

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 5 / 2022

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор:
А.И.Иванов

А.И.Черных (зам. главного редактора),
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),

Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, А.И.Варламов,
С.С.Вартанян, В.Д.Конкин, А.А.Кременецкий,
С.Г.Кряжев, М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев,
И.Ф.Мигачёв, Е.А.Наумов, А.Ю.Розанов,
Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов, Г.К.Хачатрян

Содержание

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е., Барышев А. Н.
Распределение структурных примесей в алмазах из кимберлитовых трубок с различной алмазонасностью 3

МИНЕРАГЕНИЯ

Конкин В. Д., Донец А. И.
Дивергенция и конвергенция признаков золотоносности провинций со стратойдными месторождениями золота в черносланцевых формациях 14

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Барышев А. Н.
Роль планетарной геодинамики в создании астеносферы, конвективных и трансенсионных структур континентальной литосферы 24

Зольников И. Д., Анойкин А. А., Филатов Е. А., Левицкая П. С., Чупина Д. А., Глушкова Н. В., Бордюгова Е. А.
Геологическое строение четвертичных отложений правобережья р. Большой Оби (север Западной Сибири) 38

ДИСКУССИИ

Барышев А. Н.
Адвективная сущность кольцевых кратерных структур на Луне и Земле, проблемы их астроблемной интерпретации ... 48

СООБЩЕНИЯ

Рященко Т. Г., Макаров С. А.
Минеральный состав элювиальных и эоловых песков (на примере уникальной коллекции образцов) 59

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Памяти Игоря Яковлевича Полывянного 70

Редакция: *Т. М. Папеско, А. П. Фунтикова*
Компьютерная верстка: *А. Д. Юргина*

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования науки Российской Федерации журнал включён в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук»

Свидетельство о регистрации в средствах массовой информации

№ 01217 от 03 июня 1992 г.

Подписано в печать 31.10.2022

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1
Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology

Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГБУ «ЦНИГРИ»

Распределение структурных примесей в алмазах из кимберлитовых трубок с различной алмазоносностью

Соотношение структурных примесей в алмазах и алмазоносности кимберлитов демонстрируется на примере представительных выборок алмазов из трубок Якутии, Архангельской области, Южной Африки, Бразилии. Намечается положительная корреляция алмазоносности кимберлитовых трубок с общим содержанием структурного азота в алмазах и, соответственно, отрицательная – со степенью его агрегации и соотношением концентраций водорода и азота в кристаллах.

Обсуждаются генетические аспекты выявленных соотношений, включающие характеристики источника углерода алмазов и условия их кристаллизации.

Ключевые слова: алмаз, алмазоносность, структурные примеси, азот, водород.

ХАЧАТРЯН ГАЛИНА КАРЛЕНОВНА, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, khachatryan_g_k@mail.ru

АНАШКИНА НАТАЛИЯ ЕВГЕНЬЕВНА, кандидат технических наук, научный сотрудник

БАРЫШЕВ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, AlexBarGeol@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Distribution of structural impurities in diamonds from kimberlite pipes with different diamond-bearing potential

G. K. KHACHATRYAN, N. E. ANASHKINA, A. N. BARYSHEV

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

Relationship between structural impurities in diamonds and the diamond-bearing potential of the kimberlites is demonstrated on an example of representative statistical samples of diamonds from the pipes of Yakutia, Arkhangel'sk Region, South Africa, and Brazil. A positive correlation emerges of the diamond-bearing potential of the kimberlite pipes with the overall content of structural nitrogen in the diamonds and, correspondingly, a negative one, with the degree of its aggregation and with a ratio of the hydrogen and nitrogen concentrations in the crystals.

Genetic aspects are discussed of the revealed relationships, that include characteristics of the carbon source of the diamonds and their crystallization conditions.

Key words: diamond, diamond-bearing potential, structural impurities, nitrogen, hydrogen.

Введение. В настоящее время среди критериев, применяемых для оценки алмазоносности кимберлитовых тел, используются типохимизм кимберлитов, а также минералов алмазной ассоциации – граната, хромшпинелида и других [6, 7]. Однако далеко не все эти минералы сингенетичны алмазу, и, следовательно, не все они одинаково информативны. Так, на основании массового изучения кристаллографической ориентировки включений граната, оливина и магнезиохромита в алмазах Якутии установлено, что многие из этих включений протогенетические,

которые нередко сосуществуют с сингенетическими в одном и том же кристалле [15].

