

Февраль
2011 г.
№ 2 (192)

Вестник

Института геологии Коми научного центра УрО РАН
Научное и научно-информационное издание Издается с января 1995 г. Выходит 12 раз в год

В этом номере:

Термическая эмиссия в процессе формирования углеродных фаз из расплава кальцита	2
Новые данные о золоторудных проявлениях Нияхойской площади, Полярный Урал	6
Структура, вещественный состав и платиноносность Дзелятышорского верлит-клинопироксенитового массива на Полярном Урале	12
Годичная сессия по итогам 2010 года	21
Февральские чтения – 2011	26
Землетрясение 19 января 2011 г. вблизи г. Сыктывкара	28
Полярный Урал В. Н. Охотникова	29
Память об отце	31
Кто есть hu	32

Главный редактор

Н. П. Юшкин

Первый зам. главного редактора

А. М. Асхабов

Зам. главного редактора

О. Б. Котова

Ответственный секретарь

Т. М. Безносова

Редколлегия

А. И. Антошкина, И. Н. Бурцев, Д. А. Бушнев, А. Д. Гвишиани, Г. Н. Каблис, С. С. Клименко, И. В. Козырева, В. А. Коротеев, С. К. Кузнецов, Т. П. Майорова, А. М. Пыстин, О. В. Удоротина, М. А. Федонкин

Зав. редакцией

Т. А. Некучаева

ДЕНЬ РОССИЙСКОЙ НАУКИ

Праздничные мероприятия, посвященные Дню российской науки, в Коми научном центре Уральского отделения Российской академии наук начались с расширенного заседания президиума, которое состоялось в актовом зале Института биологии. По уже сложившейся в Коми НЦ доброй традиции торжественное заседание посвящается одному из выдающихся российских ученых. В этом году оно было приурочено к 300-летию со дня рождения Михаила Васильевича Ломоносова, именем которого ЮНЕСКО объявлен 2011 год. Всех собравшихся с Днем науки поздравили председатель Президиума Коми НЦ УрО РАН, член-корреспондент РАН А. М. Асхабов, глава Республики Коми В. М. Гайзер и спикер госсовета РК М. Д. Истиховская. В. М. Гайзер отметил, что Республика Коми является регионом с развитым научно-техническим потенциалом. Подчеркнул, что исследования, проводимые учеными Коми научного центра, играют существенную роль в переходе экономики региона на инновационный путь развития, и пообещал финансовую поддержку (субсидии, гранты и льготы по республиканским налогам).

Далее вниманию присутствующих был представлен доклад А. М. Асхабова «М. В. Ломоносов — великий русский ученый, естествоиспытатель и организатор науки». Особенно интересным мне показалось сравнение наиболее значимых результатов научной деятельности Михаила Васильевича, приведенное самим Ломоносовым и сделанное А. М. Асхабовым. Доклад был завершён словами: «Берегите науку, бере-



Чл.-корр. А. М. Асхабов

гите естествознание, в нем залог силы и благоденствия народа».

Следующим выступил чл.-корр. РАН В. Н. Лаженцев с докладом «Географические идеи М. В. Ломоносова». Доклад д. филол. н. Е. А. Цыпанова был посвящен Ломоносову как лингвисту.

Было отмечено, что не найдется ни одной области науки, на которую бы не обратил свой взор М. В. Ломоносов. После этого развернулась бурная научная дискуссия, в которой приняли активное участие присутствующие. Так, академик, советник РАН Н. П. Юшкин практически прочитал еще один интереснейший доклад.

Завершилось празднование Дня российской науки торжественным концертом в Республиканской гимназии искусств при Главе РК и дружеским фуршетом.

К. г.-м. н. О. Валяева

ХРОНИКА ФЕВРАЛЯ

8 февраля — Расширенное заседание Президиума Коми НЦ УрО РАН, посвященное Дню российской науки.

8 февраля — почетной грамотой Республики Коми награждена старший научный сотрудник, к. г.-м. н. Т. В. Майдль.

14 февраля — Годичная сессия Института геологии по итогам 2010 г.

17 февраля — Февральские чтения базовой кафедры геологии Сыктывкарского университета в Институте геологии.



УДК 549.211

ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДНЫХ ФАЗ ИЗ РАСПЛАВА КАЛЬЦИТА

Т. Г. Шумилова, С. И. Исаенко

shumilova@geo.komisc.ru

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Обсуждаются результаты экспериментальных исследований по синтезу свободных форм углерода из расплава магматического кальцита в условиях высоких температур и давлений с применением алмазных наковален с лазерным нагревом и наблюдениями «in situ». Предложен вероятный механизм возникновения экспериментально наблюдаемой термической эмиссии, локально повышающей температуру до 5000–7000 К и более. Рассматриваются фазовое состояние углерода в продуктах синтеза и возможность образования стеклоуглерода из углеродного расплава, образующегося в локальных участках в связи с проявлением термической эмиссии.

Ключевые слова: термическая эмиссия, карбонатный расплав, алмаз, стеклоуглерод.

THERMAL EMISSION DURING THE PROCESS OF CARBON PHASES FORMATION FROM CALCITE MELT

T. G. Shumilova, S. I. Isaenko

shumilova@geo.komisc.ru

The results of experimental synthesis of free carbon phases from calcite melt under high temperature and pressure with use of laser heated diamond anvil cell and «in situ» observations are discussed. Probable mechanism of experimentally observed thermal emission is proposed, the last can arise local temperature up to 5000–7000 K and higher. Phase carbon statement in synthesis products and possibility of glass-like carbon formation from carbon melt are discussed. The last can be produced in spatial local regions with thermal emission.

Keywords: thermal emission, carbonate melt, diamond, glassy-like carbon.

Совсем недавно нами была установлена принципиально новая возможность формирования свободного углерода из расплава кальцита, в том числе в форме алмаза и графита, при температуре до 4000 К и давлении 9–21 ГПа [1]. Ранее графит и алмаз экспериментально были получены из $MnCO_3$ без дополнительного источника свободного углерода при температуре около 2300 К и давлении 6–8 ГПа [2], а также из $CaCO_3$ в присутствии C–O–H флюида при температуре около 1800 К и давлении 7.7 ГПа [3]. Механизмы формирования самородного углерода из $MnCO_3$ и $CaCO_3$ с C–O–H флюидом видятся нам достаточно понятными. Первый заключается в разложении $MnCO_3$ с изменением валентности Mn, которое приводит к высвобождению углерода. Во втором случае определяющую роль играет флюид, который сам разлагается с выделением свободного углерода и также способствует дальнейшему восстановлению углерода из CO_2 .

В случае образования свободного углерода непосредственно из расплава магматического кальцита карбонатов (Монтана

Бланка, Канарский архипелаг, о. Фуэртевентура, Испания) [1] не все детали процесса являются достаточно ясными. В ранее опубликованных результатах исследований [1] формирование свободного углерода связывается с разложением $CaCO_3$ по реакции $CaCO_3 \rightarrow CaO + C + O_2$, которая в использованном диапазоне давлений возможна при условии, когда температура системы должна быть не менее 3000–3500 К, которая необходима для разложения CO_2 на C и O_2 . Однако в ходе экспериментов на природном магматическом кальците образование свободного углерода отмечалось нами уже на первой стадии воздействия, когда температура лазерного нагрева системы еще не превышала 1200 К. Данное обстоятельство требует более детального анализа возможного механизма образования самородного углерода для определения минимальной температуры внешнего воздействия на кальцит с формированием свободного углерода, что имеет важное значение при моделировании природных алмазобразующих процессов.

Возможность непосредственно наблюдать изменений в образце

«in situ» позволила в режиме реального времени зафиксировать в процессе экспериментов* возникновение термической эмиссии, которая наблюдалась при лазерном нагреве уже на первом этапе, т. е. при 1200 К. При этом в разных участках кальцита в области лазерного воздействия появлялись небольшие светящиеся пятна видимым размером порядка первых микронметров в диаметре (рис. 1), которые периодически появлялись и исчезали, плавно сливаясь и расходясь на расстояние (рис. 1, б–г). Одновременно в образце могли присутствовать сразу несколько светящихся пятен, имеющих либо одинаковое свечение, либо различающиеся как по цвету (от желтого, белого и голубого до фиолетового), так и по интенсивности и размеру области свечения. Хотя на первом этапе процесс и протекал относительно пассивно, уже по его окончании в кальците наблюдались заметные изменения (рис. 1, д), которые были связаны с его потемнением и появлением в рамановских спектрах кроме обычных линий кальцита широкой полосы 1642 см^{-1} . При введении поправочного ко-

* Детальное описание экспериментальной установки и методики экспериментов было опубликовано ранее [1].

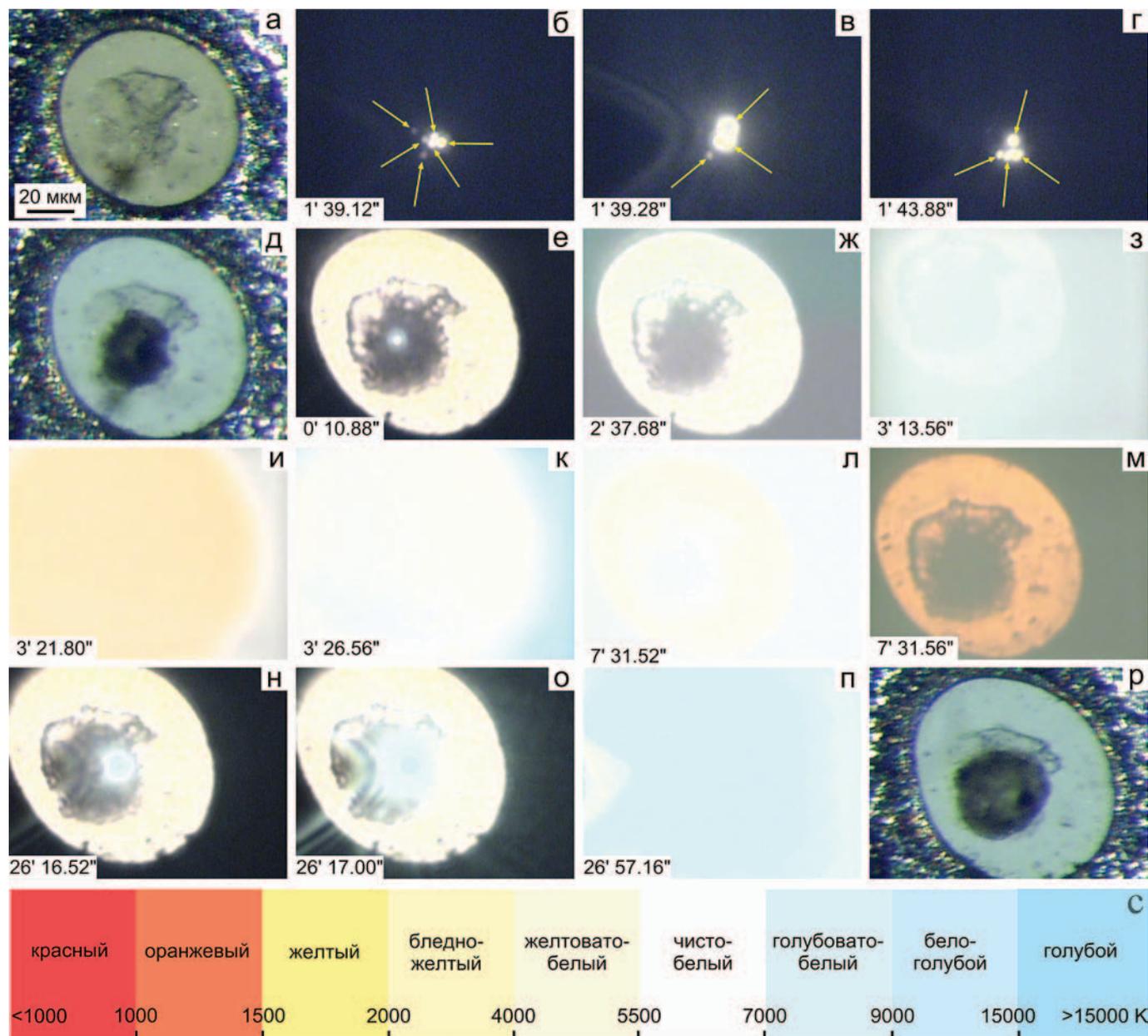


Рис. 1. Проявление термической эмиссии в камере алмазных наковален в процессе формирования самородного углерода из расплава природного магматического кальцита. Снимки а, д, р — изображения кальцита в проходящем неполяризованном свете внутри наковален под давлением 13 ГПа: а — до лазерного нагрева, д — после первого этапа лазерного нагрева, р — после второго. Остальные изображения получены из видеозаписи процесса эксперимента с наблюдениями «in situ», время на снимках соответствует продолжительности с момента начала нагрева на этапе с точностью 0.04 секунды. Снимки приведены последовательно по ходу эксперимента: б—г — первый этап (давление 13 ГПа, лазерный нагрев 1200 К), е—р — второй этап (давление 13 ГПа, лазерный нагрев 2000 К). Цветовые характеристики и контрастность изображений сохранены без дополнительной обработки для возможности сопоставления снимков в естественном виде, слабые вспышки указаны стрелками. Снимки б—г, и—л, п получены без принудительной подсветки, остальные — при искусственной подсветке лампой накаливания для контроля положения образца и его видимых изменений, с — шкала цветов свечения в зависимости от величины температуры (К) объекта согласно законам Вина и Планка.

эфициента на влияние использованного нами давления величиной 13 ГПа [4, 5] данной полосе соответствует частота 1580 см^{-1} , которая является характерной модой графита E_{2g} [6] и свидетельствует о появлении в промежуточном продукте графитоподобного углерода.

На втором этапе при температуре лазерного нагрева 2000 К интенсивность термической эмиссии существенно повышалась, что наблюдалось в виде быстродвигающихся ярких областей. В моменты наиболее активного протекания процесса

вспышки становились столь интенсивными, что полностью засвечивали экран наблюдения на период от нескольких секунд до нескольких минут (максимально 7 мин 33 с в голубом свечении), меняя цвет свечения от голубого до белого, желтого и обратно без перерыва процесса (рис. 1, з—л, п). Окончание свечения всегда носило мгновенный характер, после которого ни слабых, ни сильных вспышек уже не наблюдалось. Данное обстоятельство свидетельствует о сверхбыстром прекращении термической эмиссии и

мгновенном понижении температуры.

В местах наиболее активного протекания процесса наблюдалось появление своеобразных углублений (рис. 2, а), имеющих рыхлую микроглобулярную поверхность, в целом данные зоны становились оптически практически непрозрачными. Возобновление термической эмиссии происходило только после увеличения мощности лазерного воздействия. По окончании второго этапа при суммарной продолжительности процесса около получаса в

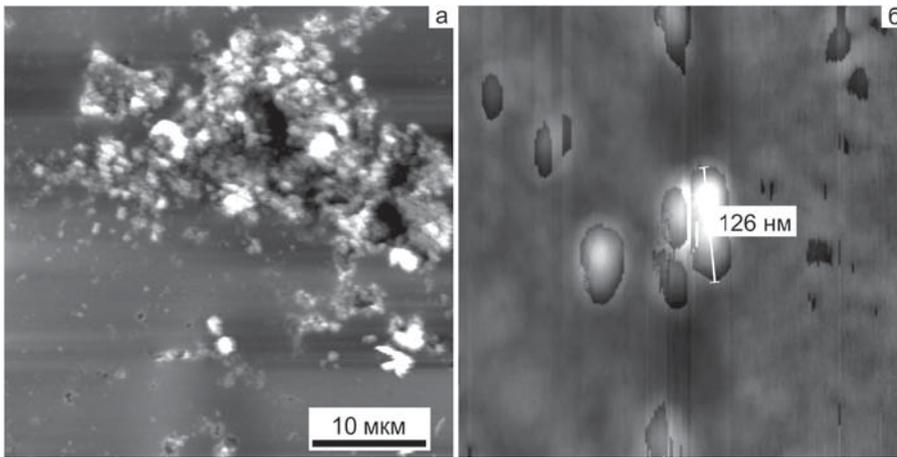


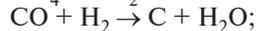
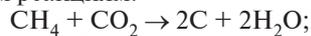
Рис. 2. Стеклоуглерод, выделенный из продукта синтеза: а) агрегат частиц свободного углерода в сохраненном после растворения взаимном расположении обособлений, б) отдельные глобулы стеклоуглерода. Данные атомно-силовой микроскопии

продукте синтеза кроме графитоподобного углерода было зафиксировано появление алмаза [1].

Возникновение термической эмиссии в процессе лазерного нагрева кальцита под давлением приводит к существенному локальному повышению температуры, оценить величину которой можно исходя из длины волны свечения по законам Вина и Планка [7]. Согласно наблюдаемому нами характеру термической эмиссии (рис. 1), следует, что в ходе экспериментов в локальных участках температура достигала порядка 5000–7000 К, а при голубых вспышках могла быть даже значительно выше [8].

Однако закономерно возникает вопрос, по какой причине возникает термическая эмиссия, свидетельствующая о существенном выделении энергии. Кроме того, совершенно ясно, что заданная температура лазерного нагрева явно не достаточна для разложения кальцита до выделения самородного углерода, так как она должна составлять не менее 3500–4000 К [1]. Вероятнее всего стартовую роль в исследуемом процессе могут играть естественные

включения и дефекты в магматическом кальците. Предварительные исследования показали, что канарский магматический кальцит содержит некоторое количество флюидных включений CO , CH_4 , H_2 и других восстановленных газов [9] (табл. 1). При дефрагментации кальцита под влиянием давления и температуры флюидные включения вскрываются. При нагревании системы до 1200 К флюидные компоненты могут активно взаимодействовать между собой с образованием свободного углерода [10, 11], а далее и с CO_2 из разлагающегося кальцита согласно следующим реакциям:



Ввиду того, что процесс происходит при достаточно высокой температуре, высвобождающиеся атомы углерода могут относительно легко диффундировать, встречаться и образовывать ковалентные связи, формирование которых сопровождается выделением большого количества энергии (171.7 ккал), что почти в 2 раза превышает энергию, необ-

ходимую для разложения CO_2 [12]. Последнее обстоятельство способствует возникновению и «цепному» нарастанию термической эмиссии, разложению все новых порций CO_2 и формированию все большей массы свободного углерода, что в конечном счете при продолжительном процессе приводит к выделению достаточно большого количества свободного углерода по всей области лазерного прогрева, что можно оценить по величине и морфологии обособлений самородного углерода, выделенного из спека (рис. 2).

В ходе термической эмиссии температура достигает порядка 5000–7000 К и выше, существенно превышая температуру плавления углерода (4600–5000 К [13]). Это обстоятельство позволяет предположить, что в процессе эксперимента углерод локально может существовать в состоянии расплава, в продуктах же экспериментов образуется стеклоуглерод, формирование которого происходит при стекловании углеродного расплава, что подтверждается также глобулярным характером его обособлений (рис. 2, б). Можно предположить, что кристаллизация алмаза также происходит из углеродного расплава, так как он в области стабильности алмаза выше температуры стеклования (>3000 К) должен быстро преобразовываться в алмаз, а при более низкой температуре – в различные формы углеродных состояний [13]. Очевидно, что то или иное должно происходить в зависимости от скорости остывания углеродного расплава в локальных участках [14].

В то время как фазовое состояние алмаза в продуктах экспериментов установлено достаточно однозначно, фазовая принадлежность неалмазного углерода, диагностированного первоначально графитом [1], в настоящее время может быть существенно уточнена. Согласно проведенным более детальным исследованиям с помощью рамановской спектроскопии на выделенных из продуктов синтеза углеродных частицах и их сравнительному анализу с различными углеродными фазами графитоподобного типа, имеющими сопоставимые величины графенового слоя в плоскости (002) (параметр L_a), нами установлено, что сопутствующий алмазам углерод по спектроскопическим характеристикам аналогичен стеклоуглероду (рис. 3, табл. 2), а не графиту, как считалось ранее [1].

