейфом синхронных конгломерато-брекчий и гравелитов.

Сухарихинско-Чернореченская зона. Разрез венда в этой зоне наиболее полный. В его основании со скрытым несогласием на чернореченской свите рифея залегают следующие парагенерации:

I. Сероцветная известняково-мергельная.

Ее слагают зеленовато-серые известковистые аргиллиты и мергели, глинистые известняки с примесью кварцевых слабоокатанных зерен размером 0,05—0,08 мм. Карбонаты (10—20 %) присутствуют в виде стяжений, гнезд или отдельных кристаллов. Глинистые известняки часто микрослойчатые. Парагенерация меденосна; ее обнаружение и изучение позволило отнести отложения излучинской свиты к формации медистых песчаников. Мощность 15—25 м. Парагенерация распространена вдоль обоих крыльев Чернореченской гребневидной антиклинали и, возможно, в пределах Гравийской структуры.

Для всех вышележащих парагенераций характерно флишиоидное строение при общем регрессивном типе ритмов. Эта часть разреза обособляется в качестве *красноцветной флишиоидной геоформации*, объединяющей три парагенерации;

II. Глинисто-алевролитовая красноцветная.

Сложена красно-бурыми алевролитами, глинистыми, мелкощепнистыми, с редкими маломощными (0,05—0,25 м), часто прерывистыми прослоями и линзами розовато-серых кварцевых песчаников с гальками красных аргиллитов и зеленовато-светло-серых глинистых алевролитов. Как включения в парагенерацию рассматриваются два известняковых прослоя мощностью 1,0 м и 1,5 м. Мощность 210 м;

III. Красноцветная песчаниково-алевролитовая.

Представляет собой толщу переслаивающихся красно-бурых алевролитов, средне- и крупнозернистых песчаников, часто алевритистых. Песчаники образуют прослой по 0,05—0,1 м, следующие через 0,7—1,0 м. Нижняя часть песчаных слоев состоит из светло-серых с медной зеленью песчаников мощностью 0,001—0,003 м. Вверх по разрезу количество прослоев зеленоцветных крупнозернистых песчаников постепенно убывает. Мощность 135 м;

IV. Красноцветная.

Сложена песчаниками, от мелкозернистых до крупнозернистых и гравийных. Преобладают среднезернистые разности. Песчаники красно-бурые тонко-, косо-, волнисто- и ровнослоистые, с прослоями крупнозернистых разностей по косой слоистости; содержат гальки аргиллитов. Встречаются маломощные линзы гравелитов и конгломератов. Как включения в парагенерацию рассматриваются пачка переслаивания песчаников и аргиллитов мощностью 10 м, а также пачка переслаивания песчаников и алевролитов глинистых мощностью 7,6 м. Мощность 250 м. Мощность красноцветной терригенной флишиоидной геоформации 610 м;

V. Серых известняков крупнокристаллических.

Маломощная парагенерация (2,5—3,0 м). Коррелируется с основанием рифовой парагенерации бассейна р. Гравийка. В отличие от охарактеризованной геоформации вышележащая *крас-*

ноцветная молассоидная геотформация сложена парагенерациями, элементарные ячейки-ритмы которых имеют трансгрессивный характер. Ее слагает несколько парагенераций;

VI. Красноцветная конгломератовая.

Сложена светло-розовато-серыми мелкогалечными и крупногалечными конгломератами, цементом служит крупнозернистый песчаник. Есть прослой гравелитов. Окатанность галек разная, преобладают полуокатанные; наиболее крупные гальки образованы доломитами. Мощность 29 м;

VII. Красноцветная гравелито-песчаниковая.

Сложена переслаивающимися песчаниками красноцветными мелко- и среднезернистыми и гравелитами более светлого тона. Гравелиты и песчаники подобны аналогичным породам ниже лежащих парагенераций. Вблизи нижней и верхней границы парагенерации есть прослой алевро-песчано-глинистых алевролитов. Мощность 172 м;

VIII. Красноцветная песчаниково-алевролитовая.

Сложена переслаивающимися песчаниками разнозернистыми и алевролитами глинистыми и песчанистыми. Мощность слоев алевролитов 0,2—1,5; песчаников — от 0,05 до 0,3; парагенерации — 23,6 м. Мощность красноцветной терригенной молассоидной геотформации в этой ее части — 224,6 м.

На р. Сухариха в верхней части излучинской свиты вскрыты в ее нижнем течении на восточном борту Чернореченской антиклинали парагенерации V—VIII, а на западном борту Сухарихинской антиклинали — IX—XII. Их непосредственная корреляция затруднительна, в связи с чем последовательность в разрезе парагенераций VIII—IX может принять несколько иной характер;

IX. Красноцветная алевро-аргиллито-песчаниковая.

Сложена песчаниками с прослоями аргиллитов и алевроаргиллитов краснобурых. Строение крупноритмичное. Ритмы трансгрессивные. Мощность 25,5 м;

X. Пестроцветная аргиллито-доломитовая.

Доломиты средне- и тонкослоистые желтовато-серые, переслаивающиеся с аргиллитами зеленовато-серыми и прослоями алевропесчаников краснобурых. Строение крупноритмичное. Мощность 36 м;

XI. Красноцветная доломито-песчаниково-алевролитовая.

Алевроаргиллиты, алевропесчаники и песчаники полимиктовые краснобурые, реже зеленоватые, переслаивающиеся доломитами, в различной мере глинистыми, зеленоватыми, меловыми и розовыми. Строение крупноритмичное, ритмы трансгрессивные. Мощность 33 м;

XII. Пестроцветная доломито-песчаниковая.

Песчаники крупно- и среднезернистые, среднеслоистые и массивные, косо- и параллельнослоистые, красного, зеленого и серого цвета, переслаивающиеся с доломитами, пестроцветными полос-

чатыми, в различной степени глинисто-алевритистыми. Строение трансгрессивное. Мощность 24 м. В стратиграфическом аспекте парагенерация выделяется под наименованием водопадного горизонта, отложения которого залегают в виде линзообразных тел в верхах излучинской свиты. В. Ф. Ржевский и др. [7] этот горизонт включают в состав горизонта Б и относят последний к сухарихинской свите. По мнению авторов, отсутствие водопадного горизонта во многих разрезах связано с его размывом в предсухарихинское время.

Следующая выше сухарихинская свита в формационном аспекте выделяется в качестве сероцветной *кварцито-песчанико-карбонатной геоформации*, которая характеризуется далее только в ее нижней части;

XIII. Песчаниково-доломитовая.

Доломиты среднеслоистые в различной мере глинисто-алевритисто-песчанистые; в основании — слой песчаника кварцевого среднезернистого толстослоистого. Строение среднеритмичное трансгрессивное. Мощность 11,5 м. Парагенерация меденосна в пределах бассейнов рек Сухарихи и Гравийки. В. Ф. Ржевский и др. [7] ее отложения обособляют под наименованием горизонта Б;

XIV. Известняково-глинисто-доломитовая.

Известняки тонко- и среднеслоистые, темно-серые, переслаивающиеся с доломитами тонко-равнослоистыми серыми, на поверхности желтоватыми, и линзами строматолитовых и брекчиевых известняков. Строение среднеритмичное. Мощность 52 м;

XV. Известняково-глинисто-доломитовая.

Известняки тонкослоистые и среднеслоистые, темно-серые, доломиты тонко-равнослоистые, серые, на поверхности желтоватые; глинистые доломиты тонкослоистые, линзы строматолитовых и брекчиевых доломитов. Строение среднеритмичное. Мощность 36,5 м;

XVI. Известняково-песчаниковая.

Песчаники массивные и слоистые, разномасштабные, тонкослоистые кварцитовидные, переслаивающиеся с известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками. Строение крупно- и грубо- и среднеритмичное. Мощность 23 м. Парагенерация в стратиграфическом отношении входит в состав верхней подсвиты сухарихинской свиты, залегая в ее основании.

В зоне глубинного разлома, в которой находится Гравийское месторождение, разрез венда в его большей части испытывает значительные изменения. Здесь по материалам бурения над терригенными отложениями красноцветной флишеидной геоформации снизу вверх по разрезу следуют парагенерации:

— сероцветная алевролитово-аргиллитовая, с прослоями терригенно-карбонатных разностей, содержащих халькозин, борнит, халькопирит и другие сульфиды. Мощность ее изменяется от 0 до первых десятков метров. Парагенерация представляет особый

подрифовый рудный горизонт, во многом сходный с горизонтом А;

— рифовая, сложена массивными и толстослоистыми строматолитовыми и кристаллическими доломитами, в различной мере известковистыми, и известняками серого, желтого и красноватого цвета. В краевой части рифовая парагенерация содержит линзы, включения обломочных карбонатных пород в виде различно окатанных валунов, галек, гравия. Вскрытая мощность парагенерации достигает 150 м;

— конгломерато-брекчиево-гравелитовая, следует к востоку за рифовой парагенерацией, в виде шлейфа окаймляющая зону распространения рифов. Брекчии, конгломераты и гравелиты образованы различно окатанными валунами и гальками доломитов и известняков рифовой парагенерации, а также рифейских кварцитовидных песчаников и других пород. Грубообломочные породы переслаиваются с песчаниками, алевропесчаниками и алевроаргиллитами красного, бурого и реже розовато-серого и зеленоватого цвета. Цемент сероцветных конгломерато-брекчий карбонатный, красновато-бурых — песчаниково-алевролитовый. В сероцветных конгломерато-брекчиях присутствует в прожилках по контурам галек и в виде линз борнит, халькозин и халькопирит. Вскрытая мощность парагенераций — от 150 до 300 м и более (см. рисунок).

Рифовая и окаймляющий ее шлейф конгломерато-брекчиево-гравелитовой парагенерации составляют *рифовую геоформацию*. Поля распространения рифов, вероятно, уходят на север к западу от субмеридионального течения верховьев р. Черной в ее междуречье с р. Гравийная. Судя по скважинам, вскрывающим шлейф размыва рифа, здесь может находиться поле развития рифовой парагенерации, ниже которой следует ожидать подрифовый рудоносный горизонт.

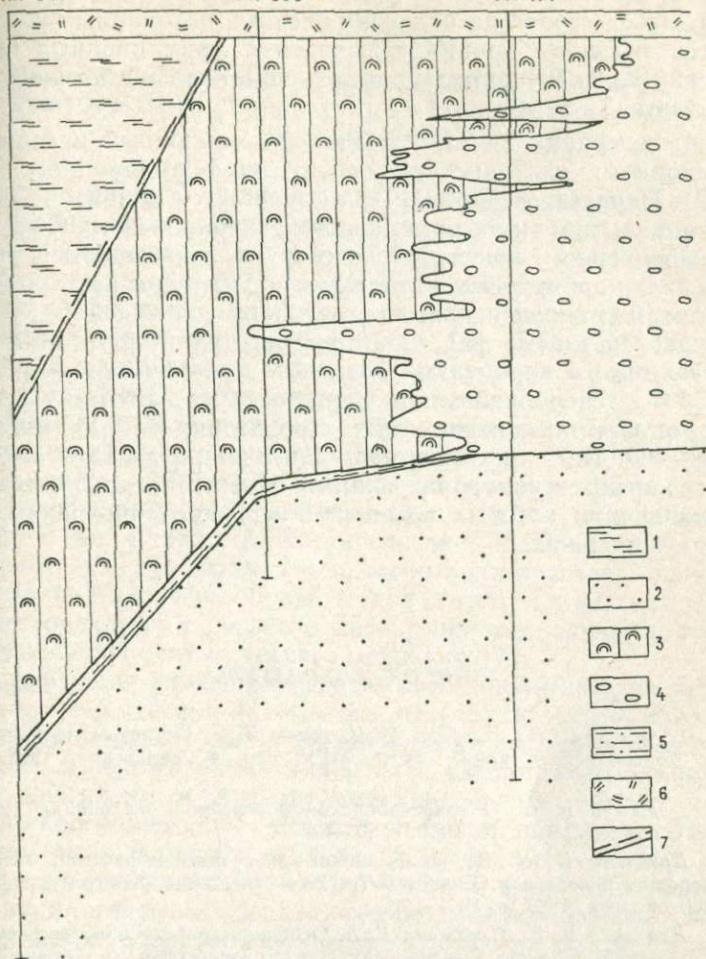
Остаточная зона. На значительной площади, охватывающей окрестности оз. Остяцкого, распространена сероцветная алевропесчанниковая парагенерация. Ее слагают светло-серые и зеленовато-серые кварцевые и олигомиктовые слабосцементированные песчаники крупно- и среднезернистые, с прослоями алевритистых песчаников и алевролитов, неяснослоистые, массивные, нередко косослойчатые. Среди песчаников иногда появляются прослои пестроцветных гравелитов. Мощность от 50 до 200—250 м.

Полоса рифов, по-видимому, разделяет зону распространения красноцветной молассоидной геоформации излучинской свиты — на востоке и зону развития *сероцветной геоформации* — на вскрытой западнее (скважины ИП-426, ИП-219). В валунах песчаников, найденных на берегах р. Енисей, вероятно, происходящих из этих отложений, содержится самородная медь, борнит и халькозин.

ИП-349

ИП-350

ГП-114



Венские отложения Гравийского месторождения.

1 — черносланцевая геоформация рифея, 2 — красноцветные терригенные, 3 — рифовая, 4 — конгломерато-брекчиево-гравелитовая и 5 — сероцветная алеволито-аргиллитовая парагенерации, 6 — четвертичные отложения, 7 — разрывы.

Тектонические особенности правобережья р. Енисей интерпретируются различно. Авторы полагают, что наиболее полно отражают тектоническое строение и развитие этой территории представления о его авлакогенной или рифтогенной природе [1, 2, 4, 6].

Изложенные сведения позволяют детализировать районирование эвавлакогенной зоны, к которой относится территория раз-

вития вендских отложений [4]. Построение легенд Госгеолкарты-50, выбор стратегии поисков полезных ископаемых на основе парагенетического принципа выделения формационных подразделений [8, 9, 10] авторам представляется не имеющими альтернативы.

Парагенерации I—XII слагают формационный ряд миоплаклинорного излучинского структурно-формационного яруса (СФЯ). Парагенерации XIII—XVI залегают в основании формационного ряда миоплаклинорного сухарихинского СФЯ верхней части венда — низов майского яруса, слагающегося преимущественно карбонатными толщами (сухарихинская, краснопожская, шумнорученская, каллактинская, ингинская и, вероятно, икэнская свиты) [3]. Оба формационных ряда образуют гребневидные и коробчатые складки, осложненные разрывами. Эти СФЯ в генерализованной форме изображаются, в частности, на карте полезных ископаемых территории СССР масштаба 1 : 5 000 000. Тем самым формационные подразделения становятся в геологии системообразующими объектами, дополнительные классификации которых позволяют неограниченно накапливать информацию о них.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богацкий В. В., Мусатов Д. И., Хаин В. Е.* Основные проблемы тектоники Красноярского края. Вестн. МГУ, сер. 4 (геология), 1962, № 6, с. 00—00.
2. *Драгунов В. И.* О транссибирской поперечной дислокации.— Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 44, 1960, с. 61—68.
3. *Драгунов В. И.* Вендские, ниже- и среднекембрийские отложения правобережья низовьев р. Енисей.— Тр. 2-го совещания по стратиграфии Сибири. Красноярск, 1967, с. 107—123.
4. *Драгунов В. И., Смирнова Е. Б.* Особенности тектонического строения северо-западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья (к характеристике Нижне-Енисейского авлакогена).— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 97. Л. ВСЕГЕИ, 1964, с. 41—57.
5. *Лурье А. М.* Генезис медистых песчаников и сланцев. М. Наука. 1988. 183 с. (Ин-т литосферы АН СССР).
6. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983. 280 с.
7. *Ржевский В. Ф., Мирошников А. Е., Душаткин А. Б., Шклярник Г. К.* Меденосность верхнедокембрийских отложений Игарского района.— В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов (Сибирь и Дальний Восток). Новосибирск, Наука, 1980, с. 81—84.
8. *Херасков Н. П.* Тектоника и формации. Избранные труды. М. Наука, 1967. 404 с.
9. *Шатский Н. С.* Избранные труды. Т. 3. М. Наука, 1965. 348 с.
10. *Яншин А. Л.* Николай Сергеевич Шатский.— В кн.: Портреты геологов под ред. Н. С. Шатского, А. Л. Яншина. М. Наука, 1986, с. 7—50.

**НИЖНЕОРДОВИКСКАЯ КРАСНОЦВЕТНАЯ ГУРАГИРСКАЯ
ГЕОФОРМАЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА СРЕДНЕСИБИРСКОГО
ПЛОСКОГОРЬЯ**

В конце раннего ордовика на Сибирской платформе произошли крупные палеогеографические и палеотектонические события, оставившие свой след в виде терригенных красноцветных и пестроцветных отложений [1, 7]. К их числу относится красноцветная геоформация нижнего ордовика, распространенная на правом берегу р. Енисей в бассейнах рек Кулюмбе, Хантайка, Рыбная. В региональной стратиграфической шкале она соответствует гурагирской свите нижнего ордовика [4, 5].

Собственное наименование — красноцветная гурагирская — геоформация получила по названию свиты. Голотип геоформации изучен на р. Кулюмбе. Послойные описания были сделаны В. И. Драгуновым при участии автора в 1972 г. и дополнены в 1986 г. им же, а также А. А. Лихачевой и И. Е. Горинной.

Гурагирская геоформация согласно подстилается толщей переслаивающихся известняков и доломитов ильтыкской свиты нижнего ордовика и согласно перекрывается серыми известняками ангинской свиты среднего ордовика [7].

Геоформация сложена мергелями, алевролитами, песчаниками, в меньшей степени доломитами и аргиллитами. Мергели являются основными формациеобразующими породами. Среди них выделяются доломитовые, глинистые и алевроитовые, а также их смешанные разновидности. Алевроитовые мергели преобладают в разрезе. Макроскопически — это красно-бурые и яркие кирпично-красные, реже фиолетовые, зеленые или темно-серые породы, многие из которых имеют пятнистую или полосчатую окраску; они тонкоплитчатые и распадаются на мелкую щебенку. Сложные мергели карбонатно-глинистой массой, но чистые разновидности редки. Почти все они содержат алевроитовый материал (от 5—10 до 50 % породы), который на 90—95 % представлен остроугольными зернами кварца и (на 5—10 % — полевыми шпатами, кремнистыми породами и слюдами). В глинистых мергелях содержание глинистого вещества превышает 50 %. Обломочный материал распределен неравномерно, в виде тонких слоев. Мергели в различной степени и неравномерно пропитаны бурыми гидроокислами железа, образующими пятна, полосы, линзочки. Часто встречаются рассеянные или образующие скопления разложенные и полуразрушенные зерна пирита. Мергели подверглись сильным вторичным изменениям: перекристаллизации карбоната (наблюдается большое количество чистых рассеянных ромбоэдров доломита); перераспределению глинистого и алевроитового материала; окварцеванию (заполнение вто-

ричным кварцем мелких пор и образование регенерационных каемок вокруг зерен кварца).

Алевролиты в основном сероцветные с различными оттенками красного и зеленого, но есть и густоокрашенные в бурые тональности. Терригенный материал представлен угловатыми слабоокатанными зернами кварца, единичными зернами полевых шпатов, кремнистых пород и слюды. Цемент доломитовый, глинисто-доломитовый и доломито-глинистый. Тип поровый, реже базальный. Породы в разной степени обогащены гидроокислами железа.

Прослой аргиллитов в разрезе единичны. Это бурые, темно-серые и черные породы, тонкослоистые. Они содержат примеси карбонатного и терригенного материала алевритовой размерности, а также неравномерно распределенные гидроокислы железа.

В значительном количестве доломиты присутствуют лишь в нижней части разреза, выше они играют роль примесей. Это светло-серые с бледными голубыми и желтыми оттенками породы, тонко- и мелкокристаллической мозаичной структуры, значительно и неравномерно перекристаллизованные. Чистых разностей мало, в основном доломиты содержат от 5 до 25 % примесей песчано-алевритового и глинистого материала. Зерна алевритовой размерности — угловатые, песчаной — хорошо окатаны; представлены они на 95 % кварцем. Глинистый материал либо равномерно рассеян, либо сконцентрирован в микрослойки и пятна. Доломиты неравномерно перекристаллизованы, в местах скопления терригенных примесей перекристаллизация сильнее, на участках с повышенным содержанием глинистого материала перекристаллизация незначительна. В доломитах много жеод и полостей выщелачивания, жилок и гнезд вторичного карбоната. Гидроокислы железа либо тонко распылены в породе, либо собраны в микрослойки. В доломитах много зерен пирита. Песчаники распространены в парагенерациях верхов разреза.

Песчаники серые и темно-серые массивные, толсто- и среднеслоистые породы; преобладают мелко- и среднезернистые разности. На 85—95 % песчаники сложены зернами кварца, а также зернами полевых шпатов, обломками пород, поэтому их можно отнести к кварцевым разностям. Окатанность зерен хорошая. Цемент карбонатный и глинисто-карбонатный, реже кварцево-карбонатный. Тип цементации поровый, реже базальный.

Базальная структура типична для карбонатного цемента, поровая — для кварцевого. Участки с поровым кварцевым цементом аналогичны кварцитовидным песчаникам, где зерна кварца плотно прилегают друг к другу либо вдавлены одно в другое и окружены регенерационными каемками кварца. Карбонат цемента почти повсеместно перекристаллизован до крупнокристаллического, в одном кристалле карбоната нередко заключено несколько песчаных зерен. Сохранились редкие участки микрокристаллического первичного цемента. Гидроокислы железа, со-

держатся в песчаниках, в результате перекристаллизации карбоната цемента сконцентрировались по краям кристаллов в виде бурых каемок.

Подробное изучение разреза красноцветной гурагирской геотформации нижнего ордовика позволило на основании анализа видов горных пород и отношений образуемых ими слоев выделить восемь парагенераций, которые по систематическим признакам могут быть отнесены к трем видам: доломито-мергельно-алевролитовые, мергельные, мергельно-кварцево-песчаниковые. Их систематические признаки и соотношения даны в табл. 1.

Патрическими породами доломито-мергельно-алевролитовой парагенерации являются доломиты, мергели и алевролиты, образующие доломито-алевролитовые, доломито-мергельные и мергельно-алевролитовые ассоциации.

Основные формациеобразующие породы мергельно-кварцево-песчаниковой парагенерации — кварцевые песчаники; мергели играют подчиненную роль, а остальные породы (доломиты, аргиллиты и алевролиты) рассматриваются как примеси.

Мергельные парагенерации монопородные, мергели в них составляют от 60 до 90 % объема. Породы-примеси разнообразны, но по количеству прослоев и суммарной мощности незначительны.

Парагенерации объединяясь, слагают элементарную ячейку геотформации, которая имеет двучленное строение (табл. 2). Повторяясь в разрезе, элементарные ячейки образуют более крупные тела — геотформации. Есть две возможности выделения геотформаций: объединение парагенераций либо в две геотформации, либо в одну. В первом случае нижнюю геотформацию слагают I—IV парагенерации, объединенные в две элементарные ячейки, сложенные мергельной и доломито-мергельно-алевролитовой парагенерациями. Верхняя геотформация слагается двумя элементарными ячейками (V—VIII парагенерации), состоящими из мергельной и мергельно-кварцево-песчаниковой парагенераций.

Можно рассматривать красноцветную толщу как единую геотформацию, ритмично построенную четырехкратным повторением двучленной элементарной ячейки, верхний член которой — мергельная парагенерация — не изменяется на протяжении всего разреза, а в нижнем — вверх по разрезу происходит изоморфное замещение доломито-мергельно-алевролитовой парагенерации мергельно-кварцево-песчаниковой. Второй вариант представляется более правильным*.

* Изоморфные замещения ранее были отмечены в составе парагенераций, слагающих карбостромовую второкаменскую геотформацию рифея Туруханского поднятия [2]. Соотношения парагенераций в составе красноцветной гурагирской геотформации позволяют распространить представления об изоморфизме на объекты геотформационного уровня. Изоморфизм, особенно ярко проявляющийся в минералах [3, 9], обнаруживается тем самым и в объектах последующих уровней организаций, что для их систематики имеет ближайшее значение.

Систематические признаки гурагирской красноцветной геотформации
нижнего ордовика северо-запада Среднесибирского плоскогорья
(сост. Т. Я. Вавилова и В. И. Драгунов)

Парагенерация	Общая мощность парагенераций, м	Количество слоев	Доломит					Доломит глинистый					Мергель				
			%	<i>n</i>	\bar{h}	<i>S</i>	<i>V</i>	%	<i>n</i>	\bar{h}	<i>S</i>	<i>V</i>	%	<i>n</i>	\bar{h}	<i>S</i>	<i>V</i>
VIII. Мергельная	41,6	117	4	8	0,2	0,05	0,25						93	102	0,4	0,27	0,7
VII. Мергельно-кварцево-песчанниковая	9,23	19											30	6	0,5	0,12	0,24
VI. Мергельная	7,22	20	4	1	0,3								84	16	0,4	0,32	0,8
V. Мергельно-кварцево-песчанниковая	37,32	69	2,5	3	0,3	0,28	0,93						14	10	0,5	0,34	0,68
IV. Мергельная	25,45	50	4	5	0,2	0,11	0,55	5,3	4	0,3	0,2	0,67	59	27	0,55	0,3	0,54
III. Доломито-мергельно-алевролитовая	24,4	55	13,8	13	0,26	0,2	0,77						35,3	18	0,5	0,33	0,66
II. Мергельная	46,57	94	4	4	0,46	0,11	0,24	13,2	11	0,56	0,32	0,57	68,3	66	0,5	0,36	0,72
I. Доломито-мергельно-алевролитовая	12,45	15	20	3	0,8	0,45	0,56						30	5	0,8	0,25	0,62

Продолжение табл. 1

Парагенерация	Общая мощность парагенераций, м	Количество слоев	Аргиллит					Алевродит					Песчаник				
			%	<i>n</i>	\bar{h}	<i>S</i>	<i>V</i>	%	<i>n</i>	\bar{h}	<i>S</i>	<i>V</i>	%	<i>n</i>	\bar{h}	<i>S</i>	<i>V</i>
VIII. Мергельная	41,6	117	0,5	3	0,08	0,01	0,13						3	4	0,3	0,1	0,33
VII. Мергельно-кварцево-песчанниковая	9,23	19	1	2	0,06	0,005	0,008	17	2	0,8	0,3	0,4	52	9	0,5	0,3	0,6
VI. Мергельная	7,22	20						8	1	0,6			3	2	0,12	0,25	0,02
V. Мергельно-кварцево-песчанниковая	37,32	69	5	4	0,5	0,25	0,53	7,5	9	0,3	0,16	0,53	71	43	0,6	0,45	0,75
IV. Мергельная	25,45	50	5,3	2	0,65	0,42	0,65	13	3	1,1	0,43	0,39	13,4	7	0,5	0,5	1,0
III. Доломито-мергельно-алевролитовая	24,4	55						50,8	24	0,5	0,4	0,8					
II. Мергельная	46,57	94	7	6	0,55	0,4	0,73	7,3	7	0,5	0,32	0,64					
I. Доломито-мергельно-алевролитовая	12,45	15						49	7	1,0	0,36	0,36					

Примечание. % — содержание, *n* — количество слоев, \bar{h} — среднее значение мощности (в м), *S* — среднеквадратичное отклонение, *V* — коэффициент вариации.