Вместе с тем особенности химического и изотопного состава самого алмаза учитываются недостаточно, хотя именно они позволяют объективно судить об источниках вещества и условиях кристаллизации алмазов. Эти факторы в значительной мере и определяют алмазоносность кимберлитовых трубок. В ряду типоморфных свойств алмаза первостепенное значение имеют структурные примеси, которые захватывались кристаллами непосредственно

в процессе их роста. В алмазах из кимберлитов главными являются изоморфная примесь азота, представленная парами и тетраэдрическими группами атомов (А- и В-дефекты соответственно), а также химически адсорбированная примесь водорода в виде винильных или винилиденовых групп [14, 25, 42].

При разработке подходов к оценке потенциальной алмазоносности кимберлитовых трубок ключевое значение имеет проблема источника вещества алмаза. Ранее в работах [13, 17, 37] рассматривалась концепция образования алмазов в мантии с участием субдуцированных органических веществ. В дальнейшем эта концепция нашла подтверждение в результате тонких минералогических исследований распределения примесей и изотопов углерода в объёме кристаллов алмаза [19, 21].

Присутствие органических соединений в среде алмазообразования подтверждается их наличием среди включений в алмазах. Например, в составе газов, выделенных из природных алмазов, помимо метана обнаружены этилен, пропилен, спирты [34]. Кроме того, в алмазах из кимберлитов выявлены примеси полиароматических углеводородов [9], солей карбоновых кислот [21], а в последние годы дополнительно к этому – разнообразных кислород-, азот- и серосодержащих органических соединений [39, 40].

На участие органических веществ (ОВ) в алмазообразовании в качестве источника углерода алмаза и входящих в его структуру примесей азота и водорода косвенно указывают ассоциация С-N-H, типичная для органических соединений, совместное нахождение азота и водорода в алмазах, а также закономерное распределение примесей в объёме кристаллов алмаза [21]. При этом отмечается обратная корреляция между содержанием примеси ОВ в алмазе и содержанием водородных центров.

Биогенный источник алмазообразующего ОВ обосновывается изотопным составом углерода алмаза. Присутствие в кимберлитовых трубках аномально изотопно-лёгких алмазов ($\delta^{13}\text{C}$ от -11 до -35‰) объяснимо с позиции их биогенного источника и не находит достаточно убедительного объяснения с позиции изотопного фракционирования мантийного углерода. Примечательно, что кристаллы, обогащённые лёгким изотопом углерода, наиболее часто встречаются среди алмазов с включениями эклогитового парагенезиса. В связи с этим допускается, что часть алмазов эклогитового парагенезиса имела биогенный источник, находившийся среди базальтоидных толщ морского дна, подверженных субдукции. При этом считается, что источники алмазов ультраосновного парагенезиса – исключительно эндогенные. Однако нами было показано, что и они образовались с участием биогенных органических соединений,

субдуцированных в мантию совместно с ультрабазитами океанической коры [19]. Это подтверждается недавними находками аномально изотопно-лёгких алмазов ($\delta^{13}\text{C}$ -22,9‰) в перидотитовом ксенолите в трубке Удачная [40].

Ранее в алмазах из трубок Архангельской области нами была выявлена положительная корреляция алмазоносности трубок с усреднённым общим содержанием азота в кристаллах и, соответственно, отрицательная – с содержанием водорода [24]. Подобные соотношения связывались с концентрацией источников вещества алмазов и влиянием на их рост примесей. Задача настоящей статьи – более детально рассмотреть иные возможные генетические аспекты взаимосвязи содержания примесей в алмазах и алмазоносности кимберлитов, уделяя внимание условиям алмазообразования. Разнообразие этих условий демонстрируют типы алмазных популяций [22], выделенные на основе распределения структурных примесей азота среди алмазов мира (~5,5 тыс. кристаллов из 96-ти трубок и россыпей).