Исследование морфологических особенностей данной углеродной фазы при высоком разрешении также показывает отсутствие признаков кристаллического строения в углеродном веществе из продукта синте-

Таблица 1

Содержание флюидных компонентов в магматическом кальците карбонатитов Монтана Бланка

Химический компонент	Содержание, мкг/г
H_2	0.34
N_2	0.07
CO	3.72
CO_2	135.87
H_2O	1512.0
CH_4	0.57
C_2H_4	0.22
C_2H_6	0.03
$\text{C}_3\text{H}_6 + \text{C}_3\text{H}_8$	0.45
i- C_4H_{10}	0.009
C_4H_8	0.05
n- C_4H_{10}	0.002
H_2	0.34



Данные спектроскопии комбинационного рассеяния света углеродных веществ

Номер образца	Положение D-полосы, см ⁻¹	Ширина D-полосы на полувысоте, см ⁻¹	Положение G-полосы, см ⁻¹	Ширина G-полосы на полувысоте, см ⁻¹	Длина волны возбуждающего излучения, нм
LH-3	1344	100	1589	80	514
SU-2000	1345	75	1586	75	-«-
S334	1333*	48	1585	39	632.8

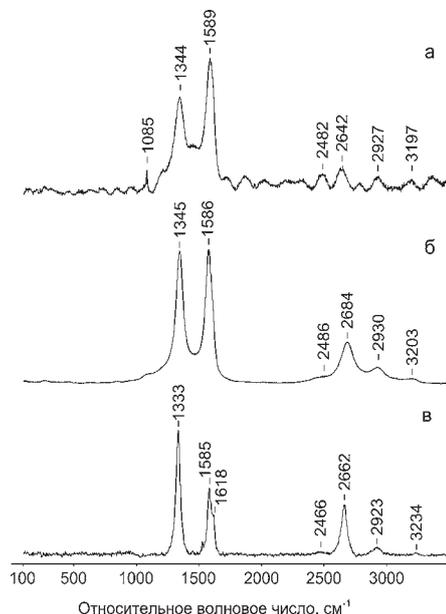


Рис. 3. Спектры комбинационного рассеяния света: а) стеклоуглерода из продукта высокотемпературного высокобарного синтеза из расплава магматического кальцита, $L_a = 4$ нм; б) стеклоуглерода марки СУ-2000, $L_a = 4$ нм; в) нанокристаллического графита с размерностью кристаллитов $L_a = 5$ нм (соразмерно L_a из продукта синтеза), извлеченного из карбонатитов Косьюского массива, Тиман [15]. Детальные характеристики спектральных полос приведены в табл. 2

за. Согласно данным атомно-силовой микроскопии его обособления, выделенные раствором соляной кислоты из карбонатного спека без какого-либо механического его разрушения, имеют глобулярную форму со средним размером около 600 нм, самые мелкие обособления имеют величину порядка 60 нм. В продукте растворения частицы стеклоуглерода образуют либо гроздевидные скопления, либо обособленные глобулы (рис. 2). При этом следует отметить, что в участках интенсивной термической эмиссии в продукте синтеза образуются их наиболее плотные скопления и «выработанные» полости (рис. 2, а).

В результате проведенных исследований нами выявлено, что на процесс формирования и фазовое состояние свободного углерода из карбонатного расплава существенное влияние оказывает термическая эмиссия, обуславливающая возникновение сверхвысоких температур, достаточных для образования углеродного расплава в локальных участках при относительно низких температурах системы. Установлены причины возникновения термической эмиссии и существенно уточнен механизм стартового формирования самородного углерода при относительно низких температурах внешнего воздействия. Доказано наличие в продуктах синтеза стеклоуглерода, образовавшегося из углеродного расплава. Полученные нами результаты имеют важное значение для теоретических и прикладных аспектов, связанных с моделированием природного алмазообразования и технологиями создания углеродных материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН №5 (09-Т-5-1003). Авторы выражают благодарность Б. Винклеру, Л. Баяржаргал, А. Фрейдрих за помощь в проведении экспериментов, С. Н. Шаниной и В. А. Радаеву за помощь при выполнении аналитических исследований.

Литература

1. Bayarjargal L., Shumilova T. G., Freidrich A., Winkler B. // Diamond formation from CaCO_3 at high pressure and temperature. *Eur J Min*, 2010. V. 22(1). P. 29–34. 2. Liu L., Lin C., Yang Y. Formation of diamond by decarbonation of MnCO_3 // *Solid State Communications*, 2001. V. 118. P. 195–198. 3. Yamaoka Sh., Kumar M. D. Sh., Kanda H., Akaishi M. Formation of diamond from CaCO_3 in reduced C–O–H fluid at HP–HT // *Diamond and related materials*, 2002. N 11. P. 1496–1504. 4. Guo J. J., Liu G. H., Wang X. M., Fujita T., Xu B. S., Chen M. W. High-pressure Raman spectroscopy of carbon onions and nanocapsules // *App. Phys.*

Let., 2009. N 95. P. 051920–3. 5. Hanfland M., Beister H., Syassen K. Graphite under pressure: Equation of state first-order Raman modes // *Physical Review B*, 1989. V. 39, N 17. P. 12598–12603. 6. Tan P. H., Dimovski S., Gogotsi Y. Raman scattering of non-planar graphite: arched edges, polyhedral crystals // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 2004. N 362. P. 2289–2310. 7. Blanco E., Mexmain J. M., Chapron P. Temperature measurements of shock heated materials using multispectral pyrometry: Application to bismuth // *Shock Waves*, 1999. N 9. P. 209–214. 8. Kendall T. R., Dufton P. L., Keenan F. P., Beers T. C., Hambly N. C. Abundance analyses of a sample of five faint blue stars in the galactic halo // *Astron. Astrophys.*, 1997. N 317. P. 82–89. 9. Шумилова Т. Г. Карбонатиты острова Фуэртгевентура (Канарский архипелаг, Испания) как особый тип алмазоносных пород // *Проблемы геологии и минералогии / Отв. ред. А. М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт. 2006.*— С. 248–261. 10. Руденко А. П., Кулакова И. И. Поликонденсация углеродсодержащих молекул и некоторые аспекты теории химического синтеза алмаза // *Вестник МГУ. Сер. 2. Химия*, 1993. Т. 34. № 6. С. 523–548. 11. Руденко А. П., Кулакова И. И., Скворцова В. Л. Химический синтез алмаза. Аспекты общей теории // *Успехи химии*, 1993. Т. 62, № 2. С. 99–117. 12. Слейбо У., Персонс Т. Общая химия. Перевод с англ. М.: Мир, 1979. 552 с. 13. Ponyatovsky E. G. A thermodynamic approach to T–P phase diagrams of substances in liquid and amorphous states // *J. Phys.: Condens. matter*, 2003, N 15. P. 6123–6141. 14. Adler J., Sorkin A., Kalish R. Visualization of nanodiamond formation in molten carbon under pressure // *Procedia Physics*, 2010. N 00. P. 1–4. 15. Мингалев А. Н., Исаенко С. И. Разнообразие форм выделения углеродного вещества в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман, Россия) // *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й науч. конф. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 110–112.*

Рецензент чл.-корр. РАН А. М. Асхабов



УДК 234.851

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ НИЯХОЙСКОЙ ПЛОЩАДИ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ



Ю. С. Симакова, Н. В. Сокерина, С. Н. Шанина
yssimakova@geo.komisc.ru
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Приведены новые данные по минералогии кор выветривания и результаты изучения гидротермальных кварцевых жил на рудопроявлении Нияхойском-2 (хр. Манитанырд). Установлено, что преобладающими минералами глин кор выветривания являются слабоизмененные мусковит и хлорит с незначительным количеством смешанослойных минералов. Характерной особенностью глин является присутствие парагонита, реже пирофиллита. Наличие смектита обусловлено особыми условиями преобразования исходных пород при гидротермальном воздействии на них.

Получены данные по температурам гомогенизации флюидных включений, давлению минералообразующей среды, солёности растворов, которые изменяются в широком диапазоне и свидетельствуют о длительности процесса образования жильных минералов, что характерно для гидротермально-метаморфогенных образований.

На золото-кварц-сульфидных проявлениях Манитанырдского района проявлена только начальная, глинисто-гидрослюдистая стадия коробразования, представленная зоной дезинтеграции и окисления.

Ключевые слова: глины, преобразование слоистых силикатов, жильный кварц, флюидные включения, гомогенизация, хроматография.

NEW DATA CONCERNING GOLD DEPOSITS OF NYIAKHOISKOYE AREA, POLAR URALS

Yu. S. Simakova, N. V. Sokerina, S. N. Shanina

The paper presents new data on the mineralogy of weathering crust and hydrothermal quartz veins on Nyiakhoiskoye-2 gold-bearing deposit (Polar Urals). The dominant minerals of clays are slightly altered muscovite and chlorite with minor mixed-layered minerals. The presence of paragonite (rarely pyrophyllite) is the peculiarity of clays. Smectite formation in arctic climate is caused by unusual conditions of rock transformation with hydrothermal influence. Homogenizing temperatures of inclusions, inclusion salinity and pressure that widely varies gave the evidence of hydrothermal-metamorphogenetic origin of veins.

At the Manitanyrd ore region we can observe only the beginning of weathering crust formation process – presence of the oxidation and disintegration zone.

Keywords: clays, transformation of layered minerals, vein quartz, fluid inclusions, homogenization, chromatography.

Введение

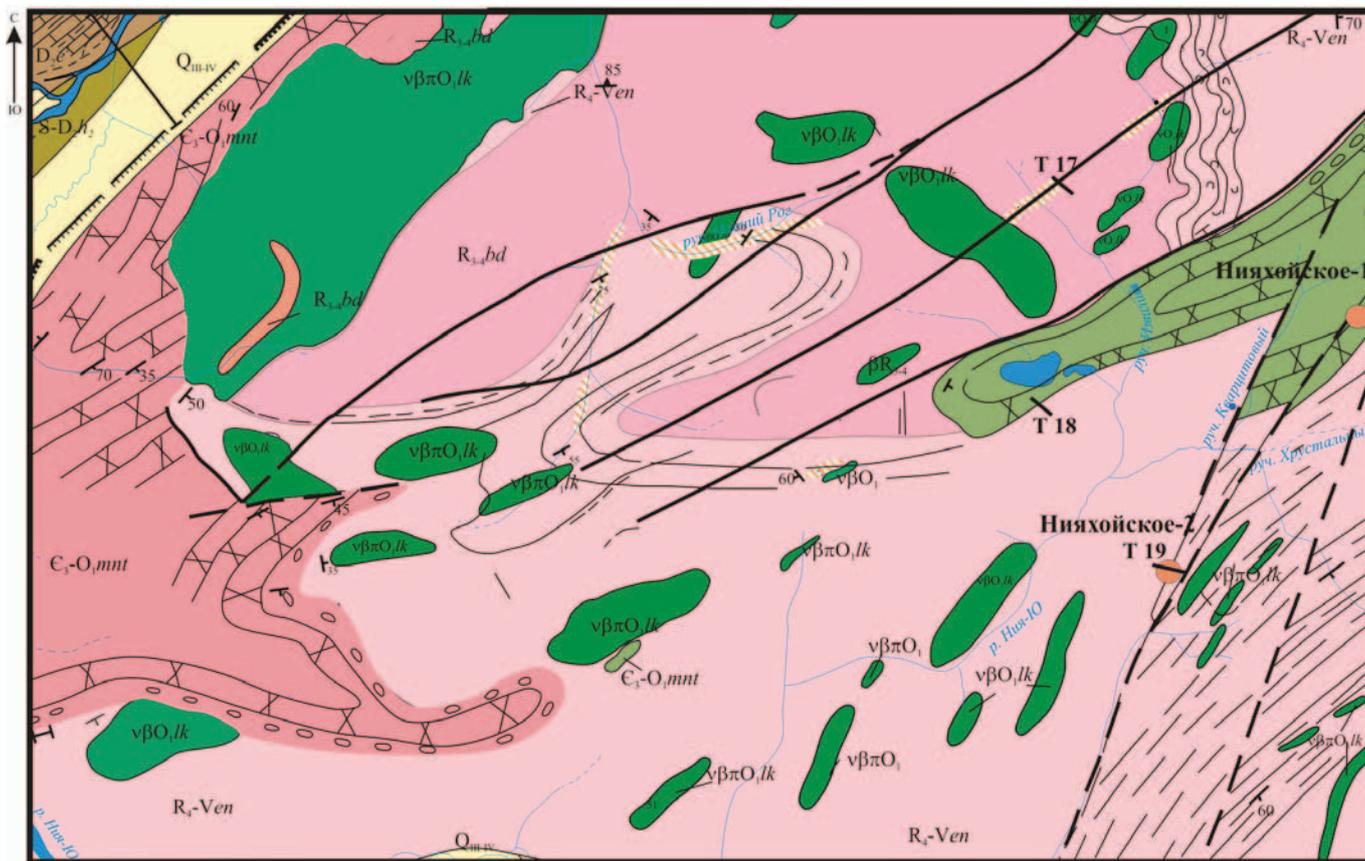
Манитанырдский рудный район характеризуется наличием ряда медно-серебряно-золоторудных проявлений. В структурном плане он приурочен к Западноуральской складчато-надвиговой зоне (рис. 1) и представляет собой район выхода на дневную поверхность формаций рифейско-вендского (байкальского) структурного этажа с останцами базальных горизонтов палеозойского (каледонгерцинского) структурного этажа. На территории широко проявились процессы каледонгерцинской активизации, с которыми связаны многочисленные кварцевые жилы и различные метасоматиты. Кроме того, на этой тер-

ритории известны россыпные проявления золота. Широкое развитие получили также линейные, редко (в виде фрагментов) площадные коры выветривания. Благоприятное в геоморфологическом отношении положение Манитанырдского района позволяет предположить наличие продуктов выветривания, металлогеническая специализация которых определяется геохимическими и литологическими особенностями субстрата. В настоящее время золоторудная минерализация района изучена довольно детально [1, 2, 3]. Однако ряд вопросов, связанных с гидротермально-метасоматическими процессами, остались неясными. В этой статье приводятся результаты

изучения гидротермальных кварцевых жил и кор выветривания, которые рассматриваются как потенциально золотоносные и широко представлены на данной территории.

Методы исследований

Фазовый состав глинистой фракции образцов был определен при помощи рентгенодифрактометрического анализа неориентированных и ориентированных образцов, подвергнутых стандартным диагностическим обработкам, на дифрактометре Shimadzu XRD-6000 (излучение $\text{CuK}\alpha$). Изучались дифрактограммы воздушно-сухих, обработанных глицерином и прокаленных при температуре 500 °С образцов.



Условные обозначения

0 500 м 1000 м

Q _{miv} 1	S-D _{h2} 3	R ₁ -Ven 5	vβπO,lk 7	9	11	13	15
D _c 2	C ₁ -O,mnt 4	R ₁ ,bd 6	L L 8	C 10	12	14	16

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Нияхойского участка (составлена по данным Б. Я. Дембовского и др., 1983).

1 — верхнечетвертичные отложения: суглинки, супеси с гравием, галькой, пески; 2 — девонская система, эйфельский ярус: известняки, доломиты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы; 3 — силур — средний девон, нерасчлененные отложения: известняки, доломиты, углистые и кремнистые сланцы; 4 — манитаньрдская серия нерасчлененная: конгломераты, гравелиты, кварцитопесчаники, алевролиты; 5 — энганепэйская свита: флюидное переслаивание глинистых, алевролитов, песчаников и кремнистых сланцев; в низах туфопесчаники, туфоконгломераты, прослой кислых эффузивов; в верхней части — линзы известняков; 6 — бедамельская серия: эффузивы основного, среднего, реже кислого составов, их туфы, линзы известняков; в кровле горизонт кластолав и лавобрекчий смешанного состава; 7 — леквожский комплекс: габбро, габбро-диабазы, диабазовые порфириты; 8 — базальты; 9 — диабазы; 10 — туфы; 11 — конгломераты, гравелиты; 12 — кварцитопесчаники; 13 — сланцы; 14 — надвиги; 15 — разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 16 — элементы залегания (а) и залегание поверхностей кливажа и сланцеватости (б)

Электронно-микроскопические исследования проводились на электронном микроскопе JSM-6400 с энергетическим рентгеновским спектрометром фирмы Link.

Содержание органического углерода в породе определялось при помощи экспресс-анализатора на углерод АН-7529. Для этого предварительно выделялся нерастворимый в концентрированной соляной кислоте остаток породы (НОП), в качестве стандарта использовалась глюкоза. Данные по C_{орг}, полученные в результате анализа, пересчитывались на исходную породу.

Валовый состав газов во включениях был проанализирован на газовом хроматографе «Цвет 800» с приставкой для термического вскрытия включений по детально описанной методике [4]. Декрепитация включений проводилась при температуре 600 °C в кварцевом реакторе [5]

в атмосфере инертного газа гелия. Чувствительность метода по основным компонентам составила, мкл: 2·10⁻² по N₂ и CO, 3·10⁻² — по CH₄ и CO₂, 3·10⁻³ — по H₂O.

Гомогенизация и криометрия включений проводились в самодельных камерах, погрешность измерений в которых составила соответственно 1–2 и около 0.5 °C. Соленость растворов во включениях измерялась по температуре плавления льда. Солевой состав включений определялся по температуре эвтектики водно-солевой системы [6]. Давление среды в момент захвата включений рассчитывалось по диаграмме фазового равновесия NaCl—H₂O [7]. Поправка на давление определялась по диаграмме поправок ΔT к температуре гомогенизации на давление [8]. Установлено, что при полученных в результате исследования значениях давлений и концен-

траций поправка будет незначительной, не более 10–15 °C, поэтому условно примем, что T_{гом} = T_{обр}.

Обсуждение результатов

В 2008 г. Северной партией в составе «ЗАО Голд Минералс» на участке Двойном (траншея Т-17) и на рудопроявлении Нияхойском-2 (траншея Т-19), входящих в состав Манитаньрдского рудного района, были вскрыты коры выветривания, связанные с разломами СВ простирания. Нами были изучены глины, обнаруженные в данных траншеях, а также флюидные включения в кварце и кальците из многочисленных хлорит-кварц-кальцит-эпидотовых жил, секущих вмещающие породы.

Результаты исследования глинистых минералов. Траншея Т-17 пройдена по седловине водораздела правого борта руч. Извилистого на месте щебенчатых высыпок лимонитизи-

рованных сланцев по метаэффузивам основного состава бедальной серии и желтовато-коричневой глине. Глина развита в медальонах, обычно имеющих линейно-вытянутую или округлую форму. Мощность зоны дезинтеграции достигает 12 м. Хорошо развитая у поверхности рыжая глина на глубине 2.5 м практически исчезает, оставаясь слабо затянутой по плоскостям расслабления пород. Переход от контактовых роговиков сопровождается сильно рассланцованными карбонатизированными зелеными сланцами, переработанными до трухи с ярко-рыжей и желтовато-рыжей глиной. Траншея была опробована по всей длине. Мы изучили минералогический состав профиля коры выветривания сверху вниз по всему разрезу. Исходные породы имеют преимущественно хлоритовый состав. Преобладающим минералом глинистой фракции является железистый триоктаэдрический хлорит, довольно хорошо кристаллизованный. Присутствует также некоторое количество диоктаэдрической слюды с несколько пониженными значениями d/n (серicitsa) и полевого шпата (альбита). Содержание альбита закономерно уменьшается от верхних частей разреза к ниж-

ним, рефлексы становятся менее отчетливыми. Количество слюды в глинистой фракции также несколько уменьшается к нижней части разреза. В некоторых образцах (преимущественно в средней части разреза) уверенно диагностируется пиррофиллит, рефлексы которого при прокаливании образца становятся более интенсивными. Кроме этих фаз в образцах глинистой фракции обнаружено незначительное количество смешанослойных минералов хлорит-иллитового состава ($c\ d/n \sim 22-24 \text{ \AA}$), образующихся при изменении исходных минералов. На дифрактограммах практически всех образцов присутствуют диффузные рефлексы слабокристаллизованного гетита (рис. 2), наблюдается сильно повышенный фон, что говорит также о значительном количестве рентгеноаморфных оксидов и гидроксидов железа, содержание которых достигает 44 % (табл. 1, 2). По данным РФКА в образцах глинистой фракции отмечаются примеси Cu, Cr, Ni, As в пределах 0.05–0.35 %.

С целью изучения линейной коры выветривания на рудопоявлении Нияхойском-2 была пройдена траншея Т-19, вскрывающая зону катаклазированных, милонитизированных пород энганейской свиты (туфопесчаниов, туфоалевролитов), кварцево-сульфидных золотоносных жил и измененных пропилитизацией пород, вмещающих эти жилы. Сместители разломов сложены лентовидно вытянутыми полосами пластичных глин желтого и лимонно-желтого цветов (иногда с рыжи-

ми пятнами) или абсолютно черных глин. Мощность полос составляет первые метры. По мере углубления выработки на глубине 2–3 м среди катаклазированных пород начинают вскрываться золотоносные кварц-арсенопиритовые жилы в легко разрушаемой сухаревидной оболочке. Центральная часть жилы остается практически неизменной и представляет собой массивный арсенопирит.

Состав черных глин (обр. 7-10) гидрослюдистый с преобладанием диоктаэдрической слюды — мусковита и парагонита, слюдистого минерала с межплоскостным расстоянием $d_{001} \sim 9.6 \text{ \AA}$. В межслоевые позиции парагонита в этом образце кроме натрия входит также барий. Желтая глина (обр. 7-11) имеет мусковит-хлоритовый состав, в ней в соизмеримом количестве присутствуют слюда и Fe–Mg хлорит. Так же как и в черной глине, здесь обнаружены парагонит в несколько большем количестве и кварц, содержание которого незначительно. Итак, получается, что черная глина сложена слюдистым материалом, желтая — хлоритом и слюдой. Помимо этого желтая глина отличается от черной более высоким содержанием железа, которое скорее всего входит в структуру хлорита, а не в оксиды и гидроксиды железа, образующие пигмент. Органический углерод в глинах отсутствует, а черный цвет глины, по-видимому, связан с высокой дисперсностью минералов. В глинах практически полностью отсутствуют кварц и полевой шпат.