Формационное подразделение нижнеордовикской красноцветной гурагирской геотформации (мощность 204,24 м)
гурагирской свиты чуьского яруса
(сост. Т. Я. Вавилова и В. И. Драгунов)

Элементарная ячейка геотформации	Парагенерация (мощность в м) — I—VIII			Подсвета
	мергельная	доломито-мергельно-алевролитовая	мергельно-кварцево-песчаниковая	
VIII—VII	VIII—41,6	—	VII— 0,23	Верхняя
VI—V	VI— 7,22	—	V—37,32	
IV—III	IV—26,45	III—24,4	—	Нижняя
II—I	I—46,57	I—12,45	—	

Таким образом, красноцветную гурагирскую геотформацию можно рассматривать как единое тело, образованное трансляцией его элементарной ячейки, состоящей из двух парагенераций, а замена в верхней части разреза одного типа парагенерации другим — как пример изоморфного замещения. В системе структурно-формационных ярусов гурагирская красноцветная геотформация образует верхнюю часть формационного ряда мио-клинорного (миоплакоклинорного) кулюмбинского структурно-формационного яруса (майский ярус $E_2 - O_1$) [8].

Образование нижнеордовикской красноцветной геотформации происходило в заключительную фазу регрессивной стадии седиментационного цикла [6]. Накапливались осадки в прибрежной части бассейна с повышенной соленостью.

Кроме голотипа гурагирской геотформации на р. Кулюмбе, аналогичные отложения обнажаются и в других местах Игарского и Норильского районов, в пределах которых сохраняется закономерность смены пород в разрезе, но варьируют мощности. В южном направлении наблюдается увеличение количества песчаного материала в разрезе, которое в Туруханском районе приводит к замещению верхней половины описываемой геотформации геотформацией байкитских песчаников.

Парагенерации как однородные в структурно-вещественном отношении тела являются основными объектами при картировании в масштабе 1 : 50 000 (см. статью Н. С. Малича). По требованиям крупномасштабного картирования их мощности не должны превышать 50 м. Парагенерации, входящие в состав красноцветной гурагирской геотформации или элементарные ячейки ее, состоящие из двух парагенераций, могут быть изображены на картах масштаба 1 : 50 000.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бгатов В. И., Матухина В. Г. Закономерности осадконакопления в ордовике и силуре северо-западной части Сибирской платформы Красноярск, 1969. 121 с.
2. Вавилова Т. Я., Занин А. М. Карбостромовая второканская геотформация.— В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток, 1980, с. 87—97.
3. Вернадский В. И. Избранные труды. Кристаллография. М., Наука, 1988. 341 с.
4. Высоцкий А. А., Андреева О. Н. Разрез ордовика на р. Кулюмбе. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 112. Л., Недра, 1967, с. 68—83.
5. Драгунов В. И., Смирнова Е. Б. Особенности геологического строения северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья.— В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 97. Л., Недра, 1964, с. 41—57.
6. Малич Н. С. Палеозойские структуры бассейна среднего и нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски.— Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 23, 1959, с. 60—78.
7. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск., Наука, 1975. 251 с.
8. Типологическая тектоническая карта структурно-формационных ярусов территории СССР. В. И. Драгунов (ред.). Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1982.
9. Шубников А. В., Копчик В. А. Симметрия в науке и искусстве. М., Недра, 1972. 339 с.

УДК 551.263.037 : 551.734(571.5)

Т. В. Селивановская

ДЕВОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПАТОМСКО-ВИЛЮЙСКОГО АВЛАКОГЕНА

Девонский магматизм на Сибирской платформе наиболее полно проявился в пределах Патомско-Вилюйского авлакогена, сформировавшегося в восточной ее части в среднем девоне в виде зоны погружения, вытянутой в северо-восточном направлении (1200×400 км). Вулканическая деятельность здесь протекала в средне-верхнедевонское время и проходила на фоне неравномерного погружения и растяжения раздробленного нижнепалеозойского основания структуры, что обусловило различный темп накопления вулканогенно-осадочных толщ и некоторые различия в их фациях и мощностях [4]. Глубинным сейсмическим зондированием установлена глубина погружения фундамента наиболее глубоких впадин до 13—14 км, амплитуда смещения разломов до 4 км, а их протяженность до нескольких десятков и даже сотен километров [1]. Среднепалеозойские и подстилающие их отложения разбиты этими разломами на систему односторонних горстов до 2—15 км вкrest простираанию.

В современном структурном плане образования среднепалеозойских магматических формаций (базальт-долеритовой, трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой и кимберлитовой) на поверхности сохранились в ряде постинверсионных структур авлакогена: Ыгыаттинской и Березовско-Кемпендяйской впадинах, на Верхнесинском поднятии и Витимо-Джербинской синклинали [4], а по данным бурения последних лет они занимают значительные площади на северо-восточном продолжении Ыгыаттинской впадины (Сыангдинская впадина) и к востоку и северо-востоку от Березовско-Кемпендяйской. В пределах Патомско-Виллюйского авлакогена В. Л. Масайтис выделяет три вулканические зоны: Аппаинско-Тюнгскую на северо-западе, Бирюкско-Синскую на юго-востоке и Джербинскую в центральной части структуры. В пределах этих зон образования выделенных формаций распределены неравномерно, встречаются вместе или порознь, образуя сложные латерально-временные ряды формаций.

Аппаинско-Тюнгская вулканическая зона охватывает Ыгыаттинскую впадину и ее северо-восточное продолжение (Сыангдинскую впадину [1] (Граусман, 1985 г.), а также Виллюйско-Мархинскую зону разломов. Здесь широко развита базальт-долеритовая формация, представленная покровами базальтов в составе аппаинской (D_2) и кучугунурской (D_3) свит, имеющие изменчивые разрезы и мощности базальтовых покровов. Объем вулканического материала в отложениях аппаинской свиты возрастает в северном направлении от 40 м на р. Виллюй до 600 м на р. Марха. В Сыангдинской впадине в разрезе скв. 290 общая мощность вулканогенно-осадочных отложений свиты составляет свыше 1200 м (материалы В. В. Граусман). Местами здесь на глубине встречены толщи туфогенных пород. Базальты кучугунурской свиты имеют более ограниченное распространение и мощности, незначительное увеличение их объема в разрезе свиты наблюдается в северо-восточном направлении от 40 до 230 м. Образования трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации в рассматриваемой области отсутствуют. Лишь в отложениях харьюряхской (D_2), виллючанской и онкучахской (D_3) свит наблюдаются маломощные прослои (до 10—20 см) витрокластических пепловых туфов трахитов, трахиандезитов и трахиандезито-базальтов.

В ряде глубоких скважин, пробуренных в осевой части Ыгыаттинской впадины и на ее бортах, в составе мощных толщ палеозоя на различных глубинах установлены дайки и силлы долеритов. Дайки долеритов, реже габбро-долеритов, располагаются также в пределах Виллюйско-Мархинской зоны разломов. Мощность их варьирует от 10—15 до 60—80 м, отдельные дайки прослеживаются на местности на 40—50 км и более. К Виллюйско-Мархинской зоне приурочены также базальтовые жерловины и кимберлиты.

Бирюкско-Синская вулканическая зона охватывает Березовско-Кемпендяйскую впадину, Верхнесинское поднятие, Чаро-Синскую зону разломов и ряд более мелких структур. В этой зоне имели место проявления базальт-долеритовой и трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формаций. Базальты входят в состав андылахской (D_2), хайалахской (D_3) и тисикской (D_2) свит. Наибольшей мощности базальты достигают в хайалахской свите (до 150 м), где составляют половину ее объема. Базальты андылахской и тисикской свит имеют незначительное распространение и малые мощности (20—50 м), последние вскрыты лишь скважинами на Верхнесинском поднятии [3] ВС-1 в интервале 1185—1510 м. Проявления трахибазальтов и других лав, входящих в состав наманинской (D_{2-3}) свиты ограничиваются Березовско-Кемпендяйской впадиной, где продукты трахибазальтового магматизма сохранились в отдельных пологих синклиналиях и опущенных блоках [4]. Они имеют значительные мощности, достигающие 500 м и более. Повышенные мощности трахибазальтов и их производных (наманинская свита) и базальтов (хайалахская свита) обычно совмещены в вертикальных разрезах. Особенности распределения лав и некоторые черты изменения их состава на площади позволяют говорить о существовании в среднем—позднем девоне зон эруптивных центров [6, 7]. На Верхнесинском поднятии установлены лишь прослой пепловых туфов трахитов в разрезе алтонатокской свиты [3]. Многочисленные прослой туфов, известные в разрезах соленосных и сульфатоносных отложений кыгылтууской, намдырской и курунгурахской (D_3 — C_1) свит Березовско-Кемпендяйской впадины, имеют состав риолито-дацитов и являются чуждыми для вулканической области авлакогена (телепирокластика). В пределах Чаро-Синской зоны разломов отмечаются трещинные интрузии долеритов (чаро-синский комплекс). Относительно более молодые сложные дайки кварцевых долеритов, конгагаббро-долеритов, кварцевых монзонит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров этой зоны объединены в нучалинский комплекс. Мощность даек в пределах зоны составляет от 5—10 до 180—200 и даже до 250 м, однако преобладают дайки мощностью 50—60 м. По простиранию рои даек прослеживаются на десятки и сотни километров. Кимберлиты здесь пока не найдены, однако находки пиропов в этой зоне указывают на определенную возможность их обнаружения.

Джербинская вулканическая зона включает Витимо-Джербинскую синклиналию и Контайско-Джербинскую зону разломов, расположенную в осевой части авлакогена. Здесь известны проявления лишь базальт-долеритовой магматической формации. Покровы базальтов небольшой мощности (до 35 м) известны в составе тенгиляхской (D_3) свиты. В поле развития тенгиляхской и нерюктейской свит располагаются также вулканические жерловины поперечником от 50×100 до 80×200 м. В пределах

Контайско-Джербинской зоны разломов отмечаются нередко кулисообразно расположенные дайки долеритов (контайско-джербинский комплекс) мощностью до 50 м и протяженностью до нескольких десятков километров. В этой же зоне широким распространением пользуются недифференцированные и сложно дифференцированные силлы долеритов и габбро-долеритов, выделенные в жаровский комплекс (Ленская перигорогенная зона складок). Амплитуда распространения силлов охватывает по стратиграфической вертикали толщу от нижнего кембрия до нижнего силура общей мощностью около 2500—3000 м. Мощность силлов колеблется от 10—15 до 100—150 м (в среднем около 40 м), отдельные силлы прослеживаются по простиранию на десятки и даже сотни километров. По особенностям внутренней структуры среди силлов могут быть выделены изотропные и стратиформные. Состав пород в изотропных силлах почти не меняется от подошвы к кровле; наблюдаются маломощные (3—5 м) зоны закалки пород и более крупнозернистые долериты и габбро-долериты в центральных частях. Стратиформные силлы (например, Талахтаахский) имеют сложный состав от микродолеритов подошвы и кровли к трахитоидным габбро-долеритам и феррогаббро со шлирами сиеногаббро, габбро-пегматитов и жилами сиенит-аплитов центральных частей [4].

Базальт-долеритовая магматическая формация представлена эффузивной, интрузивной и жерловой фациями. Вулканические образования распространены в виде отдельных покровов и пачек покровов в средне- и верхнедевонских терригенных отложениях и представлены массивными и миндалекаменными базальтами, витробазальтами и базальтовыми кластолавами. В разных участках авлакогена выделяется несколько петрографических разновидностей пород: оливинофировые и оливин-плаггиофировые палагонитовые базальты, миндалекаменные гналобазальты (аппаинская свита, р. Вилюй, андылахская свита), палагонитовые крупнозернистые витробазальты (р. Вилюй), мелкозернистые плаггиофировые и мегаплаггиофировые гналобазальты (аппаинская свита, р. Марха), плаггиофировые базальты (тисикская и кучугунурская свиты), микроплаггиофировые, плаггиопорфировые миндалекаменные базальты и базальтовые кластолавы (тенгилахская свита), полифировые базальты (хайалахская свита). Мелкозернистые долериты, плаггиофировые базальты, базальтовые кластолавы с брекчиевой текстурой и туффизивы составляют группу пород, выполняющих вулканические жерловины.

Все петрографические разновидности базальтов характеризуются порфировой или микропорфировой структурой, обусловленной присутствием вкрапленников плаггиоклаза, клинопироксена, оливина, различающихся составом и количественными соотношениями. Основная масса представлена более кислым, чем во вкраплениях, плаггиоклазом, авгитом, реже оливином, рудными

минералами и стеклом, нередко в различной степени измененным — хлорит, карбонат, цеолиты, гидрослюда [5].

Наибольшим разнообразием пользуются интрузивные образования, слагающие в различной степени дифференцированные силлы и дайки. Силлы и дайки сложены в основном долеритами и габбро-долеритами, в дифференцированных интрузиях появляются оливиновые долериты, троктолит-долериты, кварцевые габбро-долериты, феррогаббро, сиеногаббро, сиенит-аплиты и габбро-пегматиты, а в зонах эндоконтактов — микродолериты. Среди пород, слагающих простые и сложные (однократные и многократные) дайки, встречаются также конга-габбро-долериты, кварцевые монцонит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры. Подробное геолого-петрографическое описание этих пород можно найти в работе В. Л. Масайтиса и др. [4].

Наибольшим распространением среди интрузивных пород пользуются долериты и габбро-долериты. Для них характерны призматически-зернистая порфировидная (преимущественно офитовая или ее разновидности) структура. Породы состоят из основного плагиоклаза, авгита, гиперстена, оливина, рудного минерала в различных соотношениях и комбинациях. Мезостазис сложен кварцем, полевым шпатом, амфиболом, биотитом. Присутствуют обычно апатит и сфен. Изменение мезостазиса выражается в появлении хлорита, кальцита, цеолитов, палагонита.

Перечисленные выше типы пород как эффузивной, так и интрузивной фаций, сравнительно резко различающиеся по химическому составу, вместе с тем характеризуются некоторыми общими петрохимическими особенностями. К ним относится повышенное содержание щелочей, титана, железа и фосфора. Долериты и базальты в целом отвечают типу перенасыщенных или насыщенных толеитовых базальтов повышенной щелочности.

Трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая магматическая формация проявляется в эффузивной, пирокластической и интрузивной фациях, но распространена менее широко, чем базальт-долеритовая, хотя пирокластический материал трахиандезит-трахитового состава сравнительно часто встречается в отложениях эйфельского, живетского и франского ярусов в пределах как Березовско-Кемпендйской, так и Ыгыаттинской впадин, а также на Верхнесинском поднятии. Трахибазальтовые и другие лавы прослеживаются в виде покровов и пачек покровов различной мощности в терригенных отложениях наманинской свиты. Мощности, состав и последовательность чередования эффузивных пород меняются в отдельных разрезах, так же как и количественные соотношения их с осадочными породами. К полям эффузивных пород повышенной щелочности приурочены редкие силлы и дайки, близкие по составу к наиболее распространенному типу эффузивов на каждом отдельном участке. По петрографическому составу выделяются трахибазальты, трахиандезито-базальты, трахиандезиты, плагиотрахиты, трахиты, щелочные

трахиты, трахириолиты, трахитовые порфиры. Среди интрузивных пород трахидолериты, аналоги трахибазальтов и щелочные сиенит-порфиры, аналоги щелочных трахитов. Пирокластические породы представлены туфами щелочных трахитов, трахиандезитов и трахиандезито-базальтов. Наиболее широко распространены трахибазальты, на втором месте по частоте встречаемости стоят трахиандезиты, все остальные группы пород имеют значительно меньшее площадное распространение, их количество в разрезах увеличивается лишь на локальных участках — в зонах эруптивных центров [7]. Петрографические разновидности различаются наличием или отсутствием порфировых выделений, их составом и количеством, а также составом и степенью раскристаллизованности основной массы. Порфировые выделения в разных сочетаниях представлены плагиоклазом (от кислого лабрадора-андезина в трахибазальтах до андезина-олигоклаза в плагиотрахитах), высококальциевым авгитом и оливином, амфиболом и апатитом. В основной массе в различных породах присутствует плагиоклаз, клинопироксен, анортоклаз, амфибол, ортоклаз, биотит, апатит, рудные минералы, сфен, кварц, стекло. В гиалотрахиандезитах иногда появляется кальцит. Количество щелочного полевого шпата в группе трахитов и трахириолитов может достигать 80—90 %, в последних кроме того присутствует кварц до 10—20 %, при этом темноцветные минералы не превышают 3—5 % общего объема породы.

Трахидолериты — порфировые породы с вкрапленниками лабрадора и клинопироксена и основной массой, сложенной андезин-олигоклазом, клинопироксеном, рудными и содержащей стекло или щелочной полевои шпата в интерстициях. Нередко присутствуют амфиболы, биотит. Характерны крупные кристаллы фторапатита, иногда встречается лепидокрокит.

Щелочные сиенит-порфиры, слагающие единичные дайки, также отличаются порфировой структурой, с альбит-олигоклазом во вкрапленниках. Аллотриоморфнозернистая основная масса состоит из пелитизированного ортоклаза, измененного амфибола, лейкоксенизированного сфена, ильменита, крупного апатита и кварца.

Все типы рассмотренных пород имеют общие петрохимические особенности, что выражается в повышенном содержании щелочей, двуокиси титана и пятиокиси фосфора. Как эффузивные, так и интрузивные породы характеризуются высокой степенью окисления железа.

Формация кимберлитов представлена небольшим количеством кимберлитовых жерловин, располагающихся в пределах Вилуйско-Мархинской зоны разломов. По петрографическому составу различаются массивные кимберлиты, кимберлитовые брекчии, кимберлитовые туфы и туфобрекчии. Описанию их посвящена многочисленная литература.

Активная вулканическая деятельность в пределах Патомско-Вилуйского авлакогена проявилась в основном на средней стадии его развития в среднем—позднем девоне. На ранней стадии развития структуры (в живетское и франское время) ей предшествовало внедрение силлов, а затем даек и субвулканических базальтовых тел туффизитов. Излияния лав сопровождались образованием небольших пластовых тел на глубине. Часть даек внедрилась в одну из завершающих стадий магматизма, в частности, дифференцированные и сложные дайки Чаро-Синской зоны разломов. Известные в Мало-Ботуобинском районе многочисленные кимберлитовые жерловины прорывают силлы долеритов и их, по-видимому, можно считать наиболее поздними вулканическими образованиями. В целом характер вулканической деятельности в разных частях авлакогена имел некоторые различия.

С проявлениями основного среднепалеозойского магматизма в Патомско-Вилуйском авлакогене связан ряд небольших месторождений и проявлений железа, приуроченных к базальтовым жерловинам и контактам основных даек и силлов с вмещающими карбонатно-глинистыми породами нижнего палеозоя. В поле распространения трахибазальтов в Бирюкско-Синской зоне встречен ряд медных рудопроявлений. Проявления цеолитовой рудной формации (клиноптилолит) открыты в последние годы [2] в прослоях и пачках телепирокластических пепловых туфов риолито-дацитового состава в отложениях курунгурахской свиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайдук В. В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система.— Геотектоника, 1987, № 3, с. 66—76.
2. Колодезников К. Е., Ивсен Г. В. Цеолитовые туфы Кемпендйской впадины.— ДАН СССР, 1979, т. 246, № 1, с. 183—186.
3. Колодезников К. Е. Девон и нижний карбон западной части Вилуйской синеклизы. М., Наука, 1982. 101 с.
4. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. М., Недра, 1975. 183 с.
5. Селивановская Т. В. Среднепалеозойская трапповая формация.— В кн.: Структуры траппов Сибирской платформы. Л., Недра, 1976, с. 82—101.
6. Селивановская Т. В. Базальты и щелочные базальты бассейна р. Наманы. Мат-лы по магматизму и тектонике Сибири.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 156, 1977, с. 110—119.
7. Селивановская Т. В. Щелочные базальты Березовско-Кемпендйской впадины. Сибирская платформа. Автореф. канд. дисс., Л., 1978. 22 с.

**ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЕ РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ —
ОСНОВА РАЙОНИРОВАНИЯ СЕВЕРА СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ
И ГОРНОГО ТАЙМЫРА ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ ОПОРНЫХ ЛЕГЕНД
ГОСГЕОЛКАРТЫ-50**

На севере Сибирского плоскогорья и юге Горного Таймыра вулканогенные и интрузивные образования пермско-триасового возраста занимают значительную площадь. Латеральные соотношения разновозрастных рядов магматических формаций позволяют наметить сходство и различия в развитии пермско-триасового магматизма в пределах рассматриваемых территорий.

На севере Сибирского плоскогорья пермско-триасовые магматические образования слагают субширотный Предтаймырский авлакогеноподобный прогиб [4], выделенный в одноименный структурно-формационный пояс (с. ф. п.). В отличие от Тунгусской синеклизы, выполненной вулканогенными образованиями толентового состава, в пределах пояса появляются производные более глубинных магм, относящихся к четырем семействам магматических формаций: щелочно-основных, основных, ультраосновных-основных и щелочно-ультраосновных пород. Особенность пояса — значительная мощность вулканогенных образований (до 4 км) и преобладание лав над пирокластическими образованиями. На западе пояса известны дифференцированные интрузии норильского типа, с которыми связаны сульфидные медно-никелевые месторождения. В пределах Предтаймырского пояса выделяются структурно-формационные зоны (с. ф. з.), отличающиеся рядами формаций и структурными факторами их контроля (см. таблицу).

Норильско-Хараелахская с. ф. з. охватывает Норильскую, Вологочанскую, Хараелахскую, Иконскую и Имангдинскую мульды и ряд разделяющих их положительных структур. Формационный ряд зоны слагают трахибазальтовая и трахидолеритовая формации верхней перми, толеит-базальтовая эффузивная и пирокластическая, долеритовая, пикрит-базальтовая, анкарамит-базальтовая и оливинит-габбровая формации раннего триаса. Наиболее широко развита эффузивная толеит-базальтовая формация, охватывающая основной объем магматических пород зоны в интервале разреза от сыверминской до самоедской свит. К долеритовой формации относятся маломощные дайки и пологосекущие пластообразные тела катангского комплекса. Трахибазальтовая формация (ивакинская свита) занимает нижнюю часть разреза вулканогенной толщи и представлена покровами трахибазальтов, титан-авгитовых и андезиновых базальтов с маломощными прослоями туфов и туффитов. С ней пространственно ассоциируют силлы и дайки титан-авгитовых долеритов,

трахидолеритов и тешенитов трахидолеритовой формации. Пикрит-базальтовая формация представлена покровами оливиновых базальтов и пикробазальтов гудчихинской и туклонской свит. Анкарамит-базальтовая формация развита в зоне локально [8] и представлена несколькими покровами анкарамитовых базальтов внутри моронговской свиты. По сравнению с пикробазальтами породы формации имеют более высокие содержания титана, железа, фосфора и калия и пониженное количество глинозема.

Оливинит-габбровую формацию (норильский тип интрузий), с которой связаны известные сульфидные медно-никелевые месторождения, слагают хонолито- и пластообразные интрузии мощностью от 100 до 350 м. В составе формации выделяются четыре парагенерации: троктолитовая, оливинит-диоритовая, плагиооливинит-габбровая, троктолит-гранитовая, которые соответствуют моронговскому, норильско-талнахскому, фокинскому и горозубовскому типам интрузий [7].

Большеавмская с. ф. з. приурочена к одноименной впадине. Туфы (правобоярская свита) и базальты (аянская-кумгинская свиты) толент-базальтовой формации здесь аналогичны развитым в Норильско-Хараелахской зоне. Долеритовая и трахидолеритовая формации представлены маломощными sillами и дайками. Мелилитит-меланефелинитовую формацию образуют дайки, реже пластовые тела и штоки, щелочных пикритов, лимбургитов, авгититов, меланефелинитов, альнеитов. Предполагается, что комплекс даек является апофизом крупного, соизмеримого с Гулинским, массива щелочно-ультраосновных пород, залегающих на глубине свыше 600 м [1]. Сиенитовая формация представлена монзонит-сиенитовой и граносиенитовой парагенерациями и слагает многочисленные дайки, sillы и слабодифференцированные штокообразные тела.

Боярская с. ф. з. совпадает с одноименной мульдой, выполненной пирокластическими (правобоярская свита) и лавовыми (аянская свита) образованиями толент-базальтовой формации. В широтном направлении ее пересекают дайки долеритов, реже трахидолеритов. В зоне Енисей-Гулинского разлома появляются дайки щелочно-основного, реже щелочного и щелочно-ультраосновного составов. В верхнепалеозойских терригенных отложениях залегают sillы слабодифференцированных долеритов.