Объекты и методы исследования. Сопоставление алмазов проводилось по средним значениям концентраций структурных примесей азота и водорода в выборках кристаллов из трубок Якутии, Архангельской области, Южной Африки, Бразилии (47 объектов). Концентрации структурных примесей в алмазах систематизированы в базе данных, разработанной в ЦНИГРИ [20]. Содержания азота в алмазах, включённые в базу данных, определялись по ИК-спектрам с помощью унифицированной методики [23] на основе аналитических зависимостей [26, 27]. Концентрация водородных центров оценивалась по коэффициенту поглощения «водородной» линии около 3107 см^{-1} . Большинство материалов, представленных в базе данных, – авторские. Они были дополнены характеристиками алмазов из работ [1, 2, 4, 28–30].

Усреднённые концентрации азота и водорода в алмазах сопоставлялись с опубликованными материалами по содержанию алмазов в соответствующих объектах [10–12], а также с заимствованными из интернета данными из отчётов алмазодобывающих компаний и независимых экспертов.

Распределение структурных примесей в алмазах из трубок с различной алмазоносностью. В алмазах из кимберлитов наиболее информативными в генетическом плане являются общее содержание структурно связанного азота N_{tot} , равное сумме концентраций азота в А- и В-формах ($N_{\text{tot}} = NA + NB$), а также доля азота в агрегированной форме (% NB) [31, 41].

Общее содержание азота в алмазах (N_{tot}). Азот – главная примесь, входящая в структуру природных алмазов, содержание которой в кристаллах достигает 0,5% [36]. Изоморфное замещение углерода алмаза

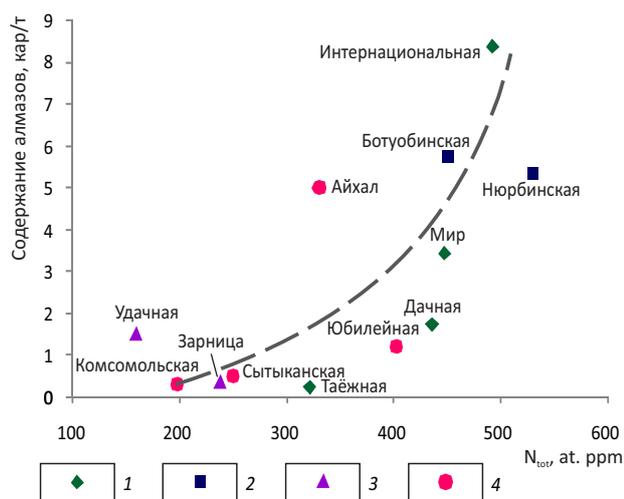


Рис. 1. Соотношение среднего содержания азота (N_{tot} , at. ppm) в алмазах и содержания алмазов (кар/т) в трубках кимберлитовых полей Якутии. Данные по азоту в выборках алмаза (56–507 шт.) заимствованы из работы [4]:

поля : 1 – Мирнинское, 2 – Накынское, 3 – Далдынское и 4 – Алакит-Мархинское

азотом, обусловленное близостью атомных радиусов этих химических элементов, происходит в процессе кристаллизации алмаза и зависит от химизма среды и термодинамических условий алмазообразования. Это подтверждается закономерным распределением структурной примеси азота по зонам роста внутри кристаллов алмаза [14, 33]. Таким образом, одним из главных факторов, определяющих концентрацию структурного азота в алмазах, служит содержание азота в среде алмазообразования. При этом алмазы с включениями минералов ультрабазитовой ассоциации преимущественно низкоазотные ($N_{tot} < 400$ at. ppm), а в алмазах эклогитовой ассоциации содержание азота достигает 1000 at. ppm [32]. Из этого следует, что базитовый алмазоносный субстрат относительно обогащён азотом по сравнению с гипербазитовым.

Если допустить, что углерод алмаза и азот в мантийной среде имеют общие источники, например, азотсодержащие органические соединения [19], цианиды металлов [5], продукты реакций азота и метана [3] и другие, то содержание азота в алмазах будет взаимосвязано с алмазоносностью кимберлитов. Рассмотрим эти соотношения на примере трубок отдельных алмазоносных полей и районов.

Наибольшее число высокоалмазоносных (ВА) и весьма высокоалмазоносных (ВВА) трубок мира [7] сосредоточено на территории Якутии. Впервые взаи-

мосвязь между содержанием азота в алмазах и алмазоносностью кимберлитов Якутии выявили Ю. М. Биленко и Е. В. Соболев [6]. На примере месторождений Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского районов ими обнаружена тенденция увеличения концентрации в алмазах азота в А-форме по мере увеличения содержания алмазов в кимберлитах. Хотя авторы и не располагали данными по азоту в В-форме, полученные ими результаты можно распространить и на общее содержание азота в кристаллах (N_{tot}). Это обусловлено тем, что применительно к якутским алмазам А-форма в количественном отношении является доминирующей и в значительной степени определяет суммарное содержание азота в кристаллах.