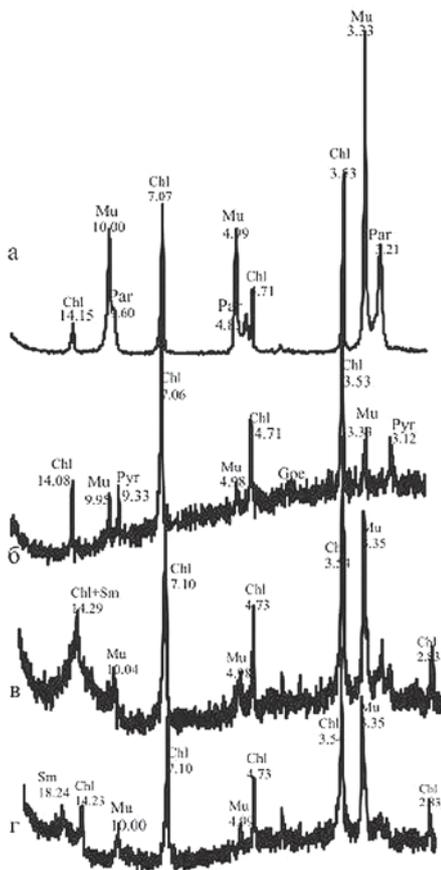


Рис. 2. Дифрактограммы глинистой фракции: а — обр. 7-11, б — обр. 3-7, в — обр. 7-4 — воздушно-сухой, г — обр. 7-4, насыщенный глицерином. Межплоскостные расстояния в ангстремах. Chl — хлорит, Mu — мусковит, Par — парагонит, Sm — смектит, Goe — гетит, Py — пиррофиллит

Химический состав пород, вес. %

Компонент	Номер образца							
	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8	3-8а	7-4	7-10*
SiO ₂	44.30	36.79	42.11	33.44	23.78	38.34	56.94	52.2
TiO ₂	0.41	0.72	0.53	0.66	0.62	1.06	1.11	0.92
Al ₂ O ₃	14.13	14.11	14.21	15.38	10.54	17.22	15.04	28.28
Fe ₂ O ₃	14.11	26.43	22.44	24.41	41.70	20.05	6.95	22.13
FeO	3.66	4.55	5.14	5.14	3.57	6.76	2.69	0.61
MnO	2.03	1.29	1.70	2.14	1.53	1.06	0.08	0.002
CaO	1.22	0.96	0.67	1.08	1.16	1.51	1.45	<0.5
MgO	11.67	6.99	7.59	9.85	6.44	8.56	3.65	0.72
K ₂ O	0.30	0.62	0.99	1.07	0.53	1.22	1.96	6.24
Na ₂ O	0.32	2.15	0.63	0.91	0.58	2.44	1.03	1.62
P ₂ O ₅	0.18	0.12	0.099	0.085	0.14	0.093	0.24	0.072
П.п.п.	12.54	9.42	8.89	10.43	12.77	7.88	7.34	6.43
Σ	101.21	99.60	99.86	99.46	99.79	99.43	99.48	98.67
H ₂ O	0.93	1.82	1.52	1.96	3.01	1.14	2.58	0.30
CO ₂	1.02	0.52	0.48	0.58	0.66	0.20	0<0.1	0<0.1

* Ba ~ 0.2 %.

Примечание. Образец 3-4 — исходная порода (черные рыхлые metabazalts); кора выветривания: 3-5 — рыхлые рыже-черные образования, 3-6 — рыхлые рыже-черные образования с обломками пород, 3-7 — черно-коричневая рыхлая сланцеватая порода, 3-8 — серо-коричневая рыхлая сланцеватая порода, 3-8а — серо-рыжая рыхлая сланцеватая порода; 7-4 — глина серо-рыжая из зоны окисления, 7-10 — глина черная, жирная, пластичная Р-19.



Химический состав пород (по данным рентгено-флуоресцентного анализа), %

Компонент	Номер образца								
	7-1	7-2	7-9	7-10	7-11	7-12	7-13	7-15	7-16
SiO ₂	54.26	54.98	65.91	52.2	58.74	55.77	57.31	61.85	47.75
TiO ₂	0.88	0.78	0.88	0.92	1.04	1.14	1.05	1.04	2.04
Al ₂ O ₃	25.54	17.00	19.17	28.28	23.95	25.10	24.91	21.23	12.50
Fe ₂ O ₃	5.02	5.19	2.96	2.13	3.32	7.39	4.96	1.65	6.57
FeO	2.41	н/о	2.55	0.61	1.82	0.50	1.61	2.70	9.18
MnO	0.24	0.26	0.02	0.002	0.01	0.01	0.01	0.26	0.18
CaO	1.13	0.64	0.93	<0.5	1.04	<0.50	0.44	0.95	7.68
MgO	0.99	7.88	0.13	0.72	<0.10	<0.10	0.09	0.21	5.97
K ₂ O	0.83	0.54	1.42	6.24	1.23	1.34	0.89	2.32	2.96
Na ₂ O	4.46	4.31	1.76	1.62	3.66	3.75	3.92	3.27	1.02
P ₂ O ₅	0.06	0.15	0.18	0.072	0.09	0.28	0.11	0.15	0.38
П.п.п.	4.20	8.28	4.09	6.43	5.11	4.72	4.70	4.39	3.76
Σ	100.00	100.00	100.00	98.67	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Fe ₂ O ₃ _{общ}	7.69	5.19	5.80	2.80	5.34	7.94	6.75	4.64	16.76
H ₂ O	0.42	0.40	0,50	0.30	0.40	0.58	0.72	0.28	0.56
CO ₂	<0.10	5.28	Не обн.	<0.10	Не обн.	Не обн.	<0.10	0.20	Не обн.

Примечание. Образец 7-1 — сланцы рыхлые серые, 7-2 — сланцы рыхлые серые катаклазированные, 7-9 — рыхлые серо-золотистые сланцы, 7-10 — глина черная, 7-11 — глина желтая, 7-12 — желтые дезинтегрированные сланцы, 7-13 — оранжевая глина, 7-14 — почвенный слой над желтой глиной, 7-15 — сланцы темно-серые ожелезненные рыхлые, 7-16 — темно-серая глина.

Подобные различия в фазовом составе глин обусловлены разным субстратом измененных пород, а также климатическим контролем образования глинистых минералов. В арктическом климате практически не образуются разбухающие слоистые силикаты. Форма дифракционных максимумов также свидетельствует об отсутствии структурных изменений в исходных слоистых силикатах. Тем не менее в зоне окисления около кварцевой жилы (обр. 7-4) нами была обнаружена прослойка глины, состоящая преимущественно из смектита и смешанослойных разбухающих слабоупорядоченных фаз, образовавшихся в результате деградации исходных слоистых силикатов — хлорита и мусковита. Наличие смектита и других разбухающих фаз было вызвано особыми условиями преобразования исходных пород и связано, вероятно, с гидротермальным воздействием на них.

В дезинтегрированных сланцах преобладает кварц, слоистые силикаты представлены мусковитом, парагонитом и Fe—Mg хлоритом, в небольшом количестве отмечен пиррофиллит. В разностях кварц-плагиоклаз-слюда-хлоритовых сланцев (обр. 7-8) в глинистой фракции присутствует больше оксидов и гидроксидов железа, меньше плагиоклаза и слоистых силикатов. По форме частиц слоистых силикатов (рис. 3) можно судить о значительном механическом воздействии на минералы (дезинтеграции). Характерная особенность субстрата коры выветривания на рудопоявлении Нияхойском-2 состоит в наличии парагонита. Парагонит, отмеченный как в глинах коры вывет-

ривания, так и в исходных дезинтегрированных породах, является первичным минералом. При изучении пластинок слюды в продуктах выветривания под электронным микроскопом было установлено, что в некоторых из них в направлении от центра к краям возрастает содержание натрия (рис. 3). Это скорее всего отражает первичную неоднородность слюдистых минералов в исходных породах.

Электронно-микроскопические исследования показали, что в глинах и дезинтегрированных слан-

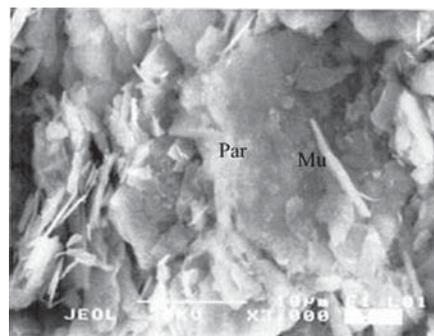


Рис. 3. Микроструктура черной гидрослюдистой глины (обр. 7—10): Mu — мусковит, Par — парагонит

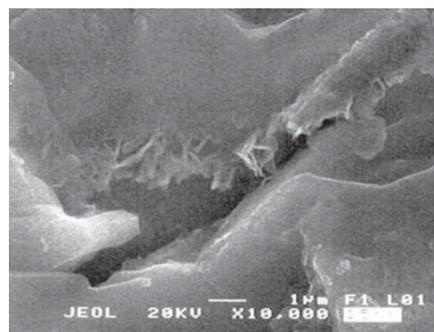


Рис. 4. Биоморфные микроструктуры марганецсодержащих пленок (обр. 7—15).

цах рудопоявления Нияхойского-2 рассеяны микрорезерваты рутила и монацита, присутствуют единичные зерна апатита, киновари, циркона, ксенотима. Монацит имеет Ce-Nd-Th и La-Ce-Nd состав. Немногочисленные марганецсодержащие образования являются вторичными и наблюдаются в виде пленок, вероятно, биогенного происхождения. Микроструктуры этих пленок похожи на скопления фоссиллизованных бактерий размером в несколько сотен нанометров, иногда встречаются в виде различно-ориентированных изогнутых пластинок (рис. 4). Такого рода биогенные микроструктуры часто наблюдаются в марганцевых минералах [9].

Результаты термобарогеохимических исследований. Как уже было отмечено выше, на Нияхойской площади в рудных зонах часто встречаются кварцевые жилы. На основании полевых и лабораторных исследований установлены следующие закономерности: хлорит → жильный кварц → горный хрусталь → кальцит → эпидот. Главными минералами в составе жил являются хлорит, кварц, кальцит, эпидот. В занорышах иногда встречаются кристаллы горного хрусталя. Нами были изучены газопоглощающие включения в кварце и кальците (рис. 5, табл. 3). В рудной зоне, вскрытой траншеей Т-17, кварцевые жилы характеризуются большим количеством однофазовых включений (более 95 %), реже встречаются двухфазовые. По результатам изучения температуры гомогенизации газопоглощающих включений можно предположить, что образование жильного кварца происходило при 270—360 °С. Соленость

Результаты термобарогеохимических исследований флюидных включений

Порода	Объем газовой фазы, об. %	Интервал $T_{гом}$, °C	Соленость, вес. %	$T_{эвт}$, °C	Давление, бар	Тип включений	Предполагаемые водно-солевые системы
Траншея Т-17							
Жильный кварц	5–30	$\frac{275-360}{5}$	$\frac{14-16^*}{3}$	-35...-38	40–200	Первичные	MgCl ₂ + NaCl
			$\frac{12-13^*}{2}$	-35...-38	—	Вторичные	MgCl ₂ + NaCl
Кристаллы горного хрусталя	5–30	$\frac{227-325}{6}$	$\frac{11^{**}}{1}$	-23	20–90	Первичные	NaCl
			$\frac{8^*-9^{**}}{2}$	-35...-38	—	Вторичные	MgCl ₂ + NaCl
Кальцит	5–15	$\frac{120-230}{11}$	$\frac{\sim 13^*}{4}$	-35...-38	5–30	Первичные	MgCl ₂ + NaCl
	—	—	$\frac{12}{1}$	-35...-38	—	Вторичные	MgCl ₂ + NaCl
Траншея Т-19							
Жильный кварц	20–50	$\frac{253-380}{5}$	$\frac{21^{***}}{1}$	-49	40–180	Первичные	CaCl ₂ + NaCl
	5–10	$\frac{115-133}{15}$	$\frac{20-23^{***}}{3}$	-49...-55	3–4	Вторичные	CaCl ₂ + NaCl
			$\frac{21^{***}}{1}$	-49	—	Вторичные	CaCl ₂ + NaCl

Примечание. * — в пересчете на MgCl₂ экв., ** — в пересчете на NaCl экв., *** — в пересчете на CaCl₂ экв.; в колонках 2 и 3 над чертой — интервал значений, под чертой — число замеров.

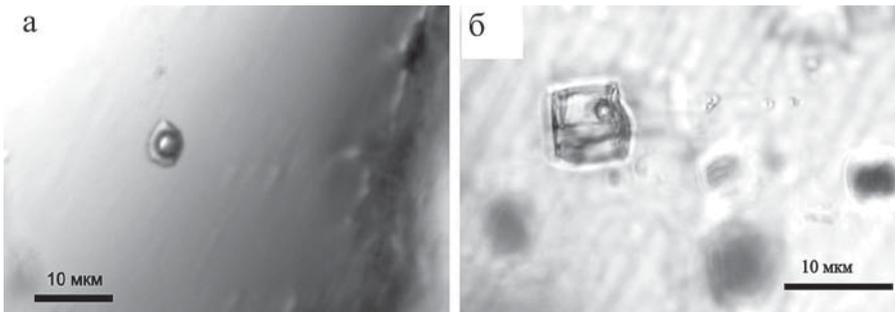


Рис. 5. Первичные флюидные включения: а — в жильном кварце; б — в кальците

растворов во включениях равна 14–16 вес. %, что свидетельствует о значительном содержании солей в минералообразующем растворе. Состав солей характеризуется преобладанием хлоридов магния и натрия. Стоит отметить, что двухфазовые первичные включения содержат значительный объем газов (до 30 об. %), но их немного, в основном встречаются вторичные однофазовые включения. Образование кристаллов горного хрусталя происходило при более низкой температуре — 220–325 °C. Соленость растворов во включениях равна 8–11 вес. %. Состав солей отличается высоким содержанием хлорида натрия. Образование кальцита происходило при 120–230 °C при участии флюидных растворов, в которых преобладали хлориды натрия и магния. Соленость растворов во включениях близка к 13 вес. %.

Геохимическая среда образования жильного кварца характеризовалась в основном водным составом с незначительным количеством рас-

творенных газов (табл. 4). По данным газовой хроматографии содержание воды во включениях не менее 99 мас. %, что, как уже было отмечено выше, связано с большим количеством однофазовых вторичных включений. Среди газов первым по значимости является углекислый газ (0.57 мас. %), содержание остальных газов намного ниже.

В рудной зоне, вскрытой траншеей Т-19, кварцевые жилы также

характеризуются большим количеством однофазовых включений (более 95 %), реже встречаются двухфазовые. Результаты их изучения позволяют предположить, что образование жильного кварца происходило при температуре 250–380 °C. Флюидные растворы характеризовались преобладанием хлоридов кальция и натрия. Соленость растворов во включениях приблизительно равна 21 вес. %, что свидетельствует о высокой концентрации соли в минералообразующем флюиде. Как и в предыдущем случае, здесь в кварцевых жилах тоже обнаруживаются первичные двухфазовые включения, содержащие значительный объем газов (до 30 об. %), но их немного, в основном встречаются вторичные однофазовые включения.

Геохимическая среда минералообразования в этой рудной зоне характеризовалась в основном водным составом с незначительным количеством растворенных газов (табл. 4).

Таблица 4

Состав газов во включениях, мкг/г

Номер образца	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O
Нияхойское-1					
СН-133	0.20	0.93	0.25	7.57	1169
СН-155	0.21	0.16	0.22	3.70	798
Среднее, %	0.02	0.06	0.02	0.57	99.33
Нияхойское-2					
СН-142	0.14	0.85	0.21	7.50	1177
СН-143	0.42	0.62	0.28	9.70	2049
СН-149	0.30	0.55	0.30	11.17	1762
СН-153	0.18	0.42	0.11	9.42	1374
Среднее, %	0.02	0.04	0.01	0.59	99.34



По данным газовой хроматографии содержание воды во включениях не менее 99 мас. %. Среди газов также преобладает углекислый газ (0.59 мас. %), остальные газы содержатся в весьма незначительных количествах.

Выводы

Присутствие в продуктах выветривания неизмененных и слабо измененных хлорита, слюд, альбита, сульфидов и золота свидетельствует об их гипергенной незрелости и об отсутствии полного профиля палеогеновой (каолининовой) коры выветривания. Глинистые минералы подверглись незначительному структурному изменению с образованием небольшого количества смешанослойных образований. Из этого можно сделать вывод о том, что исследованные нами образования являются глинисто-древяно-щепнистым элювием исходных пород, не претерпевших существенных химических изменений, т. е. наблюдается только начальная стадия формирования коры выветривания, представленная зоной дезинтеграции и окисления. Появление разбухающих слоистых силикатов было вызвано особыми условиями преобразования исходных пород, сложившимися при гидротермальном воздействии на них.

Образование жильного кварца в рудных и безрудных зонах произошло при температурах 250–380 °С, давление в минералообразующей среде не превышало 200 бар. Кварц подвергался значительным наложенным процессам, о чем свидетельствует большое количество вторичных водных включений. Соленость и солевой состав включений в минералах из пород, вскрытых траншеями Т-17 и Т-19, различны, что связано, вероятно всего, с составом вмещающих пород и этапом гидротермального процесса.

Работа выполнена при поддержке программ ОНЗ РАН № 2 (09-Т-5-1015, СО 09-С-5-1022) и Президиума РАН 09-П-5-1022, НШ 7198.2010.5.

Литература

1. Майорова Т. П., Артеева Т. А., Филиппов В. Н. Нитевидные кристаллы и сферические частицы самородного золота рудопроявления Нияхойское-2 (Манитанырд, Полярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. № 5. С. 8–11. 2. Ефанова Л. И., Симакова Ю. С., Артеева Т. А., Донцов А. Б. Мезозойско-кайнозойские коры выветривания на хребтах Манитанырд и Енганепэ // Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН, 2009. Вып. 125. С. 29–38. 3. Сокерина Н. В., Зыкин Н. Н., Ефанова Л. И. и др. Условия формиро-

вания кварцевых жил золоторудных проявлений Манитанырдского района (Приполярный Урал) // Литосфера, 2010. № 2. С. 100–111. 4. Петровский В. А., Силаев В. И., Сухарев А. Е. и др. Флюидные фазы в карбонатах и их генетическая информативность // Геохимия, 2008. № 7. С. 748–765. 5. Миронова О. Ф., Наумов В. Б., Салазкин А. Н. Азот в минералообразующих флюидах. Газохроматографическое определение при исследовании включений в минералах // Геохимия, 1992. № 7. С. 979–991. 6. Борисенко А. С. Определение карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газовой-жидких включений методом криометрии // Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск, 1975. Вып. 2. С. 98–105. 7. Стырикович М. А., Хайбуллин И. Х. Диаграммы фазовых равновесий системы NaCl–H₂O // ДАН СССР, 1956. Т. 109. С. 962–965. 8. Potter R. V. Pressure correction for fluid-inclusion homogenization temperatures, based on the volumetric properties of the system NaCl–H₂O // U. S. Geol. Survey J., 1977. Res., 5. P. 603–607. 9. Little B. J., Wagner P. A. Spatial relationship between bacteria and mineral surfaces // Geomicrobiology: Interaction between Microbes and Minerals. Reviews in Mineralogy. 1997. V. 35. Min.Soc. of America. P. 123–160.

Рецензент

к. г.-м. н. Т. П. Майорова



Хребет Манитанырд, Полярный Урал



УДК:553.491(234.851)

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ДЗЕЛЯТЫШОРСКОГО ВЕРЛИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

И. Л. Потапов, А. М. Пыстин

pystin@geo.komisc.ru

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Показана ошибочность общепринятого представления о принадлежности верлит-клинопироксенитового массива, вмещающего благороднометалльное проявление Озерное, к кэршорскому плутоническому комплексу райизско-войкарской палеозойской офиолитовой ассоциации. По совокупности структурных, петрогеохимических, минералогических и других данных обосновывается гипотеза о том, что массив является фрагментом расслоенного интрузива. Связанная с ним платинометальность может быть отнесена к новому, не известному прежде на Урале рудоформационному типу.

Ключевые слова: расслоенные интрузивы, верлит-клинопироксенитовый массив, платинометальная минерализация.

STRUCTURE, MATERIAL COMPOSITION AND PLATINUM CONTENT OF THE DZELYATYSHOR WEHLITE-CLINOPYROXENITE MASSIF, THE POLAR URALS

I. L. Potapov, A. M. Pystin

It is shown that the standard conception of belonging of the wehlite-clinopyroxenite massif, which encloses the Ozerное precious metal manifestation, to the Kershor plutonic complex of the Rayiz-Voikar Paleozoic ophiolite association is wrong. On set of structural, petrogeochemical, mineralogical and other data, the hypothesis is proved that the massif is a fragment of the laminated intrusive. Connected with it platinum mineralization can be attributed to a new ore-forming type, which was not known in the Urals.

Keywords: laminated intrusive, wehlite-clinopyroxenite massif, platinum mineralization.

Введение

Промышленно значимые эндогенные месторождения платиноидов на Урале приурочены к породам дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной) ассоциации. Они расположены в южной половине складчатого пояса. На Полярном Урале достоверных данных о наличии таких образований нет. Известные здесь небольшие эндогенные проявления платиноидов связаны с хромитоносными ультрабазитами палеозойской офиолитовой ассоциации, а минералы платиновой группы представлены относительно тугоплавкими разновидностями Ru-Os-Ir состава при небольшом содержании Pt, Pd и Rh.

В 2002 г. при геологическом доизучении масштаба 1:200 000 на Полярном Урале в бассейне р. Хараматалоу было открыто рудопроявление малосульфидных медных руд (М. А. Шишкин и др.), в которых впервые для региона были установлены минералы Au и Ag в ассоциации с минералами Pd, Bi и Te [1]. Позднее здесь были также выявлены минералы платины [2]. По данным В. Г. Котельникова и Н. В.