В строении Дельканской с. ф. з. (Дельканская мульда и Сабьдинский гемивал) участвуют следующие вулканические формации [2]: толент-базальтовая (пирокластическая правобоярская свита, эффузивная нижнекоготокская подсвита), трахибазальт-трахиандизит-трахилипаритовая (верхнекоготокская и верхнедельканская подсвиты), мелилитит-меланефелинитовая (пирокластическая хардахская свита, эффузивная нижнедельканская подсвита) и меймечит-пикритовая (маймечинская свита). Перечисленным формациям соответствуют интрузивные

Пермо-триасовые магматические формации севера Сибирского плоскогорья
и Горного Таймыра (площади, обведенные жирными линиями,
обозначают наличие соответствующих формаций)

Семейство формаций	Формационный тип	Структурно-формационные пояса							
		Предтаймырский				Таймырский			
		Структурно-формационные зоны (мощность, м)							
		Норильск-Хараслакская	Большевская	Боярская	Дельканская	Оту-Тураринская	Западно-Таймырская	Центрально-Таймырская	Восточно-Таймырская
Основных пород	Толит-базальтовый Долеритовый Габбро-анортозитовый	3000	1800	900	500—1300	500	1750	3400	до 20
	Трахибазальтовый Трахибазальт трахиандезит-трахипаритовый	300			1500	40	75—1150	до 400	
Щелочно-основных пород	Трахидолеритовый Сиенитовый								
	Трахибазальт-трахитовый							165	
Среднекислых, субщелочных и основных пород	Пикрит-базальтовый Анкарамит-базальтовый	70—150					25—275		
	Оливинит-габбровый	70						50	
Ультраосновных — основных пород	Пикрит-габбродолеритовый Анкарамит-габбродолеритовый								
	Мелилитит-меланефеленитовая (эффузивная) Меймечит-пикритовая (эффузивная) Мелилитит-меланефелинитовая (интрузивная) Ийолит-карбонатитовая				550	1100—1150			

формационные эквиваленты в виде даек, силлов и штоков разнообразных основных, щелочно-основных, щелочно-ультраосновных и ультраосновных пород. Широко распространены щелочно-базальтоидные диатремы. Ийолит-карбонатитовая формация [3] представлена дифференцированными Гулинским плутоном, а троктолит-долеритовая парагенерация — ультраосновными телами Хининдинской группы.

Оту-Тураринская с. ф. з. приурочена к Котуйской мульде, завершающей серию высококонтрастных пликативных структур Предтаймырского с. ф. п. Формационный состав магматических образований близок к таковому в Боярской мульде, за исключением нескольких покровов щелочно-основных лав в основании прабоярской свиты.

Таймырский с. ф. п. контролируется одноименным инверсионным прогибом [6] на юге Таймырской складчатой области (хребет Бьярранга). Пермско-триасовые вулканогенные и интрузивные образования локализованы в пределах коробчатых синклиналей, грабен-синклиналей, мульд и антиклиналей. Большую роль при их образовании играли разломы субмеридионального и северо-восточного простирания. Магматические породы относятся к четырем семействам формаций: ультраосновных-основных, основных и щелочно-основных пород, а также среднекислых, субщелочных и основных пород. В пределах пояса выделяются три с. ф. з. Западно-Таймырская с. ф. з. охватывает территорию от за-

падного побережья п-ва Таймыр до бассейна р. Тарей на востоке. Здесь выделяются Лылинская мульда, цепь брахиформных Ефремовской, Убойнинской и Пясинской антиклиналей и лавовая моноклинал, разбитая разломами северо-западного и широтного направлений на отдельные блоки. Последняя осложнена Сырадасайской горстантиклиналью. В строении зоны участвуют трахибазальтовая и трахидолеритовая формации верхней перми, толеит-базальтовая, долеритовая и пикрит-базальтовая формации раннего триаса и габбро-анортозитовая формация послераннетриасового возраста. Трахибазальтовая формация залегает в основании разреза вулканогенной толщи и представлена трахибазальтами, трахиандезито-базальтами сырадасайской свиты. Породы формации характеризуются повышенным содержанием окислов титана (более 2,2 %), фосфора (обычно более 0,5 %) и щелочей (4,5—6 %) с преобладанием натрия над калием. Толеит-базальтовая формация представлена покровами зверинской (нижняя и верхняя подсвиты) и бетлингской свит, суммарная мощность которых достигает 1750 м. К пикрит-базальтовой формации относятся покровы пикритовых и оливниофировых базальтов среднезверинской подсвиты. По положению в разрезе они коррелируются с пикритовыми базальтами гудчихинской и туклонской свит Норильского района. Для них характерна недонасыщенность кремнеземом и повышенное количество магния (8—12 %), хрома, никеля, кобальта, ванадия, меди. Долеритовая формация широко представлена изотропными силлами толеит-долеритовой парагенерации. Распространение трахидолеритовой формации, образующей пластовые тела, реже дайки, контролируются ареалом лав сырадасайской свиты. Габбро-анортозитовая формация объединяет дайки и пологозалегающие интрузии лейкократовых габбро-долеритов и плагиоклазитов, прорывающих базальты бетлингской свиты. Для их химического состава характерно высокое содержание окислов алюминия (19—24 %).

Центрально-Таймырская с. ф. з. занимает центральную часть гор Бырранга между р. Ая-Тари и заливом Яму-Байкура оз. Таймыр. Зона контролируется Бетлингским синклинорием, осложненным Фадьюкудинской грабенсинклиналью, Черноярской синклиналью и Быррангской антиклиналью. Формационный ряд здесь имеет несколько иное строение. Трахибазальтовая формация охватывает лавы сырадасайской свиты и единичные покровы трахибазальтов бетлингской свиты Аятаринской и Кыдинской структур. К толеит-базальтовой формации, помимо покровов зверинской и бетлингской свит (общей мощностью до 2400 м), относятся горизонты туфов и тефроидов фадьюкудинской свиты одноименной грабен-синклинали. Анкарамит-базальтовая формация [5] объединяет отдельные покровы анкарамитов, анкарамито-базальтов меланобазальтов зверинской свиты в Аятаринской мульде. Трахиандезит-трахитовая формация изве-

стна лишь в Аятаринской мульде и представлена трахитами, трахилипаритами, трахиандезитами, туфами и тефроидами аятаринской и отчасти фадьюкудинской свит. Среди интрузивных формаций наиболее распространена долеритовая формация, представленная рядом парагенераций: толеит-долеритовой (быррангский комплекс), тешенит-долеритовой (верхнетаймырский комплекс), феррогаббро-долеритовой (тарейский комплекс). В центральной части Быррангской антиклинали среди отложений верхнего палеозоя распространена трахидолеритовая формация (тарисейми-таринский комплекс) в виде силлов и даек трахидолеритов, лейкотрахидолеритов и монцонитов. В металлогеническом отношении имеют значение никеленосные пикрит-габбродолеритовая (буотанкагский комплекс) и анкарамит-габбродолеритовая (дябакатаринский комплекс) формации, с которыми связаны проявления бедных сульфидных медно-никелевых руд. Первая представлена расслоенными пологосекущими интрузиями сложной формы (Буотанкагская, руч. Габбровый, Тальник, Верхнетаймырская, руч. Травяной и др.). Интрузивные тела анкарамит-габбродолеритовой формации образуют рои пространственно сближенных даек в бассейнах рек Неправильная, Дябака-Тари, Тарисейми-Тари, Южная. По составу и характеру оруденения пикрит-гиббродолеритовая формация сопоставляется с долерит-троктолитовой парагенерацией Сибирской платформы, а анкарамит-габбродолеритовая напоминает габбро-верлитовую формацию Карело-Кольского региона (печенгский комплекс). Наиболее поздняя монцонит-сиенитовая формация (дикароби-гайский комплекс) представлена интрузиями центрального типа, сопровождающимися субпластовыми апофизами сиенитов, бостонитов, монцонитов, габбро-сиенитов и граносиенитов.

Восточно-Таймырская с. ф. з. простирается в северо-восточном направлении от р. Хутудаяму до мыса Цветкова. Магматические процессы в пределах зоны проявились в излиянии единичных покровов толеит-базальтовой формации, которые залегают среди индских терригенно-угленосных отложений на крыльях антиклинали мыса Цветкова.

Анализ распространения пермско-триасовых магматических формаций на Таймыре и севере Сибирского плоскогорья позволяет провести корреляцию однотипных с. ф. з. (см. рисунок). Наибольшими чертами сходства обладают Западно-Таймырская и Норильско-Хараелахская с. ф. з. Обе зоны практически идентичны по набору магматических формаций, за исключением оливинит-габбровой формации, известной пока лишь в Норильском районе. Главное отличие Центрально-Таймырской с. ф. з. и центральной части Предтаймырского пояса заключается в значительном объеме щелочно-ультраосновных пород в последней. Достаточно условно можно сопоставлять Восточно-Таймырскую и Оту-Тураринскую с. ф. з. Общим для них является исключительно базитовый магматизм в их пределах.

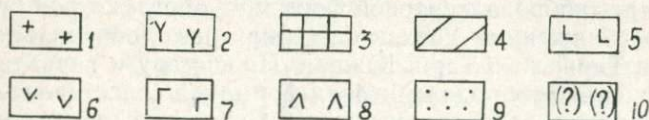
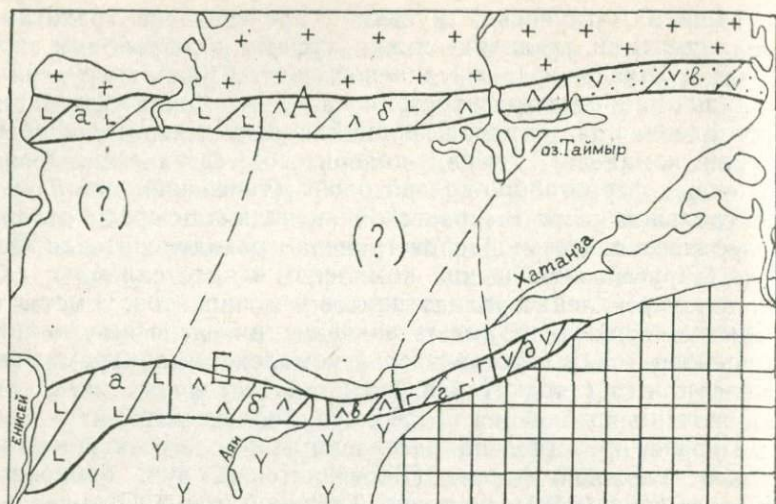


Схема структурно-формационного районирования севера Сибирского плоскогорья и Горного Таймыра в пермо-триасе.

Структурно-формационные области и пояса: 1 — Карская активизационная сводово-плутоническая, 2 — Тунгусская филократонная, 3 — Анабарско-Алданская филократонная, 4 — авлакогенные пояса: А — Таймырский (с зонами а — Западной, б — Центральной, в — Восточной) и Б — Предтаймырский (с зонами а — Норильско-Хараелахской, б — Большеавамской, в — Боярской, г — Дельканской, д — Оту-Тураринской). Формационные ряды вулканогенных и интрузивных формаций: 5 — ультраосновного-основного, щелочно-основного и основного составов; 6 — основного состава; 7 — щелочно-ультраосновного, щелочно-основного и основного составов; 8 — щелочно-основного и основного составов; 9 — осадочных формаций; 10 — Енисей-Хатангский юрско-меловой прогиб.

Независимо от природы Енисей-Хатангского прогиба, разделяющего оба пояса, наблюдаемая симметрия в распространении магматических формаций свидетельствует о структурном единстве поясов в пермо-триасе. Существующие провинциальные отличия обусловлены дополнительным воздействием разновременных и разномасштабных геологических процессов. Сопоставление одновозрастных рядов магматических формаций позволило провести районирование севера Сибирского плоскогорья и Горного Таймыра для Госгеолкарты-50 и расширить перспективы этих территорий на обнаружение конкретных полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д. Каменская магматическая провинция щелочных пород. — В кн.: Карбонаты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 157—170 (НИИГА).

2. *Егоров В. Н.* История геологического развития Хетско-Котуйского междуречья (север Сибирской платформы). Автореф. канд. дис., Л., 1987. 20 с. (ВСЕГЕИ).

3. *Егоров Л. С.* Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 134—157 (НИИГА).

4. *Малич Н. С., Туганова Е. В.* Современные представления о тектоническом развитии и минерализации чехла Сибирской платформы. М., 1974. 49 с. (ВИЭМС).

5. *Нагайцева Н. Н., Ермолаев И. К., Колесова Н. Ю.* Никкеленосные интрузивные комплексы центральной части Горного Таймыра.— В кн.: Рудоматматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1985, с. 95—112 (НИИГА).

6. *Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971. 248 с.

7. *Туганова Е. В.* Норильский комплекс.— В кн.: Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М., Недра, 1974, с. 210—214.

8. *Федоренко В. А., Дюжиков О. А.* Гипербазит-базитовый эффузивный вулканизм Норильского района.— Сов. геология, 1981, № 9, с. 98—106.

УДК 552.13 : 549.731.14(571.62)

К. Н. Малич

ТИПОМОРФИЗМ ФЕРРИШПИНЕЛИДОВ В ПАРАГЕНЕРАЦИЯХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ КОНДЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Массивы кондерского комплекса (Кондер, Чад и др.), расположенные в юго-восточной части Сибирской платформы, имеют сходное концентрически-зональное строение и сложены преимущественно ультрамафитами-дунитами, оливинитами, клинопироксенитами. В центральных частях дунитовых тел массивов развиты породы, состоящие из оливина (Fo 90—94) и аксессуарного хромшпинелида. Они характеризуются субгоризонтальной тонкоплитчатой отдельностью. От центра к периферии массивов происходит увеличение железистости оливина, и дуниты постепенно переходят в оливиниты (Fo 75—85), имеющие субвертикальное падение отдельности. Зона переслаивания оливинитов и оливиновых клинопироксенитов сменяется титаномагнетитовыми и плагиоклазовыми клинопироксенитами. Краевые зоны массивов сложены габброидами. Полосчатость и трахитоидность последних ориентирована обычно согласно с общей округлой формой массивов. Плавность фациальных переходов между клинопироксенитами и габброидами указывает на их единую природу [1]. Последовательность смены зон сопровождается сменой типоморфного рудного минерала: от свойственного дунитам феррихромпикотита и хроммагнетита, оливинитам — хроммагнетита и магнетита до титаномагнетита в клинопироксенитах и габброидах, что позволяет выделить в совокупности с другими

структурно-вещественными признаками три парагенерационных типа (дунитовый, оливинитовый и клинопироксенит-габбровый).

В данной работе основное внимание уделено типоморфным особенностям титаномагнетита — главного рудообразующего и аксессуарного минерала в породных ассоциациях — парагенерациях [3] массивов кондерского комплекса.

Концентрически-зональное и конфокальное строение Кондерского ультраосновного массива [2, 4], а также взаимоотношения парагенерационных тел позволяют рассматривать этот массив как эталонный среди интрузий комплекса. Отличительной особенностью массива являются оконтуренные в юго-западной части среди оливинитовых и дунитовых парагенерационных тел жилородные образования существенно апатит-биотит-магнетит-клинопироксенового и клинопироксен-магнетитового составов, слагающие соответственно апатит-биотит-магнетит-клинопироксенитовую и клинопироксенит-магнетитовую парагенерации, выделявшиеся ранее в составе «слоистой серии» [1].

В породах оливинитовой и клинопироксенит-габбровой парагенераций, а также парагенераций, слагающих слоистую серию (оливиниты, оливиновые, рудные и плагиоклазовые клинопироксениты, габброиды, апатит-биотит-магнетит-клинопироксеновые породы), форма выделений рудного минерала, главным образом титаномагнетита, прожилково- и интерстиционно-вкрапленная. Содержание титаномагнетита варьирует в широких пределах: от 30—60 % — в рудных клинопироксенитах клинопироксенит-магнетитовой и клинопироксенит-габбровой парагенераций, 10—40 % в породах апатит-биотит-магнетит-клинопироксенитовой парагенерации до 2—10 % в остальных парагенерационных типах. В апатит-биотит-магнетит-клинопироксенитовой и клинопироксенит-габбровой парагенерациях встречается прожилковый (рудообразующий) титаномагнетит мощностью до 10 см.

Термин «титаномагнетит» по современным представлениям применяется, с одной стороны, для наименования промежуточных членов изоморфной серии твердых растворов со структурой типа шпинели $FeFe_2O_4 - Fe_2TiO_4 - Mg_2TiO_4$, а, с другой, — для обозначения агрегатов, состоящих из магнетита с пластинчатыми выделениями продуктов распада твердого раствора — ильменита, ульвешпинели и шпинели.

Под термином «структуры распада твердых растворов» понимается выпадение из твердого раствора некоторой части растворенного вещества; при этом исходный твердый раствор сохраняется, но обедняется некоторыми выделившимися веществами, образующими в матрице выделения в виде востков самостоятельных фаз.

Для установления типоморфных особенностей ферришпинелидов использованы оптический, термомагнитный, электронно-микроскопический, макро- и микрорентгеноспектральный, рентгеноструктурный и ЯГР-спектроскопический методы.

Результаты химического и фазового рентгеновского анализов показывают, что ферришпинелиды состоят из смеси титаномагнетита, ильменита, ульвешпинели (единичные определения) и иногда гематита. Параметр элементарной ячейки (a_0) титаномагнетитов варьирует от 8,397 до 8,400 нм и несколько завышен по сравнению с a_0 стехиометричного магнетита, что связано с изоморфным вхождением титана.

Макрорентгеноспектральный анализ выявил переменный химический состав ферришпинелидов (мас. %): TiO_2 5,26—8,50, MgO 0,26—3,19, Al_2O_3 0,95—3,10, V_2O_5 0,10—0,40, Cr_2O_3 0,04—0,11, CoO 0,01—0,02, NiO 0,01—0,05. Эти данные характеризуют скорее первичный твердый раствор, т. е. максимальные количества TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , которые были растворены в магнетите при высоких температурах. В отраженном свете при микрорентгеноспектральном исследовании устанавливается неоднородное строение для титаномагнетитов из всех парагенераций.

Наибольшим разнообразием морфологических типов структур распада характеризуются титаномагнетиты из апатит-биотит-магнетит-клинопироксенитовой парагенерации. Им присущи:

— структуры распада твердых растворов с выделением ильменита и ульвешпинели, характеризующиеся тремя разновидностями: микропертитовая, сложенная продуктами распада твердого раствора в виде ульвешпинели, закономерно ориентированной по (100) магнетита; тонкорешетчатая, имеющая вторичную природу и обусловленная замещением ульвешпинели ильменитом по (100); решетчатая с закономерной ориентировкой по (111) в магнетите различных пластинчатых выделений ильменита;

— структуры распада с выделением шпинелевой фазы двух генераций. Микрорентгеноспектральным анализом установлено, что шпинелевая фаза первой генерации имеет состав изоморфной серии Mg_2TiO_4 — Fe_2TiO_4 — Mn_2TiO_4 — $FeFe_2O_4$, шпинелевая фаза второй генерации соответствует изоморфному ряду $MgAl_2O_4$ — $FeAl_2O_4$.

В титаномагнетитах из парагенераций, слагающих слоистую серию, наличие структур распада твердых растворов, а также содержание изоморфных примесей, определенных методом ЯГР-спектроскопии, уменьшается в следующем порядке: апатит—биотит—магнетит—клинопироксеновые породы—рудные клинопироксениты—жилообразующий титаномагнетит. В периферических частях массива (клинопироксенит-габбровая парагенерация) титаномагнетит обладает подчиненным развитием структур распада твердых растворов. Весьма эффективно изменение и анализ кривых зависимости относительной намагниченности от температуры $1/I_{\max} = f(T^\circ C)$.

Предварительные результаты исследования ферромагнитных минералов магнетитсодержащих ультрабазитов Кондерского массива методом термомагнитного анализа (ТМА) получены

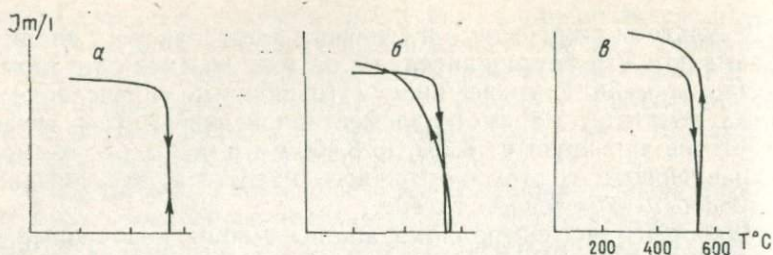


Рис. 1. Термомагнитные кривые ферришпинелидов из парагенераций Кондерского массива (*а* — обратимые, *б* и *в* — необратимые).

автором на кафедре минералогии МГУ. Применяемая методика основана на анализе зависимостей относительной намагниченности в слабых магнитных полях в диапазоне температур 20—600 °С [6].

Температура Кюри (θ) является константой ферримангнитных минералов, закономерно изменяясь в зависимости от состава ферримангнитного вещества, и не зависит от присутствия в нем посторонних фаз; при этом температура Кюри стехиометричного магнетита равна 580 °С. Таким образом, типоморфизм состава ферримангнетиков, отражающий специфические условия образования, открывает возможность использования магнитных характеристик минералов как типоморфных свойств.

Термомагнитными измерениями установлены две группы термомагнитных кривых: обратимые и необратимые [7] (рис. 1). В группе необратимых кривых выделены два типа.

Обратимыми термомагнитными кривыми обладают ферришпинелиды из дунитовой, апатит-биотит-магнетит-клинопироксенитовой парагенераций, а также титаномагнетитовых жил апатит-биотит-магнетит-клинопироксенитовой и клинопироксенит-габбровой парагенераций (рис. 1, *а*). Они характеризуются отсутствием значительных изменений в фазовом составе при нагреве и охлаждении, а также отсутствием γ — α перехода, фиксируемого на термомагнитных кривых и указывающего на отсутствие маггемитовой составляющей.

В дунитовой парагенерации отмечается один ферримангнитный минерал — магнетит с небольшим количеством изоморфных примесей ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 5\text{—}10$ мас. %), приближающийся к стехиометричному ($\theta = 573$ °С). В породах других парагенераций устанавливается один ферримангнитный минерал, по пониженным температурам Кюри ($\theta = 538\text{—}556$ °С) относящийся к титаномагнетиту [6]. Под титаномагнетитом здесь и далее понимается промежуточный член изоморфной серии твердых растворов со структурой типа шпинели $\text{FeFe}_2\text{O}_4\text{—Fe}_2\text{TiO}_4\text{—Mg}_2\text{TiO}_4$. Ильменит и шпинелиды в интервале температур 20—600 °С являются парамагнитными.

Первый тип необратимых термомагнитных кривых характеризует ферришпинелиды клинопироксенит-магнетитовой парагенерации, а также плагиоклазовых клинопироксенитов и габброидов клинопироксенит-габбровой парагенерации (рис. 1, б). Они обладают пониженными температурами Кюри ($\theta = 554-551^\circ\text{C}$) за счет изоморфных примесей и также относятся к титаномагнетитам без маггемитовой составляющей. Этот необратимый тип кривых характеризуется одним и тем же исходным и конечным состоянием, но при этом термомагнитные кривые фиксируют изменения, происходящие в результате нагрева.

Необратимость кривых обусловлена скорее всего процессом структурно-чувствительной диффузии, которая происходит наиболее интенсивно в тех случаях, когда имеются чрезвычайно большие поверхности соприкосновения взаимодействующих фаз. Магнетит и ульвешпинель имеют родственные структуры, а так как они обладают при этом правильной ориентировкой и общими кислородными слоями, здесь возможны идеальные контакты для переноса вещества при встречной диффузии. Так как коэффициент диффузии ионов железа значительно выше скоростей диффузии магния и титана [5], то имеем дело в данном случае с односторонней диффузией. Кривые смесимости ульвешпинели и магнетита свидетельствуют о повышенной растворимости магнетита в ульвешпинели и о незначительной растворимости последней в магнетите [9 и др.]. Действительно электронномикроскопическими исследованиями установлены сетчатые микроструктуры, характерные для ульвешпинель-магнетитовых сростаний. При этом размер и форма ячеек неодинаковы (рис. 2). Отметим, что трехмерная система чередующихся ламелей ульвешпинели и магнетита, ориентированная параллельно (100), отвечает условию наименьших упругих напряжений при спиновальном распаде. Таким образом, титаномагнетиты, представлявшие собой гомогенные при увеличениях до 950°C , оказались обладающими тончайшими структурами распада твердых растворов (при увеличениях порядка 12500°C и выше).

Второй тип необратимых термомагнитных кривых характеризует ферришпинелиды из оливинитовой парагенерации и клинопироксенитов клинопироксенит-габбровой парагенерации. Они также относятся к титаномагнетитам по пониженным температурам Кюри ($\theta = 552-558^\circ\text{C}$). Отсутствие $\gamma-\alpha$ перехода на термомагнитных кривых указывает на отсутствие маггемита. Отличительная особенность — резкое увеличение намагниченности в результате нагрева (рис. 1, в). Выяснение природы этого явления требует дополнительных исследований.

Типы термомагнитных кривых для ферришпинелидов в совокупности с другими структурно-вещественными характеристиками могут использоваться при выделении парагенерационных тел в ультраосновных массивах.

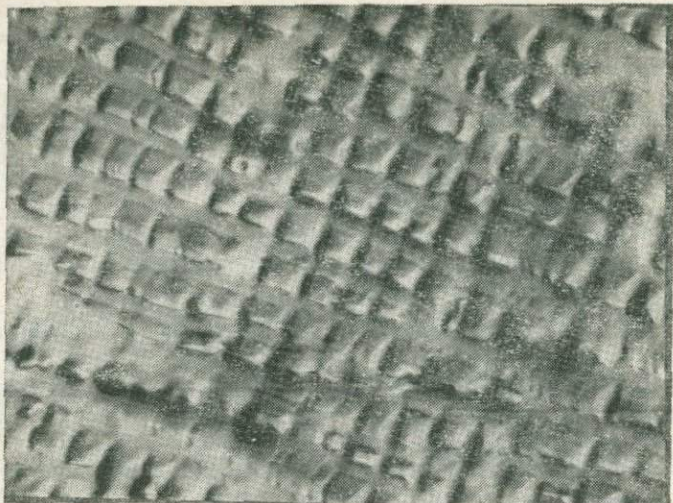


Рис. 2. Микроструктуры распада твердого раствора в титаномагнетите $\text{FeFe}_2\text{O}_4\text{—Fe}_2\text{TiO}_4$ из клинопироксенит-магнетитовой парагенерации. Реплика с химически протравленного скола титаномагнетита, ориентированные по (100) полосы ульвешпинели между квадратными и прямоугольными ячейками магнетита. Ув. $\times 12\,500$.

Важные результаты получены по распределению элементов платиновой группы на породном и минеральном уровнях (рис. 3). Отметим более интенсивное накопление Pt, чем Pd ($\text{Pt} > \text{Pd}$) для всех титаномагнетитов, а также наиболее интенсивное накопление Pt в жилообразующем титаномагнетите из апатит-биотит-магнетит-клинопироксенитовой парагенерации. Палладиево-платиновая специализация титаномагнетита в отличие от иридиево-платиновой специализации хромшпинелида свидетельствует о некоторой специфике платиноидной минерализации в этих минералах (рис. 3, а).