Наши данные, полученные на более представительном материале по алмазам разных районов Якутии и других регионов, согласуются с выводами Ю. М. Биленко и Е. В. Соболева [6]. На рис. 1 видно, что самые высокие содержания алмазов (> 5 кар/т) установлены в якутских трубках Интернациональная, Нюрбинская, Ботуобинская, характеризующихся относительно повышенными средними содержаниями азота ($N_{tot} > 450$ at. ppm) в кристаллах. Напротив, в трубках с более низкой алмазоносностью ($< 0,5$ кар/т) Комсомольская, Стытыканская, Зарница, Таёжная преобладают кристаллы со средними значениями N_{tot} 190–325 at. ppm. Положительная корреляция алмазоносности трубок и усреднённого содержания N_{tot} в кристаллах наглядно прослеживается в масштабах Мирнинского поля (см. рис. 1). Так, в низкоалмазоносной (НА) трубке Таёжная распространены относительно низкоазотные алмазы, а по мере увеличения содержания алмазов в трубке Мир и далее в трубке Интернациональная средние значения N_{tot} в соответствующих кристаллах возрастают.

Таким образом, для алмазов из двенадцати трубок Мирнинского, Алакит-Мархинского, Далдынского и Накынского кимберлитовых полей Якутии прослеживается отчётливая тенденция нарастания содержания азота в кристаллах с увеличением алмазоносности кимберлитов. Несколько иным соотношением указанных параметров характеризуется весьма высокоалмазоносная трубка Айхал (см. рис. 1), что обусловлено множественностью факторов, определяющих алмазоносность кимберлитов.

Представляется интересным сопоставить данные по алмазам Якутии и алмазам из трубок Южной Африки, характеризующихся высокой (Орапа, Джваненг, Венеция), средней (Премьер, Финш) и низкой (Ягерсфонтейн, Коффифонтейн, Робертс Виктор) алмазоносностью. По содержанию алмазов африканские трубки уступают крупным месторождениям Мирнинского и Накынского полей Якутии. В связи с этим для сравнения более удобно воспользоваться

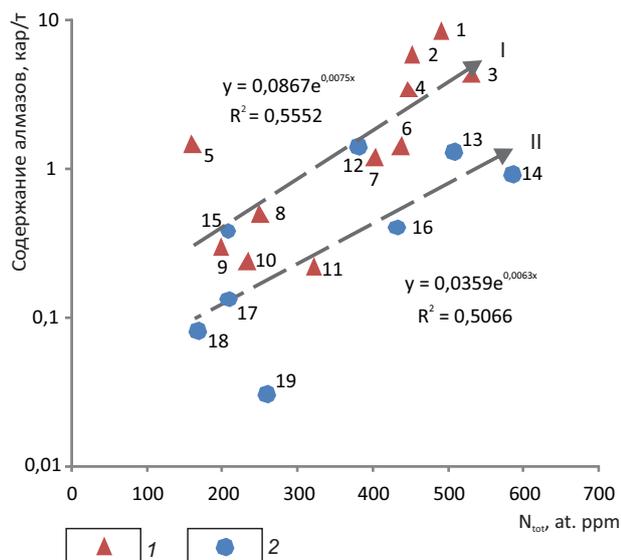


Рис. 2. Корреляционные соотношения среднего содержания азота (N_{tot} , at. ppm) в алмазах и содержания алмазов (кар/т) в трубках Якутии и Южной Африки. Данные по азоту в выборках алмаза (40–507 шт.) заимствованы из работ [4, 28–30]:

трубки: 1 – Якутии и 2 – Южной Африки: 1 – Интернациональная, 2 – Ботуобинская, 3 – Нюрбинская, 4 – Мир, 5 – Удачная, 6 – Дачная, 7 – Юбилейная, 8 – Сытыканская, 9 – Комсомольская, 10 – Зарница, 11 – Таёжная, 12 – Венеция, 13 – Джваненг, 14 – Орапа, 15 – Финш, 16 – Премьер, 17 – Ягерсфонтейн, 18 – Коффифонтейн, 19 – Робертс Виктор; I и II – якутский и южноафриканский тренды соответственно

логарифмической шкалой содержаний алмазов в кимберлитах (рис. 2). В такой системе координат график для якутских алмазов выглядит иначе, чем на рис. 1. При этом имеет место положительная корреляция между алмазоносностью трубок и средними значениями N_{tot} в кристаллах (см. рис. 2), представленная трендами I (Якутия) и II (Южная Африка).