Романовой [3], это рудопроявление, названное Озерным, принадлежит к титаномагнетитовой платинопалладийсодержащей формации, связанной с массивами Платиноносного пояса, и по рудной специализации оно наиболее близко к баронскому типу. В связи с этим возникает сомнение в правомерности общепринятой версии о принадлежности массива, вмещающего рудопроявление, к кэршорскому плутоническому комплексу райизско-войкарской офиолитовой ассоциации. Более того, результаты проведенных нами исследований структуры и вещественного состава пород и самих руд проявления Озерное не исключают возможности сопоставления рудопроявляющего верлит-клинопироксенитового массива, названного нами Дзелятышорским, с расслоенными плутонами.

Таким образом, платиносодержащее рудопроявление, приуроченное к Дзелятышорскому массиву, может быть отнесено к новому для Полярного Урала, а возможно, и для Урала в целом рудоформационному типу. Для уточнения формацион-

ной принадлежности массива важное значение имеют результаты изучения структуры и вещественного состава рудопроявляющих пород.

Основные черты геологического строения района

В современной трактовке Дзелятышорский массив с рудопроявлением Озерное является составной частью кэршорского плутонического комплекса, представляющего собой среднюю существенно габброидную часть райизско-войкарской палеозойской офиолитовой ассоциации. Кэршорский комплекс в свою очередь подразделяется на три структурно-вещественных подкомплекса (СВП), различающихся соотношением пород разного состава и характером их метаморфического изменения [4].

Нижний СВП по надвиговой зоне контактирует с образованиями дунит-гарцбургитового комплекса райизско-войкарской офиолитовой ассоциации и располагается к юго-востоку от нее (рис. 1).



Этот подкомплекс представляет собой тектонически разинтованную серию, в которой чередуются тела амфиболитов, габброамфиболитов, дунитов, верлитов и пироксенитов. Амфиболиты утратили признаки первичной структуры. Наложенные процессы сформировали гнейсоподобную полосчатую породу.

Средний СВП надвинут на нижний подкомплекс с юго-востока. Он сложен клинопироксенитами, оливковыми клинопироксенитами и верлитами. Характерной особенностью этой части разреза является наличие расслоенности, обусловленной сменой оливковых разновидностей пород базальтовыми. Именно к среднему СВП приурочено платинометалльное рудопроявление Озерное.

Верхняя составляющая кэршорского комплекса надвинута на породы среднего СВП и представлена преимущественно роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми габбро, реже горнблендитами, которые слагают широкую полосу в юго-восточной части участка, а далее сменяются габбро-диоритами и диоритами собского комплекса.

В процессе проведения полевых работ нами была установлена резкая дискордантность структур упомянутого выше среднего СВП с окружающими породами кэршорского комплекса (рис. 1), которая позволяет предположить, что это структурно-вещественное подразделение не от-

носится к кэршорскому комплексу. Мы дали ему собственное название — Дзелятышорский массив — по одноименному ручью, пересекающему его в северо-восточной части.

Массив, как отмечено выше, сложен в основном породами клинопироксенит — верлитового ряда, среди которых преобладают оливковые клинопироксениты. Далее в количественном отношении следуют собственно клинопироксениты и верлиты. В резко подчиненном количестве отмечаются оливиниты, плагиоклазовые клинопироксениты и плагиоклазиты. Оливиниты образуют субсогласные с элементами расслоенности массива маломощные тела и, очевидно, являются продуктами магматической дифференциации плутона. Плагиоклазодержащие клинопироксениты и плагиоклазиты приурочены в основном к контактам Дзелятышорского массива и несут следы вторичных образований. В плагиоклазодержащих породах пироксен всегда полностью или частично замещен амфиболом. Контакты верлит-клинопироксенитового массива с габброидами тектонические.

Структура верлит-клинопироксенитового массива

Самая ранняя, первичная неоднородность массива выражается в «послойном» чередовании пород, отличающихся содержанием основных породообразующих минералов:

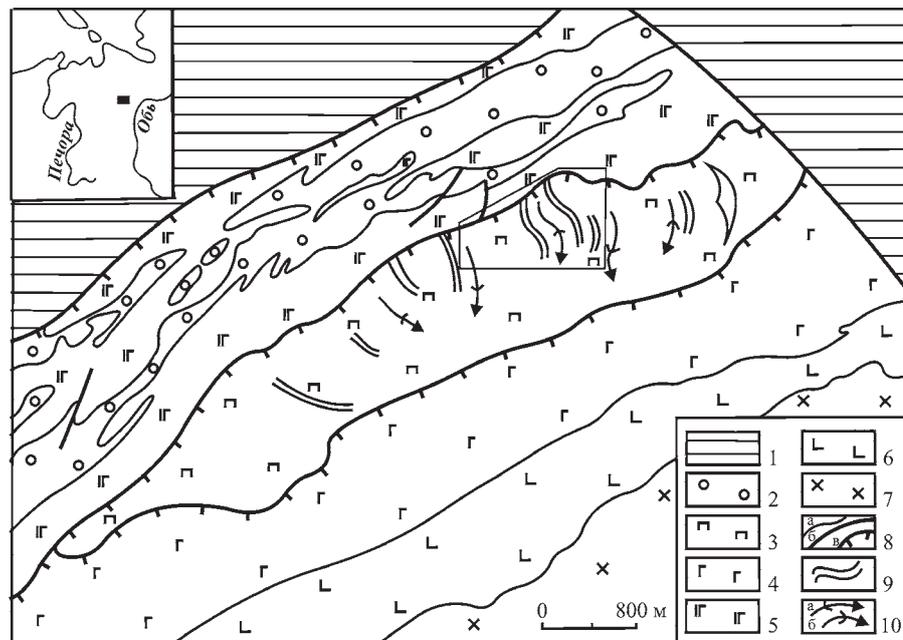


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северо-восточной части кэршорского плутонического комплекса.

1 — райизско-войкарский ультрабазитовый комплекс (дуниты, гарцбургиты); 2—5 — кэршорский плутонический комплекс: 2 — дуниты, 3 — клинопироксениты и верлиты (Дзелятышорский верлит-клинопироксенитовый массив), 4 — габбро, 5 — габброамфиболиты; 6—7 — собский комплекс: 6 — габбродиориты, 7 — диориты; 8 — геологические границы: а — границы геологических тел, б — крутопадающие разломы, в — надвиги; 9 — выходы верлитов; 10 — оси структур: а — синклинальных, б — антиклинальных. Скошенным прямоугольником выделена центральная часть участка Озерный (см. карту на рис. 8)

клинопироксена и оливина (клинопироксенитов, оливиновых клинопироксенитов с различным количественным соотношением оливина и клинопироксена, верлитов, оливинитов). В богатых оливином пироксеносодержащих породах (оливковых клинопироксенитах и верлитах) часто отмечается тонкая полосчатость. При этом богатые оливином «слойки» выделяются желтым и бурым цветами и щелевидными углублениями на поверхности обнажений и отдельных глыб.

Плоскости первичной неоднородности («расслоенности») обычно залегают полого. Углы наклона «пластов» чаще всего не превышают 20°. Складки, образованные плоскостями «расслоенности», как правило, слабо выражены, но иногда отмечаются сильно сжатые складки, в том числе запрокинутые (рис. 2). Преобладающее простирание складок северо-западное. Шарниры складок полого (под углом до 20°) погружаются на юго-юго-восток. Вдоль осевых поверхностей складок часто отмечаются жилы, сложенные клинопироксеном, реже оливином. Жильным материалом также выполнены ядерные части складок. Учитывая высокотемпературный характер жильного материала (клинопироксен, оливин), выполняющего отслоения вдоль осевых поверхностей ранних складок, можно утверждать, что наблюдаемые складки сформировались в еще не полностью остывшем массиве на постмагматической стадии. Кроме отмеченных выше плоскостных элементов в породах Дзелятышорского массива широко распространены трещины, обычно выполненные серпентином, иногда хлоритом. Толщина отдельных элементов ритмов колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. Общая мощность вскрытого на рудопроявлении фрагмента верлит-клинопироксенитового массива составляет 400–600 м. В нижней его части (видимая мощность 150 м) преобладают клинопироксениты, в средней части разреза мощностью от 150 до 300 м в разных частях рудопоявления доминируют оливковые клинопироксениты и верлиты, завершают разрез снова клинопироксениты (видимая мощность около 30 м).

Детали структурного рисунка верлит-клинопироксенитового массива выявляются при геометрическом анализе распределения плоскостных и линейных структурных элементов. В результате такого анализа, выполненного с использованием известных методик [5, 6], в породах Дзелятышорского массива установлены два этапа складча-

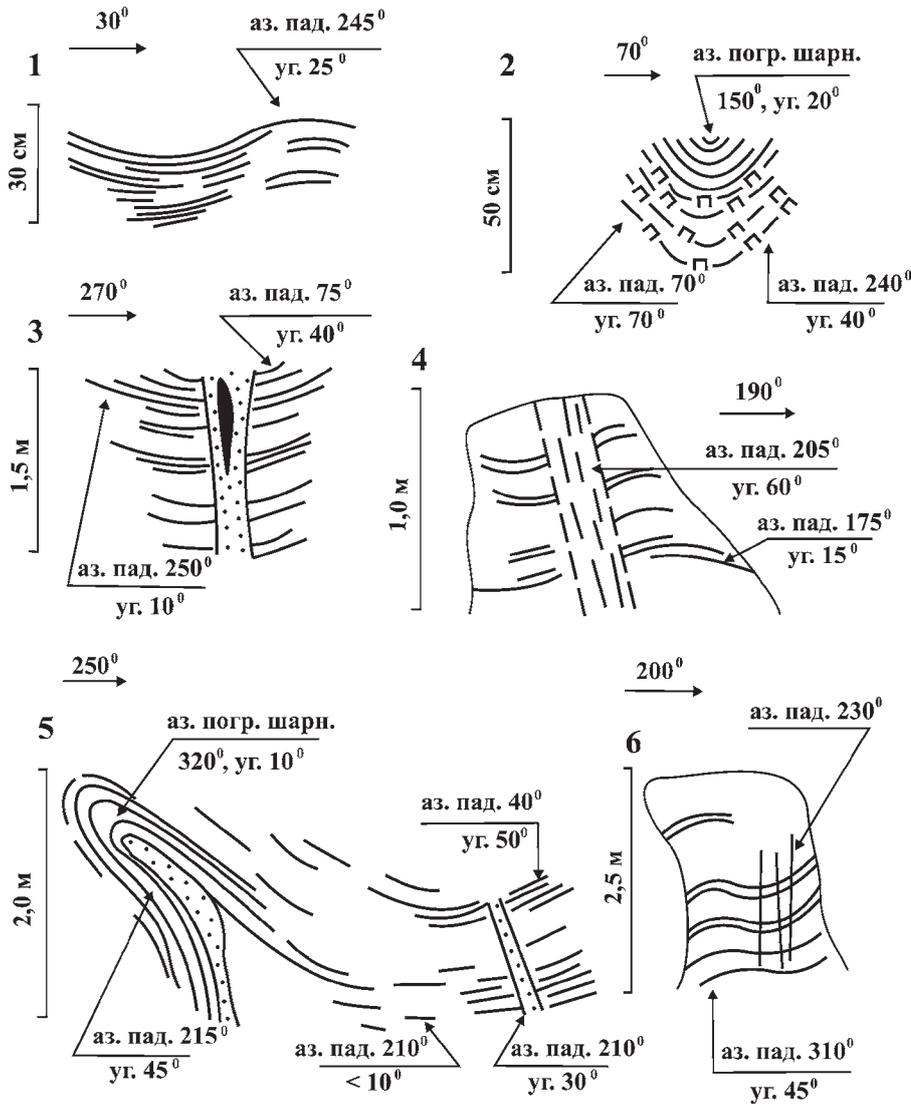


Рис. 2. Зарисовки элементов «расслоенности» и полосчатости в породах верлит-клинопироксенового комплекса. 1 — верлит, 2 — контакт верлита (вверху) с клинопироксеном, 3—6 — клинопироксены. Точками показаны жилы крупнозернистого клинопироксена, заштрихованные участки — жилы оливина, линии и штрихи — полосчатость, «расслоенность», сланцеватость

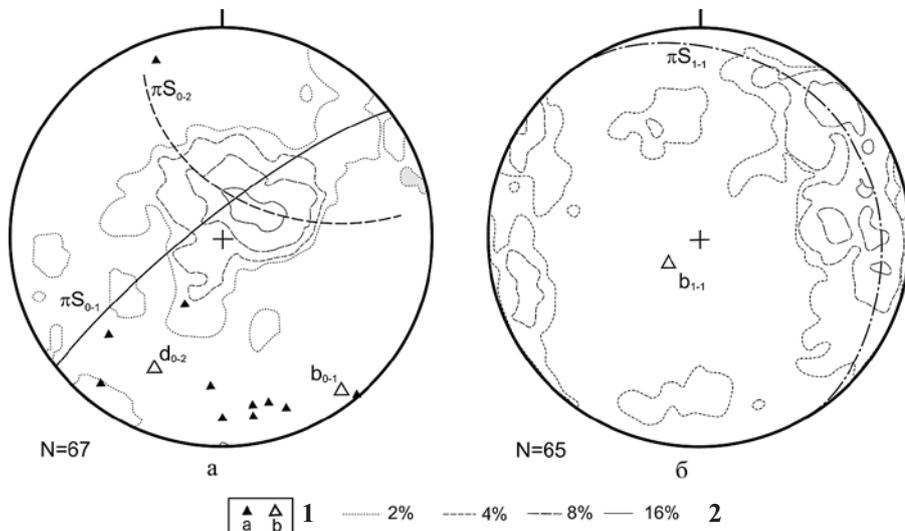


Рис. 3. Сферические диаграммы: а — полюсов первичной «расслоенности» с поясами πS_{0-1} (первого) и πS_{0-2} (второго) этапов деформации массива; б — полюса плоскостей кливажа осевой поверхности складок S_1 , измененных наложенной деформацией (пояс πS_{1-2}). Равноплощадная сетка, нижняя полусфера. Условные обозначения: 1 — шарниры складок (а — замеренные, б — рассчитанные); 2 — изолинии плотностей полюсов, N — количество замеров

тых деформаций. На первом этапе сформировались пологие цилиндрические складки пластического течения. Пояс полюсов элементов «расслоенности» (πS_{0-1} ; рис. 3, а) имеет юго-западное простирание по азимуту 230° с падением на северо-запад под углом 85° . Шарнир данной складчатой структуры (d_{0-1}) полого погружается на юго-восток (азимут погружения 140° , угол погружения 5°). Полюса плоскостей кливажа осевых поверхностей πS_{1-2} также формируют пояс (рис. 3, б). Ось сжатия ортогональна поверхности кливажа и ориентирована в направлении СВ—ЮЗ. На этом этапе деформации вдоль осевых поверхностей складок внедрились клинопироксеновые и оливиновые жилы. На втором этапе деформации пород массива образовались конические складки. При геометрическом анализе данный этап фиксируется появлением пояса полюсов πS_{0-2} с шарниром d_{0-2} (азимут погружения 210° , угол погружения 30°). Соотношение элементов цилиндрической и конической складчатости свидетельствует о наложенном характере последней. В процессе наложенной деформации сминались кливажные поверхности, а также шарниры складок первой генерации, которые на сферограмме ложатся на дугу большого круга. Формирование конических складок, вероятно, было связано с образованием надвигов уральской ориентировки.

Выполненное нами картирование средней части участка Озерный (рис. 4), наиболее хорошо обнаженной и вскрытой канавами, расчистками и скважинами, показало, что породы, богатые оливином, с «прослойми» верлитов слагают верхнюю часть «расслоенного» Дзелятышгорского массива и обнажаются в трех мульдобразных синклиналиных структурах, оси которых полого погружаются на юго-юго-восток. Структурно-вещественные особенности массива хорошо отражаются в магнитном поле. Локальные магнитные аномалии конкордантны тектоническим границам массива. В то же время они сгруппированы в поля, ориентированные поперек простирания массива. При этом положение «пластов» высокомагнезиальных пород контролируется наиболее высокоградиентными зонами магнитного поля. Таким образом, расположение и конфигурация полей локальных магнитных аномалий отражает первичные структурно-вещественные особенности массива, а ориентировка отдельно взятых локальных магнитных аномалий связана с относительно поздними процессами преобразования пород.

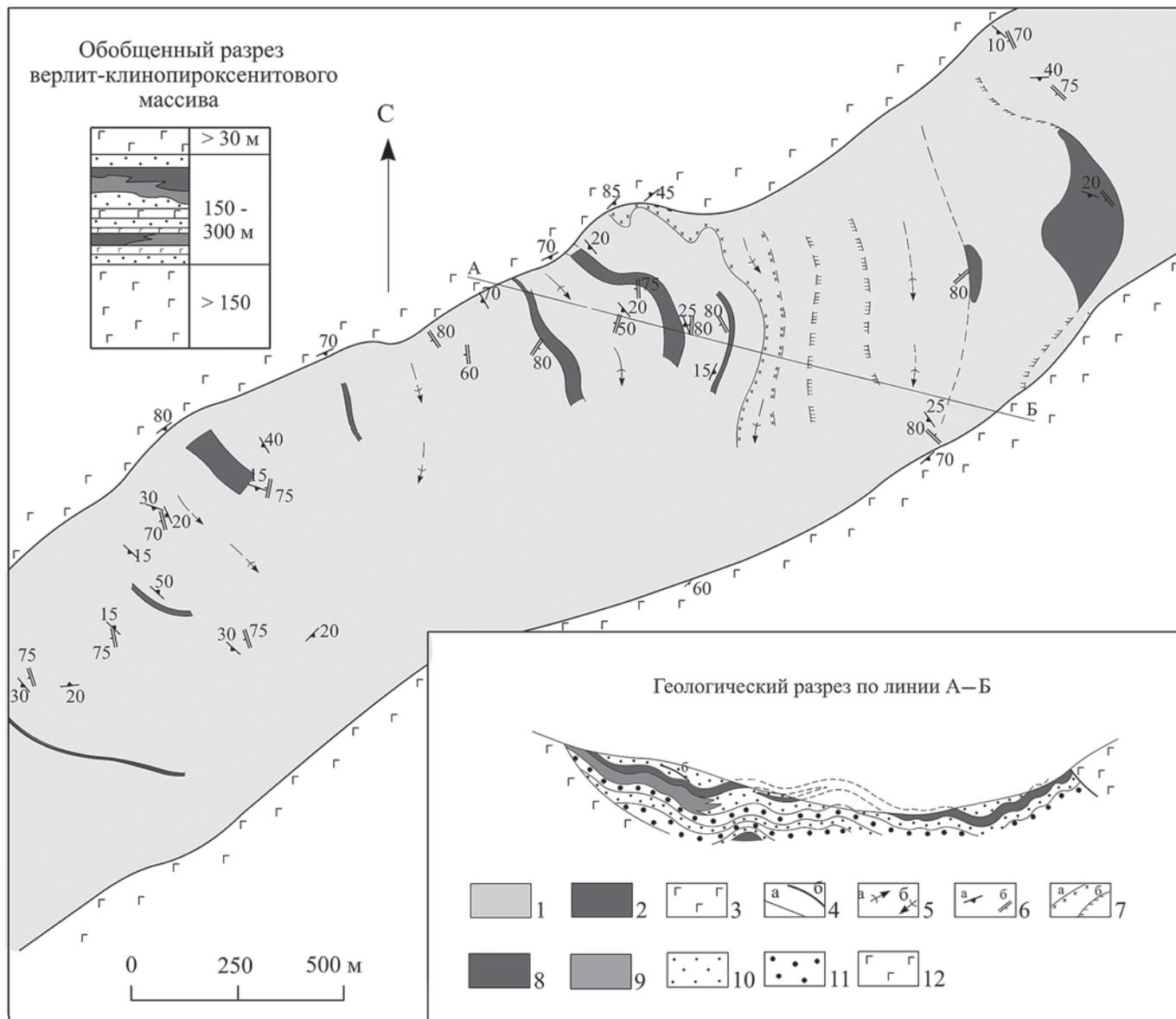


Рис. 4. Структурно-геологическая схема Дзелятышорского верлит-клинопироксенитового массива

1 — верлит-клинопироксенитовый комплекс пород нерасчлененный; 2 — «прослой» верлитов; 3 — габбро; 4 — геологические границы: а — магматические, б — тектонические; 5 — оси: а — антиклиналей, б — синклиналей; 6 — элементы залегания: а — расслоенности, контактов пород, б — высокотемпературной полосчатости; 7 — предполагаемые границы областей распространения пород: а — клинопироксенитов, б — верлитов и высокооливиновых клинопироксенитов; 8—12 (на разрезах): 8 — верлиты, 9 — оливиновые клинопироксениты (оливина 20—40%), 10 — оливиновые клинопироксениты (оливина 10—20%), 11 — клинопироксениты; 12 — габбро

Вещественный состав массива

Как было отмечено выше, в разрезе Дзелятышорского массива преобладают клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты и верлиты. Существуют все переходы между названными породами. Различия заключаются в соотношении содержания основных породообразующих минералов — клинопироксена и оливина. Породы преимущественно имеют массивную текстуру и среднезернистую, реже неравномерно-, панидиоморфно- и гипидиоморфно-зернистую структуры. Первичные силикаты представлены клинопироксеном (диопсидом) и оливином. При этом в крайних членах пород оливинит — клинопироксенитового ряда (оливинитах и клинопироксенитах) их структура обычно рав-

номерно- и панидиоморфно-зернистая. В преобладающих в разрезе массива оливиновых клинопироксенитах отмечается незначительный идиоморфизм клинопироксена по отношению к оливину. Кроме того, пироксен и реже оливин могут образовывать крупные кристаллы (до первых сантиметров на фоне 0.1—0.5 см в основной массе). В породах почти всегда в том или ином количестве отмечаются вторичные силикаты. Они представлены амфиболом (от тремолита до роговой обманки), серпентинитом и хлоритом.