Распределение ЭПГ в парагенерациях массива (рис. 3, б) также имеет ряд особенностей. Отмечается одинаковый тип распределения ЭПГ во всех породах клинопироксенит-габбровой парагенерации. Он характеризуется преобладанием Pd и Pt над другими платиноидами при ведущей роли Pd ($\text{Pd} > \text{Pt}$), в то время как оливинитовая парагенерация имеет иной тип распределения, характеризующийся преобладанием Pt над Pd ($\text{Pt} > \text{Pd}$). Отличительная черта парагенерационных тел, слагающих слоистую серию, — палладиево-платиновая специализация апатит-биотит-магнетит-клинопироксенитовой парагенерации и только осмиевая специализация мелко- и тонкодисперсных рудных клинопироксенитов клинопироксенит-магнетитовой парагенерации.

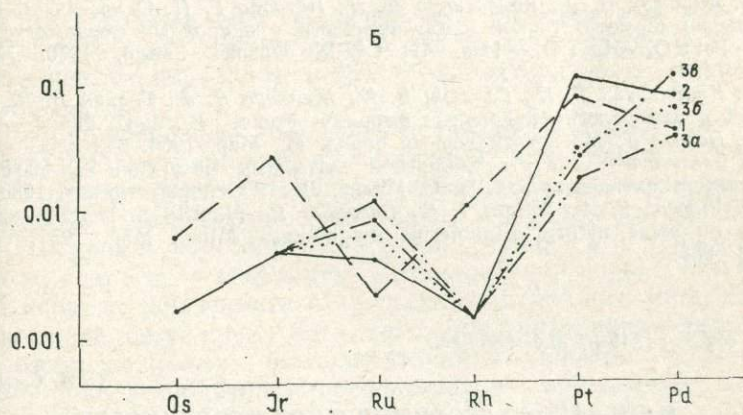
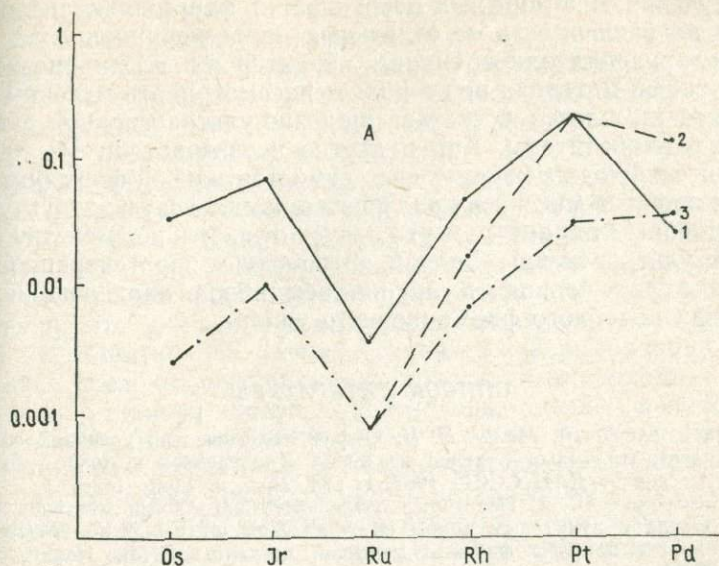


Рис. 3. Содержание элементов платиновой группы, нормализованное на среднее содержание их в хондритах.

А — в минералах группы шпинели Кондерского ультраосновного массива (1 — рудообразующий хромшпинелид, 2 — рудообразующий и 3 — аксессуарный титаномagnetит); Б — парагенерациях Кондерского ультраосновного массива (1 — дунитовая, 2 — оливинитовая, 3 — клинопироксенит-габбровая парагенерация; клинопироксениты (а), рудные клинопироксениты (б), габброиды (в)).

Анализы на платиноиды выполнены в лаборатории аналитических исследований и контроля ВНИПИ «Механобр» с чувствительностью Pt, Pd — 10–6 %; Os, Ir, Ru, Rh — 10–7 %.

Изучение типоморфных особенностей ферришпинелидов выявило их зависимость от отдельных парагенерационных типов, контролирующих одновременно характер их платиноносности. Полученный материал не позволяет рассматривать массивы кондерского комплекса в составе щелочно-ультраосновной формации с карбонатами. Как и другие исследователи [4, 8], мы считаем необходимым выделение самостоятельной формации для ультрамафитов массивов кондерского комплекса; по структурно-вещественным параметрам их следует относить к семейству формаций ультраосновных пород. Выделение парагенерационных тел позволит проводить крупномасштабное картирование на массивах подобного формационного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонцев С. Н., Малич К. Н. О физико-химических условиях образования железо-титановых окислов из пород Кондерского щелочно-ультраосновного массива.— ДАН СССР, 1987, т. 296, № 6, с. 1466—1468.
2. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., Наука, 1968, с. 312—363.
3. Драгунов В. И. Основные понятия учения о геологических формациях.— В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 21—27.
4. Ельянов А. А. О формационной принадлежности центральных интрузий массивов с дунитовыми ядрами.— В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 78—81.
5. Жилыева В. А., Колесников Л. В., Петрова Г. Н. О частичном самосбращении термоостаточной намагниченности у природных ферримангнетиков ряда $FeFe_2O_4-Mg_2TiO_4$.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 10, с. 59—71.
6. Кудрявцева Г. П., Гаранин В. К., Жилыева В. А., Трухин В. И. Магнетизм и минералогия природных ферримангнетиков. М., 1982. 294 с.
7. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965. 348 с.
8. Тектоническая карта Сибирской платформы масштаба 1:1 500 000 и объяснительная записка/ред. Н. С. Малич. Л., ПО «Аэрогеология», 1980.
9. Vincent E. A., Wright I. B., Chevalier R., Mathilu S. Heating experiments on some natural titaniferous magnetites.— Miner. Mag. 1957, v. 31. p. 624—655.

УДК 552.33 : [549+550.4] : 551.263

С. А. Смыслов

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФЕЛИН-КАЛЬСИЛИТ-ЩЕЛОЧНО-ПОЛЕВОШПАТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Рассматриваемая формация была открыта в природе и выделена как самостоятельная в группе щелочных формаций сравнительно недавно*. Интенсивное ее изучение началось в конце

* См. статьи А. Я. Жидкова в ж. «Геология и геофизика», 1962, № 9, с. 29—40; 1981, № 11, с. 145—149.

семидесятых — начале восьмидесятых годов в связи с перспективами промышленного использования определяющего члена формации — кальсилитовых сиенитов (сынныритов) в качестве нового типа агрохимического комплексного безотходного сырья.

В настоящее время известно шесть массивов щелочных и фельдшпатоидных пород, которые могут быть отнесены к данной формации. Крупнейшие из них и наиболее хорошо изученные расположены в пределах Байкальской горной области. Это, в первую очередь, Сыннырский массив, Якшинская и Южносакунская интрузии, Маломурунский вулканоплутон. Все массивы формации объединяет определенная общность геологического строения, что в свою очередь, является отражением близких схем их развития. На ранних стадиях их формирования образовались щелочно-основные — ультраосновные породы, затем возникли сложнопостроенные расслоенные серии щелочных и фельдшпатоидных сиенитов, каждый член которых занимает вполне определенное пространственное положение. Образование расслоенных серий сопровождалось интенсивным аутометасоматическим процессом, который во всех массивах носил сходный характер и приводил к появлению зон и полей светлослюдистокалишпатовых апосиенитов. Становление интрузий обычно завершалось внедрением небольших интрузивных тел малых глубин и дайково-жильных серий. Прорывание интрузивных образований эффузивными аналогами щелочных и фельдшпатоидных сиенитов известно пока только на Маломурунском массиве.

Кроме сходных черт геологического строения для массивов данной формации отмечается и близость вещественного состава слагающих их пород, что и будет охарактеризовано несколько подробнее.

Щелочно-основные породы — ослужденелые пироксениты — имеют довольно простой качественный минералогический состав — клинопироксен + биотит + небольшая примесь апатита и магнетита, однако соотношение главных породообразующих минералов крайне неустойчиво: в одних случаях это клинопироксениты, в других — биотититы. Возникновение черной слюды в этих породах связывается с процессами щелочного метасоматоза, который, безусловно, имел место при образовании расслоенных серий щелочных и фельдшпатоидных сиенитов, среди которых в виде ксенолитов и располагаются пироксениты. Состав минералов здесь меняется довольно незначительно и характеризуется существенной близостью для пород различных массивов.

Основную часть площадей развития массивов формации занимают расслоенные серии щелочных и фельдшпатоидных сиенитов. Главная пространственная закономерность состоит в том, что щелочные и наиболее меланократовые разновидности тяготеют к краевым и наиболее низким в гипсометрическом отношении частям интрузий, а фельдшпатоидные и лейкократовые —

к внутренним и наиболее высоким. Эти породы часто имеют вполне определенные черты внешнего облика и внутреннего строения. Так, щелочные сиениты обычно представлены трахитоидными разновидностями, в фельдшпатоидных проявлена овоидальность симплектитовых агрегатов (дактилотипных, микрографических сростков) калишпата и фельдшпатоидов. Во всех массивах члены расслоенных серий состоят из довольно ограниченного набора породообразующих минералов — калишпат, нефелин, кальсилит, биотит, анрадит-меланит, клинопироксен. Их соотношения варьируют: фельдшпатоиды в щелочных сиенитах могут отсутствовать, иногда исчезает тот или иной темноцветный, особенно в лейкократовых и гололейкократовых породах центральных частей интрузии. Последовательность минералообразования практически одина для пород данной формации независимо от принадлежности к тому или иному массиву. На ранних стадиях возникают крупные вкрапленники калишпата и фельдшпатоидов, пироксена и граната, затем образуются симплектитовые или тонкозернистые (что, впрочем, реже) агрегаты калишпата и фельдшпатоидов, последним кристаллизуется биотит. В отдельных случаях симплектитовые агрегаты сохраняют реликтовые кристалломорфологические признаки лейцита, а соотношение калишпата с фельдшпатоидом свидетельствует в пользу образования агрегатов за счет твердофазного распада этого минерала. Состав главных породообразующих минералов (калишпата, нефелина и кальсилита) изменяется мало (см таблицу). Калишпат содержит в среднем очень незначительное количество альбитового минала, в фельдшпатоидных сиенитах обычно предельно калиевый. Нефелин относится к высококальциевой разновидности, довольно часто достигая предельного для этого минерала насыщения кальсилитовой молекулой. Кальсилит всегда безнатриевый. Существенные и чаще всего закономерные вариации состава характерны для биотита, что определяется временем его возникновения в породе. Гранат относится к анрадит-меланитам с невысоким содержанием гроссуляровой молекулы и значительными колебаниями в отдельных случаях концентраций титана. Клинопироксен представлен обычно довольно низкощелочным диопсид-геденбергитом и лишь в породах Маломурунского массива в нем существенно повышается эгириновая составляющая, вплоть до абсолютных значений.

Возникающие по фельдшпатоидным сиенитам апофельдшпатоидные породы во всех массивах обычно представлены мусковит (серицит)-калишпатовыми апосиенитами, состав минералов в которых также характеризуется удивительным постоянством: калишпат предельно калиевый, в мусковите содержание железистой компоненты обычно менее 10 %.

Специфика минералогии во многом определяет и особенности химического состава пород. Для него характерны существенно (до резкого) преобладание калия над натрием и обогащение

**Средний состав* породообразующих минералов из пород главных
магматических фаз развития снныритоносных массивов**

Компоненты, вес. %	Массив														
	Сыщырский				Южносакунский					Маломурунский					
	калишпат	нефе- лин	каль- силит	биотит	кали- шпат	нефе- лин	каль- силит	биотит	гранат	кали- шпат	нефе- лин	каль- силит	пиро- ксен	гранат	биотит
SiO ₂	64,0	42,7	38,3	34,2	63,7	41,8	38,1	34,5	32,4	63,4	42,2	37,9	52,4	36,0	36,2
TiO ₂	—	—	—	3,0	—	—	—	1,7	3,8	—	—	—	0,7	4,2	1,8
Al ₂ O ₃	18,5	33,7	32,5	14,5	18,4	34,1	32,2	12,5	1,8	18,0	32,2	31,1	0,4	0,2	9,9
Fe ₂ O ₃	0,2	0,3	0,2	24,8	0,3	0,4	0,3	25,3	28,3	0,9	2,2	2,4	31,6	28,4	32,5
MnO	—	—	—	0,5	—	—	—	1,0	0,8	—	—	—	0,3	0,2	0,8
MgO	—	—	—	9,7	—	—	—	10,8	0,3	—	—	—	1,1	0,2	9,4
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	33,8	—	—	—	3,3	31,1	—
Na ₂ O	0,1	14,1	—	—	0,2	15,0	—	—	—	0,1	15,5	—	11,3	0,2	—
K ₂ O	16,8	8,3	28,7	9,8	16,5	8,1	28,5	9,5	—	16,7	7,7	28,8	—	—	9,9
Сумма	99,6	99,1	99,7	96,5	99,1	98,4	99,1	95,3	101,2	99,5	100,0	100,2	101,1	100,5	99,6

* По данным микрозондового силикатного анализа, выполненного автором на установке ARL SEMQ в лаборатории микрозондового и лазерного анализа ВСЕГЕИ.

алюминием. Наиболее низкокальиевые (обедненные алюминием и вместе с тем обогащенные железом, кальцием и магнием) разновидности тяготеют к краевым частям интрузий, наиболее высококальиевые и высокоглиноземистые — к внутренним. Геохимическая специализация первичных пород связана с обогащением их такими элементами, как рубидий и стронций, и обеднением ураном, торием, редкоземельной группой. Причем если рубидий связан довольно устойчивой прямой пропорциональной зависимостью с калием, то стронций испытывает подобную же связь с натрием. В процессе минералообразования оба эти элемента накапливаются в ранних генерациях калишпата и фельдшпатоидов. Вторичные апосиениты значительно обогащены литием, накапливающимся в светлослюдистой составляющей.

Таким образом, выделяемая нефелин-кальсилит-щелочносиенитовая формация характеризуется не только общностью определенных черт геологического строения, но и рядом специфических характеристик минералого-геохимического состава.

УДК 551.263.038(571.56-013)

А. В. Молчанов, А. М. Веселов

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

Рассматриваемая территория, охватывающая бассейн верхних течений рек Тимптон и Гонам, расположена на стыке двух крупных блоков — Алданского щита и Становой плутоногенной области (по Л. И. Красному) — и относится к пограничной зоне Сибирской платформы, что определенным образом указывает на перспективы ее рудоносности [7], так как подобные геоструктурные обстановки (Северо-Американская, Австралийская и другие платформы) играют существенную роль в общем балансе эндогенного оруденения.

Подавляющее большинство рудных объектов, известных в пределах Алданского щита и Становой плутоногенной области, различных как по возрасту, так и по виду полезного ископаемого, определенным образом связаны с разновозрастными плутоническими ультраметаморфогенно-магматогенными формациями [1, 3, 4].

Описание формаций дается в возрастной последовательности в привязке к определенным этапам тектонического развития региона: нуклеарному, протогеосинклинальному и тектоно-магматической активизации.

Нуклеарный геотектонический этап. *Эндербитовая* (мигматит-плагиогранитовая) формация объединяет ультраметаморфические образования гонамного и нимгерканского комплексов,

представленные эндробитами, чарнокитами и промежуточными между ними разностями гранитоидов, которые картируются в виде пласто- и линзовидных тел, имеющих мощность от нескольких до нескольких сот метров (р. Тимптон). При этом эндробиты и чарнокиты слагают своеобразные геологические тела — мигматит-плутоны, закартированные в бассейнах рек Кудулах, Б. Нельгюу, Тимптон.

Минералогический состав гранитоидов эндробитовой формации определяется различными комбинациями кварца, калиевого полевого шпата, плагиогклаза, биотита, гиперстена, клинопироксена, реже роговой обманки. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, монацитом. Средний химический состав пород формации приведен в таблице (стр. 114).

Геохимическая специализация формации выражается следующей формулой (подстрочный индекс указывает на кларк концентрации данного элемента по формации в целом): $Cu_{32,7} \times Sc_{4,7} Zn_{4,1} Ni_{3,2} Co_{2,6} V_{2,1} Cr_{2,0} Ti_{1,7} Mn_{1,3} Zr_{1,3} Ga_{1,3} Nb_{1,1} Sr_{1,1} Ba_{0,9} Y_{0,8} \times Yb_{0,7} Be_{0,6} Pb_{0,5} Rb_{0,4}$ ($n=15$).

В генетическом отношении гранитоиды эндробитовой формации представляют собой ультраабиссальные автохтонные палингенно-анатектические образования, относимые к наиболее высокотемпературным разностям — $750-850^\circ$ [1]. Радиологический возраст — 4000 млн. лет [5, 6].

Мигматит-гранитовая формация объединяет ультраметаморфические образования тимптоно-алданского комплекса, которые в исследованном районе развиты крайне незначительно в виду практически полной их трансформации последующими процессами гранитизации. Формация представлена гнейсо-гранитами, лейко-гранодиоритами и гранитами, которые, как и составляющие предыдущей формации, картируются в пределах сложно построенных мигматит-плутонов (Хойумканского, Кудулахского и др.), где они сохранились в виде скиалитов, имеющих по протяженности от нескольких десятков до нескольких сот метров при мощности от нескольких до нескольких десятков метров.

Основные пороодообразующие минералы гранитоидов формации — кварц, калиевый полевой шпат, реже плагиоклаз, клинопироксен, биотит, амфибол. В гнейсо-гранитах, картируемых среди толщ высокоглиноземистых кристаллосланцев и гнейсов, появляются такие минералы, как гранат, силлиманит, кордиерит. Типичные акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, реже торитом и ксенотимом.

Геохимическая специализация формации выражается следующей формулой:

$Cu_{3,6} Zn_{3,6} Ba_{1,7} Sc_{1,6} Sn_{1,5} Ga_{1,3} Zr_{1,2} Co_{1,1} Pb_{1,0} Sr_{1,0} Ni_{1,0} Ti_{0,9} Nb_{0,8} V_{0,8} \times Rb_{0,7} Mn_{0,6} Cr_{0,6} Yb_{0,5} Be_{0,4} Y_{0,3}$.

В генетическом плане породы мигматит-гранитовой формации представляют собой абиссальные автохтонные палингенно-

**Средний химический состав plutonic formations
южной части Алданского щита**

Формация	SO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Нуклеарный этап											
Эндербитовая эндербиты n=18	68,68	0,63	15,51	2,11	3,70	0,10	2,52	5,22	4,18	1,41	
чарнокиты n=13	67,75	0,49	15,29	1,18	2,91	0,05	1,32	2,89	3,20	4,02	
Мигматит-гранитовая n=31	71,07	0,33	13,92	1,45	11,69	0,04	0,97	2,15	3,32	4,23	
Аляскитовая n=34	73,35	0,19	13,81	1,17	0,91	0,02	0,54	1,00	3,36	5,14	
Протогеосинклинальный этап											
Мигматит-плагногранитовая (мигматит-гранитовая) n=4 (4)	70,80 (73,82)	0,27 (0,04)	16,26 (14,93)	0,79 (0,99)	0,62 (0,14)	0,04	0,49 (0,48)	2,09 (2,58)	4,53 (4,43)	3,24 (2,12)	(0,57)
Гранитовая n=14	73,64	0,22	13,77	0,99	0,71	0,01	0,18	1,27	3,47	4,63	0,03
Этап тектоно-магматической активизации											
Габбро-сиенитовая n=22	55,90	1,32	15,10	4,42	4,13	0,10	3,86	5,98	3,37	3,23	1,26
Лейкогранитовая n=37	73,99	0,22	13,39	1,15	1,17	0,02	0,22	0,78	3,44	5,04	0,03

метасоматические образования. Радиологический возраст 3000—2600 млн. лет [5, 6].

Аляскитовая формация выделяется в объеме нимырского комплекса гранитоидов, которые в пространстве сопряжены с гранитоидами ранее рассмотренных формаций и, как правило, слагают «ядерную», центральную часть мигматит-плутонов. Кроме того, они нередко трассируют зоны разрывных нарушений регионального характера и отличаются интрузивными взаимоотношениями со вмещающими породами.

Основными породообразующими минералами являются кварц, калиевый полевой шпат, редко плагиоклаз, биотит, амфибол, гиперстен. В целом для процессов раннеархейского гранитообразования характерно последовательное увеличение содержания в их производных SiO_2 и K_2O , при уменьшении TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , т. е. происходит направленное повышение лейкократовости гранитоидов к концу нуклеарного этапа развития Алданского щита.

Геохимическая специализация формации выражается следующей формулой:

$\text{Ba}_{1,8}\text{Cu}_{1,2}\text{Sn}_{1,2}\text{Sr}_{1,1}\text{Ni}_{1,1}\text{Ga}_{1,1}\text{Zr}_{0,9}\text{Co}_{0,8}\text{Rb}_{0,8}\text{V}_{0,6}\text{Cr}_{0,6}\text{Sc}_{0,6}\text{Ti}_{0,5}\text{Yb}_{0,4} \times \times \text{Nb}_{0,4}\text{Zn}_{0,3}\text{Y}_{0,3}\text{Mn}_{0,2}\text{Be}_{0,2}$ ($n=27$).

Для рассматриваемой формации предполагается интрузивно-анатектический генезис, тесно связанный с процессами палингенно-метасоматического гранитообразования мигматит-гранитовой формации [4]. Радиологический возраст формации 2900—2600 млн. лет [5, 6].

Протогеосинклинальный геотектонический этап. *Мигматит-плагиогранитовая* формация включает в себя гранитоиды древнестанового и хойумканского комплексов, которые слагают полимигматитовые поля сложного строения, закартированные в бассейнах рек. Б. Мелемкен, Горбылях, Сутам, Гилюй.

Гранитоиды формации повсеместно обладают четкой кристаллизационной сланцеватостью и связаны с породами субстрата постепенными переходами. Среди них выделяются биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты. Породы формации характеризуются бластовыми структурами и гнейсовидными, реже массивными текстурами, развитием протоклаза и катаклаза, а в отдельных зонах развиты очковые или полосчатые мигматиты.

В составе формации выделяется мигматит-гранитовая субформация существенно калишпатовых разновидностей пород, картируемых главным образом в пределах Мелемкенского блока.

Основными породообразующими минералами формации являются олигоклаз, олигоклаз-андезин, микроклин, кварц, биотит, роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, монацитом, гранатом, реже сфеном и ильменитом.

Геохимическая специализация выражается следующими формулами:

$Pb_{3,0}Sr_{2,6}Ba_{1,5}Zn_{1,4}Ga_{1,4}Sn_{1,1}Sc_{1,0}Co_{0,6}Ni_{0,4}Be_{0,4}Rb_{0,4}V_{0,3}Zr_{0,3} \times$
 $\times Nb_{0,3}Cr_{0,2}Mn_{0,2}Ti_{0,2}Y_{0,1}Yb_{0,1}Cu_{0,1}$ — мигматит-плаггиогранитовая субформация;

$Zn_{4,9}Ni_{1,8}Zr_{1,5}Sn_{1,3}Co_{1,3}Ti_{1,1}Sr_{1,0}Ba_{0,9}Y_{0,9}Yb_{0,8}Cr_{0,8}V_{0,8}Be_{0,4}Cu_{0,2}$ — мигматит-гранитовая субформация.

Радиологический возраст 2700 млн. лет [4, 5, 6].

Гранитовая формация выделяется в объеме унгринского и позднестанового комплексов гранитоидов, наиболее широко развитых в Становой плутоногенной области. Установлено также их широкое развитие на юге Алданского щита в Мелемкенском блоке, где они совместно с гранитоидами других формаций принимают участие в строении Горбыляхского, Хойумканского, Верхненельгюинского и других мигматит-плутонов [3, 4]. По-видимому, становление гранитоидов рассматриваемой формации происходило в ходе вовлечения южной части Алданского щита в орогенические процессы, широко проявившиеся в позднеархейское время в Становой протогеосинклинальной зоне, т. е. по существу в рамках Мелемкенского блока они представляют собой производные древнейшего процесса тектоно-магматической активизации.

В структурном отношении гранитоиды описываемой формации тяготеют к протяженным и мощным зонам разломов (Становая, Южно-Алданская, Анамжакская и др.), имеющим субширотное простирание, в пределах которых они слагают массивы сложного строения, достигающие 50 км в поперечнике и характеризующиеся удлиненной (Верхненельгюинский мигматит-плутон), реже изометричной (Горбыляхский мигматит-плутон) формой. Массивы, как правило, «приспосабливаются» к общему региональному простиранию основных структур вмещающих метафторических толщ.

Помимо относительно крупных массивов, гранитоиды формации слагают и более локальные магматические тела, картируемые в виде даек и жил мощностью до 200 м (руч. Тоохтоон) при протяженности до нескольких километров.

Минеральный состав пород гранитовой формации представлен кварцем, плагиоклазом, микроклином, амфиболом, биотитом и ферриавгитом. Среди аксессуарных минералов преобладают сфен, магнетит, апатит, реже циркон и ортит.

Геохимическая специализация формации выражается следующей формулой:

$Zn_{2,3}Zr_{1,6}Ba_{1,2}Ti_{1,1}Ni_{1,1}Sn_{1,0}Co_{0,9}Sr_{0,8}Y_{0,8}Yb_{0,7}Cr_{0,5}Be_{0,4}Cu_{0,3}$ ($n=9$, Мелемкенский блок);

$Va_{2,5}Sc_{2,2}Zn_{1,9}Cu_{1,9}Ti_{1,7}Ga_{1,7}Ni_{1,6}Sr_{1,4}Zr_{1,3}Co_{1,3}Sn_{1,3}V_{1,1}Pb_{0,8}Nb_{0,8} \times$
 $\times Mn_{0,7}Be_{0,6}Y_{0,4}Yb_{0,4}Cr_{0,3}$ ($n=13$, Становая область).

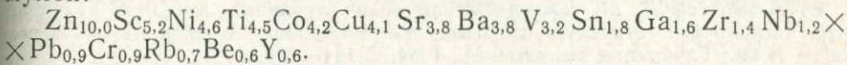
Радиологический возраст пород формации — 2500 млн. лет [5, 6].

Этап раннепротерозойской тектоно-магматической активизации. *Габбро-сиенитовая* формация представлена габброидами, диоритами, кварцевыми сиенитами, сиенито-диоритами, бонитами и другими разновидностями пород средне-основного состава, имеющими щелочной уклон и относимыми к горбыляхскому комплексу.