Как было показано ранее [22], алмазы из якутских и южноафриканских трубок в целом отличаются по распределению азотных центров в кристаллах и условиям их образования в мантии. Эти условия охарактеризованы типами алмазных популяций (I–VI), причём в ряду популяций $V \rightarrow I$ общее содержание азота (N_{tot}) в алмазах уменьшается, а степень агрегации (% NB) возрастает. Подобное распределение азота в сочетании с данными термобарометрии включений в алмазах свидетельствует о последовательном нарастании температуры и глубинности образования алмазных популяций от типа V к типу I [19, 22]. В месторождениях Якутии доминируют алмазные популяции типов III и IV, а в Южной Аф-

рике – соответственно типа II, которые являются более глубинными.

Степень агрегации азота в алмазах (% NB). Обратная корреляция между алмазоносностью трубок и степенью агрегации азота в алмазах, содержащихся в этих трубках, наиболее наглядно видна на примере месторождений Мирнинского поля Якутии (рис. 3). Алмазы весьма высокоалмазоносных трубок Интернациональная, им. XXIII съезда КПСС, Мир характеризуются самыми низкими средними значениями $NB < 30\%$, среднеалмазоносных (СА) трубок Спутник и Дачная – $30\text{--}40\%$, а низкоалмазоносной трубки Таёжная – 42% . К числу ВВА относятся трубки Накынского поля Ботуобинская и Нюрбинская, алмазы которых обладают относительно пониженной агрегацией азота, составляющей в среднем соответственно 28 и 33%. Данные по трубкам Алакит-Мархинского (за исключением трубки Айхал), Далдынского и Верхне-Мунского кимберлитовых полей также демонстрируют обратную корреляцию между алмазоносностью трубок и степенью агрегации азота в кристаллах. Таким образом, степень агрегации азота в алмазах из месторождений Якутии, отражающая температуру их кристаллизации [31, 41], является отрицательным фактором алмазоносности кимберлитов. На территории Сибирской платформы алмазные популяции, сформировавшиеся на разных

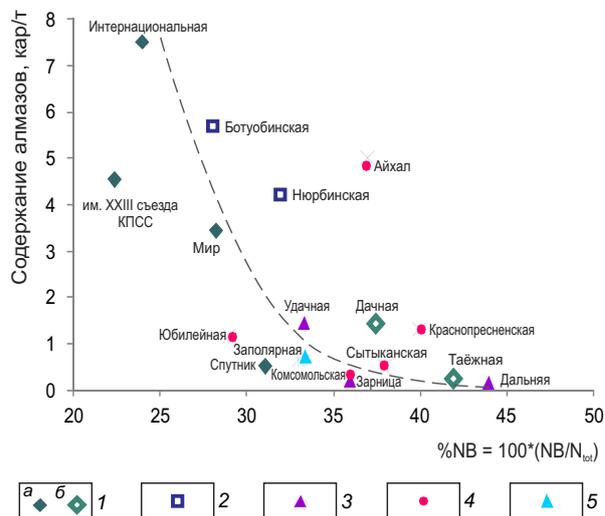


Рис. 3. Соотношение среднего значения степени агрегации азота (% NB) в алмазах (31–507 шт.) из разных трубок и содержания в них алмазов (кар/т):

трубки: 1 (а, б) – Мирнинского, 2 – Накынского, 3 – Далдынского, 4 – Алакит-Мархинского и 5 – Верхнемунского полей Якутии; 1б и 2 – по данным [4]