Среди рудных минералов преобладает магнетит, который обнаружен во всех изученных нами образцах пород. Установлено также присутствие халькопирита, пирротина, пирита, борнита, пентландита, кубанита, валлериита, шпинели, ильме-

нита, титанита, виоларита, галенита, сфалерита, ковеллина, халькозина, паркерита. Отмечаются микроскопические выделения минеральных фаз золота, серебра, платины, палладия, висмута, теллура.

Средний химический состав пород Дзелятышорского массива приведен в таблице. Здесь же показаны средние содержания элементов в породах верлит-клинопироксенитового ряда из различных природных ассоциаций. По таблице видно, что породы Дзелятышорского массива (верлиты, оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты) резко отличаются от ультрамафитов щелочно-ультрасосновных комплексов пониженными концентрациями оксидов титана и калия. В сравнении с породами других природных ассоциаций существенных разли-

Средние химические составы пород верлит-клинопироксенового ряда из различных природных ассоциаций, мас. %.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	46.68	50.23	52.90	54.37	46.05	50.24	50.98	45.21	48.68	51.29	42.24	48.61	50.02	42.56	41.92
TiO ₂	0.19	0.19	0.19	0.02	0.13	0.13	0.20	0.33	0.42	0.46	0.25	0.26	0.37	1.49	3.49
Al ₂ O ₃	1.87	2.33	2.12	1.96	2.57	2.60	2.86	2.63	3.22	3.39	2.72	2.68	3.24	0.56	4.13
Cr ₂ O ₃	0.12	0.12	0.14	0.31	0.34	0.32	0.21	0.25	0.19	0.16	0.26	0.27	0.20	0.37	0.29
FeO*	12.44	8.55	6.60	4.14	10.18	6.44	5.89	11.59	8.04	6.57	14.07	7.95	6.95	13.77	15.37
MnO	0.28	0.22	0.19	0.14	0.16	0.15	0.12	0.21	0.18	0.08	0.20	0.10	0.06	0.20	0.17
NiO	0.02	0.02	<0.01	—	0.10	0.05	0.03	0.14	0.05	0.03	0.10	0.03	0.02	0.20	0.10
MgO	26.18	20.08	16.23	19.15	31.67	22.34	18.75	30.64	22.35	17.56	32.23	21.68	17.58	33.40	13.59
CaO	12.03	17.99	21.20	19.61	8.55	17.38	20.54	8.74	16.48	19.95	7.76	18.27	21.31	6.98	19.43
Na ₂ O	0.13	0.22	0.39	0.23	0.20	0.30	0.33	0.22	0.37	0.43	0.14	0.12	0.21	0.26	1.00
K ₂ O	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.09	0.04	0.06	0.08	0.03	0.03	0.04	0.21	0.51
MgO/SiO ₂	0.56	0.41	0.31	0.35	0.69	0.44	0.37	0.68	0.46	0.34	0.76	0.45	0.35	0.78	0.32
MgO/FeO*	2.11	2.35	2.46	4.63	3.11	3.47	3.18	2.64	2.78	2.67	2.29	2.73	2.53	2.43	0.88
Число анализов	6	11	8	4	106	74	40	52	32	12	27	36	34	32	39

Примечание. Цифрами 1—15 обозначены горные породы: 1—3 — ультрамафиты, Дзелягышорского массива; 1 — верлиты, 2 — оливиновый клинопироксенит, 3 — клинопироксенит; 4 — жильный клинопироксенит ультрабазитового комплекса офиолитов; 5—7 — ультрамафиты габброидного комплекса офиолитов; 5 — верлит, 6 — оливиновый клинопироксенит, 7 — клинопироксенит; 8—10 — ультрамафиты расслоенных интрузивов; 8 — верлит, 9 — оливиновый клинопироксенит, 10 — клинопироксенит; 11—13 — ультрамафиты конфокальных дунит-пироксенит-габбровых (платиноносных) массивов; 11 — верлит, 12 — оливиновый клинопироксенит, 13 — клинопироксенит; 14—15 — ультрамафиты щелочно-ультраосновных комплексов; 14 — верлит, 15 — клинопироксенит. Анализы 4 — 15 заимствованы из работы «Магматические горные породы [7].

Исходные химические анализы пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100 %. Звездочкой обозначено суммарное железо.



чий в содержании этих компонентов нет. Обращает на себя внимание низкое содержание в породах оксида хрома. По значению этого компонента они сопоставимы только с ультрамафитами расслоенных интрузивов. Средние содержания других оксидов в породах разных природных ассоциаций перекрываются. Более информативными являются показатели TiO_2/Al_2O_3 и MgO/FeO . По значениям этих отношений породы Дзелятышорского массива отличаются от ультрамафитов габброидного комплекса офиолитов и сопоставимы с породами расслоенных интрузивов и ультрамафитами дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной) ассоциации (рис. 5).

В настоящее время для установления формационной принадлежности базит-гипербазитовых серий широко применяются данные распределения в породах и минералах редкоземельных элементов (РЗЭ). На диаграмме содержания РЗЭ в породах этого комплекса, нормализованных относительно хондрита (рис. 6), видно, что в большей части проанализированных проб тяжелые РЗЭ немного преобладают над легкими. Европиевый минимум выражен очень слабо: у большинства проб значение отношения Eu/Eu^* находится в пределах 0.9–1.0. Отдельные разновидности пород Дзелятышорского массива не различаются по характеру распределения РЗЭ. Сравнение распределения РЗЭ в породах Дзелятышорского массива и ряда других ассоциаций ультрамафитов показывает (рис. 7), что в отличие от рассматриваемых пород распределение РЗЭ в близких по составу ультрамафитах офиолитов характеризуется более низкими значениями легких лантаноидов, породы расслоенных интрузивов, напротив, отличаются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, что, впрочем, свойственно и для пород Платиноносного пояса. Тем не менее последние отличаются от пород расслоенных интрузивов высокими значениями отношения LaN/SmN . Самая высокая степень соответствия кривых распределения РЗЭ наблюдается в породах Дзелятышорского массива и небольшого (сопоставимого с ним по площади выхода на дневную поверхность — 3.75 км²) расслоенного интрузива Причер Крик (США), залегающего среди нижнепротерозойских гнейсов.

Дополнительная информация о генезисе пород была получена при анализе состава первичных породообразующих минералов. Установлено, что оливины в породах Дзелятышорского массива имеют в

своём составе 12–30 % фаялитового компонента. Столь относительно высокая железистость и большие вариации этого показателя у оливинов в одном массиве свойственны породам расслоенных интрузивов (9–27 %fa). По железистости клинопироксениты в породах Дзелятышорского массива (9–21 %) также наиболее близки аналогичным минералам в породах расслоенных интрузивов (6–19 %). В отличие от клинопироксенов в породах зональных комплексов Платиноносного пояса Урала они не обнаруживают сопряженный рост железистости и глиноземистости и демонстрируют тренд вариаций составов, свойственный клинопироксенам зональных комплексов платформенного типа (Кондерского и Скергаардского массивов).

Платинометаллическая минерализация в разрезе массива

Нашими исследованиями установлено, что минералы группы платины концентрируются в оливиновых клинопироксенитах, которые занимают средневерхнее положение в разрезе Дзелятышорского «расслоенного» массива и обнажаются в трех мульдообразных синклинальных структурах. Как уже отмечалось выше оси этих структур полого погружаются на юго-юго-запад. Мощность разреза рудовмещающих оливинсодержащих пород достигает 300 м. Рудовмещающий горизонт включает рудные тела со средним содержанием условного палладия от 0.82 до 3.44 г/т. К настоящему времени в пределах массива выделе-

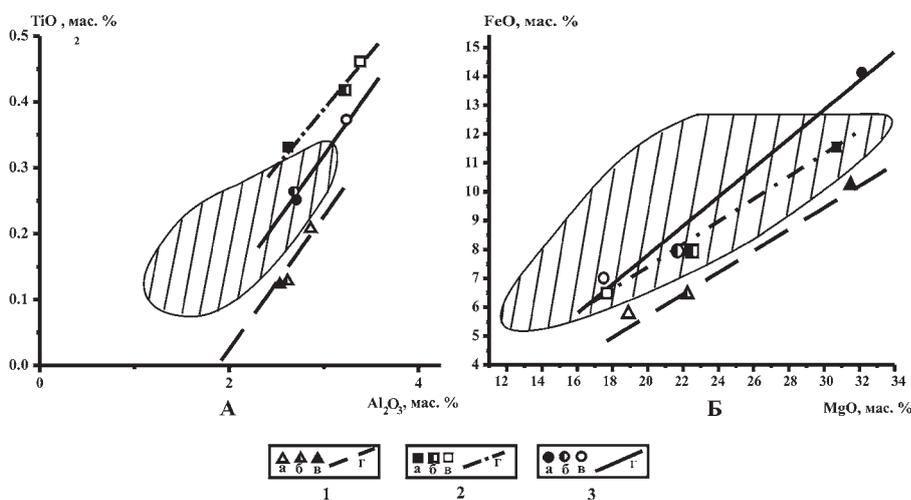


Рис. 5. Диаграммы $Al_2O_3-TiO_2$ (А) и $MgO-FeO$ (Б) пород верлит-клинопироксенитового ряда из различных ассоциаций ультрамафитов: 1 — габброидного комплекса офиолитов, 2 — расслоенных интрузивов, 3 — дунит-пироксенит-габбровых массивов. Буквами обозначены средние составы: верлитов (а), оливиновых клинопироксенитов (б), клинопироксенитов (в); r — тренды соответствующих ассоциаций [7]. Залитая область — составы пород Дзелятышорского массива

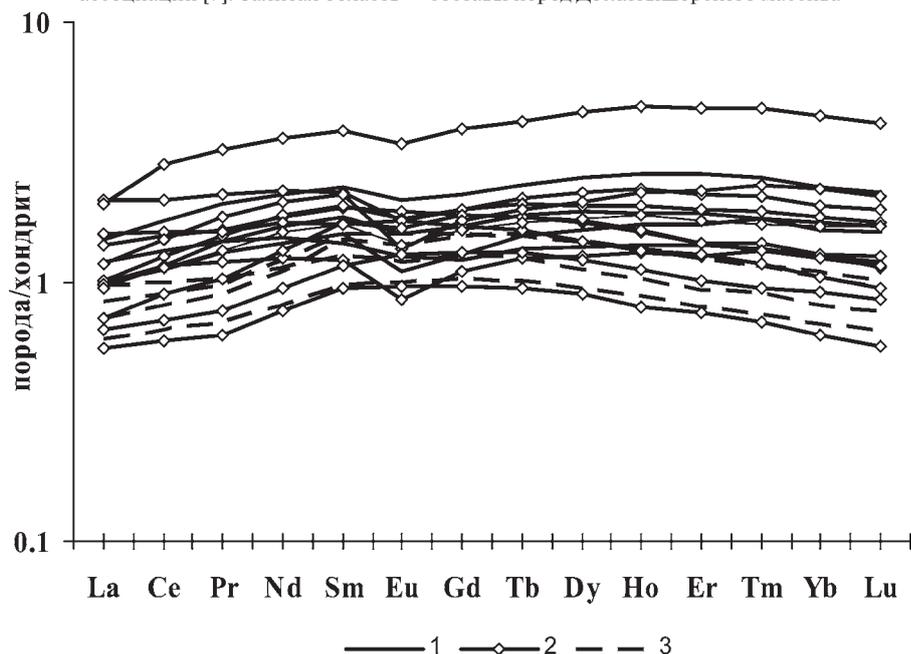


Рис. 6. Распределение РЗЭ в породах Дзелятышорского верлит-клинопироксенитового массива. 1 — верлиты, 2 — оливиновые клинопироксениты, 3 — клинопироксениты

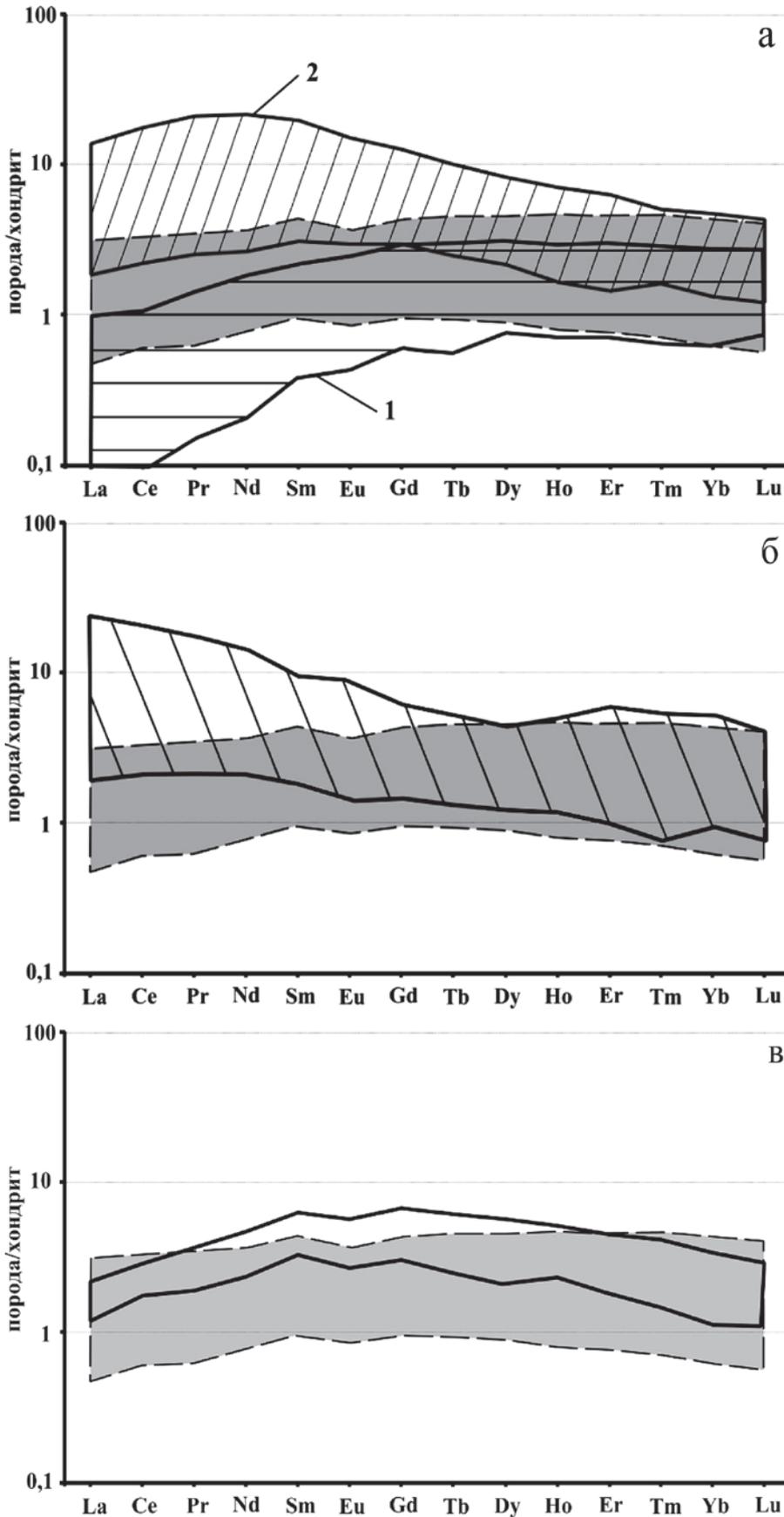


Рис. 7. Распределение РЗЭ в породах вермит-клинопироксенитового ряда различных ассоциаций ультрамафитов в сравнении с породами Дзелятышорского массива (затемнённое поле).

Обозначения на диаграммах: а) поля составов: 1 — офиолитов (по Г. Б. Ферштатеру и Ф. Беа, 1996 [8]), 2 — массивов Платиноносного пояса Урала (по Г. Б. Ферштатеру и др., 1999 [9]); б) заштрихованное поле — составы пород расслоенных интрузивов (по Ю. А. Балашову и Н. М. Сушевской, 1973 [10]; A. R. Mc Birney, 2002 [11]); в) составы пород массива Причеркрик (from M. J. Potts and K. C. Condie, 1971 [12]). Нормировано к хондриту (from S. S. Sun and Mc Donough, 1989 [13])

но 13 благороднометалльных рудных тел, мощность которых варьируется от 1.8 до 302 м. Рудные тела с платинометалльной минерализацией в основном имеют небольшую протяженность, но в целом они достаточно отчетливо контролируются горизонтом богатых оливином пород [14–17]. Псевдостратиформный характер платинометалльной минерализации хорошо проявляется в плане (рис. 8). На рисунке видно, что концентрация платиноидов возрастает вблизи подошвы рудоносных «пластов». Картина распределения элементов платиновой группы в пределах конкретных рудных тел различная, но довольно часто отмечается концентрация этих элементов в нижних частях рудных интервалов (рис. 9), что еще больше подчеркивает «стратиформность» оруденения.

В породообразующих силикатах, как первичных (оливин, клинопироксен), так и вторичных (амфибол, серпентин, хлорит), за редким исключением отсутствуют значимые содержания элементов платиновой группы. Тем не менее силикаты, вероятно, содержат некоторое количество этих элементов. Основанием для такого предположения в первую очередь является установленное нами наличие примеси платины в диопсиде. Кроме того, в клинопироксене нередко отмечаются мельчайшие минеральные фазы платиноидов. В оливинах не установлены значимые концентрации элементов платиновой группы, но минералы платиноидов часто заключены в серпентиновую матрицу. А серпентин охотнее всего развивается именно по оливину. Поэтому какая-то часть платиноидов в серпентинах может быть унаследована от оливинов. Основными же концентратами элементов благородных металлов стали рудные минералы, прежде всего сульфиды. Высокая степень корреляции платины с никелем при отсутствии корреляции платины с медью может указывать на то, что не сульфиды меди, как это установлено на многих платинометалльных объектах в базит-ультрабазитовых комплексах, а сульфиды, содержащие никель (прежде всего пентландит), концентрируют основное количество металлов платиновой группы [17].

Результаты проведенных нами исследований дают основание утверждать, что минералы платиновой группы формировались на разных этапах длительной и сложной эволюции рудообразования [15]. Самыми ранними минералами являются интерметаллиды в системах Fe–Pt и Pd–Cu, а также сульфиды платины и палладия. Интерметаллиды и

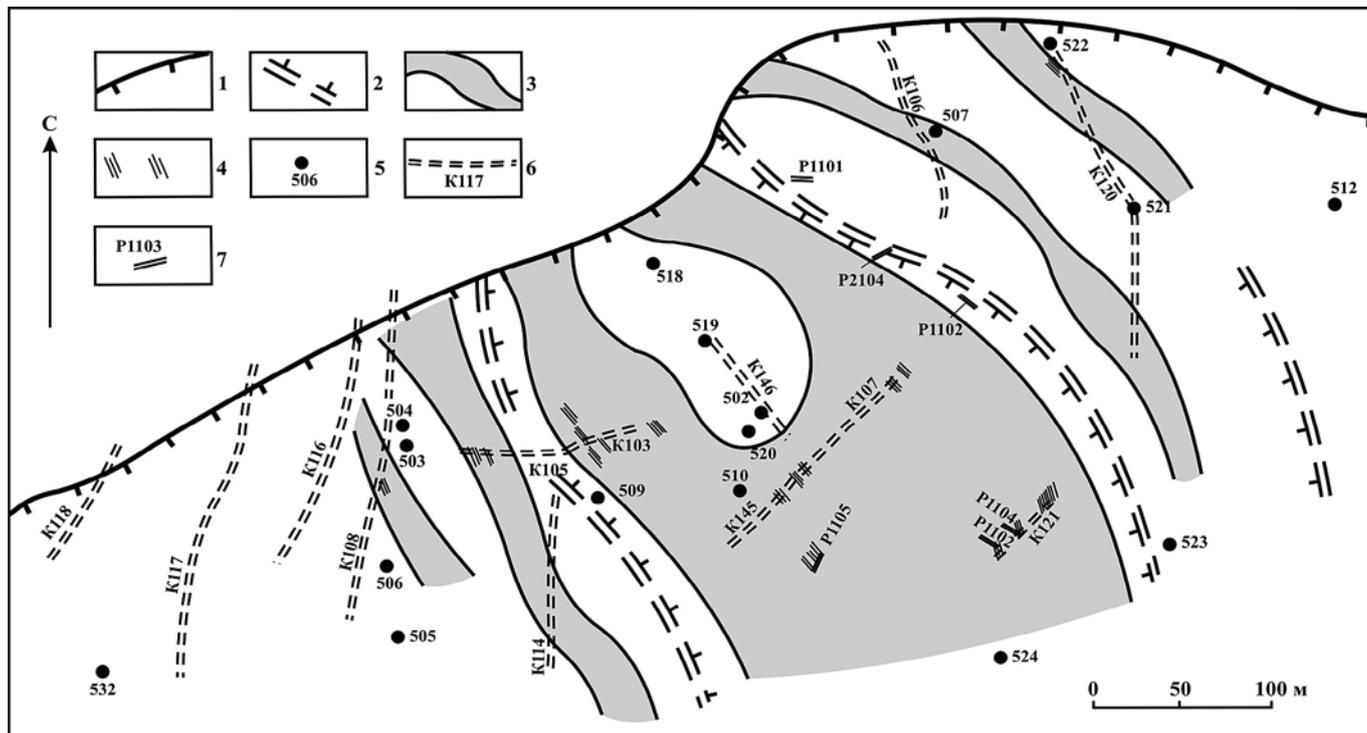


Рис. 8. Выход рудоносных (с платиновой минерализацией) пластов в центральной части проявления Озерное.