Породы формации слагают мелкие линзо- и дайкообразные тела протяженностью до нескольких сот метров, реже несколькими километрами мощностью до 300 м (руч. Хойумкан). Редко картируются штокообразные тела, достигающие в поперечнике нескольких километров. Проявления раннепротерозойского средне-основного магматизма контролируются мощными зонами разломов субмеридионального ($340-350^\circ$) и реже субширотного простирания (Унгра-Беркакитская, Усть-Чульманская, Конеркитская и др.) [2].

Структура пород мелкозернистая, гипидиоморфнозернистая, участками гранобластовая; текстура такситовая. Основные породообразующие минералы представлены калиевым полевым шпатом, средним плагиоклазом, биотитом, амфиболом и кварцем. Иногда в качестве породообразующих выступают апатит и сфен, количество которых в ряде случаев достигает 10 %.

Геохимическая специализация выражается следующей формулой:



Возраст формации определяется исходя из ее взаимоотношений с формациями протогеосинклинального этапа и гранитоидами чульманского комплекса как раннепротерозойский [3].

Лейкогранитовая формация выделяется в объеме амутского, ярогинского и чульманского комплексов, представленных лейкократовыми, биотит-, гранат- и турмалинсодержащими гранитами, которые обычно слагают небольшие тела изометричной формы, имеющие в поперечнике несколько километров и дайки мощностью до 15 м. Нередко отмечается развитие жильной фации пород — преимущественно аплитов и пегматоидов. Контакты с вмещающими породами резкие, ровные или изогнутые при наличии апофиз, в ряде случаев вдоль контакта наблюдается развитие брекчий. Структурная позиция лейкогранитовой формации определяется мощными зонами разломов регионального характера, имеющими преимущественно близмеридиональную ориентировку ($340-350^\circ$).

Основными породообразующими минералами гранитоидов формации являются кварц, решетчатый микроклин, биотит и плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, ортитом, сфеном, цирконом и торитом.

Геохимическая специализация выражается следующей формулой:

$Nb_{3,2}Ni_{3,1}Be_{3,0}Sc_{2,1}Yb_{1,8}Sn_{1,7}Rb_{1,5}Sr_{1,5}Pb_{1,4}Cu_{1,2}Zn_{1,2}Ba_{1,1}Zr_{1,0} \times$
 $\times Co_{0,9}Sr_{0,6}V_{0,5}Ti_{0,5}$ ($n=23$, Алданский щит);
 $Yb_{2,4}Ba_{2,0}Ga_{1,5}Sc_{1,2}Sn_{1,1}Rb_{1,0}Sr_{1,0}Zr_{0,9}Ni_{0,9}Co_{0,9}Cu_{0,9}Zn_{0,8}Pb_{0,8} \times$
 $\times Be_{0,7}V_{0,7}Ti_{0,6}Cr_{0,3}$ ($n=9$, Становая область).

Радиологический возраст формации — 2200—1800 млн. лет [4, 5, 6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

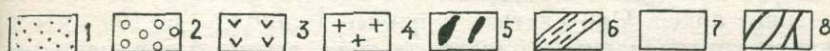
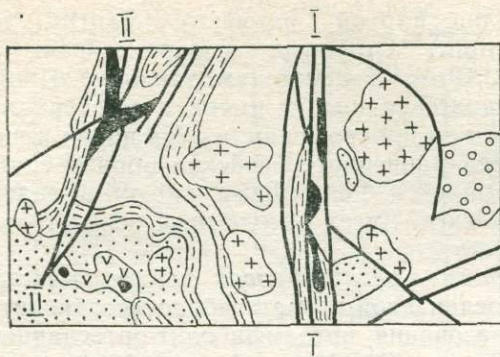
1. Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л., Недра, 1978. 176 с.
2. Веселов А. М. Некоторые особенности проявления разрывной тектоники в центральном секторе БАМа.— Вестник ЛГУ, 1985, № 28, с. 102—107.
3. Молчанов А. В., Веселов А. М. Метасоматические формации, их рудоносность и положение в структурах юго-западной части Алданского щита.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., Недра, 1986, с. 25—33.
4. Рудник В. А. Гранитообразование в формировании земной коры в докембрии. Л., Недра, 1975. 415 с.
5. Рудник В. А., Соботович Э. В. О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Сибирской платформы. ДАН СССР, 1969, т. 189, № 4, с. 834—838.
6. Рудник В. А., Соботович Э. В. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита. ДАН СССР, 1971, т. 200, № 3, с. 690—693.
7. Терентьев В. М. Джугджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей.— В кн.: Глубинные разломы. М., 1964, с. 111—120.

УДК [552.4 : 553.22] : 551.732(571.56-13)

А. Н. Тимашков

РАННЕДОКЕМБРИЙСКО-ЮГО-АПАТИТОНОСНЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ РЯД ХАНИНСКОГО РАЙОНА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Ханинский район расположен в западной части Алдано-Станового щита в зоне Байкало-Амурской магистрали в верхнем течении р. Хани. Здесь выявлены апатитоносные образования позднеархейского — раннепротерозойского возраста, приуроченные к Хани-Эвонокитской и Олондинской шовным структурам меридионального простираения (см. рисунок), расположенным на Ускельском поперечном поднятии, разделяющем Кодаро-Удоканскую и Хани-Субганскую структурно-формационные зоны протерозойского. В формационном ряду апатитоносных образований выделяются три формации, состоящие из парагенераций, характеризующихся отличным от смежных геологических образований строением и составом. Это сиенит-ханиитовая формация раннепротерозойского возраста, ортоамфиболит-метагаббровая и



Тектоническая схема Ханинского района.

Складчатые структуры протерозойд (1 — Кодаро-Удоканской и 2 — Хани-Субганской зон). Структуры Ускельского поперечного поднятия (3 — послескладчатые плутоны сиенитов сакунского комплекса; 4 — послескладчатые плутоны гранитов кодарского комплекса; 5 — образования раннедокембрической апатитоносной формации древнеукдускинского, манунактинского, позднеукдускинского комплексов; 6 — пояса послескладчатого ультраметаморфизма; 7 — архейский гнейсо-мигматитовый фундамент). Главнейшие докембрические разломы — 8. I-I — Хани-Эвонокитская и II-II — Олондинская шовные структуры.

ханиитовая позднеархейского возраста. Образования сиенит-ханиитовой формации относятся к позднеукдускиному комплексу, ортоамфиболит-метагаббровой — к амнунактинскому (теп-раканскому) комплексу и ханиитовой — к древнеукдускиному комплексу.

Ханииты — впервые употребляемое название пород. Это характерные для Ханинского района образования, возникшие в результате воздействия процессов высокотемпературного метасоматоза на магматические породы.

Ханиитовая формация. Образования этой формации имеют ограниченное распространение и относятся к одноименной парагенерации. Они встречаются только в виде ксенолитов в сиенитах сакунского комплекса палеозоя и в виде шлиров и линз (диаметр до 1 м) в образованиях позднеукдускинского комплекса в пределах Хани-Эвонокитской шовной структуры. Она представлена апатит-амфибол-пироксеновыми ханиитами, которые являются реликтами (протолитами) былых магматических образований, подвергшихся процессам метасоматоза. Это темные, почти черные мелкозернистые равномернозернистые породы массивной текстуры. Они состоят из моноклинного пироксена (диопсид-салит) — 20—30, роговой обманки — 55—60, биотита — 1—2, апатита — 1—8, сфена до 5, магнетита до 10 %. Акцессорные мине-

ралы — альмандин, циркон, ильменит, мартит, арсенопирит, пирит, халькопирит. Структура сидеронитовая. Содержание P_2O_5 1,84; 2,8; 3,19; 4,33; 4,50 % (см. таблицу). Промышленного значения эта парагенерация не имеет, а ее возрастное положение определяется по приуроченности этих пород в виде ксенолитов и линз среди раннепротерозойских образований позднеукдускинского комплекса. Реликтовый циркон, выделенный из пород этого комплекса, имеет абсолютный возраст от 2460 ± 5 до 2000 ± 20 млн. лет.

Ортоамфиболит — метагаббровая формация состоит из ортоамфиболит-ортосланцевой и метагаббро-метадиоритовой парагенераций. Образования ортоамфиболит-ортосланцевой парагенерации приурочены к Олондинской шовной структуре и относятся М. З. Глуховским к тепраканскому комплексу раннего протерозоя, а Е. П. Миронюком — к амнунактинскому комплексу позднего архея. Они слагают крупные (площадь до 120 км^2) и мелкие крутопадающие пластовые тела, вытянутые в меридиональном направлении, которые контролируются древними долгоживущими разломами. Они прорывают породы борсалинской серии верхнего архея и прорваны гранитоидами кодарского комплекса раннего протерозоя. В состав этой парагенерации входят ортоамфиболиты и ортосланцы. Это серые, темносерые породы массивной, сланцеватой, часто неяснополосчатой текстуры от мелко- до крупнозернистых. Состоят из роговой обманки — 30—80 %, плагиоклаза (андезина № 35—40, редко битовнита) — 5—70 %, биотита — от единичных зерен до 30 %, кварца — 1—15, граната — 0—15, рудного минерала — до 6, сфена до 3—4, апатита до 5—6 %, редко ортита. Вторичные минералы — биотит, хлорит, эпидот, карбонат. Структуры — гранобластовая, нематобластовая, реже гетеробластовая. Характерно повсеместное надкларковое содержание фосфора: 0,12; 0,21, 0,35. Кларковое содержание фосфора для этого района: 0,07 (И. Калнустраут, 1981 г.); 2,0; 3,0. Содержание P_2O_5 для ортоамфиболитов Олондинской зоны — 0,23; 0,65; 0,47 % (И. Калнустраут, 1981 г.), Хани-Эвонокитской зоны — 3,00; 1,73; 2,22 % для ортосланцев — 1,48; 1,49; 1,18 % (Петров А. Ф., 1964 г.), для этих пород отмечается повышенное содержание Cr, Ni, Cu, Zr, Mo.

Образования метагаббро-метадиоритовой парагенерации приурочены к Хани-Эвонокитской шовной структуре и относятся к амнунактинскому комплексу позднего архея. Они слагают крупное пластовое тело меридионального простираения, прорывают метаморфические породы борсалинской серии верхнего архея, метаморфизованы одновременно с ними и прорваны многочисленными мелкими и крупными телами мусковитоносных пегматитов кодарского комплекса. Они представлены метагаббро, метадиоритами. Это серые, темно-серые, среднезернистые, иногда крупнозернистые породы массивной, редко грубополосчатой текстуры. Они состоят из роговой обманки — 40—65, биотита —

Результаты радиологических исследований пород сиенит-ханиитовой
формации позднеукдускинского комплекса раннего протерозоя
Ханинского района

Парагенерация	Порода (место взятия)	Минерал	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод определе- ния
Сиенит-мик- роклинитовая	Микроклинит (Хани-Эвонокит- ская шовная структура)	Циркон* коэф. удл. 2—2	1825	U-Pb
		Циркон* изометричный	1835	„
Ханиитовая	Апатит-пиро- ксеновый ханиит (Хани-Эвонокит- ская шовная структура)	Пироксен*	2140±140	K-Ar
		Амфибол*	1870±50	„
		Амфибол**	1900±85	„
„	Апатит-биотит- пироксеновый ханиит	Биотит*	1810±75	K-Ar
„	Апатит-пироксе- новый ханиит- циркон реликто- вый (Хани-Эво- нокитская шов- ная структура)	Циркон (ВАЛ)	2590±20	U-Pb
		Циркон бес- цветный	2600±20	„
		Циркон си- рeneвый блед- ноокрашенный	2560±20	„
		Циркон си- рeneвый тем- ноокрашенный	2460±5	„
		Циркон ВАЛ. дифф. растворение в НГ	2530	„
„	Циркон ВАЛ остаток после дифф. раство- рения в НГ	2590	„	
„	Апатит-биотит- пироксеновый ха- ниит (Олондиц- ская шовная структура)	Биотит	2070	K-Ar
Сиенит-мон- цонитовая миг- матитовая	Сиенитовый мигматит (Хани- Эвонокитская шовная структу- ра)	Циркон изо- метричный	1850	U-Pb

* Анализ выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ (Л. А. Неймарк, А. Рублев).

** Анализ выполнен по литературным данным (М. З. Глуховский, 1964 г.).

единичные зерна, плагиоклаза (андезина № 34—40) — 30—45, кварца от 0 до 10, апатита до 4, сфена — до 3 %, ортита — единичные зерна. Вторичные минералы — кварц, биотит, хлорит, эпидот, карбонат. Структуры реликтовые, гранобластовые, бластопорфировые. Пироксен встречается как реликтовый минерал. Плагиоклаз часто замещен микроклином, карбонатом, альбитом. Апатит распространен повсеместно. Содержание фосфора надкларковое — 0,15; 0,31; 0,70 (И. Калнустраут, 1981 г.). Содержание P_2O_5 — 0,28; 0,45; 0,23 % (И. Калнустраут, 1981 г.).

Сиенит-ханиитовая формация в настоящее время изучена наиболее полно благодаря тому, что с ней связаны довольно богатые апатитовые руды. Эта формация характеризуется разнообразными породами, которые слагают следующие парагенерации — сиенит-монцонитовую мигматитовую, ханиитовую и сиенит-микроклинитовую. Образования этой формации приурочены главным образом к Хани-Эвонокитской шовной структуре. В Олондинской зоне они включают скиалиты ханиитовой формации древнеукдускинского комплекса позднего архея. В Хани-Эвонокитской шовной зоне эта формация слагает вытянутую на 30 км в меридиональном направлении четкообразную структуру с крутыми крыльями, строение которой осложнено древними разломами меридионального и широтного простирания. В южной части эти образования залегают на гранито-гранодиоритогнейсах бестяхского комплекса позднего архея и деформированы одновременно с ними, в центральной и северной части они залегают на метаморфических породах олекминской серии верхнего архея. Повсеместно образования этой формации прорваны гранитоидами кодарского комплекса раннего протерозоя и дайками диабазов торского комплекса рифея.

Сиенит-монцонитовая-мигматитовая парагенерация. В эту парагенерацию входят мигматиты сиенитовые и монцонитовые. Эти породы в основном приурочены к краевым частям структуры и как бы окаймляют ее. Их мощность от 50 до 120 м. Мигматиты имеют разнообразный облик от вкрапленно-пятнистых массивных до сланцеватых линзовиднополосчатых мезо- и лейкократовых с различным содержанием полевых шпатов, что определяет отнесение их к сиенитовым либо монцонитовым мигматитам. Они не апатитоносны. Мигматиты характеризуют прогрессивную стадию метасоматоза, под воздействием которого в раннем протерозое возникли оригинальные апатитоносные породы, относимые к ханиитовой парагенерации.

Ханиитовая парагенерация представлена ханиитами. Это апатит-пироксеновые, апатит-биотит-пироксеновые, биотит-пироксеновые, амфибол-биотит-пироксеновые, апатит-амфибол-биотит-пироксеновые породы. Апатит-пироксеновые и апатит-биотит-пироксеновые разновидности ханиитов приурочены в основном к центральной части структуры, остальные тяготеют к ее краевым частям, где они переслаиваются в виде залежей мощностью

от 0,5 до 150 м. Амфибол-биотит-пироксеновые и апатит-амфибол-биотит-пироксеновые ханииты отличаются от других разновидностей парагенерации повышенным содержанием амфибола, который в некоторых случаях почти полностью замещает пироксен и замещается биотитом. Апатит-пироксеновые и апатит-биотит-пироксеновые ханииты преобладают над остальными разновидностями и в большей степени рудоносны. Это породы темно-зеленого цвета массивной иногда сланцеватой текстуры от средне-до крупнозернистых. Они состоят из пироксена (салит) — 20—80, роговой обманки — 1—5, биотита — 1—10, апатита — 5—50, сфена до 3, рудного минерала до 3 %, редко реликтового плагиоклаза (олигоклаз-андезин) — единичные зерна, циркона — единичные зерна. Структуры отличаются разнообразием — гранобластовые, гетеробластовые, пойкилобластовые, лепидобластовые. Вторичные минералы — амфибол, биотит, карбонат. Амфибол развивается по диопсиду. Содержание P_2O_5 до 16 %. Отмечается повышенное присутствие Sr, Ni, Sr, Ag.

Биотит-пироксеновые породы почти не содержат апатита. Это темно-зеленые массивные очковые, иногда сланцеватые, средне- и крупнозернистые. Они состоят из пироксена (салита) от 50 до 80, биотита от 30 до 50, апатита до 1 %, сфена — единичные зерна, рудного минерала 1 %. Вторичные минералы — амфибол, биотит. Структуры пойкилобластовые, очковые. Содержание P_2O_5 — 0,81 %.

Сиенит-микроклинитовая парагенерация. Породы этой парагенерации представлены сиенитами, кварцевыми сиенитами, сиенитовыми пегматитами и микроклинитами, которые образуют маломощные (до 3 м) жилы, пронизывающие все образования этой формации в различных направлениях. Они характеризуют заключительную — регрессивную стадию процесса метасоматоза. Они не относятся к рудоносным, но управляют процессом собирательной перекристаллизации вмещающих их ханиитов, что выражено в укрупнении кристаллов апатита и пироксена. Они состоят из микроклина — до 85—95, кварца — от 0 до 2—3, плагиоклаза — до 2—3 %. Акцессорные минералы — циркон, флюорит, ортит, апатит. Структуры трахитоидные.

Породы сиенит-ханиитовой формации относятся к позднеукдускинскому комплексу раннего архея. Возрастное положение этих образований подтверждается радиологическими определениями. По свинец-свинцовой изохроне было получено значение возраста для апатита 1850 ± 20 млн. лет, близкий результат — 1830 ± 40 млн. лет получается и при применении диаграммы конкордий. Абсолютный возраст породообразующих минералов ханиитов, определенный K-Ar методом — раннепротерозойский возраст сиенитовых мигматитов по циркону 1850 млн. лет, жильных микроклинитов — 1825—1835 млн. лет.

В настоящее время в Ханинском районе известно одно среднее по масштабам месторождение апатита «Укдуска», располо-

женное в южной части Хани-Эвонокитской шовной структуры. Среднее содержание P_2O_5 на массу — 3—4 %. В северной части этой структуры расположено малое по масштабам месторождение «Кабаханыр», где среднее содержание P_2O_5 — 2,5—3,0 %. Мощность рудных залежей здесь небольшая — до 25—30 м. Руды легкообогатимые и легкодоступные.

В физических полях породы апатитоносного формационного ряда выражены по-разному. Максимальной намагниченностью обладают породы ханитовой формации, представленные ханитами древнеукдускинского комплекса. Повышение магнитного поля отмечается в Олондинской и Хани-Эвонокитской шовных зонах и связано с выходами апатитоносных пород. Положительные аномалии в этом районе располагаются в местах выхода маломощных четвертичных отложений. Их значения, форма и местоположение указывают на наличие погребенных пород с высокой намагниченностью, которые, возможно, являются апатитоносными. Такие аномалии известны в верховьях ручья Кабаханыр между месторождениями «Укдуска» и «Кабаханыр», в долине реки Хани в центральной части Олондинской шовной структуры. Нам представляется, что Ханинский район является одним из перспективнейших районов для обнаружения апатитовых руд того формационного типа, который назван апатит-пироксеновым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Неймарк Л. А., Искандерова А. Д., Тимашков А. Н., Миронюк Е. П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района.— ДАН СССР, 1984, т. 289, № 3, с. 713—717.
2. Неймарк Л. А., Искандерова А. Д., Тимашков А. Н., Миронюк Е. П. О возрасте апатит-пироксеновых метасоматитов Ханинского апатитоносного района по данным U—Pb метода.— в кн.: Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М., 1985, с. 119.
3. Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., Недра, 1971.
4. Миронюк Е. П., Тимашков А. Н., Неймарк Л. А., Шергина Ю. П. Укдускинский апатитоносный комплекс. В кн.: Геология рудных месторождений. 1985, № 5, с. 57—67.
5. Петров А. Ф. Стратиграфия и возраст позднекембрийских отложений междуручья Олёкмы, Токко и Чары.— В кн.: материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 11. Якутск, 1963.

**МЕЗОЗОЙСКИЕ УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ
ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЮЖНОЙ СИБИРИ — ОСНОВА ЛЕГЕНДЫ
ГОСГЕОЛКАРТЫ МАСШТАБА 1 : 50 000**

В основу статьи положены результаты многолетних комплексных (формационных) исследований автора мезозойских угленосных отложений Южной Сибири по разработке и составлению стратиграфических схем, которые могут быть использованы, а частично уже и применяются, для целей разномасштабной, в том числе и масштаба 1 : 50 000 Государственной геологической съемки территории региона.

В целом эти исследования были направлены на выяснение закономерностей осадконакопления в мезозое и осуществлялись путем проведения в последние десятилетия детального расчленения и корреляции разрезов, начиная от послонной увязки угольных пластов на отдельных месторождениях и участках до сравнения разрезов различных районов, структурно-фациальных зон и целых угольных бассейнов.

Были детально изучены угленосные формации Южно-Якутского, Канско-Ачинского и Улугхемского бассейнов (табл. 1 и 2), а другие угленосные мезозойские объекты, расположенные на значительной территории в границах от Кузбасса до г. Якутск и окрестностей оз. Байкал, освещены по литературным данным.

Как известно, угленосные мезозойские отложения на всей этой территории представлены континентальными существенно терригенными осадками. Поэтому стратиграфические построения здесь являются далеко не простым делом. Разрезы угленосного мезозоя характеризуются относительно ограниченным комплексом коррелятивных признаков.

Большие возможности для стратификации угленосных формаций открываются с помощью применения в процессе исследования комплексной формационно-стратиграфической методики, главные положения и приемы которой сформулированы в «Методах корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов» (1968 г.) и «Методике корреляции разрезов континентальных угленосных толщ...» (1976 г.)

В основу этой методики положено расчленение формаций на элементы, образование которых обусловлено этапностью — периодичностью процессов осадконакопления. Применительно к изучаемым формациям нами на первых этапах использовался материал литолого-фациального анализа, позволяющего оценить генетические связи между осадками и более полно воссоздать общую и частные картины седиментации с последующими более поздними изменениями этих отложений в процессе литификации.

Основные подразделения угленосной формации Канско-Ачинского бассейна

Стратиграфические			Формационные		
система	отдел	свита	морфология и взаимоотношение	формация	Состав и внутренняя структура
Меловая	Нижний	Илекская	Покровы, стратиграфические перерывы	Пестроцветная	Алеврито-глинистая, с прослоями мергелей и известняков. Мелкоритмичная, с двучленным строением ритмов
	Верхний	Тяжинская	Уплощенные крупные линзы, отделенные от смежных толщ стратиграфическими перерывами	Угленосная	Аргиллит-алевритовая, слабоугленосная и песчаная. Присутствуют известковистые конкреции. Ритмичность мелкая. Преобладают асимметричные безугольные ритмы с гипертрофированной верхней частью
	Средний	Бородинская	То же	„	Песчано-аргиллит-алевритовая, высокоугленасыщенная с двумя сверхмощными пластами углей. Широко развиты кремнистые и сидеритовые известковистые конкреции. Четкая, хорошо выдержанная ритмичность. Ритмы полные симметричные
Юрская	„	Камалинская	„	„	Песчано-алевритовая слабоугленосная (до пяти пластов углей). В основании — среднезернистые песчаники. Выше — мелкое переслаивание зеленоватых аргиллитов, алевролитов и алевритовых песчаников. Ритмичность недостаточно четкая. Преобладают маломощные, примитивного строения безугольные ритмы
	Нижний	Переяславская	„	„	Алеврито-гравийно-песчаная, в основании — нередко брекчии и дресвяники. Вверху — пачка тонкозернистых пород с линзами углей, количество которых достигает 12. Ритмичность четкая, с преобладанием неполных асимметричных крупных ритмов с растянутой нижней частью

Тектоническое подразделение: мезозойский цикл, финальный этап, трансгрессивно-регрессивная стадия, хатакратный тип структуры. региональное положение: склоны Енисейской моноклизы и внешние ападины Алтае-Саянской складчатой области.

Наблюдается зависимость мощностей основных ритмов и от типа формации. Например, для формации Канско-Ачинского бассейна размеры их колеблются от 5 до 20, чаще 7—15, Южно-Якутского — 5—65, а Улугхемского бассейна — от 9 до 70 м.

В итоге для формаций Канско-Ачинского (А. А. Семерилов, 1970 г.) и Улугхемского бассейнов (А. А. Семерилов, 1968 г.) было установлено, а для Южно-Якутского бассейна подтверждено (Южно-Якутская угленосная формация, 1981 г.) сложно-периодичное их строение. В полных разрезах намечены ритмы четырех-пяти порядков. Ниже кратко остановимся на разграничении их в разрезах угленосных формаций. Ритмы I порядка, мелкие, мощностью от 8 до 70, чаще 15—60 м (указан наиболее распространенный диапазон мощностей) выделяются по закономерному и периодическому изменению родственных фаций. За начало ритма удобнее принимать начало его «регрессивной» части, т. е. появление первой относительно регрессивной фации. Практически это сопровождается обычно укрупнением зернистости осадков. В дальнейшем проводилась типизация ритмов по наборам фаций, их диапазону, наличию полноты фациальных наборов, направленности изменения фаций и некоторыми другим признакам. Так, в Канско-Ачинском бассейне по фациальным наборам были намечены следующие полные углесодержащие ритмы I порядка: делювиально-болотные, пролювиально-болотные, пролювиально-озерно-болотные, озерно-болотные, аллювиально-озерные-болотные, аллювиально-болотные и некоторые другие неуглесодержащие. Однако довольно часто ритмы этого порядка не получают своего законченного развития и являются неполными, безугольными иногда со срезанной верхней частью, не выдерживаясь на значительные (более первых десятков километров) расстояния.

Ритмы следующих порядков выступают как более сложные по отношению к ритмам низшего ранга. Для их выделения в дополнение к направленности изменения фаций в ритмах низшего по отношению к ним порядка учитывались также такие признаки, как изменения степени асимметрии и тенденции к нарастанию или уменьшению угленосности. Степень асимметрии определялась по отношению мощности регрессивных осадков потоков к мощности переходных и трансгрессивных образований — болот и озер.

Ритмы II порядка прослеживаются практически в пределах всех районов и заключают в своем составе от одного до двух-трех ритмов I порядка. Мощности их меняются от 10—80 м в Канско-Ачинском бассейне до 40—130 м в Южно-Якутском и от 40 до 145 м в Улугхемском бассейнах. Они всегда полные, редко безугольные (по причинам фациального замещения болотных отложений осадками других прибрежных застойных фаций).