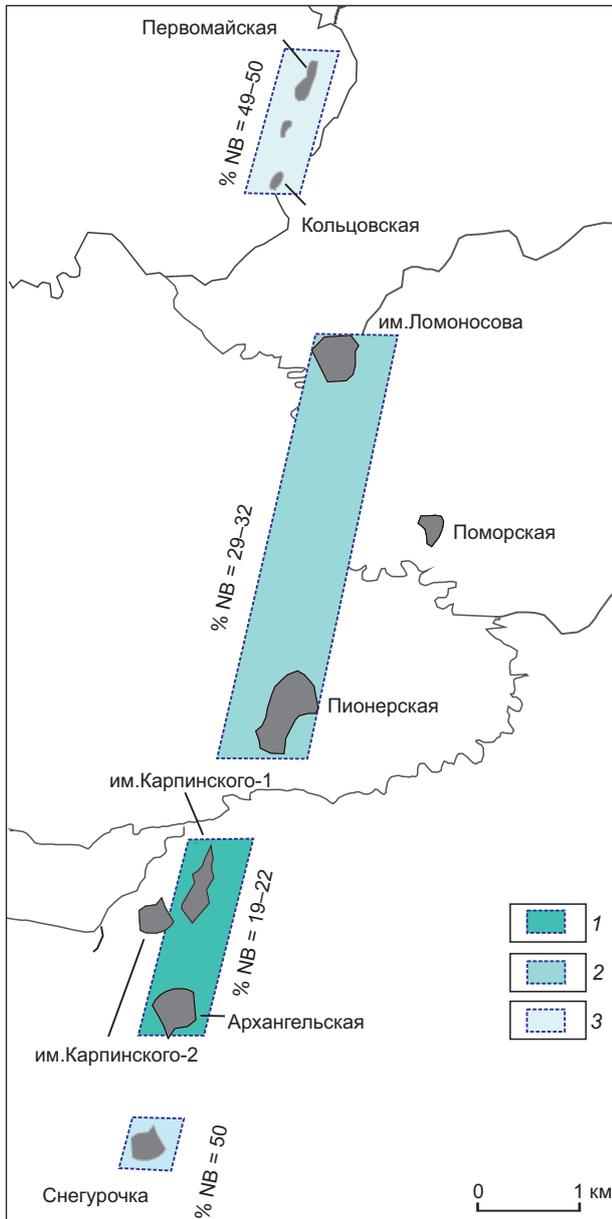


Рис. 4. Вариации степени агрегации азота (% NB) в алмазах из трубок Золотицкого поля Архангельской области, обладающих разной алмазноностью (в кар/т):

1 – 0,98–1,15; 2 – 0,44–0,69; 3 – 0,03–0,13

глубинах, размещены концентрически зонально [19, 22]. Трубки с наиболее высокотемпературными и глубинными алмазами, характеризующиеся повышенными значениями % NB (популяции II и III типов), приуроченные к центральным частям Сибирской платформы, менее алмазоносны, чем окружающие их с севера и юга трубки с алмазами популяций IV типа.

Рассмотрим соотношение между % NB в алмазах и алмазноностью трубок Золотицкого поля Архангельской области, в котором находится месторождение им. М. В. Ломоносова. К месторождению относятся пять среднеалмазоносных трубок им. Ломоносова, Пионерская, им. Карпинского-1, им. Карпинского-2 и Архангельская, а также низкоалмазоносная трубка Поморская, расположенная восточнее по отношению к остальным трубкам (рис. 4). На северном фланге месторождения располагаются низкоалмазоносные трубки Первомайская, Кольцовская и Белая, а на южном – трубка Снегурочка. В трубках Золотицкого поля Архангельской области, так же как и в трубках Якутии, алмазноность кимберлитов коррелирует со степенью агрегации азота в алмазах. Самыми алмазоносными являются трубки южной группы им. Карпинского-1 и Архангельская, в алмазах которых зафиксированы минимальные средние значения степени агрегации азота (NB ~ 19–22%). Далее в алмазах северной группы трубок месторождения, обладающих более низкой алмазноностью, чем соответственно южной, степень агрегации азота нарастает (NB ~ 29–32%). И, наконец, в кристаллах низкоалмазоносных трубок за пределами месторождения степень агрегации азота достигает максимальных значений 49–50% (см. рис. 4).

Приведённые примеры позволяют предположить, что в области термодинамической стабильности алмаза увеличение температуры и давления негативно сказывается на алмазообразовании.