1 — северо-западная граница верлит-клинопироксенового комплекса; 2 — подошва верлитового «пласта»; 3 — «пласт» рудоносных пород; 4 — повышенные содержания элементов платиновой группы (≥ 1 г/т); 5—7 — положение и номер скважины (5), канавы (6), расчистки (7)

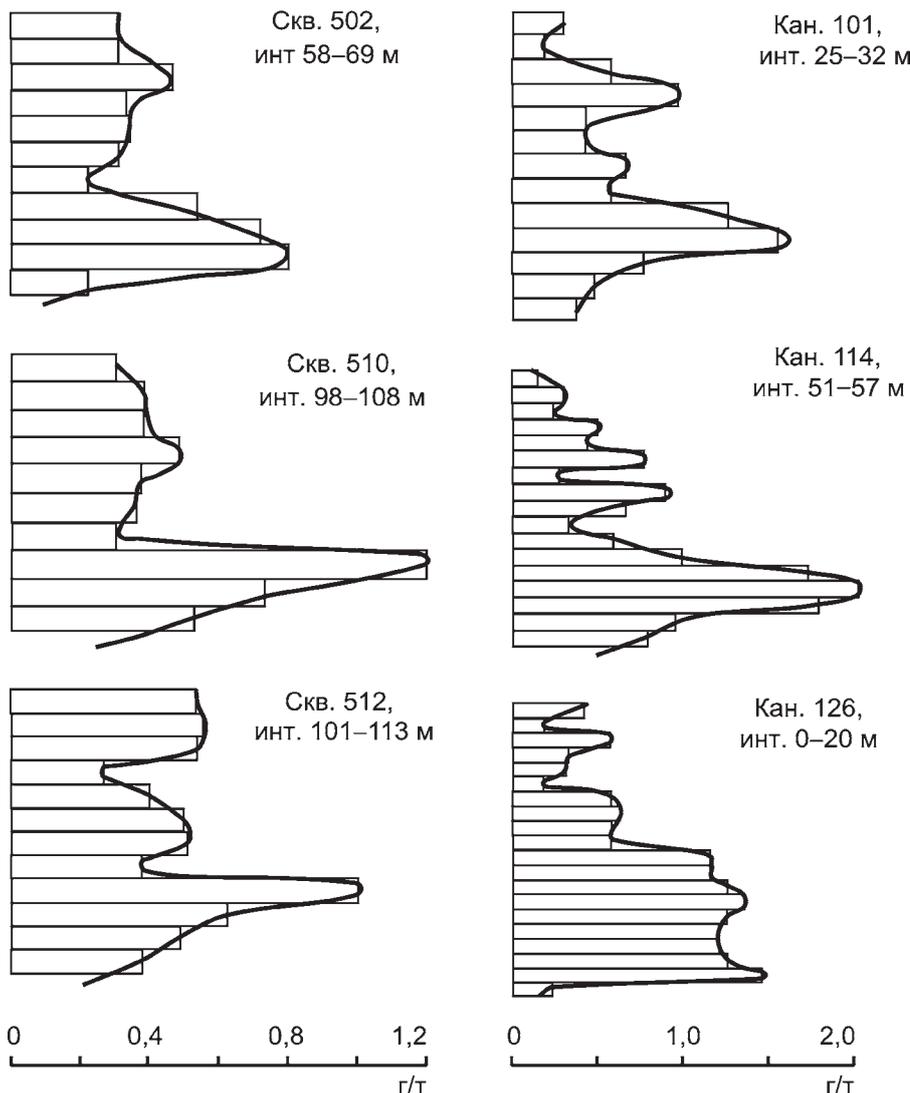


Рис. 9. Распределение элементов платиновой группы в рудных интервалах ($Pt + Pd \geq 0.2$ г/т)

сульфиды замещаются арсенидами, теллуридами, антимонидами и висмутидами. При этом на начальных стадиях изменения первичных платиноидов замещение их низкотемпературными платиноидами происходило псевдоморфно, на конечных стадиях возникали новообразования этих минералов в парагенезисах со вторичными силикатами и рудными минералами.

Заключение

Приведенные выше данные о структуре, вещественном составе и характере распределения платинометальной минерализации в разрезе Дзелятьшорского верлит-клинопироксенового массива свидетельствуют о том, что он не является составной частью кэршорского плутонического комплекса райизско-войкарской офиолитовой ассоциации. По петрогеохимическим характеристикам пород массив обнаруживает черты сходства как с породными ассоциациями верлит-клинопироксеновых серий Платиноносного пояса, так и с расслоенными интрузивами. Совокупность всех данных позволяет отдать предпочтение гипотезе о принадлежности рассматриваемого массива к расслоенным интрузивам. На это указывают особенности структуры массива (северо-западный «неуральский» структурный план), особенности состава пород (в частности, низкое содержание Cr_2O_3) и породообразующих минералов, стратиформный характер платинометального оруденения.



Таким образом, платинометалльное проявление, приуроченное к Дзелятышорскому массиву, может быть отнесено к новому, не известному прежде на Урале рудоформационному типу.

Литература

1. Кузнецов С. К., Котельников В. Г., Онищенко С. А., Филлипов В. Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2004. № 5. С. 2—4.
2. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Терешко В. В. и др. Состав и распределение минералов благородных и редких металлов в породах рудопроявления «Озерное» (Полярный Урал) // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 210—211.
3. Котельников В. Г., Романова Н. В. Новый тип медного платино-золото-палладиевого оруденения на восточном склоне Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 40—42.
4. Терешко В. В., Шлома А. А., Карчевский А. Ф., Онищенко С. А. Медно-благороднометалльное проявление Озерное на восточном склоне Полярного Урала // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 221—223.
5. Казаков А. Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
6. Очертенко И. А., Троценко В. В. Стереографические проекции в структурной геологии. Л.: Недра, 1978. 136 с.
7. Магматические горные породы. Т. 5. / Отв. редакторы Е. Е. Лазько, Е. В. Шарков. М.: Наука, 1988. 510 с.
8. Ферштатер Г. Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 5. С. 195—218.
9. Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Пушкарев Е. В. и др. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия, 1999. № 4. С. 352—370.
10. Балашов Ю. А., Суцевская Н. М. Редкоземельные элементы в стратифицированных ультраосновных интрузиях // Геохимия, 1973. № 12. С. 1823—1830.
11. Mc Birney A. R. The Skaergaard Layered Series. Part VI. Excluded Trace Elements // Journal of Petrology, 2002. V. 43, № 3. P. 535—556.
12. Potts M. J., Condie K. C. Rare earth element distributions in a proto-stratiform ultramafic intrusion // Contr. Mineral. and Petrol., 1973. V. 33. P. 245—258.
13. Sun S. S., Mc Donough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Sp. Pub., № 42. Blackwell Scientific Publ., 1989. P. 313—345.
14. Генералов В. И., Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. и др. Геологическое строение и рудоносность Дзелятышорского верлит-клинопироксенитового массива (Полярный Урал) // Петрогенезис и рудообразование: Материалы Международной научной конференции. XIV Чтения памяти академика А. Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 159—163.
15. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Генералов В. И., Потапов И. Л. Новый тип оруденения на Полярном Урале // Известия Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2010. № 2. С. 48—53.
16. Pystin A. M., Pystina, Yu. I. Potapov I. L. Gold-platinum mineralization in the laminated pluton, the Polar Urals // IMA 2010 Mineralogica-Petrographica Acta Abstract Series 6, Budapest. Hungary, 2010. P. 267.
17. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Ронкин Ю. А., Потапов И. Л. Распределение полезных компонентов в породах и минералах медно-благороднометалльного проявления Озерное (Полярный Урал) // Эндеогенное оруденение в подвижных поясах: Материалы Международной научной конференции. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 154—157.

Рецензент

д. г.-м. н. С. К. Кузнецов



Вид на рудопроявление Озерное



ГОДИЧНАЯ СЕССИЯ ПО ИТОГАМ 2010 ГОДА

(авторефераты докладов)

ОБЪЕМНЫЕ МОДЕЛИ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Н. В. Конанова
konanova@geo.komisc.ru



Представлена серия плотностных моделей гравиметрического поля Тимано-Североуральского региона и сопредельных территорий, которые характеризуют особенности их глубинного строения на срезах 10, 20 и 50 км и отражают границы отдельных участков с одинаковыми плотностными характеристиками на указанных глубинах. Объемные модели плотностных неоднородностей Тимано-Североуральского региона на разных уровнях полезны для решения многих практических и теоретических вопросов общей и региональной геологии этого региона, а также для прогноза месторождений минерального сырья.

В качестве примера практического использования объемных моделей распределения плотностных

неоднородностей на глубине 10 км была продемонстрирована схема строения пород фундамента Тимано-Североуральского региона по гравиметрическим данным. На ней отражены блоки пород с классическими для геофизики комбинациями плотности и магнитной восприимчивости. Для срезов в 20 и 50 км предложена схема сопоставления плотностных неоднородностей и эпицентров землетрясений. Выяснилось, что эпицентры известных на данный момент землетрясений распределены не хаотично, а весьма упорядоченно. Они располагаются в пределах плотных блоков горных пород или в приграничной области, где, видимо, происходит релаксация температуры, давления и напряжения. Также

представлена прогнозная схематическая карта мантийной газоносности Тимано-Североуральского региона, которая была построена на основании принципов существования очагов флюидизированных пород верхней мантии (по Ф. Летникову) с использованием рассчитанных автором гравиметрических данных.



ХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КЕРОГЕНА И ЕЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Д. А. Бушневу, Н. С. Бурдельная
boushnev@geo.komisc.ru

рогена были немногочисленны. Классическим примером являются структуры, представленные в работе Ф. Беа и М. Ванденбрук (1987). Для керогена II типа, доминирующего среди нефтематеринских пород и горючих сланцев, было предложено несколько структур, относящихся к различным этапам термической эволюции. При этом предполагалось, что если на начало диагенеза структура геополимера обогащена n-алкильными углеводородными фрагментами, связанными через гетероатомы, а также полициклическими структурами стеранового и гопанового и других рядов, то к концу катагенеза происходят значительная потеря алкильных цепочек и насыщение ароматическими ядрами. Однако наши данные свидетельствуют о возможности сохранения относительно высоких концентраций длинноцепочечных n-алкильных структур в матрице керогена даже при высоких стадиях катагенеза.

Кероген представляет собой нерастворимое в органических растворителях и минеральных кислотах органическое вещество осадочных пород. В результате катагенеза керогена образуется весь спектр нефтяных и газовых углеводородных флюидов осадочного чехла. Например, кероген горючих сланцев может быть преобразован в сланцевую смолу и другие продукты.

Попытки схематически изобразить химическую структуру ке-

Основой для построения химической структуры керогена являются результаты исследования его углеводородных и гетероатомных фрагментов (локальных углеродистых структур), способов их сочленения, а также валового распределения атомов углерода и гетероэлементов по отдельным типам локальных структур. Для проведения этих исследований применяются методы термоллиза, способствующего разрушению структуры геополимера, селективные методы, например щелочной гидролиз, и синтез модельных соединений. Совокупность полученных нами экспериментальных и опубликованных данных позволила внести коррективы в строение отдельных структурных составляющих и установить особенности химической структуры такого высокомолекулярного органического вещества, как кероген. На примере керогена верхнедевонских (Ухтинский район) и верхнеюрских



горючих сланцев (Сысольский сланценосный район) нами была разработана модель химической структуры керогена II и II-S типов, особенности строения которых заключаются в отсутствии или немногочисленности (I тип) и наличии (II тип) полисеро-связанных n-алкильных фрагментов, дающих при пиролизе алкилтиофены, алкилзамещенные битиофены и фенилтиофены.

Исследование валового распределения атомов углерода и гетеро-

элементов по отдельным типам локальных структур осуществлялось с помощью спектроскопии ^{13}C ЯМР в твердой фазе. Достоинством этого метода является 100 %-ный охват атомов углерода керогена. Среди его недостатков можно отметить невысокое разрешение, которое отчасти компенсируется современными методами математической обработки спектра. Анализ спектров ЯМР ^{13}C керогена позволил выявить доминирующие типы связывания ато-

мов углерода (в частности, с кислородом) в исследованных нами образцах и позволил подтвердить значительные различия между керогеном, выделенным из пород средневожской сланценосной толщи, и керогеном доманиковых отложений. Если для керогена из юрских образцов характерно наличие простых эфирных связей, то в керогене из доманика с более низким содержанием кислорода преобладают карбоксильные группы.



ЭКОСИСТЕМНЫЙ КРИЗИС НА РУБЕЖЕ ФРАНСКОГО И ФАМЕНСКОГО ВЕКОВ (ПОЗДНИЙ ДЕВОН, ЮЖНЫЙ ТИМАН, СКВ. 1-СОСНОВКА)

Д. Е. А. Маршалл, О. П. Тельнова, О. С. Ветошкина
telnova@geo.komisc.ru

нений в континентальной биоте, в частности в растительных сообществах, нами были исследованы образцы из пограничных разрезов в естественных обнажениях на Южном Тимане. Летом 2009 г. при финансовой поддержке гранта NERC (Natural Environment Research Council, Великобритания) в районе исследований была пробурена неглубокая (51.40 м) скважина 1-Сосновка с полным отбором керна.

По палинологическим данным во франско-фаменских разрезах Южного Тимана удалось зафиксировать экосистемный кризис, развивавшийся длительное время, но пик события приурочен к пограничному

интервалу. Здесь установлены очень низкие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и повышенное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$. Наблюдаемое изотопное событие предвещало массовое вымирание организмов в растительной биоте (почти полное исчезновение франских таксонов в волгоградском палинокомплексе, характеризующем базальную часть фамена).

Результаты исследований, во многом отражающие региональные особенности палеообстановки на Южном Тимане, показали дестабилизацию условий в атмосфере и гидросфере, обусловившую массовое вымирание организмов как в морской, так и в континентальной биотах.

Рубеж франского и фаменского веков сопряжен с глобальными геологическими, а следовательно, и биотическими событиями, одним из которых стало массовое вымирание организмов морской биоты (событие Kellwasser). С целью изучения изме-

НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ

Ю. А. Ткачев
tkachev@geo.komisc.ru

Господствующая почти столетие концепция колебательных движений земной коры с самого начала не могла объяснить очевидных особенностей угленосных отложений: изменения числа циклов и их строения на коротких расстояниях, даже в пределах одного месторождения. Не было ясно, как по завершении очередного цикла территория возвращалась в исходное положение для нового цикла. Не объясняла она и много других специфических особенностей угленосных толщ. Само существование колебательных движений подходящей амплитуды и частоты до сих пор не доказано.

Новая концепция основана на внутренних закономерностях седи-

ментогенеза без привлечения внешних сил, на автопроцессах. Главными факторами циклического накопления осадков и образования многочисленных пластов угля стали: а) прогибание территории под тяжестью накапливающихся осадков, б) боковая миграция дельты реки, в) вдольбереговой перенос терригенного материала дельты и отшнурование им лагун.

Эти факторы взаимодействуют следующим образом. Дельта реки и прилегающая к ней территория (акватория) погружаются под тяжестью осадков, а русло, огражденное прирусловыми валами, до поры до времени продолжает блуждать по поверхности дельты, затем скаты-



вается с нее, прокладывает новый путь и образует новое устье на удалении от прежнего. Освобожденная



от загромождающих осадков прежнего русла на прежней дельте, река активизируется и производит ниже нового устья подводный размыв донных отложений, который с течением времени расширяется по площади, но теряет силу, после чего у нового устья начинает наращиваться дельта.

В это время на выровненной покинутой и продолжающейся погружаться дельте нарастает пласт торфа. Мористая граница дельты, уже не питаемая терригенным материалом, срезается вдольбереговым потоком и служит источником материала для образующегося вдольберегового вала. Достигая боковой границы дельты, он продолжается далее

и образует косу (стрелку), отделяющую от моря (океана) часть акватории и превращающую ее в лагуну. Перекинувшаяся в нее река заполняет лагуну или её часть осадками до уровня моря и с этого момента русло на вновь образованной дельте становится неустойчивым и готовым перейти в новое положение, например изначально. К этому времени территория изначальной дельты уже содержит пласт торфа, погребенный лагунными или морскими осадками, и опускается.

Боковая миграция дельты может осуществляться как быстрыми перебросками, так и плавным скольжением. В любом случае каждый участок угленосного бассейна сначала ста-

новится зоной интенсивного осадконакопления, потом попеременно зонами выравнивания, заболачивания, торфообразования, некомпенсированного погружения и накопления лагунных (морских) осадков, затем снова превращается (возможно, с размывом) в зону интенсивного осадконакопления. Пласты торфа (и других литотипов) коррелируются друг с другом только в пределах одновременно развивающихся сегментов дельты, но не обязательно во всем угленосном бассейне.

Практически, полезные для поисков и разведки следствия из прежней и предлагаемой концепции существенно, а по некоторым пунктам принципиально отличаются.



ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ КАК ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ ПЛИТОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В АРКТИЧЕСКОМ СЕКТОРЕ

А. А. Соболева, О. В. Удоратина, Э. Л. Миллер, Н. В. Кузнецов, М. Троув, Дж. Герелс
soboleva@geo.komisc.ru

ческих блоках. Были обнаружены две удивительные вещи:

1. Главной характерной чертой древнейших дорифейских популяций цирконов является так называемый балтийский сигнал — присутствие цирконов возрастом от 900 млн до 2 млрд лет, характерным для пород фундамента Восточно-Европейской платформы. Известно, что остов древнего континента Балтика состоял из трех блоков — Фенноскандии, Сармагии и Волго-Уралии. Они развивались самостоятельно до 2.1 млрд лет, и каждый из блоков имел свою историю магматизма и метаморфизма. Аккреционные и коллизионные процессы собирания Балтики происходили от 2.1 до 1.7 млрд лет назад. Однако и позже (от 1.7 млрд до 900 млн лет) еще продолжались аккреционные процессы на западной окраине Балтики. Таким образом, геологическая история формирования Балтики записана в древнейших цирконовых датировках, а поскольку циркон весьма устойчив при седиментационном рециклинге, эта информация сохраняется даже в самых молодых терригенных породах.

2. Практически во всех образцах обломочных пород начиная с верхнего венда выявляются в большем или меньшем количестве цирконы позднерифейско-вендского возраста (в более молодых породах присутствуют и раннесреднекембрийские цирконы). В целом это диапазон от 750 до 510 млн лет. Интересно, что почти

во всех арктических блоках цирконы этого возраста обнаружены только в осадочных породах, а позднерифейско-кембрийские магматические и метаморфические породы развиты лишь в полосе северо-западного простирания — на Урале, в фундаменте Печорской плиты, на архипелаге Новая Земля, о. Шпицберген, на севере Норвегии — т. е. в месте предполагаемого расположения поздневендско-раннекембрийского коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид. По-видимому, из этого региона поступал обломочный материал, в том числе и детритные цирконы, в вендские и более молодые терригенные породы, и, вероятно, этот материал мог не один раз перетлагаться.

Отсутствие работ по датированию детритных цирконов на севере Урала, непосредственно вблизи области развития предполагаемых пород-поставщиков, привлекало внимание зарубежных ученых к этому району. В 2009 г. Институтом геологии Коми НЦ была организована экспедиция на западный склон Полярного Урала с участием профессора Стэнфордского университета Э. Миллер и с. н. с. ГИН РАН д. г.-м. н. Н. В. Кузнецова. В двух местах — на юге поднятия Енганепэ и в бассейне р. Средний Кечпель — нами были опробованы песчаники из всех доступных стратиграфических горизонтов в интервале от верхнего венда до нижней перми.

В последние годы в геологии широкое развитие получили изучение и датирование детритных цирконов из обломочных пород. Это объясняется, с одной стороны, относительной дешевизной и простотой метода, с другой — его значительной информативностью.

Известно, что в Арктике по северной периферии Евразии, Северной Америки и в акватории Северного Ледовитого океана присутствуют блоки, в строении которых принимает участие доордовикская кора континентального типа. Исследование древнейших этапов геологической истории Арктического сектора находится еще в начальной стадии, и ученые применяют разные подходы, чтобы получить нужные сведения из этих достаточно разрозненных и немногочисленных фрагментов. Изучение детритных цирконов оказалось одним из наиболее эффективных методов. Оно было начато недавно, уже в 21-м веке. К настоящему времени специалисты из разных стран провели ряд таких исследований в разных аркти-

Датирование детритных цирконов было проведено в изотопном центре LaserChron Аризонского университета, США, методом LA-ICP-MS. Основные результаты были ожидаемыми и в целом совпали с опубликованными данными по детритным цирконам из других арктических блоков. То есть практически во всех исследованных образцах был установлен «балтийский сигнал», характерный для древнейших популяций цирконов, и четко прослеживался позднекембрийско-раннекембрийский максимум. Что касается последнего, то здесь было зафиксировано одно исключение, которое привело к важным палеогеографическим выводам — цирконов «протоуральско-тиманского» возраста не было выявлено в образце из девонских песчаников, в этой пробе оказались только древние «балтийские» цирконы: вероятно, к девонскому периоду венд-кембрийское горное сооружение было уже разрушено и перекрыто палеозойским чехлом. Позднекембрийско-кембрийские

комплексы снова вышли на поверхность только в конце карбона—начале перми, по-видимому при воздымании Урала, и стали поставлять цирконы уже в каменноугольные и пермские терригенные породы.