Основные подразделения мезозойской угленосной формации Тувинской АССР

Стратиграфические			Формационные			
система	отдел	свита	морфология и взаимоотношения	формация	Состав и внутренняя структура	Практическое значение и мощность
Меловая	Нижний	Угленосная	Уплющенные линзы	Сероцветная	Гравийно-песчанисто-алевритовый. В основании — мощная пачка гравелитов с линзами конгломератов. Выше — алевролиты с единичными линзами песчаников. Ритмы мелкие, простого строения	Строительный материал, до 300 м
Юрская	Верхний	Сесерлигская	Крупные линзовидные тела, залегающие в грабенообразных структурах, отделенных от подстилающих образований структурными несогласиями, вверху — стратиграфическими перерывами	Угленосная	Песчанисто-алевритовый, слабоизвестковистый. Ритмичность недостаточно выражена. Преобладают полные симметричные ритмы. Вверху — с более развитой подугольной ветвью	Слабоугленосная, с обилием мелких линз углей, 250—290 м
		Салдамская		„	Аргиллито-алевритовый известковистый. Ритмы полные, средней мощности с удлиненной надугольной частью	Слабоугленосная, с одной-двумя рабочими пластами углей, 280—300 м
9 Зак. 392	Средний	Каахемская	То же	„	Алеврито-гравийно-песчанистый. В основании — более распространены песчаники. Крупные полные угольные ритмы, асимметричного строения с растянутой подугольной ветвью	Промышленно угленосная с четырьмя рабочими пластами углей, 400—450 м
		Улугхемская	„	„	Аргиллито-гравийно-галечный, с четко выраженной мощной аргиллитовой состава пачкой в нижней половине разреза, а вверху — сверхмощным угольным пластом Улуг. Ритмичность недостаточно четко прослеживается. Имеет место явление расщепления ритмов	Основная промышленная угленосность с мощным пластом угля, 290 м
		Элегестская	„	„	Алеврито-песчано-щебенисто-галечный. Вверху — с линзами углистых пород и зольных углей. Ритмичность мелкая. Преобладают ритмы простого строения с быстро меняющимися параметрами	Слабоугленосная, с линзовидными залежами зольных углей, до 60—100 м

Тектоническое подразделение: мезозойский цикл, финальный этап, регрессивно-трансгрессивная стадия, рифтогенный тип структуры, региональное положение: межгорная впадина.

Ритмы III порядка — мезоритмы — являются высшими по отношению к основным. Каждый из ритмов III порядка состоит, как правило, из двух-трех ритмов II порядка. Каждый из мезоритмов охватывает набор фаций, определяющих ту или иную крупную физико-географическую зону седиментации (речную долину, прибрежную часть бассейна и т. д.). Мощности мезоритмов колеблются от 30 до 260 м. Так, в Канско-Ачинском бассейне они изменяются от 30 до 90, в Улугхемском бассейне — от 120 до 260, и Южно-Якутском — от 110 до 250 м.

Наконец, ритмы IV порядка (макроритмы) объединяют в своем составе по два мезоритма. Они четко прослеживаются в пределах бассейнов. Мощности их достигают 70—550 м. В Канско-Ачинском бассейне мощности полных макроритмов колеблются от 70 до 270, Улугхемском — от 280 до 470 и Южно-Якутском бассейне — от 235 до 550 м. Помимо литолого-фациальной характеристики, деталей внутреннего строения, масштабности развития и распространения, эти естественные элементы формаций охарактеризованы нередко палеонтологически, могут быть привязаны к международной стратиграфической шкале и имеют ранг свит. Подобные единицы были нами подробно охарактеризованы, и эти материалы частично опубликованы (А. А. Семериков, 1970, 1981, 1986 г.). Некоторые сведения о стратификации разрезов формаций по принципу ритмичности приведены в табл. 1, 2. Они были положены также в основу легенд Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 при составлении листов 0—46, 47, 48 и учтены при проведении геологической съемки масштаба 1:50 000 в Канско-Ачинском бассейне отрядами геолого-съёмочной экспедиции ПГО «Красноярскгеология». В целом закономерности сложнопериодичного строения угленосных формаций, являясь наиболее надежным критерием стратификации, в настоящее время должны быть широко использованы для расчленения отложений и построения стратиграфических схем и легенд, пригодных для осуществления крупномасштабного картирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Методы* корреляции угленосных толщ и синонимии угольных пластов. Л., Наука, 1968. 380 с.
2. *Методика* корреляции разрезов континентальных угленосных толщ на примере некоторых мезозойских впадин Сибири. Л., Наука, 1970. 184 с.
3. Семериков А. А. Корреляция разрезов по данным литологических методов. Стратиграфия. Общие выводы.— В кн.: Методика корреляции разрезов континентальных угленосных толщ. Л. Наука, 1970, с. 71—96.
4. Семериков А. А. Литолого-стратиграфическая характеристика формации.— В кн.: Южноякутская угленосная формация. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 312. Л., Недра, 1981, с. 6—24.
5. Семериков А. А. Главнейшие параметры строения и угленосность мезозойских угленосных отложений Тувы.— В кн.: Тезисы докладов на VIII Всесоюзном угольном совещании 1986 г. в г. Ростов-на-Дону, ч. 2, с. 62—62.

**ФОРМАЦИОННАЯ ТИПИЗАЦИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР — ОСНОВА ВЫБОРА ОПОРНЫХ ЛЕГЕНД
ГОСГЕОЛКАРТЫ МАСШТАБА 1 : 50 000**

Крупномасштабная геологическая съемка включает в себя в качестве обязательного компонента составление карты закономерностей размещения полезных ископаемых. Для районов широкого развития угленосных отложений составляется отдельная карта угленосности или прогноза угленосности. Для последней совершенно необходима формационная типизация, так как именно тип угленосной формации определяет ее промышленное значение и особенности геологического строения.

Как показал анализ имеющихся данных, все основные факторы контроля угленосности (распределение суши и моря, рельеф местности, характер колебательных движений, вулканизм и др.), благоприятное сочетание которых может привести к образованию угленосных формаций, сами обусловлены общими геотектоническими обстановками, возникающими в процессе развития земной коры. Климат же в течение мезозоя и кайнозоя существенно не менял своего гумидного характера, в целом постоянно благоприятствуя процессам торфонакопления. Поэтому для установления закономерностей размещения угленосных формаций основное внимание было уделено выявлению благоприятных для углеобразования геотектонических обстановок.

На основе выявленных закономерных связей размещения и внутреннего строения угленосных формаций с типами и этапами тектонического развития территории Северо-Востока выделяются три тектоно-генетические группы формаций: геосинклинальная, орогенная и сводово-глыбовая (табл. 1 и 2). Внутри каждой группы в зависимости от положения формации в той или иной геоструктуре выделяется по три тектоно-генетических типа: складчатых систем, срединных массивов, краевых зон платформы (для формаций, образовавшихся на срединных массивах и в краевых частях платформы в геосинклинальный этап развития территории, применен термин «сингеосинклинальный»). Он отражает генетическую и временную связь области углеобразования с активными зонами земной коры, вовлекавшими в погружение окраины более стабильных смежных геоструктур и тем самым создававшими обстановки, благоприятные для накопления угленосных толщ. Подобным же образом используется термин «синорогенный» для типа формаций, образовавшихся на срединных массивах и окраинах платформы в орогенный этап развития смежной области.

Таким образом, среди всего многообразия угленосных формаций Северо-Востока СССР выделено девять тектоно-генетичес-

Схема типизации угленосных формаций Северо-Востока СССР

Основные признаки	Тектоно-генетическая группа формаций						
	геосинклинальная*	орогенная			сводово-глыбовая		
	Тектоно-генетический тип						
	сингеосинклинальный в краевой системе платформы	в складчатых системах	синорогенный на срединных массивах	синорогенный в краевой системе платформы	в складчатых системах	на срединных массивах	в краевой системе платформы
Мощность формации	Первые несколько десятков метров	От сотен до первых тысяч метров	От десятков до первых сотен метров	От десятков до первых тысяч метров	От первых сотен до тысячи метров	От десятков до первых сотен метров	От десятков до первых сотен метров
Соотношение со смежными формациями в разрезе	Резкий нижний и постепенный верхний контакты	Постепенный нижний и резкий верхний контакты	Резкий нижний и постепенный верхний контакты	Резкий нижний и постепенный верхний контакты	Резкие контакты сверху и снизу	Резкие контакты сверху и снизу	Резкие контакты сверху и снизу
Общая фациальная обстановка осадконакопления	Континентальная, сменяющаяся прибрежно-бассейновой	Прибрежно-бассейновая, сменяющаяся континентальной	Прибрежно-бассейновая	Прибрежно-бассейновая	Континентальная	Континентальная	Континентальная
Устойчивость разреза на площади	Относительно устойчивый	Относительно устойчивый	Относительно устойчивый	Устойчивый	Неустойчивый	Относительно устойчивый	Устойчивый
Характер ритмичности	Неотчетливая	Отчетливая многопорядковая	Неотчетливая	Отчетливая многопорядковая	Неотчетливый	Неотчетливая	Отчетливая, низких порядков
Зональность строения по латерали	Зональность фациального состава	Неясно выраженная зональность по комплексу признаков	Зональность не выражена	Отчетливая зональность по комплексу признаков	Зональность фациального состава	Неясно выраженная зональность по комплексу признаков	Неясно выраженная зональность по комплексу признаков
Угленосность	Единицы рабочих пластов малой мощности	Десятки рабочих пластов, в том числе мощных	Единицы рабочих пластов, в том числе средней мощности	Десятки рабочих пластов, в том числе мощных	Единицы рабочих пластов, часто мощных	Первые десятки рабочих пластов, обычно малой, реже средней мощности	Первые десятки рабочих пластов, в том числе мощных
Метаморфизм углей	Региональный, Б, Б-Д	Региональный, термальный и контактовый Д-А	Региональный, термальный и контактовый, Д-Г при контактом до А	Региональный, Б-Г	Региональный Б	Региональный Б	Региональный Б
Тектоническая структура	Моноклинали, осложненные пологими брахискладками	Разнообразные складки с широким распространением дизъюнктивов	Брахискладки	Различные формы залегания в зависимости от зональности строения	Грабен-синклинали с развитием дизъюнктивов	Пологие брахискладки	Моноклинали с пологими брахискладками

Основные признаки	Тектоно-генетическая группа формаций						
	геосинклинальная*	орогенная			сводово-глыбовая		
	Тектоно-генетический тип						
	сингеосинклинальный в краевой системе платформы	в складчатых системах	синорогенный на срединных массивах	синорогенный в краевой системе платформы	в складчатых системах	на срединных массивах	в краевой системе платформы
Проявление вулканизма	Несвойственно	Могут наблюдаться секущие и пластовые жильные тела, обычно примесь пирокластики	Как правило, значительная примесь пирокластики	Не свойственно			
Степень сохранности	Достаточно высокая	Достаточно высокая	Слабая	Достаточно высокая	Хорошая сохранность	Хорошая сохранность	Хорошая сохранность
Промышленное значение формаций для региона	Незначительное	Основное	Малое	Основное	Большое для местных нужд	Малое	Существенное в перспективе

* В геосинклинальной группе выделяются также геосинклинальные формации в складчатых системах (Западное Верхоянье) и сингеосинклинальные — на срединных массивах (ожогинская и отчасти селянская свиты Зырянского бассейна). Практическое значение этих формаций крайне невелико.

Таблица 2

Главнейшие бассейны и месторождения по этапам геотектонического развития региона

Этап геотектонического развития	Характер геотектонического развития территории	Тектоно-генетическая группа						
		геосинклинальная	орогенная			сводово-глыбовая		
		Тектоно-генетический тип						
		сингеосинклинальный в краевой системе платформы	орогенный в складчатых системах	синорогенный на срединных массивах	синорогенный в краевой системе платформы	сводово-глыбовый в складчатых системах	сводово-глыбовый на срединных массивах	сводово-глыбовый в краевой системе платформы
Сводово-глыбовый	Сводово-глыбовое					Тиксинская, Приморская, Нерская, Эльгенская, Гижигинская, Охотская площади	Угленосный неоген Зырянского бассейна, Охотский район	Нижнеалданская площадь Ленского бассейна
Орогенный	Орогенез Охотских геосинклинальных систем		Пенжино-Анадырская, Корякская площади					

Этап геотектонического развития	Характер геотектонического развития территории	Тектоно-генетическая группа						
		геосинклинальная	орогенная			сводово-глыбовая		
		Тектоно-генетический тип						
		сингеосинклинальный в краевой системе платформы	орогенный в складчатых системах	синорогенный на срединных массивах	синорогенный в краевой системе платформы	сводово-глыбовый в складчатых системах	сводово-глыбовый на срединных массивах	сводово-глыбовый в краевой системе платформы
	Орогенез Верхояно-Чукотских геосинклинальных систем		Буоркемюские отложения Зырянского бассейна, Аркагала, Омсукчан, Новосибирская, Чаун-Чукотская, Хасынская, Пареньская, Тайгоноская площади					
Синорогенный	Инверсия Верхояно-Чукотских геосинклинальных систем		Аньюйская угленосная площадь	Омолонская площадь	Ленский бассейн (верхняя юра—нижний мел)			Ленский бассейн (верхний мел, неоген)

ких типов, из которых только семь имеют практическое значение с точки зрения их угленосности. Не имеет никакого промышленного значения угленосность формаций складчатых систем и сингеосинклинальные срединных массивов геосинклинальной группы. Угленосность этих формаций убогая, выражена редкими линзами и тонкими прослоями (менее 0,4 м) углей. Остальные типы угленосных формаций имеют далеко не одинаковое промышленное значение и характеризуются присущими каждому из них комплексами диагностических признаков (см. табл. 1).

В геосинклинальной группе формаций некоторое значение имеет угленосность сингеосинклинального типа краевой части платформы, развитого по западной и южной окраинам Вилюйской синеклизы в отложениях укугутской и иреляхской свит.

С орогенной группой формаций связаны наибольшие перспективы угленосности. К этой группе относится верхнеюрско-нижнемеловая формация Ленского бассейна, отнесенная к синорогенному типу краевой части платформы. Единая формация распространяется как на Вилюйскую синеклизу, так и на Приверхоянский краевой прогиб. Отчетливая зональность этой формации по основным параметрам дает возможность обоснованного прогноза площадей развития мощных угольных пластов и коксующихся углей. Орогенные формации Колымо-Омолонского срединного массива, хотя и содержат пласты рабочей мощности, но неперспективны на мощные пласты (Омолонская, Авиюйская площади).

Большие перспективы угленосности имеют орогенные формации складчатых систем Яно-Колымской, Новосибирско-Чукотской и Илин-Тасской геосинклиналей, где в различных по величине, обычно приразломных впадинах, в апт-туронское время происходило накопление угленосных отложений. Здесь образовались многочисленные угольные месторождения Зырянского бассейна, Инъяли-Дебинской (Дарпир, Аркагала), Буюндино-Сугойской (Омесукчан), Новоси-

Западная
часть Лен-
ского бас-
сейна (уку-
гутская и
иреляхская
свиты)

Сингео-
синкли-
нальный

бирской, Чаун-Чукотской, Пареньской угленосных площадей. Во многих точках этих площадей выявлены мощные угольные пласты. Все угли орогенных формаций каменные, различных стадий метаморфизма (от Д до А). Метаморфизм на стадиях выше жирных обычно контактовый или термальный.

Высокие перспективы угленосности связаны с формациями сводово-глыбовой группы (олигоцен-неогеновый этап угленакопления). К ним относятся толщи, общими особенностями которых являются внутриконтинентальный характер отложений, пологое залегание слоев, слабая литификация пород, бурые угли от Б₁ до Б₃.

Большие потенциальные ресурсы бурых углей имеют Нижнеалданская площадь Ленского бассейна, крупная, но крайне слабо изученная Приморская угленосная площадь, Нерская впадина на Инъяли-Дебинской площади, Эльгенская и Верхнесугойская впадины Буюндино-Сугойской площади, промышленно угленосные площади с пластами бурых углей до 5—6 м на Новосибирских островах, Гижигинская, Охотская и Пенжино-Анадырская площади.

УДК 551.263(084.3М500)(571.56)

Е. А. Зубарева, Г. А. Гурьев, А. К. Худолей

КАРТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СЕТТЕ-ДАБАНСКОГО РЕГИОНА МАСШТАБА 1 : 500 000

Содержание формационных карт определяется системой условных обозначений, выбранной в соответствии с различными направлениями формационного анализа, главные из которых структурно-вещественное и генетическое. На формационных картах структурно-вещественного содержания правомерно изображать в качестве основных характеристик формационных подразделений их вещественный состав и структуру (тип строения, ритмичность), при этом в зависимости от выбранного масштаба меняется степень детализации этих характеристик. Так, на картах крупного масштаба изображают вещественный состав и характер внутреннего строения субформаций (подформаций, парагенераций и т. д.), среднего масштаба — формаций, мелкого масштаба и обзорных картах — рядов и комплексов формаций, учитывая также и тип деформационной структуры. Методика построения последних разработана под руководством В. И. Драгунова (1982 г.) при составлении типологических тектонических карт масштаба 1 : 10 000 000 и 1 : 5 000 000.

Карта геологических формаций Сетте-Дабанского региона масштаба 1 : 500 000, составленная во ВСЕГЕИ, по своему содержанию структурно-вещественная. В качестве главных ве-

вещественных признаков формаций рассматриваются виды горных пород, определяемые особенностями минерального состава и гранулометрией в соответствии с имеющимися классификациями, в качестве второстепенных признаков — цвет, текстура, включения и т. д. Под структурными признаками осадочных формаций понимается характер ритмичности.

Легенда к карте построена в виде матрицы, горизонтальным строкам которой отвечают таксоны парагенезов видов горных пород, им отдан на карте цвет. Выделены надгруппы осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических парагенезов формаций. Надгруппа осадочных формаций разделена на группы терригенных, угленосно-терригенных, терригено-карбонатных, обломочно-карбонатных, карбонатных, кремнисто-карбонатных и сульфатно-карбонатных парагенезов формаций. В группах парагенезов формаций выделены их семейства, например, известняковых, известняково-доломитовых, доломитовых и т. д. Среди магматических формаций рассмотрены группы салических, мафическо-салических, мафических и ультрамафических формаций, которые также разделены на семейства формаций.

Столбцы матричной легенды отведены типам ритмичности стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций и морфологии магматических формаций (покровы и силлы, дайки, интрузии), которые показаны на карте оттенком основного цвета. Исходя из средней мощности элементарного ритма осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, выделены тонко-, крупно-, груборитмичные и массивные формации.

На пересечении строк и столбцов в легенде расположены формации, имеющие определенный парагенез горных пород и тип ритмичности. Индивидуальные особенности формаций, такие, как, например, битуминозность, пестроцветность и т. д., показаны на карте соответствующим крапом. Индекс формации представлен в виде дроби, в числителе которой заглавными буквами показан вещественный состав, а в знаменателе — ее возраст. Таким образом, легенда передает следующие характеристики: вещественный состав, тип строения, индивидуальные особенности и возраст формаций, при этом все формации типизированы по основным признакам — вещественному составу и структуре.

Пространственно-временные соотношения формационных подразделений показаны на схеме корреляции геологических формаций Сетте-Дабанского региона. В вертикальных столбцах схемы приведены расположенные в стратиграфической последовательности формации, в горизонтальных — латеральные ряды изохронных формационных подразделений, среди последних различаются формации, ряды и комплексы формаций.

В вертикальные ряды объединены формации, отвечающие циклу седиментации. Как правило, это малые ряды формаций (Н. С. Малич, 1975 г.), представленные в нижней части терри-

генными, карбонатно-терригенными, а в верхней части — преимущественно карбонатными формациями. Формационный комплекс представляет собой парагенез малых формационных рядов, соответствует седиментационному мегациклу и отделен часто от перекрывающих и подстилающих отложений несогласиями.

Границы латерального замещения изохронных формационных комплексов совпадают с границами региональных подразделений — формационных зон. Формационная зона сложена определенным парагенезом осадочного, вулканогенно-осадочного и магматического комплексов. Если на площади происходит изменение вещественного состава, типа строения, мощности этих комплексов, то есть основание говорить о выделении новой формационной зоны, если же данные характеристики изменяются на уровне отдельных формаций или их рядов, то выделяется формационный участок. Таким образом, на схеме корреляции приведены в соответствие, с одной стороны, такие формационные подразделения, как формация, ряд формаций, формационный комплекс, а с другой — региональные подразделения: формационный участок, формационная зона.

В осадочном разрезе Сетте-Дабанского региона выделяются следующие формационные комплексы:

— *карбонатно-терригенный Юдомо-Майский* (R_{1-3}). Представлен четырьмя формационными рядами, сложенными в нижней части разреза терригенными, реже карбонатно-терригенными, а в верхней части — карбонатными формациями. Общая мощность комплекса в районе Горностахского поднятия достигает 7400 м. В целом комплекс имеет равное соотношение терригенных и карбонатных пород. В терригенных породах преобладают алевролиты и мелкозернистые песчаники, в обломочной фракции которых доминирует кварц, среди карбонатных пород доломиты преобладают над известняками. Основной особенностью комплекса является его слабая дифференцированность, на всей площади его распространения могут быть выделены три формационные зоны, разделенные на четыре формационных участка;

— *терригенный Уйский* (R_3). Распространен в западной части региона (Алдано-Ленская и Майско-Кыллахская зоны, последняя разделена на три формационных участка). Мощность комплекса до 2000 м. Для комплекса характерно преобладание песчаников, в обломочной фракции которых доминирует кварц; часть формаций имеет флишондное строение. В восточном направлении данный комплекс замещается изохронным вулканогенно-терригенным комплексом (Челатская и Улахан-Бамская зоны) мощностью до 4800 м. Комплекс представлен лавами, потоками базальт-долеритовой формации и терригенными формациями, среди которых преобладают песчаники полевошпатово-кварцевые, реже полимиктового состава; некоторые формации

также имеют флишоидное строение. В верховьях рек Сев. Уй, Нет и Мая выделяется вулканогенно-терригенный Билякчанский комплекс (Билякчанская и Охотская зоны) мощностью до 4000 м. Вулканиты комплекса представлены лавами липарит-базальтовой формации, а среди терригенных пород преобладают кварцевые песчаники. Во время формирования рассмотренных выше изохронных комплексов произошло внедрение силлов базальто-долеритовой формации и интрузивных тел ультрамафитовой и гранит-граносиенитовой формаций;

— *терригенно-карбонатный Сетте-Дабанский* ($V-D_1$). Распространен на большей части региона (Алдано-Ленская, Майско-Кыллахская, Сетте-Дабанская, Горби-Байагантайская, Майско-Нетская зоны, разделенные на 11 формационных участков). В пределах Сетте-Дабанской зоны комплекс представлен семью формационными рядами общей мощностью до 10 км. Формации нижней части комплекса ($V-E_{1-2}$) отличаются очень сильной латеральной изменчивостью: в одних разрезах преобладают терригенные, карбонатно-терригенные формации, в других — карбонатные. В терригенных породах главенствующую роль играют песчаники аркозового и полимиктового состава, в карбонатных — сахаровидные доломиты. Весьма характерны для данной части комплекса кремнисто-карбонатные формации. В верхней части комплекса доминируют известняки, в различной степени глинистые и песчаные, встречаются карбонатные флишоиды. Терригенные породы представлены аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава. В южном и восточном направлениях наблюдается возрастание роли терригенного материала. Одновременно с формированием Сетте-Дабанского комплекса произошло внедрение даек, реже силлов габбро-диабазовой (ранний палеозой) формации и формации лейцитифиров, щелочных и нефелиновых сиенитов;

— *вулканогенно-терригенно-карбонатный Джалканский* (D_2-C_1). Распространен в северной части региона (Сетте-Дабанская зона, объединяющая четыре формационных участка). Мощность комплекса достигнет 3000 м. Для него характерно наличие лав трахибазальтовой формации и преобладание карбонатов (в основном известняков) над терригенными породами (преимущественно калькаренитами). Содержание вулканитов сильно варьирует на площади. В южном направлении данный комплекс замещается карбонатно-терригенным (D_3-C_1) (Горби-Байагантайская и Майско-Нетская зоны). Терригенные породы комплекса преобладают над карбонатными (преимущественно известняками) и представлены как калькаренитами, так и кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми песчаниками. В верховьях р. Май выделяется в вулканогенный Охотский комплекс (C_1) мощностью до 700 м. Комплекс состоит исключительно из лав и туфов дацит-липаритовой формации. Синхронно форми-

рованию перечисленным выше комплексам происходило внедрение ультрамафитовой (Pz_2), габбро-диабазовой (Pz_2) и диорит-гранодиоритовой (C_1) формаций;

— *терригенный Верхоянский (C_1-T)*. Распространен в северной и восточной частях региона (Майско-Кыллахская и Верхоянская зоны, последняя разделена на шесть формационных участков). Максимальная мощность комплекса (9500 м) наблюдается в Томпо-Хандыгском участке. Характерно широкое развитие алевролитов и песчаников от кварцевого до полимиктового составов. Огрубление терригенного материала происходит в юго-восточном и северном направлениях;

— *угленосно-терригенный ($J-N$)*. Распространен к западу от Сетте-Дабанского региона (Приверхоянская зона). В нижней части комплекса представлен в основном песчаниками аркозового и полимиктового состава, в верхней — песчаниками с прослоями и пачками углей. Мощность комплекса около 1500 м;

— *вулканогенно-осадочный Охотско-Чукотский (K_{1-2})*. Прослеживается вдоль юго-восточной границы региона (Южно-Верхоянская зона). Комплекс (около 3000 м) состоит в основном из лав андезитового, дацит-липаритовой и липарит-базальтовой формаций и их туфов. Осадочные породы имеют резко подчиненное значение и представлены песчаниками и конгломератами. Как в пределах области распространения вулканогенно-осадочного комплекса, так и в соседних частях региона широко развиты синхронные комплексу интрузии долерит-гранодиоритовой лейкогранитовой и аляскитовой формаций.

Как видно из приведенных выше данных, только наиболее древний комплекс — Юдомо-Майский — отличается однообразием и слабой дифференциацией. Все остальные комплексы значительно более дифференцированы, причем степень дифференциации в пределах современной складчатой области значительно выше, чем на Сибирской платформе.

Особый интерес представляют два формационных уровня: нижняя часть терригенно-карбонатного Сетте-Дабанского комплекса и вулканогенно-терригенно-карбонатный Джалканский комплекс. В них наряду с наличием общих признаков (переходный характер строения разреза по отношению к подстилающим и перекрывающим комплексам, наличие пестроцветных, кремнисто-карбонатных и массивных карбонатных формаций), наблюдается и сходство металлогенических специализаций. Так, в нижней части обоих уровней имеются рудопроявления (известняково-доломитовая формация V) и месторождения (обломочно-карбонатная формация меди D_3-C_1), в средних частях — месторождения (известняково-доломитовая формация V— C_1) и рудопроявления (известняковая формация) C_1 свинца и цинка, наличие которых позволяет существенно расширить перспективы поисков аналогичных руд в сходной формационной обстановке и других комплексов.

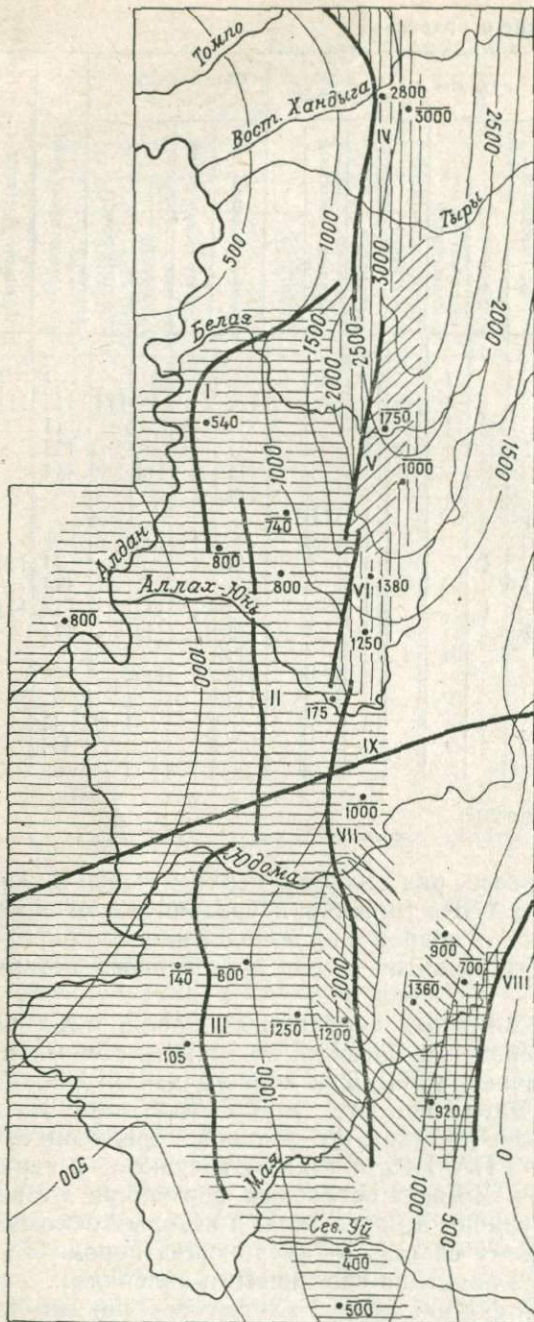
СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ—СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Отложения среднего кембрия—среднего ордовика широко распространены в Южном Верхоянье. Систематические исследования стратиграфии и литологического состава проводились только в западной части региона, в пределах развития толщ кембрийского возраста. Формационные исследования кембрийско-ордовикских толщ проводились А. К. Башариным [1], Е. А. Зубаревой [3], В. И. Коростелевым [5].

В среднекембрийско-среднеордовикских отложениях Южного Верхоянья выделяется семнадцать формаций (см. таблицу). Большинство из них хорошо дешифрируется, поскольку оба основных систематических признака выделения формаций — состав и ритмичность — определяют фототон и рельеф. Мощность выделяемых подразделений в основном колеблется от 100 до 800 м, что, учитывая крутое залегания пород, делает их пригодными для картирования в масштабе 1 : 50 000. При картировании более мощных формационных подразделений в составе последних следует выделять парагенерации.

Название формаций составляется на основании характеризующих ее систематических признаков — состава пород (указываются все компоненты, мощность которых составляет более 10 % мощности всей формации) и строения (указывается только доминирующий тип ритмичности); например, известняково-песчаниковая массивная или аргиллитово-аюмергелево-известняковая тонкоритмичная. В соответствии с условными сокращениями, приведенными в таблице, они записываются как ИПР₅ и АМИР₁. Только в одном случае, чтобы избежать чрезмерного удлинения названия, формация была названа не конгломерат-доломит-калькарениит-известняковая среднеритмичная, а конгломерат-калькарениит-карбонатная среднеритмичная (КнКлКР₂).

В составе большинства формаций преобладают известняки, которые подразделяются на три группы: собственно известняки (сравнительно чистые породы), обломочные известняки (содержат обломки местного происхождения) и песчанистые известняки (содержат не менее 10 % терригенных, в основном кварцевых обломков). Доломиты в основном микрозернистые и однородные и лишь небольшая часть их явно несет следы вторичной перекристаллизации. Согласно [6], наиболее широко развиты вакстоуны-грейнстоуны, принадлежащие к стандартным микрофациям (СМФ) 9, 10, 11, 14, 20, 22, 23. В позднекембрийской формации КнКлКР₂ очень широко развита СМФ 15, а в среднеордовикской АПР₃ — СМФ 24. Обособляются средне- и поздне-



- | | |
|--|---|
| | 1 |
| | 2 |
| | 3 |
| | 4 |
| | 5 |
| | 6 |
| | 7 |
| | 8 |
| | 9 |

ся тонкоритмичной (P_1), от 0,25 до 1 м — среднеритмичной (P_2), от 1 до 10 м — крупноритмичной (P_3) от 10 до 20 м — груборитмичной (P_4) и свыше 20 м — массивной (P_5).

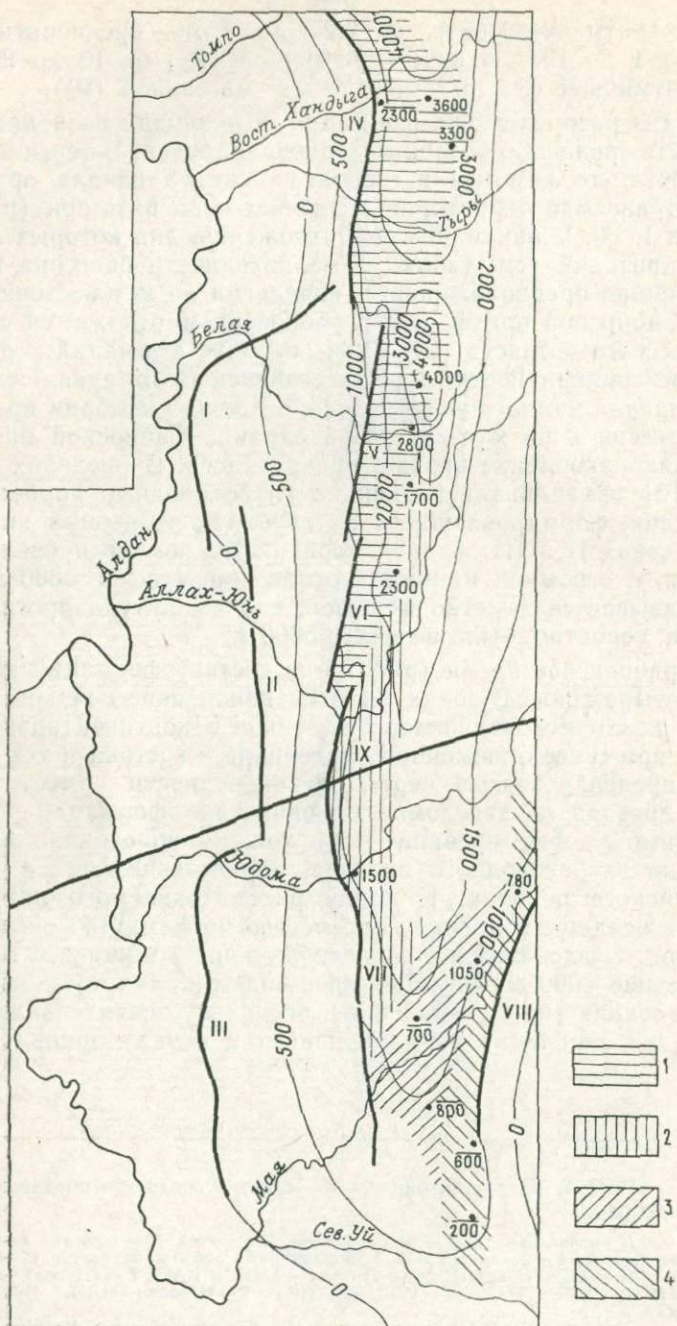
Анализ распределения формаций по площади позволяет восстановить эволюцию условий осадконакопления. В течение среднего- позднего кембрия и, вероятно, самого начала ордовика рассматриваемая территория разделяется на пять зон (рис. 1). В зонах I, IV, V накапливались отложения, для которых характерны признаки (см. таблицу) мелководности бассейна и противоречащие предположению о появлении на юго-восточной окраине Сибирской платформы глубоководных отложений среднекембрийского возраста [2]. Судя по смене формаций в разрезе и их ритмоцикличности, в рассматриваемый интервал кембрия море сначала немного углублялось, а в конце кембрия произошла регрессия и на юго-восточной окраине Сибирской платформы осадконакопление вообще прекратилось. В пределах зон II и III [6] накапливались типично глубоководные карбонатные отложения, формировавшиеся на глубинах до первых километров. В зонах II и III осадконакопление не компенсировало прогибания, и огромная мощность отложений (свыше 3000 м) все же оказывается заметно меньшей, чем амплитуда прогибания, которая, вероятно, была не менее 5000 м.

В ордовикское время (рис. 2) по составу формаций выделяются четыре зоны. В зонах III и IV накопление осадков происходило как в мелководно-морских, так и в континентальных условиях при сносе обломочного материала с востока и юго-востока. В пределах зоны I черты мелководности имеет только самая древняя из заведомо ордовикских формаций — АИР₁. По-видимому, формирование этой толщи происходило при заполнении мелководного прогиба, образовавшегося в конце кембрийского периода. К концу рассматриваемого интервала времени осадконакопление повсеместно происходило около уровня моря. Следовательно, в пределах зоны I мощности отложений (свыше 4000 м) заметно превышают суммарную амплитуду прогибания (не более 3000 м), поскольку значительная часть отложений заполняла уже имевшийся к началу ордовика прогиб.

Рис. 1. Палеотектоническая схема среднего—позднего кембрия.

1 — изопихиты; 2—3 — точки замера мощностей (2 — полных, 3 — неполных); 4 — разломы; 5—9 — формационные зоны и их состав (5 — I зона — АИМР₂, КнМИР₁, 6 — II зона — АМИР₁, ИАР₁, 7 — III зона — АМИР₂, МИР₃, ИАР₁, 8 — IV зона — ИР₃, 9 — V зона — МДИ, ИР₂, КнКлКР₂).

Разломы Нелькано-Кыллахского (I — Кыллахский, II — Усть-Сархаринский, III — Нельканский) и Центрального шва (IV — Сетте-Дабанский, V — Чухонийский, VI — Акринский, VII — Улахан-Бамский, VIII — Билякчанский, IX — Алдано-Охотский).



Сравнение рис. 1 и 2 показывает, что рассматриваемый регион разделяется на три области. Западная расположена к западу от центрального шва (зона I рис. 1), восточная захватывает области, близлежащие у Билякчанского разлома, и, вероятно, простирается далее на восток (зона V рис. 1 и зоны III, IV рис. 2); центральная располагается между западной и восточной (зоны II, III, IV рис. 1 и зоны I, II рис. 2). Для западной и восточной областей характерны простые вертикальные ряды формаций и колебательные движения сравнительно небольшой амплитуды (не более 1500—2000 м). В центральной части региона вертикальный ряд формаций значительно более сложен, широко развиты латеральные переходы одних формаций в другие, огромна амплитуда нисходящих движений (не менее 7000—9000 м). Это позволяет считать, что если тектонический режим западной и восточной областей был близок к типично платформенному, то прогиб в центральной области сходен с прогибами миогеосинклинального типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башарин А. К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., Наука, 1967. 200 с.
2. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы. (Под ред. В. А. Асташкина.) М., Недра, 1984. 181 с.
3. Зубарева Е. А. Осадочные формации венда—среднего палеозоя и тектоника Сетте-Дабана. Автореф. канд. дисс. Л., 1985. 16 с.
4. Коробицин А. В. Металлогения осадочных формаций докембрия Сетте-Дабана.— В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л., Наука, 1981, с. 186—191.
5. Коростелев В. И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск. Наука, 1982. 217 с.
6. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980. 463 с.
7. Ян-жин-шин В. А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1983. 156 с.

Рис. 2. Палеотектоническая схема раннего—среднего ордовика.

1—I формационная зона (AIP₁, AIP₄, AIP₃), 2—II зона (AIP₂, APIP₃), 3—III зона (ПАИIP₄), 4—IV зона (ИПР₅). Остальные усл. обозн. см. к рис. 1.

**ГЕОДИНАМИКА ОБРАЗОВАНИЙ МЕЛОВЫХ УГЛЕНОСНЫХ
ФОРМАЦИЙ КОЛЫМО-ИНДИГИРСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

Существующие в угольной геологии точки зрения на строение и угленосность меловых отложений Колымо-Индигорской провинции были сформированы в конце 50-х годов, когда геологическая ситуация в центральной части Верхояно-Тукотской складчатой области представлялась сравнительно простой. На месте Алазейского плато предполагалось существование срединного массива или даже древней Колымской платформы, окруженной со всех сторон геосинклинальными системами, замкнувшимися на рубеже юры и мела. Крупнейшие в провинции Зырянский бассейн и Омсукчанская угленосная площадь были типизированы как формации краевого прогиба, а остальные площади и месторождения в своем развитии связывались с заложением впадин на вновь образованной молодой подвижной платформе. Даже известная дискуссия о Колымском срединном массиве, приведшая к отказу большинства геологов от выделения этой структуры в прежних границах, не изменила традиционного подхода к типизации угленосных отложений, предложенной Г. Г. Поповым [6].

Так, в Зырянском бассейне вплоть до последних лет поиск мощных пластов угля основывается на представлении о его зонально-ассиметричном строении, типичном для краевопрогибных угленосных формаций. Поисковое бурение было сосредоточено на северо-восточном «приплатформенном» борту Зыряно-Селенняхского прогиба, но ожидаемых результатов не принесло, тогда как в запрещенной этой моделью «пригеосинклинальной» зоне было открыто достаточно крупное месторождение искомого типа. Поскольку оно оказалось расположенным среди интенсивно дислоцированных безугольных пород юры и самых нижних горизонтов мела, а структурные взаимоотношения продуктивной толщи с безугольными отложениями выяснены не были, распространилось мнение о высокой угленосности более древних, чем считалось ранее, горизонтов меловых отложений, что еще более дезориентировало поисковые работы. Геологическая съемка и тематические исследования выявили уже достаточное количество подобных «аномальных» фактов. Предпринятая недавно попытка их переосмысления позволила выявить ряд эмпирических закономерностей, важных для прогноза угленосности Колымо-Индигорской провинции, но не привела к созданию общей многоцелевой модели углеобразования на ее территории. Анализ генетических вопросов, проведенный в рамках геоструктурно-стадийного подхода и концепции геосинклинально-

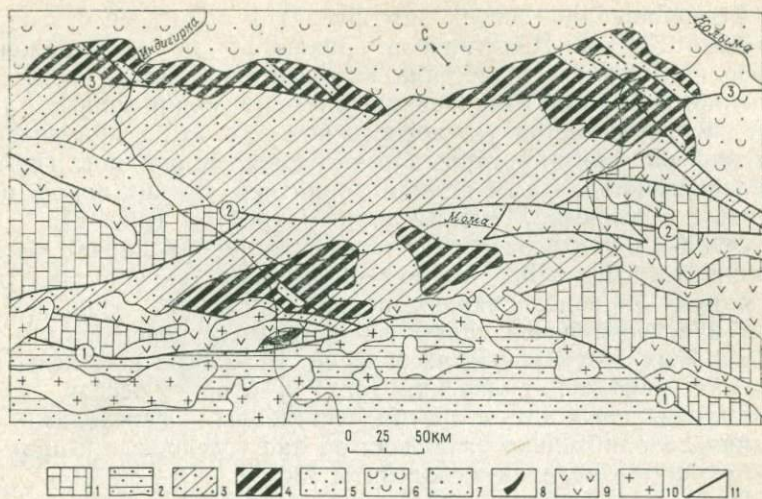


Рис. 1. Основные структурно-формационные комплексы Момо-Зырянской впадины и ее обрамления (по [1] с добавлениями автора).

1 — позднпротерозойские—раннемезозойские терригенно-карбонатные комплексы пассивной окраины континента в Черско-Полуосненской антиклинорной складчатой системе; 2 — поздне триасовые—юрские терригенные комплексы пассивной окраины и фронтальной аккреционной террасы островной вулканической дуги в Иньяли-Дебинском прогибе; 3 — позднеюрский терригенный комплекс окраинного моря в центральном антиклинорном поднятии Момо-Зырянской впадины; 4 — неоком-альбский терригенный угленосный комплекс реликтовой коллизионной впадины в периферических прогибах; 5 — альб-сеноманский терригенный высокоугленосный комплекс в грабенах Индигиро-Охотской рифтовой зоны; 6 — кайнозойский терригенный комплекс предгорного прогиба; 7 — кайнозойский вулканогенно-терригенный комплекс в грабенах Момской рифтовой зоны; 8 — комплекс офиолитов палеозойского возраста; 9 — позднеюрские вулканические комплексы островной дуги; 10 — позднеюрские—раннемеловые гранитоидные коллизионные комплексы; 11 — основные дизъюнктивные нарушения, в том числе трансрегиональные разломы. Цифры в кружках: 1 — Дарпирский, 2 — Улахан, 3 — Арга-Тасский

орогенического цикла, не позволил нам пойти дальше рассуждений об особенностях ранне- и позднеорогенного угленакпления [5].

Новые возможности возникли с появлением региональных геодинамических моделей складчатого Северо-Востока СССР, основанных на актуалистической интерпретации природы структурно-вещественных комплексов, анализе латеральных рядов геологических формаций и теоретических положениях тектоники литосферных плит. Воспользовавшись отдельными элементами этих моделей и результатами собственных многолетних исследований геологического строения и угленосности этой территории, автор попытался разработать существенно новую концепцию регионального углеобразования, по возможности учитывающую все главные особенности развитых здесь угленосных отложений и их взаимоотношений с прочими геологическими телами. Основная часть использованного фактического материала опубликована в [5], поэтому здесь главное внимание уделено вопросам его генетической интерпретации.

Все важнейшие особенности развития процессов углеобразования в Колымо-Индибирской провинции хорошо отражены в строении Зырянского бассейна, который в настоящее время представляет собой ряд изолированных и полуизолированных площадей распространения угленосного нижнего мела, приуроченных к периферическим прогибам Момо-Зырянской впадины. Прогибы разделены продольным осевым поднятием юрских пород, выраженным в рельефе Момским горным хребтом (рис. 1).

Официальная стратиграфическая схема объединяет угленосный нижний мел в зырянскую серию мощность около 8000 м, отделенную от подстилающих пород бастахской серии верхней юры и встречнинской свиты верхнего мела поверхностями региональных структурных несогласий. В разрезе выделены ожогинская (неоком), силяпская (апт) и буоркемюсская (альб) свиты, связанные друг с другом постепенными переходами. Последняя дополнительно разделена на две угленосные и промежуточную конгломератовую подсвиты [36].

Приводим сравнительную характеристику неоком-альбской и альб-сеноманской угленосных формаций Зырянского бассейна (соответственно нижней и верхней формаций):

Залегание на подстилающих породах	согласное	несогласное
Мощность и ее изменение на площади	3500—4000 м, хорошо выдержана	до 1500 м, резко изменчива
Углевмещающие структуры, их преимущественная ориентация и масштаб	линейные прогибы субширтного простирания, тыс. км ²	грабены диагонального простирания, дес. км ²
Характер дислокации слоев	полная, реже промежуточная складчатость, взбросы, надвиги	пологие брахискладки, моноклинали, сбросы
Изменение угленасыщенности вверх по разрезу	монотонно нарастает	неравномерно уменьшается
Мощность угольных пластов	тонкие, реже средние	тонкие, средние и мощные
Устойчивость угольных пластов на площади	устойчивые и весьма устойчивые	относительно устойчивые и неустойчивые
Стадии метаморфизма углей	от длиннопламенной до антрацитовый	от длиннопламенной до тощей
Преобладающий тип угольных пластов	гелитолитовый	фюзинито-гелитолитовый

Как показали дальнейшие исследования в Зырянском бассейне, юрский флиш переходит в угленосную молассу постепен-

но, а она столь же постепенно сменяется вулканогенно-осадочными породами верхнего мела. Напротив, внутри угленосных отложений, в основании буоркемюсских конгломератов, существует структурное, а в ряде случаев и отчетливо выраженное стратиграфическое несогласие. Эти наблюдения привели к созданию рабочей стратиграфической схемы нижнего мела, в которой вместо одной выделены две серии пород со сложными структурными и стратиграфическими взаимоотношениями [5]. Неом — раннеальбская зырянская серия включает всю доконгломератовую часть разреза, делится на ожогинскую, силяпскую и мелегейскую свиты, являясь верхней частью единого в структурном отношении позднемезозойского терригенного комплекса Момо-Зырянской впадины. Она широко распространена на всей площади Зырянского бассейна и содержит рабочие пласты угля в силяпской свите. Мелегейская свита развита на ограниченном участке в центральной части Зыряно-Силяпского района, обладает высокой угленосностью и сходна по облику вмещающих пород с альб-сноманской буоркемюсской серией. Последняя всегда залегает в грабренных структурных, часто имеет выраженный базальный грубообломочный горизонт (камыкинская свита конгломератов), над которым обычно расположено несколько сближенных мощных угольных пластов. Буоркемюсские грабены могут быть дискордантно наложены на любые стратиграфические уровни более древних пород, а их выполнение существенно отличается от зырянских отложений по многим признакам.

Поскольку мощные угольные пласты, с разработкой которых связана промышленность Зырянского бассейна, присутствуют только в «верхней» угленосной формации, выявление буоркемюсских структур на его территории положено нами в основу эффективной схемы прогноза новых перспективных площадей, применение которой уже дало значительные практические результаты (рис. 2).

Различия в свойствах двух угленосных формаций, очевидно, обусловлены происшедшим в раннем альбе существенным изменением условий угленакопления, зависящих от общего развития геологических процессов в регионе. Образование «нижней» неом-раннеальбской формации было связано с завершающими стадиями седиментогенеза в Момо-Зырянской впадине, начало формирования которой пришлось на середину юрского периода. Геодинамические исследования ряда геологов показали, что с аалена происходила аккреция нескольких крупных блоков континентальной коры и их причленение к сибирской окраине Евразийского материка. Океаническая кора, разделявшая все эти континенты, субдуцировалась в нескольких сейсмофокальных зонах, над одной из которых, расположенной между окраиной Сибири и Омолонским континентом, возникла Уяндино-Ясачненская вулканическая дуга, о типе и полярности которой идет дискуссия [2, 3, 4].

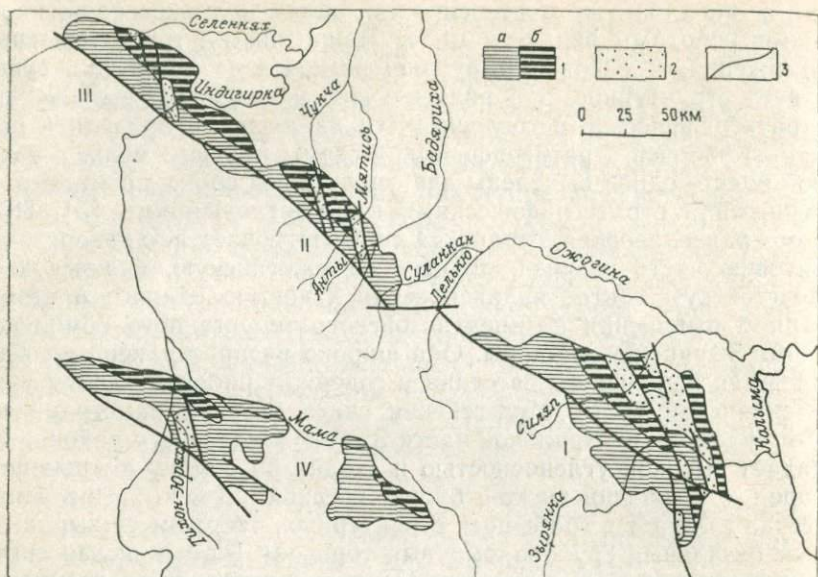


Рис. 2. Распространение формационных типов угленосных отложений на площади Зырянского бассейна.

1 — неом-альбская угленосная формация зырянской серии (а — без рабочих пластов угля, б — с пластами рабочей мощности); 2 — альб-сеноманская угленосная формация буоркемюсской серии; 3 — основные дизъюнктивные нарушения.

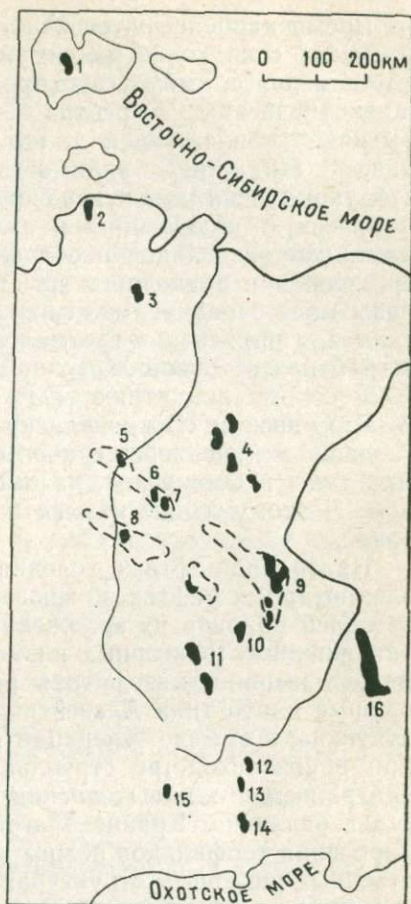
Углепромышленные районы: I — Зыряно-Сиялпский, II — Мятиский, III — Индигиро-Селенияхский, IV — Момский.