Наиболее детально нами были изучены доордовикские породы в южной части поднятия Енганепэ. Здесь с помощью датирования и выявления особенностей химического состава магматических и детритных цирконов, а также изучения степени окатанности детритных цирконов, удалось проследить, как в непосредственной близости от позднерифейско-поздневендских магматических пород-источников произошло практически синхронное с последними проявлениями вулканизма накопление поздневендско-раннекембрийских существенно вулканомиктовых терригенных отложений енганепэйской свиты.

Полученные нами и опубликованные ранее результаты не противоречат следующей модели позднерифейско-раннекембрийского этапа

развития Арктики. Область распространения магматических позднерифейско-раннекембрийских пород маркирует положение бывшей активной окраины и коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид, образовавшегося при столкновении пассивной окраины Балтики и активной окраины Арктиды — гипотетического континента, собранного из древних континентальных блоков Арктического сектора. Разнос обломочного материала был весьма масштабным и шел в обе стороны от этой, по-видимому мощной, горной цепи. Именно поэтому цирконы возрастом 750—510 млн лет обнаруживаются в осадочных породах как в очень удаленных частях Арктики («северо-восточный» разнос), так и на Восточно-Европейской платформе («юго-западный» разнос). Объединение же Арктиды и Балтики, начавшееся, по-видимому, с позднего венда, объясняет факты наличия цирконов с датировками, характерными для Балтийского щита, в сохранившихся блоках бывшей Арктиды.

ПРЯМЫЕ АСМ-НАБЛЮДЕНИЯ ПРОЦЕССОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДИОКСИДИНА В РАСТВОРЕ. РОСТ И РАСТВОРЕНИЕ НА ДЕФЕКТАХ

Н. Н. Пискунова
piskunova@geo.komisc.ru

Представлены результаты *in situ* исследований процессов кристаллизации в растворе, проведенных в Институте геологии в 2010 г. с помощью нового прибора — атомно-силового микроскопа NTEGRA NT-MDT (оператор В. А. Радаев). Получены данные о состоянии поверхности кристалла непосредственно во время роста с разрешением на уровне единиц нанометров. Разрешение по вертикали составляет доли нанометра. Показано, что растворение поверхности кристаллов органического соединения диоксида ($C_{10}H_{10}N_2O_4$) происходит одновременно по двум принципиально разным механизмам: 1) путем образования полых зародышей на дефектах решетки; 2) послойным растворением, активированным винтовыми дислокациями. Впервые получены последовательные изображения растворения поверхности диоксида на дислокационных спиральных различных типов. Изучены различия в скульптуре и поведении многозаходных спиралей, образованных винтовыми дислокациями, находящимися на расстоянии больше и меньше чем $2\pi r_c$ (r_c — радиус критического зародыша). Показано, как форма кана-

ла сложной дислокации зависит от расположения каналов слагающих ее одиночных дислокаций одного знака. Статистической обработкой данных АСМ выявлены существенные различия в тангенциальных скоростях растворения на двух спиральных, состоящих соответственно из четырех и девяти винтовых дислокаций. Закручивающиеся вправо ростовые слои левой спирали на некотором расстоянии от центра сливаются с закрученными влево ступенями правой спирали, и вместе они образуют еще более сложный источник — ростовой аналог дислокационного источника Франка-Рида. Его левая и правая части, находящиеся на расстоянии меньше микрометра, по-разному влияют на пограничный слой раствора. Показано, что в пограничном слое должен существовать такой горизонтальный градиент концентрации вещества, который обеспечивал бы более быстрый тангенциальный рост левой спирали при росте и более активное ее убывание при растворении. Этот вывод подтвержден также для крупных (100 мкм) холмиков. Установлено, что рост и растворение на винтовых дислокациях на грани (100) кристалла диоксида происходят в основ-



ном за счет распространения элементарных ростовых слоев. Высота их составляет 8.8 \AA , что равно параметру a элементарной ячейки и равно также одному из размеров молекулы $C_{10}H_{10}N_2O_4$. Расчет параметров элементарной ячейки диоксида был проведен Ю. Л. Симаковой при содействии Е. Н. Котельниковой и Н. В. Платоновой (СПбГУ) по данным рентгеноструктурного анализа (оператор Б. А. Макеев). Проведены первые эксперименты по модификации поверхности кристалла, изучен отклик поверхности кристалла, находящегося в недосыщенном растворе, как реакция на усиленное давление зонда АСМ, движущегося по и против хода движения ростовых ступеней.



БОКСИТЫ ТИМАНА: МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

О. Б. Котова, А. В. Вахрушев
kotova@geo.komisc.ru

В докладе были изложены результаты минералого-технологических исследований бокситов Тимана (Россия), более подробно рассмотрены бокситы Вежаю-Ворыквинского месторождения. При изучении бокситов был применен комплекс современных анали-

тических методов, в том числе нетрадиционный метод малоуглового рассеяния. В результате были установлены достоверные минералого-технологические характеристики как самой бокситовой руды, так и ее вещественных составляющих и выявлены их особенности.



ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 19 ЯНВАРЯ 2011 г. ВБЛИЗИ Г. СЫКТЫВКАРА

19 января 2011 г. в 17 часов 18 минут (время по Гринвичу) сейсмической обсерваторией «Сыктывкар» Института геологии Коми НЦ УрО РАН было зарегистрировано близкое землетрясение.

Расстояние до эпицентра землетрясения составляло 30–35 км. Землетрясение также было зарегистрировано сейсмостанциями Романово — PR1, Добрянка — PR2 Горного института УрО РАН (г. Пермь), Климовская — KLM Института экологических проблем севера (г. Архангельск), Арги — ARU Института геофизики УрО РАН (г. Екатеринбург). В определении параметров очага землетрясения использовали данные пяти станций, расположенных в интервале эпицентральных расстояний до 7°. По нашим расчетам, эпицентр землетрясения располагался вблизи с. Додзь Корткеросского района Республики Коми. Результаты обработки инструментальных данных следующие: $T_0 = 17^h118^m12.6 \pm 0.8^s$; координаты местоположения очага землетрясения $61^{\circ}83' N, 51^{\circ}26' E$; $M_L = 2.8$.

Аналогичные землетрясения в этом же районе были зарегистрированы 26, 28, 30 мая и 30 июля 2004 г. Серия «корткеросских» землетрясений относится нами к зоне сочленения Кировско-Кажимского авлакогена и Сысольского свода.

В. Удоратин, В. Арихина

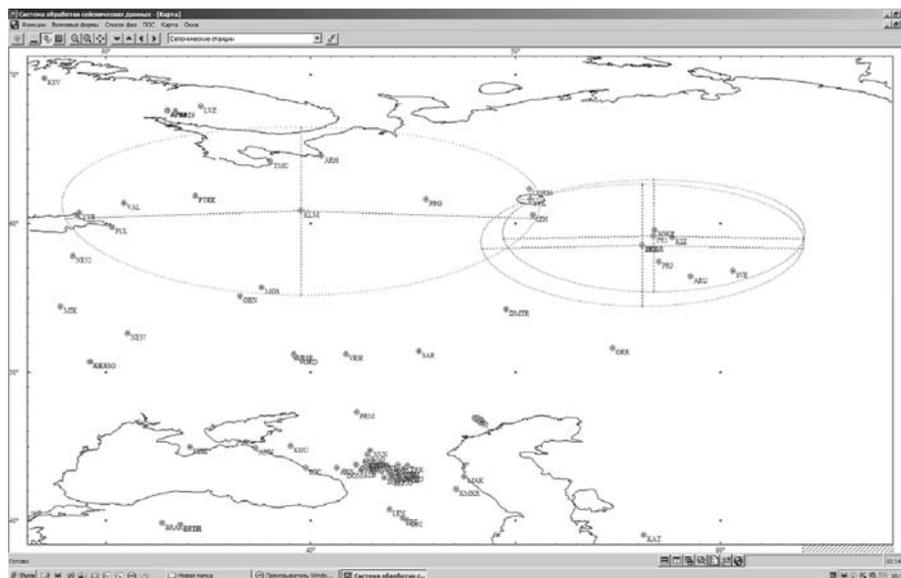
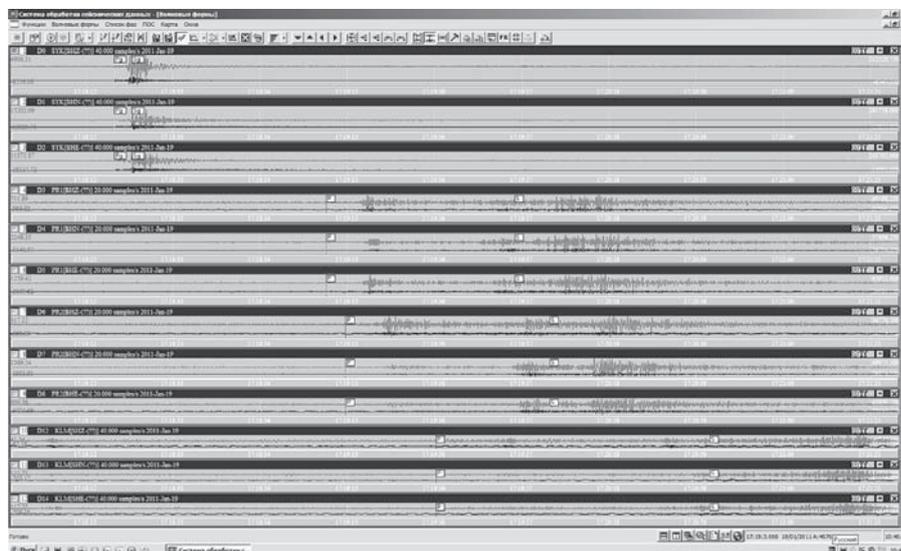


Схема локализации землетрясения



Сейсмические записи землетрясения



ФЕВРАЛЬСКИЕ ЧТЕНИЯ – 2011



В. А. Салдин — о петрофонде обломочных пород



В зале заседаний

В Сыктывкарском государственном университете прошли традиционные Февральские чтения, приуроченные к дате его образования. Программа научных чтений включала в себя сессию с пленарными докладами и работу секций по специальностям. Кафедра геологии 17 февраля провела свое заседание, на котором были заслушаны следующие доклады: Петрофонд обломочных пород каменноугольной карбонатно-терригенной флишевой формации Лемвинской зоны Урала (доц. В. А. Салдин); Метаморфический ильменит складчатых систем севера России (доц. И. И. Голубева, проф. Л. В. Махлаев); Минералогия золотоносных зон пиритизации участка Изъявож (хребет Енганепэ, Полярный Урал) (аспир. К. С. Устюгова, доц. Т. П. Майорова);

Литологические особенности франско-фаменских отложений (скв. 1-Сосновка, Южный Тиман) (студ. С. В. Сухановская).

В докладе В. А. Салдина рассматривался состав обломков нижней части каменноугольной карбонатно-терригенной флишевой формации (яйюской и райизской свит), сформировавшейся на самом раннем этапе орогенеза в северной части Урала. Эта формация образовалась в результате разрушения магматических, осадочных и метаморфических пород. На круговых диаграммах показаны составы псефитов, а на классификационной треугольной диаграмме В. Д. Шутова поля песчаников этой формации, укладываемые в поля кремнекlastитово-кварцевых, граувакковых аркозов, кварцевых граувакк, полевошпат-кварцевых и кварц-полевошпатовых граувакк и собственно граувакк (рис. 1). Было сделано предположение, что при формировании яйюской части формации в области сноса находились, по-видимому, морские внутрибассейновые осадочные породы и разнообразные докембрийские породы Центрально-Уральской и, возможно, палеозойские породы Тагило-Магнитогорской мегазоны, слагавшие молодое орогенное поднятие. В нижнекаменноугольной части разреза формации широко распространены обломочные известняки с примесью полимиктового терригенного материала и биокластики, свидетельствующие о разрушении существовавшего

го в это время карбонатного шельфа на востоке седиментационного бассейна. Источником сноса для северо-восточной части формации (райизской свиты) были преимущественно допалеозойские породы Центрально-Уральской мегазоны.



И. И. Голубева — о метаморфическом ильмените



Светлана Сухановская — о литотипах франско-фаменских отложений

Сообщение И. И. Голубевой и Л. В. Махлаева было посвящено актуальной проблеме метаморфического ильменита, поскольку этот минерал, образующийся в условиях регионального метаморфизма, интересен как потенциальный источник россыпей — главного типа промышленных месторождений титана. Ильменитсодержащие метапелиты докембрийского возраста широко распространены на севере Таймырской складчатой области, на Полярном Урале, Кольском полуострове и Тимане (рис. 2). В каждом из этих регионов ильменит имеет те или иные особенности, которые проявляются в облике и строении кристаллов, а также характеризуется наличием специфических элементов-примесей. Неожиданно высокое содержание в данном минерале редкоземельных элементов, отмеченное во всех складчатых областях севера Урала, является, вероятно, главным

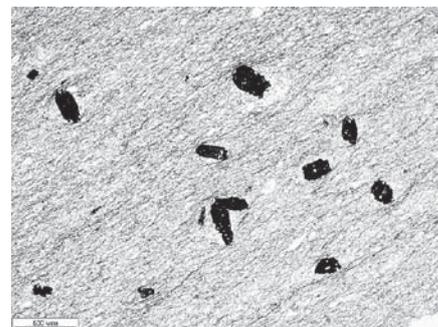
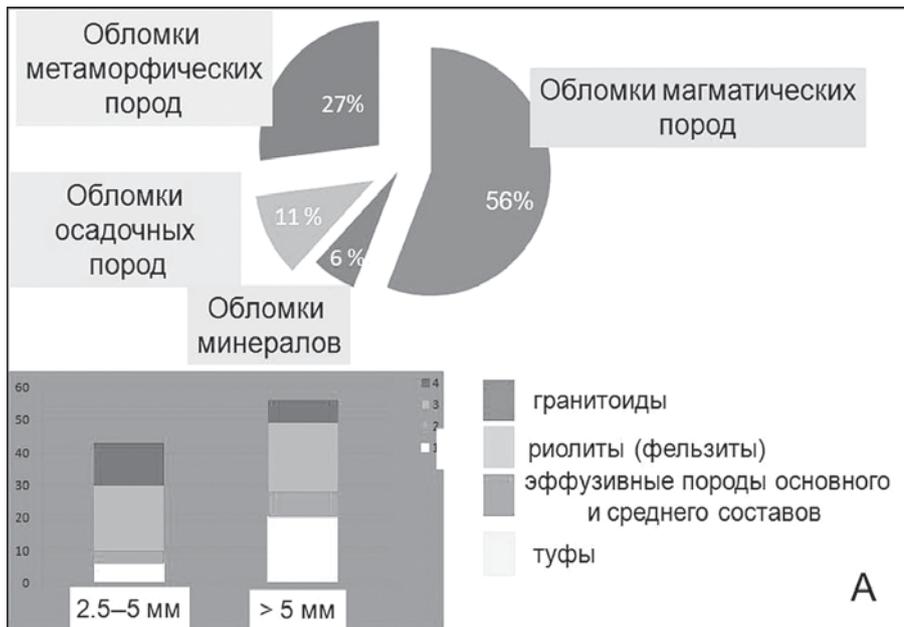


Рис. 2. Ильменит в рифейских сланцах покьюской свиты, р. Покью (Вымская гряда, Тиман)

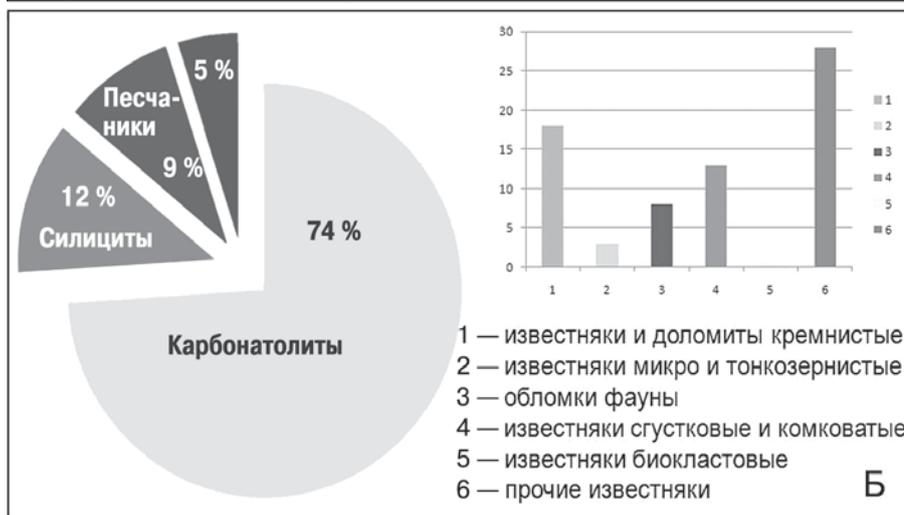


Рис. 3. Субмикронные сингенетические включения сульфидов в пирите

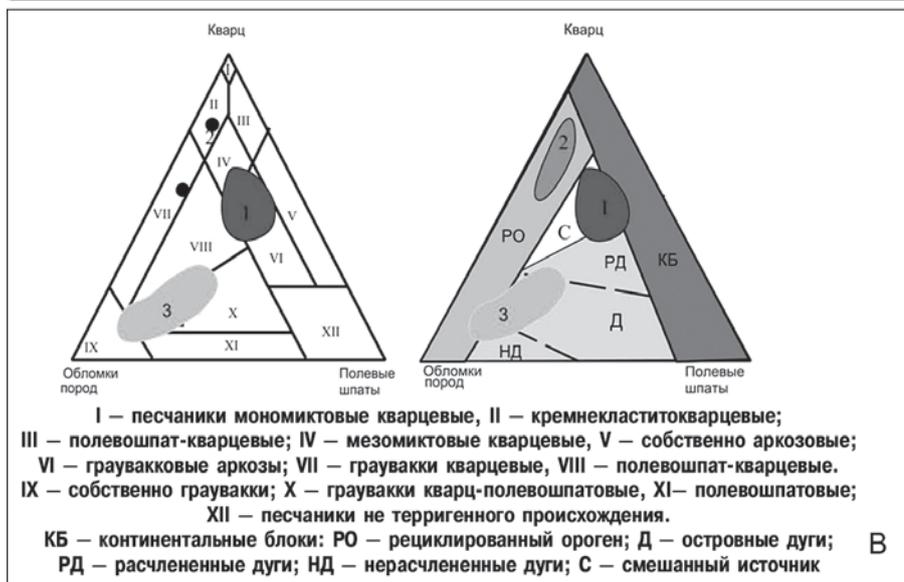


Рис. 1. Диаграммы вещественного состава пород карбонатно-терригенной формации Лемвинской структурно-формационной зоны: диаграммы составов псефитов райизской свиты (А), карбонатных псефитов яйюской свиты (Б) и песчаников (В)

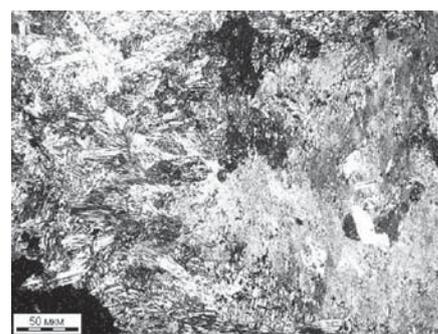
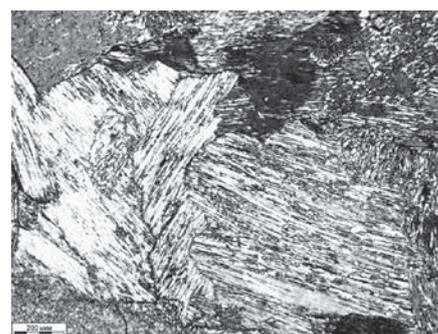


Рис. 4. Гипс первичного (а) и вторичного (б) происхождения (николи X)



отличительным признаком метаморфогенного ильменита. Установлено, что содержание РЗЭ в ильмените из метапелитов (70—80 г/т) в несколько раз выше, чем в базитовом (1—15 г/т). Даже в ильмените из щелочных пород сумма РЗЭ (28 г/т) оказалась меньше, чем в метаморфическом.

В докладе Т. П. Майоровой и К. С. Устюговой обсуждались результаты исследований минералов из золотоносных зон пиритизации на участке Изъявож, расположенном на хр. Енганепэ Полярного Урала. Впервые в пирите из зон вкрапленной пиритизации этого района, приуроченных к вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам позднего рифея—раннего венда, установлена микроассоциация сингенетических субмикронных включений сульфидов: сфалерита, халькопирита, пирротина, блеклых руд (теннантита-тетраэдрита), твердых растворов сфалерит-халькопирит и халькопирит-пирротин (рис. 3). Показано, что пирит с наиболее разнообразной микроассоциацией сульфидов встречается в псаммитовых туфах и средних метаэффузивах. Температура образования пирита по халькопирит-сфалеритовому геотермометру варьируется от 550 до 400—300 °С. Авторы предполагают, что образование зон пиритизации связано с деятельностью «черных курильщиков».