Судя по петрографическому составу блоков основания дуги и характеру инициального вулканизма [1], субдукция происходила под активную западную окраину Омолона, в тылу которой открылось Момо-Зырянское море, заполнявшееся турбидитами бастахской серии. Западная миграция дуги привела к ее солкновению с пассивной окраиной Сибири, о чем свидетельствует начавшаяся примерно в келловее складчатость верхоянского комплекса отложений и раннее гранитообразование в поясе больших колымских батолитов. На следующей стадии аккрекции произошла частичная субдукция дна Момо-Зырянского моря, которое в середине волжского века оказалось как бы впаянным в единый массив континентальной коры Сибири и Омолона. Остаточная впадина с огромной скоростью заполнилась верхневолжским флишоидно-молассовым комплексом аргатаской свиты, а потом и ожогинской молассой с первыми признаками угленосности. Накопление продуктивной сиялпской свиты происходило в озерно-болотных водоемах, расположенных на площади обширной котловины, рельеф которой в конце апта был уже достаточно расчлененным. К началу альбского века на большей части ее территории угленосная седиментация смени-

Рис. 3. Размещение угленосных отложений в грабнях Индигиро-Охотской рифтовой зоны.

а — основные угленесяющие структуры рифтовой зоны, *б* — контуры распространения нижней угленосной формации Зырянского бассейна.

Угленосные площади и месторождения: 1 — Тугуттахское, 2 — Эбеляхское, 3 — Хромское, 4 — Алазейская площадь, 5 — Краснореченское, 6 — Чукчанское, 7 — Аитинское, 8 — Тихон-Юряхское, 9 — Зырянская группа месторождений, 10 — Дарпирское, 11 — Аркагаалинская площадь, 12 — Первомайское, 13 — Чернозерское, 14 — Хасынское, 15 — Челемджинское, 16 — Омсукчанская угленосная площадь.



а *б*

лась размывом отложений, кроме небольшой ванны, где накопились отложения мелегейской свиты. Сохранявшаяся все это время обстановка регионального сжатия обусловила конседиментационную дислокацию зырянской серии с формированием полноскладчатых и надвиговых структур запад-северо-западного простириания. Уже к середине альба зырянская серия представляла собой складчатую, сложно построенную угленосную формацию с мозаично денудированными верхними горизонтами.

Накопление буоркемюсской серии осадков происходило в структурах совершенно другой природы, образование которых было связано с геодинамическими событиями трансрегионального характера. Примерно в середине мела в зоне, протягивающейся от Новосибирских островов почти до побережья Охотского моря, были сформированы очень сходные друг с другом грабневые структуры субмеридионального и северо-западного простириания. В формационном отношении среди них различаются грабени, выполненные осадочно-вулканогенными либо осадочными с примесью вулканического материала породами. Все они без исключения несут признаки угленосности, а с грабнями второго формационного типа часто связаны промышленные месторождения каменных углей (рис. 3).

Время наиболее интенсивного развития этих структур (альб—сеноман) совпало с максимумом вулканизма в Охотско-Чукотском поясе, импульсом спрединга в мировой системе срединно-океанических хребтов и первыми фазами раскрытия прилегающей котловины Арктического океана. По всей видимости смещение главных зон субдукции на новую окраину Евразии вызвало геодинамическую релаксацию и заложение дивергентной границы плит, локализованной в ослабленной зоне на континентальном продолжении подводного хр. Ломоносова, который в это время испытывал спрединг. Эта гипотеза была предложена А. П. Ставским для объяснения среднемиловое бимодального вулканизма в грабенах островов Жохова, Вилькицкого, на Кондаковском и Алазейском поднятиях [7]. На взгляд автора, выделенная А. П. Ставским Нижнеиндигирская рифтовая зона протягивается далее на юг через грабены Зырянского бассейна, Дарпира, Аркагалы и Омсукчана, начинаясь еще севернее, на о. Котельном. Поэтому лучше называть ее Индигиро-Охотской рифтовой зоной.

Палеоландшафтные условия древнего торфонакопления в ее элементарных рифтах во многом определялись предшествующей историей районов их заложения. Оптимальны были обстановки увлажненных межгорных низменностей, где в альбе еще сохранялась пышная мезофитная растительность, тогда как возвышенные плато типа Алазейского того времени были менее продуктивны в смысле генерации растительной биомассы. Поэтому при общем сходстве строения угленосность буоркемюсских и синхронных им кадылчанских отложений Алазейской площади столь различна. Крайне благоприятный для образования и захоронения торфяников режим пульсационного погружения, свойственный рифтовым структурам на континентах, обеспечивал накопление и консервацию огромных объемов торфа: современная углеплотность на месторождениях этого типа необычайно высока, а суммарная мощность углей в рабочих пластах некоторых из них составляет многие десятки метров.

В позднем мелу подъем высоких гор по берегу Тихого океана привел к резкой континентализации климата, кардинально изменившей состав углеобразующей растительности, водный режим и перенос осадков в Колымо-Индигирской провинции. Уже в сеномане торфонакопление прекратилось во многих грабенах зоны, а к середине позднего мела повсеместно закончилось и развитие самих рифтогенных структур.

Близкая к среднемиловой геодинамическая ситуация в Колымо-Индигирском регионе повторилась в кайнозое. С эоцена на континентальном продолжении подводного хр. Гаккеля формируется Момская рифтовая зона северо-западного простирания. Для нее также характерен бимодальный вулканизм и грабенное угленакопление: Куларское, Согинское, Эльгенское и дру-

гие буроугольные месторождения. Момский рифтогенез наложил существенный отпечаток на строение Зырянского бассейна, «разорвав» одноименный бассейн и надвинув Момский хребет на юго-западный борт Зыряно-Селенняхского прогиба. Это привело к интенсивной дислокации пород обеих угленосных формаций в зоне Арга-Тасского надвига и трансформации сбросов, ограничивавших с юго-запада некоторые буоркемюссике грабены, во взбросы (Антинский, Чукчанский, Харангский).

Таким образом, меловое углеобразование в Колымо-Индибирской провинции в неокоме и апте было порождено событиями на конвергентных границах плит и происходило в обстановке коллизии континентальных масс в остаточной впадине бывшего окраинного моря. Соответствующая угленосная формация, не имеющая генетических аналогов в провинции, может быть обозначена как орогенная. В альбе и позднем мелу углеобразование было связано с многочисленными однотипными грабенами рифтовой природы, поэтому данный тип угленосных отложений можно рассматривать как рифтогенную формацию, с которой и связаны все наиболее крупные угольные месторождения Колымо-Индибирского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия), лист Q-54, 55 — Хонуу. Объяснительная записка, Л., 1986. 120 с.
2. Данилов В. Г., Ставский А. П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1984, т. 59, с. 130—156.
3. Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов. В кн.: Тектоника, 27-й МКК. М., Наука, 1984, с. 48—59.
4. Натанов Л. М., Ставский А. П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа.— Сов. геология, 1985, № 3, с. 70—78.
5. Научные основы прогнозирования мощных угольных пластов (на примере Северо-Востока СССР)/Под ред. Н. В. Иванова и А. С. Тараканова, Л., Недра, 1985. 207 с.
6. Попов Г. Г. Зырянский бассейн.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 10. М., Госгеотехиздат, 1962, с. 32—105.
7. Ставский А. П. Нижнеиндибирская рифтовая зона — новый элемент структуры Северо-Востока СССР.— АН СССР, сер. геол., 1982, т. 262, № 6, с. 1443—1446.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В комплексе геологопоисковых исследований среднего и крупного масштабов формационные методы позволяют решать задачи расчленения разрезов, корреляции, картирования и изучения стратиграфических, тектонических и минерагенических особенностей геологических тел, определения их границ.

В связи с этим необходимо существенно усилить внимание к совершенствованию методов формационных исследований и повысить их статус в организационных структурах геологической службы страны. Ближайшая цель состоит в подготовке методических рекомендаций по проведению формационных исследований в комплексе Геолсъемки-50.

Публикуемые работы могут быть использованы при решении задач, региональной стратиграфии, тектоники и минерагении и документации формационных наблюдений.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Н. В. Межеловский, И. Н. Тихомиров.</i> Формационные методы при региональных исследованиях	5
<i>Н. С. Малич.</i> Формационный анализ и Госгеолкарта масштаба 1 : 50 000	10
<i>В. В. Соловьев, Е. Б. Хотина.</i> Формационный аспект картирования четвертичных склоновых образований	15
<i>Б. А. Ермолаев.</i> Границы метаморфических формационных подразделений	20
<i>Д. Н. Чистяков.</i> Формационные методы при палеотектонических построениях	25
<i>Н. А. Румянцева, В. Л. Масайтис, В. Н. Зелепугин.</i> Формационная типизация палеовулканических ареалов	31
<i>В. Н. Москалева.</i> Исследование офиолитовых парагезов при крупномасштабном картировании	38
<i>Б. А. Марковский.</i> Формации кластических ультрамафитов (состав, строение, генезис)	45
<i>Н. В. Калинин, А. Г. Кондаийн, О. А. Кондиан, В. В. Мараев.</i> Ряды геологических формаций Урала и их значение для планирования крупномасштабных съемок	51
<i>К. В. Митрофанова.</i> Верхнепалеозойские формационные подразделения Киргизского хребта как объекты крупномасштабного картирования	56
<i>С. А. Семилеткин.</i> Кремнисто-фосфоритоносная формация хребта Малого Каратау (Южный Казахстан)	63
<i>Е. В. Туганова.</i> Никеленосные магматические формации севера Пренисейской Сибири	68
<i>В. И. Драгунов Т. Я., Вавилова.</i> Парагенерация венда Нижнеенисейского авлакогена	74
<i>Т. Я. Вавилова.</i> Нижнеордовикская красноцветная гурагирская геотформация северо-запада Среднесибирского плоскогорья	81
<i>Т. В. Селивановская.</i> Девонские магматические формационные подразделения Патомско-Вилюйского авлакогена	87
<i>Ю. И. Дараган-Суцзов, В. Н. Егоров, Е. В. Туганова.</i> Пермотриасовые ряды магматических формаций севера Сибирской платформы и Горного Таймыра — основа районирования опорных легенд Госгеолкарты 1 : 50 000	94
<i>К. Н. Малич.</i> Типоморфизм ферришпиннелидов в парагенерациях ультраосновных массивов кондерского комплекса	101
<i>С. А. Смыслов.</i> Минералого-геохимические особенности нефелинкальсылит-щелочно-полевощпатовой формации	108

<i>А. В. Молчанов, А. М. Веселов.</i> Плутонические формационные подразделения южной части Алданского щита	112
<i>А. Н. Тимашков.</i> Раннедокембрийский апатитоносный формационный ряд Ханинского района (Алданский щит)	118
<i>А. А. Семериков.</i> Мезозойские угленосные формационные подразделения Южной Сибири — основа легенды Госгеолкарты масштаба 1 : 50 000	125
<i>Н. В. Иванов.</i> Формационная типизация угленосных отложений Северо-Востока СССР — основа выбора опорных легенд Госгеолкарты масштаба 1 : 50 000	131
<i>Е. А. Зубарева, Г. А. Гурьев, А. К. Худoley.</i> Карта геологических формаций Сетте-Дабана как основа районирования опорных легенд Госгеолкарты масштаба 1 : 500 000	138
<i>А. К. Худoley.</i> Состав, строение и условия формирования среднекембрийских—среднеордовикских формаций Южного Верхоянья	143
<i>А. С. Тараканов.</i> Геодинамика образования меловых угленосных формаций Колымо-Индибирской провинции	150
Заключение	158

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПРИ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Сборник научных трудов

Редактор *В. И. Гинцбург*

Технический редактор *А. А. Иванова*

Сдано в набор 11.08.88. Подписано в печать 30.12.88. М-41395. Формат 60×90/16.
Бум. тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 10,5.
Усл. кр.-отт. 10,86. Уч.-изд. л. 10,79. Тираж 500 экз. Заказ 392. Цена 1 р. 60 к.

Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). 199026, Ленинград, Средний пр., 74.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 199026, Ленинград, Сред-
ний пр. 72.

УДК 551.263(084.3):528.942

Формационные методы при региональных исследованиях. *Н. В. Межеловский, И. Н. Тихомиров.*— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 5—9.

С позиций системного подхода рассмотрены вопросы использования формационного анализа при региональных исследованиях и картографического отображения его результатов на картах различных масштабов. Предложена зональная легенда матричного типа, повышающая информативную емкость и качество карт.

Табл. 1, список лит. 18 назв.

УДК 551.263+55(084.3М50)

Формационный анализ и Госгеолкарта масштаба 1:50 000. *Н. С. Малич.*— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 10—15.

Традиционные аспекты формационного анализа охватывают задачи, связанные с расчленением и выделением геологических объектов, подчиненным нуждам крупномасштабной геологической съемки. Обосновывается выделение таких объектов. Предлагается тип районных легенд, содержащих скоррелированные стратиграфические, формационные, минерагенические и тектонические подразделения.

Табл. 1, рис. 1, список лит. 11 назв.

УДК 551.263.036:551.79

Формационные аспекты картирования четвертичных отложений склонового ряда. *В. В. Соловьев, Е. Б. Хотина.*— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 15—20.

Рассматриваются возможности анализа и картирования «малых формаций» склонового ряда в связи с решением палеоклиматических, геологических и геодинамических задач. По набору и особенностям залегания образований склонового ряда можно получить информацию не только о строении четвертичного покрова, но и непосредственно (через связь с современным и древним рельефом) расшифровать сведения о древних геологических структурах и новейшей геодинамике исследуемых территорий.

Список лит. 6 назв.

УДК 551.263:552.4

Границы метаморфических формационных подразделений. *Б. А. Ермолаев.*— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 20—25.

Метаморфические подразделения формационного уровня организации вещества — свиты, серии, структурно-формационные комплексы и ярусы, их предполагаемые дометаморфические эквиваленты — представляют собой отчасти реальные, отчасти условные объекты. Реальные, наблюдаемые, объекты и их границы представляют собой естественные геологические тела с практически неисчерпаемой информацией. Условные подразделения и их границы характеризуются только однозначно лимитированной, заданной информацией. Такая унификация метаморфических подразделений позволяет упорядочить и упростить их картографирование.

Рис. 1, список лит. 12 назв.

Формационные методы при палеотектонических построениях. Д. Н. Чистяков.— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 25—31.

В западной части Средней Азии и прилегающих районах Ирана существовала в ранне-среднеюрское время обширная Азиатская палеоплатформа, осложненная сетью рифтогенных структур. На основе анализа формационного состава юрских отложений Б. Балхаша, а также результатов бурения и интерпретации геофизических материалов сделан вывод о его покровном строении.

Формационная типизация палеовулканических ареалов. Н. А. Румянцева, В. Л. Масайтис, В. Н. Зеленугин.— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 31—38.

Рассмотрены принципы типизации палеовулканогеологических поясов зон, провинций, характеризующиеся внутренней общностью условий образования, размещения и состава вулканических продуктов. Критерием типизации ареалов выступают отдельные вулканические формации, принадлежащие к различным семействам и группам, или парагенезы формаций, относительные объемы формационных видов в их составе и соотношение формаций внутри парагенезов; принимается во внимание палеогеографическая обстановка проявлений вулканизма.

Типы ареалов регионального уровня могут быть объединены в три класса: субаквального существенно мафического вулканизма; континентального существенно мафического и салического вулканизма; континентального мафического и ультрамафического вулканизма.

Табл. 1, список лит. 8 назв.

Исследование офиолитового парагенеза при крупномасштабном геологическом картировании. В. Н. Москалева.— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 38—44.

Рассматриваются некоторые вопросы изучения офиолитовых парагенезов при крупномасштабном геологическом картировании. Обосновывается важность установления пространственно-временных соотношений между всеми членами офиолитового парагенеза. Предлагается сериальная модель внутриформационного их расчленения и корреляции, показывается рациональность использования ее при геологической съемке.

УДК 551.263.2

Формации кластических ультрамафитов (состав, строение, генезис). Б. А. Марковский.— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабной геологической съемке*. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 45—51.

Рассмотрены особенности строения и состава вулканогенной и альпийно-типной формаций кластических ультрамафитов. Образования первой из них являются результатом гналокластитового, фреатомагматического и собственно пирокластического типов извержений ультрамафических пикритовых расплавов. Образование формации второго типа представляют собой результат дезинтеграции ультрамафического кристаллического материала «горячих протрузий» при их поступлении на морское дно.

УДК 551.263:[550.8:528](470.5)

Ряды геологических формаций Урала и их значение для планирования крупномасштабных съемок. Н. В. Калинин, О. А. Кондаин, В. В. Мараев.— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях*. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 51—56.

Характеризуются разнотипные эволюционные формационные ряды Урала, как закономерные наборы (ассоциации) формаций, площади распространения которых точно совпадают с площадями распространения тектонических подразделений — зон и подзон. Учет районирования по характеру распространения формационных рядов, образуемых ими вещественно-тектонических комплексов и их частей, соответствующих ярусам, подъярусам и конкретным формациям, повышает эффективность планирования крупномасштабных съемок и удешевляет их проведение.

УДК 551.263:551.73(235.216—17)

Верхнепалеозойские формационные подразделения Северного Тянь-Шаня как объекты крупномасштабного картирования. К. В. Митрофанова.— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях*. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 56—63.

Выделяются Киргизская, Тюпская, Балыктинская, Текесско-Южно-Кетменская, Аральская, Турукская, Сонкульская структурно-формационные зоны. Дана их формационная характеристика.

Рис. 1, список лит. 3 назв.

УДК 551.263.2:553.643(574.5)

Кремнисто-фосфоритоносная формация хребта Малый Каратау (Южный Казахстан). С. А. Семилеткин.— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях*. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 63—68.

Дается литологическое описание разрезов кремнисто-фосфоритоносной формации хребта Малый Каратау и приведены их геохимические характеристики. Делается вывод, что палеотектоническая обстановка, в которой происходило накопление кремнисто-фосфоритоносных пород, соответствует условиям океанического шельфа.

Рис. 2, список лит. 5 назв.

УДК 551.263.037:553.481.43(571.5—17)

Никеленосные магматические формации севера Приенисейской Сибири. *Е. В. Туганова.*— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях.* Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 68—74.

Петрохимические и минералого-геохимические особенности никеленосных магматических формаций показывают тесную корреляцию сульфидного медно-никелевого оруденения с ультрамафитами. Выявлена полигенность и дискретный характер пород, слагающих эти формации на породном, минеральном и элементном уровнях. Предполагается генерация магм на глубинах, с которых выносятся включения ультрамафитов кимберлитовых трубок и алмазы. Подтверждается исключительная приуроченность промышленно-никеленосных формаций к структурам раздвигового рифтогенного типа.

Рис. 2, список лит. 10 назв.

УДК 553.2:551.72(571.5)

Парагенерации венда Нижнеенисейского авлакогена В. И. Драгунов, Т. Я. Вавилова.— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях.* Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 74—80.

Охарактеризованы парагенерации вендских отложений правобережья низовьев р. Енисей. Парагенерации объединены в геоформации, своим распространением определяющие латеральную зональность в пределах изученной части Нижнеенисейского авлакогена. Особое внимание привлекает рифовая геоформация, контролирующая размещение рудоносных горизонтов.

Рис. 1, список лит. 10 назв.

УДК 551.263.036:551.733.1(571.51)

Нижнеордовикская красноцветная гурагирская геоформация северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья. *Т. Я. Вавилова.*— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях.* Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 81—87.

Изучена красноцветная гурагирская геоформация, сложенная восьмью парагенерациями трех видов: мергельные, доломито-мергельно-алевролитовые и мергельно-кварцево-песчанниковые. Геоформация рассматривается как единое тело, образованное трансляцией элементарной ячейки, состоящей из двух парагенераций. В элементарных ячейках верхней части разреза происходит изоморфное замещение одного вида парагенераций другим. Парагенерации как однородные в структурно-вещественном отношении тела могут быть объектами картирования в масштабе 1 : 50 000.

Табл. 2, список лит. 11 назв.

УДК 551.263.037:551.734(571.5)

Девонские магматические формации Патомско-Вилуйского авлакогена. *Т. В. Селивановская.*— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях.* Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 87—93.

Среднепалеозойские образования Патомско-Вилуйского авлакогена в современном структурном плане представлены комплексами базальт-долеритовой, трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой и кимберлитовой формаций. Приводятся геолого-петрографическая и минералогическая характеристики выделенных комплексов в пределах трех вулканических зон, где они образуют сложные латерально-временные ряды.

Список лит. 7 назв.

УДК 551.263.037.551.763(571.5)

Пермотриасовые ряды магматических формаций — основа районирования севера Сибирского плоскогорья и Горного Таймыра для составления опорных легенд Геолокарты-50. Ю. И. Дараган-Суцов, В. Н. Егоров, Е. В. Туганова.— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях*. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 94—101.

На севере Сибирского плоскогорья и в пределах Горного Таймыра рассмотрены пермотриасовые ряды магматических формаций и выделены структурно-формационные зоны. Практическое значение структурно-формационного районирования заключается в прогнозировании не выявленных до сих пор формаций, в том числе рудоносных, в сходных структурно-формационных зонах.

УДК 552.13:549.731.14(571.62)

Типоморфизм ферришпинелидов в парагенерациях ультраосновных массивов кондерского комплекса. К. Н. Малич.— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях*. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 101—108.

Изучены структурно-вещественные характеристики ферришпинелидов из различных породных ассоциаций массивов кондерского комплекса. Выявлены их типоморфные особенности: морфология, внутреннее строение, физические свойства, химический состав, геохимическое распределение элементов платиновой группы. В совокупности они могут быть использованы при выделении парагенерационных тел в подобных ультраосновных массивах.

Рис. 3., список лит. 9 назв.

УДК 552.33:[549+550.4]:551.233

Минералого-геохимические особенности нефелин-кальсилит-щелочнополевошпатовой формации. С. А. Смыслов.— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях*. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 108—112.

Рассматриваются основные признаки минералогического и химического составов главных типов пород высоко-ультракальневых щелочных комплексов. Показана их существенная близость независимо от принадлежности к тому или иному массиву, что подтверждает правомерность выделения в природе данной формации в качестве самостоятельной.

Список лит. 2 назв.

УДК 551.263.038(571.56—013)

Плутонические формационные подразделения южной части Алданского щита. А. В. Молчанов, А. М. Веселов.— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях*. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 112—118.

Рассмотрено 7 докембрийских плутонических формаций, объединяющих более 10 комплексов ультраметаморфогенно-магматогенных геологических образований. Приведены их общая характеристика, минералогический состав, геохимическая специализация, средний химический состав, условия образования. Данные могут быть использованы при геолого-съёмочных работах для распознавания соответствующих геологических образований.

Табл. 1, список лит. 7 назв.

УДК [552.4:553.22]:551.732(571.56—13)

Раннекембрийский апатитоносный формационный ряд Ханинского района (Алданский шит). А. Н. Тимашков.— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 118—124.

Приводятся данные об апатитоносных формациях Ханинского района зоны Байкало-Амурской магистрали, изучавшиеся в течение последних лет в связи с открытием месторождения апатита «Укдуска».

Табл. 2, рис. 1, список лит. 5 назв.

УДК 552.57:551.76(571.5-13)

Мезозойские угленосные формационные подразделения Южной Сибири — основа легенды Госгеолкарты масштаба 1 : 50 000. А. А. Семериков.— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов, Л., 1988, с. 125—130.

Излагаются результаты комплексного формационного анализа типовых угленосных формаций Сибири. Разработаны схемы расчленения этих формаций, основные подразделения которых могут быть использованы, а частично уже применяются для целей геокартирования в регионе.

Табл. 3, список лит. 5 назв.

УДК 551.263.036:(550.8:528)(084.3М50)(57-8)

Формационная типизация угленосных отложений Северо-Востока СССР — основа выбора опорных легенд Госгеолкарты масштаба 1 : 50 000. Н. В. Иванов.— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 131—138.

Угленосные формации Северо-Востока СССР обладают большим структурно-вещественным разнообразием, обусловленным преимущественно тектоническим режимом их образования. По этому принципу выделяются три тектоно-генетические группы угленосных формаций: геосинклинальная, орогенная и сводово-глыбовая. Группы разделены на типы, охарактеризованные комплексом признаков, которые необходимо учитывать при разработке легенд крупномасштабных геологических карт для площадей развития угленосных отложений.

УДК 551.263(084.3М500)(571.56)

Карта геологических формаций Сетте-Дабанаского регисна масштаба 1 : 500 000. Е. А. Зубарева, Г. А. Гурьев, А. К. Худoley.— В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 138—142.

Изложены принципы составления карты геологических формаций Сетте-Дабанаского региона. В качестве главных признаков отражены вещественный состав и тип строения формаций. Пространственно-временные соотношения формационных подразделений показаны на дополняющей легенду схеме корреляций геологических формаций. Построенная на данных принципах формационная карта инвариантна любым геологическим построениям: тектоническим, металлогеническим и т. д.

Рис. 1.

УДК 551.263:036:551.732/733.1 (576.56)

Состав, строение и условия формирования среднекембрийских—среднеордовикских формаций Южного Верхоянья. *Л. К. Худолей.*— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях.* Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 143—149.

На основании данных о составе, структуре, слоистости, ритмоцикличности, нижнем контакте, органических остатков и мощностях в отложениях среднего кембрия—среднего ордовика выделено семнадцать формаций, произведены палеотектонические реконструкции. В конце кембрия в центральной части Сетте-Дабана выделен глубокий прогиб. Тектонические движения в центральной части Сетте-Дабана в рассматриваемый интервал времени были значительно более активными, чем на Сибирской платформе и Охотском массиве.

Табл. 1, рис. 2.

УДК 551.24:551.233.036:551.763 (571.56)

Геодинамика образования меловых угленосных формаций Колымо-Индигирской провинции. *А. С. Тараканов.*— В кн.: *Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях.* Сб. науч. трудов. Л., 1988, с. 150—157.

Выделены и охарактеризованы два типа меловых угленосных отложений провинции. В неокоме—апте угленосная седиментация паралического характера происходила в Момо-Зырянской впадине—остаточной структуре с корой океанического типа, возникшей в поздней юре как окраинное море и сохранившейся в раннем мелу за счет неполной аккреции пассивной окраины Сибири с причлененной вулканической дугой и Приколымо-Омолонского микроконтинента. В альбе—сеномане угленосные лимнические отложения накапливались в изолированных грабенах Индигиро-Охотской рифтовой системы, дискордантно наложенных на разновозрастное основание, в том числе на угленосный комплекс зырянской серии. Орогенная и рифтогенная угленосные формации резко различны по угленосности и качеству углей.

Табл. 1, рис. 3, список лит. 7 назв.

1 р. 60 к.

5132