С. В. Сухановская представила в докладе результаты изучения пограничных отложений франского и фаменского ярусов, вскрытых скважиной 1-Сосновка на Южном Тимане. Рубеж франского и фаменского веков сопряжен с глобальными геологическими и как следствие биотическими событиями, одним из которых является массовое вымирание организмов морской биоты. Вместе с тем слабоизученным остается вопрос об изменениях на этом рубеже континентальной биоты, в частности растительных сообществ. Разрез франско-фаменских отложений на Южном Тимане, представленный прекрасными объектами для проведения подобного исследования. По результатам микроскопического изучения пород, характеризующих верхнюю часть ухтинской свиты (терминальной части франского яруса) и ижемскую свиту (нижнюю часть фаменского яруса), выделено шесть литотипов: гипсы (рис. 4), известняки, глины, аргиллиты, алевролиты, доломиты. Полученные автором данные позволили разделить верхнюю часть ухтинской свиты на нижнюю преимущественно гипсоносную толщу, представленную гипсами, ангидритами с тонкими прослоями глин, и верхнюю — глинистую с редкими включениями гипса.

В заключение С. В. Сухановская особо подчеркнула, что изученные ею образцы керна пограничных франско-фаменских отложений, получены в результате бурения скв. 1-Сосновка в 2009 г., которое состоялось при финансовой поддержке гранта NERC (Natural Environment Research Council, Великобритания). Она также выразила искреннюю благодарность за любезно предоставленные материалы и консультации профессору Саутгемптонского университета Д. Е. А. Маршаллу, научному руководителю д. г.-м. н. О. П. Тельновой и преподавателям кафедры геологии И. И. Голубевой, А. Н. Сандуле, В. А. Салдину.

В докладах, прозвучавших на заседаниях секции геологии, были представлены новые данные по различным геологическим направлениям, все они вызвали большой интерес у слушателей, среди которых в этом году было много студентов. Выступая в дискуссии, профессор Л. В. Махлаев высказал мнение, что проведенная научная сессия очень полезна, особенно для студентов, которые познакомились с результатами научной работы своих преподавателей, и подчеркнул, что без нее невозможна и полноценная преподавательская деятельность.

К. г.-м. н. Т. Майорова



С 23 февраля, с Днем защитника отечества!

*Звать слабым полом женщин нет причины —
Средь нас таланты, воины, умы,
Но если б рядом с нами не мужчины
Своих высот могли б достигнуть мы?*



ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ В. Н. ОХОТНИКОВА

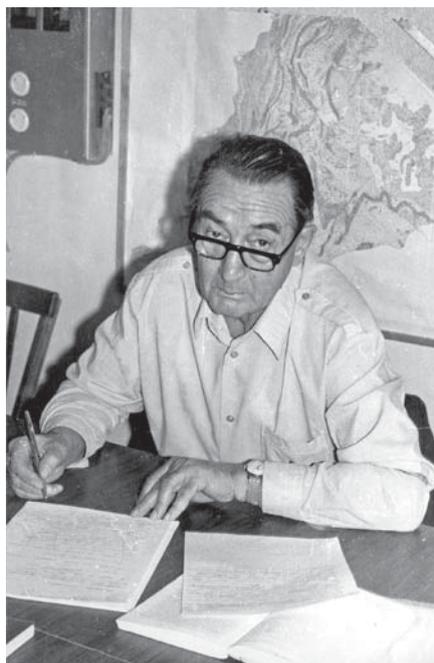
(к 90-летию со дня рождения)

В лабораторию петрографии Коми филиала АН СССР, которую возглавлял В. Н. Охотников, я пришел в начале 1982 г. после работы в Ухтинской геолого-разведочной экспедиции, куда был направлен по распределению. Геология как наука меня привлекала гораздо больше, чем бегание с лопатой по тайге — в УГРЭ я занимался литогеохимией.

Виталий Николаевич был в первую очередь геологом-съемщиком и поисковиком, хотя и возглавлял научную структуру академического института — лабораторию петрографии и рудных полезных ископаемых. В геолого-съемочной работе он руководствовался несколькими правилами, одним из которых было прослеживание картируемых тел, в частности свит, по простирацию. Кроме того, он работал непосредственно на съемке (и получил соответствующие «внутренние установки») еще до тотального увлечения дешифрированием аэрофотоматериалов, которое впоследствии привело и приводит до сих пор к искажению геологических карт вплоть до полной потери их смысловой нагрузки. Примерно с начала 60-х гг. прошлого века советские геологи настолько увлеклись дешифрированием, что из-за обилия разломов геологические карты стали похожи на полотно

Кандинского. Разумеется, В. Н. Охотников придерживался господствующей в то время геосинклинальной концепции, сочетавшейся у него с представлениями о блоковом строении Полярного Урала. Однако на своей последней карте северной части Полярного Урала м-ба 1 : 200 000 он показал минимальное количество разломов и, на мой взгляд, наилучшим образом отобразил его реальную структуру.

Например, на одном из фрагментов его карты показано геологическое строение Харбейского поднятия (здесь и далее терминология дается по В. Н. Охотникову [4]). На карте (см. рисунок) четко видно, что позднекембрийская орангская свита, состоящая в основном из углеродистых сланцев, обрамляет внутреннюю структуру Харбейского поднятия, которое сложено няровейским позднепротерозойско-кембрийским



На рабочем месте. Сыктывкар, 1987 г.

преимущественно базальтоидно-андезитоидным комплексом, а его центральная часть образована ставролитовыми, дистеновыми и амфиболовыми сланцами париквасьшорской свиты. Следует отметить, что средний протерозой (PR_2) — это был самый древний возраст, который при-



В маршруте. Полярный Урал, 50-е гг.

знавал Виталий Николаевич, если вопрос касался Полярного Урала, и прежде всего Париквасьшора. Здесь важно то, что он относил все углеродистые и графитоидные сланцы к одной свите и, следовательно, к одному возрастному интервалу, прослеживая по простирацию их положение и степень метаморфизованности. Это дало ему возможность четко

оконтурить структуру Харбейского поднятия в целом. Таким образом, Виталий Николаевич на своей карте показал, по сути, литодинамические комплексы, а такое картирование наилучшим образом позволяет установить реальную структуру региона и его геологическую историю [7]. На последней карте этого района (В. А. Душин; 2010 г. [2]) единые, по мнению В. Н. Охотникова, черные сланцы, разнесены на четыре свиты. Кроме того, здесь выделен еще ряд весьма древних докембрийских свит (PR_{1-2}), что в совокупности с обилием разломов практически стирает общую геологическую структуру этого участка, которая, как ни странно, достаточно отчетливо видна на тектонической схеме в той же самой работе.

Если рассматривать распространение и отчасти форму гранитоидных и базитовых тел, то можно отметить, что практически все они подчеркивают структуру Харбея, что подтверждается также и картой В. А. Душина [2]. Особое место занимают мелкие тела серпентинитов, распространенные почти непрерывно по периферии Харбейского поднятия. В современной тектонике такие тела ассоциируются с сутурными зонами — местами закрытия бассейнов с океанической корой.

Необходимо отметить, что контуры Харбейской структуры на карте В. Н. Охотникова довольно отчетливо коррелируются с рельефом, что свидетельствует о ее определяющих структурных элементах. Имеется и еще одно весьма важное обстоятельство, заставляющее обратиться к карте В. Н. Охотникова, — это наличие в последнем отчете В. А. Душина схемы гравитационных аномалий (данные, которые в академическом институте были практически недоступны). На

ней над центральной и южной частями Харбейского поднятия отмечается крупная положительная аномалия, максимальное значение которой (максимум на рисунке условно показан синим овалом) выше, чем у аномалии над гипербазитовым массивом г. Харчерузь. Отсюда возникает вопрос: как можно объяснить эти данные и представить модель геоло-



гического строения этого объекта с позиций актуалистической геодинамики и тектоники?

На наш взгляд, такой моделью может быть формирование геологического строения Полярного Урала по принципу образования современных аккреционных призм. Ранее мы это продемонстрировали на примере Неркаюского аллохтона на Приполярном Урале [6]. Практически о том же пишет В. Н. Пучков [5]. Однако на Центрально-Уральское поднятие и палеоокеаническую область Полярного Урала это представление не распространялось, вероятно, в силу инерции геосинклинального мышления, а также в связи с отсутствием фактического материала: в этих зонах нет ни одной более-менее глубокой скважины, а геофизические данные весьма убоги, поскольку Полярноуральский трансект [3] пересекает эту часть Урала не поперек, а вдоль сутурного шва под массивом Райиз.

Аккреционная модель характеризуется последовательным поддвижением более молодых частей осадочного чехла океанической коры под более древние, что приводит к структурному нарушению закона Стено (см. подробнее [8]). Такое строение

и представления В. Н. Охотникова с учетом новейших современных данных, можно прийти к такому выводу: Харбейская структура представляет собой тонкую (возможно, мощностью не более 2 км) тектоническую пластину, полого падающую на восток и сложенную разноразмерными чешуями в разной степени дезинтегрированного вещества двух терригенных комплексов и одного островодужного с возможным участием фрагмента карбонатной платформы (немурьюганской толщи). Нужно отметить, что и по В. Н. Охотникову минимальная мощность этого комплекса пород составляет 3000 м (без учета орангской свиты, которая охарактеризована нижнесреднеордовикскими конодонтами O_{1-2}), а отнюдь не 7000 м (минимум), что следует из построений В. А. Душина. Наличие гравитационной анома-

действительности и должно было быть по модели аккреционной призм, хотя он исходил совсем из других посылок. Но новейшие исследования показали, что эта свита представляет собой метаморфизованную кору выветривания по базитовому (вероятно, няровейскому) субстрату [1]. Отсюда становится понятной крайняя дислоцированность слагающих ее пород и их в целом субгоризонтальное залегание. В качестве го-

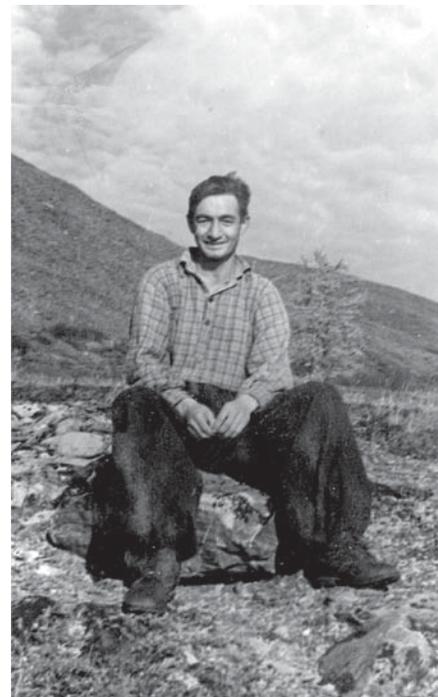


Камеральный день. Полярный Урал, 1956 г.



Марун-Кей. Полярный Урал, 1968 г.

хорошо известно и доказано бурением на западном склоне Полярного Урала (например, [7]). Предполагая, что формации Центрально-Уральского «поднятия» представляют собой фрагмент коллизионной структуры, сформировавшейся по принципу современных аккреционных призм, и анализируя карту



Виталий Николаевич и Полярный Урал, 50-е гг.

лии под Харбеем также опровергает суждение о том, что эта структура представляет собой жесткий выступ древней консолидированной коры. Харбейская пластина подстилается тяжелой, вероятно мафит-ультрамафитовой, массой, происхождение которой неясно. Возможно, это фрагмент Полярноуральского офиолитового пояса. Можно предложить и более экзотические варианты интерпретации, вплоть до горячей точки или наличия здесь массива Платиноносного пояса Урала. Однако этот вопрос нельзя решить без структурного бурения.

Виталий Николаевич полагал, что париквасьшорская свита является самой древней в разрезе, что в

раздо более компетентного слоя коры выветривания при аккреционном скучивании могла работать как смазка между более некомпетентными ханмейхойской и верхнехарбейской свитами [2].

В свете этих данных необходимо дальнейшее углубленное изучение геологии этой территории с привлечением современной геофизики, геохимии и структурного бурения. Рудный потенциал региона далеко не исчерпан, однако с одним молотком здесь уже вряд ли что-нибудь можно открыть. Выше сформулирован только один из ряда вопросов, решение которых важно для оценки перспектив рудоносности Полярного Урала. Если государству нужна руда, то совершенно необходимо продолжать фундаментальные исследования на базе четко сформулированной программы структурного бурения. Необходимо также вносить коррективы в представления геологов, занимающихся геологическим картированием.

Я благодарен судьбе за то, что она свела меня с таким замечательным человеком и геологом, как



Виталий Николаевич Охотников, и считаю, что издание его карты Полярного Урала актуально и на сегодняшний день.

1. Голубева И. И., Афонькин М. М. Петрогеохимические характеристики и условия формирования субстрата докембрийских парасланцев париквась-шорской свиты (Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2010. № 6. С. 45—58 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО

РАН. Вып. 127). 2. Душин В. А. Отчет по объекту «ГДП-200 листов Q-42-VII, VIII (Собская площадь)». Екатеринбург, 2010. 449 с. 3. Отчёт по объекту «Полярно-Уральский трансект» / Отв. исполнитель А. В. Рыбалка. Заречный, 2008. 4. Охотников В. Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л.: Наука, 1975. 175 с. 5. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДПС, 2010. 280 с. 6. Ремизов Д. Н., Юдин

В. В., Григорьев С. И. Геодинамическая позиция высокочерных комплексов Полярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2002. № 4. С. 4—8. 7. Юдин В. В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 288 с. 8. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. 2-е изд. испр. и доп. М.: КДУ, 2005. 560 с.

Д. г.-м. н. Д. Ремизов
(ФГУП «ВСЕГЕИ»)

ПАМЯТЬ ОБ ОТЦЕ

В этом году исполнилось бы 90 лет со дня рождения моего отца — Виталия Николаевича Охотникова. Не верится... В моей памяти он остался молодым, энергичным, справедливым, добрым и в то же время очень строгим.

Если мама могла нас просто пожуричь, то у папы были свои методы воспитания, которых мы, честно говоря, побаивались, частенько нам хватало одного его взгляда. Почему-то всегда вечером одного из нас, того кто в этот день в чем-то провинился, «приглашали» к отцу в «кабинет» (он же родительская спальня). И папа «читал нотацию» о том, что хорошо, а что плохо. В это время надо было стоять перед ним и смотреть ему в глаза, все это могло продолжаться довольно долго, но нас всегда выручала мама.

Я очень люблю математику, это наука, в которой если уж что-то получается, то чувствуешь себя на высоте. И в этом папина заслуга. Еще в 5-м классе, когда надо было решать задачи по бассейны, в которые вли-

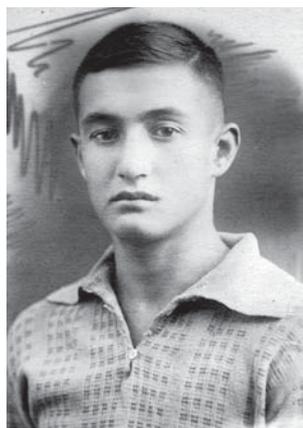
вают и выливают воду, мерить расстояния из пункта А в пункт В, начались проблемы. У меня ничего не получалось до тех пор, пока отец не заставил меня самостоятельно во всем разобраться. Было это примерно так. Родители



Евгений Охотников

возвращались с работы, а не решенные мной задачи лежали на столе. Папа объяснял и уходил, а я должна была теперь решить их сама, но увы и ах... Уже поздно, все легли спать, в том числе и папа, а я все решаю. Из спальни доносится: «Ответ?». Я называю цифру. Слышу — «Нет!» и решаю дальше, иногда до двух, а порой и до трех часов ночи. Но в конце концов получается. Вопрос: «Как дела?». Ура! Ответ правильный, и я иду спать. Вот с тех пор я без особого труда шелкаю эти задачи — теперь уже с внучкой.

Самые яркие воспоминания — воспоминания детства. Мы тогда жи-



В. Н. Охотников, 1938 г.

ли в Киргизии. Отец работал в геологическом управлении начальником партии. Летом он нас с братом брал с собой в поле. Мы жили в своей палатке, спали в спальных мешках. А рано утром вместе с папой выезжали в маршрут верхом на лошади, на груди у нас висели дозиметры. Ах, как мы гордились тем, что работаем как настоящие геологи. Вечером в нашей палатке вместе с папой мы обсуж-

дали все, что видели, он нам рассказывал о первопроходцах этих мест. А иногда он читал нам книги, помню до сих пор «Капитана Сорви-голова» Луи Буссенара, но больше всего нам нравилась книга о русских путешественниках «Под небом всех широт».

Беседы о геологии Земли, о первопроходцах не могли пройти бесследно и заложили основу нашей геологической династии. Продолжая дело своего отца, мой брат Евгений поступил в Томский политехнический институт на геологический факультет. После окончания института он работал в Ухте и посвятил свою



Долина р. Каргалы, 1960 г.



Семья Охотниковых



очень короткую жизнь (он ушел от нас в 1999 году) Тиманскому кряжу. Работая в Ухте, Женя познакомился со своей будущей женой Светланой, она тоже геолог.

И вот теперь появилось уже третье поколение геологов: сын брата, Кирилл Евгеньевич Охотников, закончил Ухтинский государствен-

ный технологический университет по специальности «Геология нефти и газа». В настоящее время он работает в Ухте в ПечорНИПИнефть (филиал ООО ЛУКОЙЛ-Коми).

Разговоры на геологические темы в семье, общение с геологами проходили у нас на глазах, мы с юных лет были знакомы с романтикой пер-

вопроходцев, с постоянной сменой впечатлений. Дело отца продолжили его сын Евгений Витальевич и внук Кирилл Евгеньевич. Династия Охотниковых-геологов продолжается, и кто знает, может быть, и правнуки пойдут по его стопам.

Е. Черенко

КТО ЕСТЬ НИ

(к 80-летию Яна Мяртовича Нюссика)

Ян Мяртович Нюссик работал в Институте геологии старшим научным сотрудником с 1976 по 1984 г. К его 70-летию в нашем «Вестнике» (2001, № 2. С. 20—23) был опубликован большой очерк о нем, на который Ян Мяртович откликнулся оригинальным сочинением на двух альбомных тетрадах. К сожалению, связь с ним оборвалась, и мы не знаем о его дальнейшей судьбе. Откликнуться же на восьмидесятилетие Яна Мяртовича, поскольку что-то новое о нем сказать не можем, мы решили несколько необычным способом.

Бывший наш сотрудник, ныне член Союза писателей России Алексей Иевлев написал историко-фантастическую повесть под названием «Без нас спокойнее на свете» (Сыктывкар: Геопринт, 2005. 32 с.), одна из сюжетных линий которой посвящена Яну Мяртовичу, выведенному под фамилией Петрусевичус. Благодаря бдительности начальника отдела кадров Николая Суханова возникло подозрение, что под этим именем скрывается спрятанный спецслужбами в Сыктывкаре знаменитый герой Холкоста, первый секретарь шведского представительства в Будапеште Рауль Валленберг. Ему удалось во время войны спасти около 100 тысяч евреев. В январе 1945 г. после посещения штаба вошедших в Будапешт советских войск, Валленберг исчез, о судьбе его не сохранилось никаких сведений.

Процитируем последнюю 39-ю главу из книги А. Иевлева.

«В перерыве заседания международного конгресса, посвященно-

го сотрудничеству стран Баренц-Евроарктического региона, к Яну Мяртовичу подошел человек примерно его возраста.

— Разрешите представиться, — сказал он на довольно сносном русском. — Эрик Эрикссон.

— Очень приятно, — пожал ему руку Ян Мяртович. — Я знаю Вашу историю. Вы во время войны были агентом американской разведки. С Вашей помощью была почти разгромлена нефтяная промышленность Германии.

— Я сделал то, что считал нужным, — улыбнулся Эрикссон. — Конечно, приятно, что моя работа так высоко оценивается. Но у шведов



глашают меня в свое посольство на празднование Дня победы над фашизмом. Я буквально несколько дней назад разговаривал с послом США в Швеции. Он сказал мне, что в двадцатом веке только двум людям был присвоен титул почетного гражданина США. Это Уинстон Черчилль и Рауль Валленберг.

— Любопытно, — согласился Ян Мяртович.

— И еще посол сказал, — продолжил Эрикссон, — что если бы Рауль Валленберг, какую бы фамилию он ныне ни носил, обратился в любое время в любое дипломатическое представительство США в любой точке земного шара, то вопрос о его американском гражданстве занял бы только время, необходимое на оформление паспорта. Фактически он и так уже признан гражданином Америки.

— Спасибо, — так же спокойно произнес Ян Мяртович. — Я учту эту информацию в своей дальнейшей научной работе.

— Всего доброго. Приятно было познакомиться.

— До свидания».

Взгляните на фотомонтаж, выполненный В. Капитановой, и определите, кто из этих джентльменов Нюссик и кто — Валленберг?

Р. S. Валленбергу было бы сейчас 99 лет, а Нюссику только 80. Может быть, Валленберга омолодили, чтобы выдать его за Яна Мяртовича?

Академик Н. П. Юшкин



был еще один человек, немало сделавший во время войны. Это Рауль Валленберг.

— Мне знакомо это имя, — спокойно сказал Ян Мяртович.

— Я давно отошел от разведки. Но американцы каждый год при-

Ответственные за выпуск
С. Н. Шанина, Н. В. Сокерина



Тираж 300

Заказ 820

Компьютерная верстка
А. Ю. Перетягин

Подписано в печать 13.04.2011

Редакция:
167982, Сыктывкар,
Первомайская, 54

Тел.: (8212) 24-56-98
Факс: (8212) 24-53-46
E-mail: geoprnt@geo.komisc.ru