Соотношение H/N. В алмазах из кимберлитов водород является второй по распространённости после азота структурной примесью. В статье [24] была выявлена взаимосвязь между соотношением концентраций водорода и азота в кристаллах (H/N) и алмазноностью кимберлитовых трубок Архангельской области и Якутии. Была предложена диаграмма распределения трубок с различной алмазноностью в зависимости от соотношения средних содержания водорода и азота в кристаллах, которая может быть использована для предварительной оценки потенциальной алмазноности кимберлитовых тел на ранних стадиях поисково-оценочных работ. В настоящей статье мы уточнили и дополнили эту диаграмму, включив в неё литературные данные по трубкам Якутии, а также собственные материалы по алмазам из семи трубок района Жуина, Бразилия (рис. 5). Как видно на рисунке, алмазы из трубок с разной алмазноностью занимают три обособленные области. Первая из них, представленная преимущественно алмазами ВВА, характеризуется относительно повышенным средним содержанием азота в кристаллах (> 400 at. ppm) и пониженным (≤ 1 усл. ед.) содержанием водорода (трубки Мир,

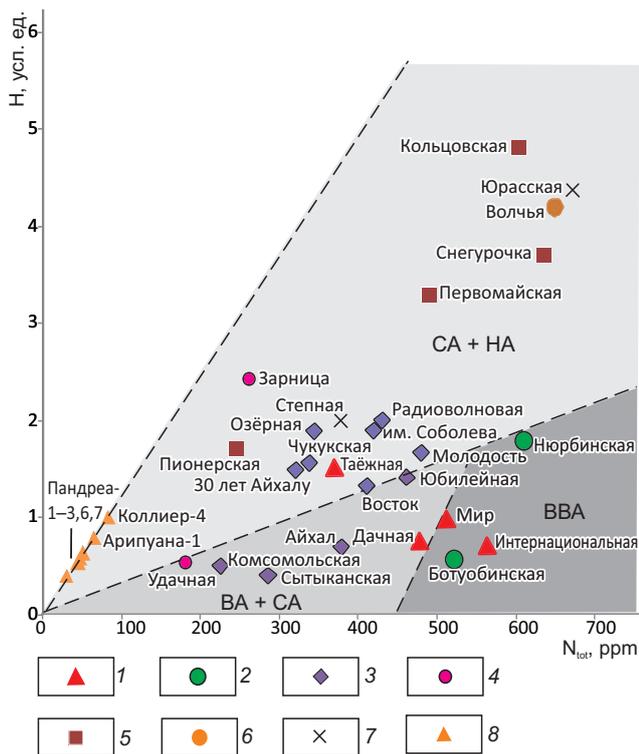


Рис. 5. Усреднённые содержания азота (N_{tot} , ат. ppm) и водорода (Н, усл. ед.) в алмазах (31–507 шт.) из трубок с разной алмазноностью. По авторским и литературным [1, 2, 4] данным:

кимберлитовые поля: Якутии: 1 – Мирнинское, 2 – Накынское, 3 – Алакит-Мархинское, 4 – Далдынское и Архангельской области: 5 – Золотицкое, 6 – Верхотинское, 7 – Кепинское; 8 – район Жуина, Бразилия; оттенками серого обозначены поля трубок с различной алмазноностью; границы полей намечены штриховой линией; BVA – весьма высокоалмазные, VA – высокоалмазные, CA – среднеалмазные и NA – низкоалмазные трубки

Интернациональная, Ботубобинская). Вторая область включает алмазы из трубок ВА и СА. При этом подавляющее большинство алмазов из ВА трубок по водороду сходны с алмазами BVA, но отличаются от последних более низкими значениями N_{tot} (0–400 ат. ppm). Алмазы НА и СА трубок, занимающие третью область, характеризуются повышенным отношением Н/Н. Причём максимально высокие значения этого параметра отмечаются для алмазов из трубок Архангельской области, что свидетельствует о высокой концентрации их биогенных источников в протолите [24]. Алмазы из трубок одного и того же кимберлитового поля, характеризующихся различной алмазноностью, обладают разным отношением Н/Н (см. рис. 5). Например, в Мирнинском поле в алмазах

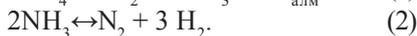
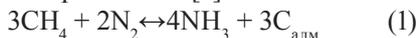
трубки Таёжная (НА) это соотношение выше, чем в алмазах трубок Мир и Интернациональная (BVA). В Алакит-Мархинском поле соответствующие пропорции Н/Н служат критерием отличия алмазов низкоалмазных трубок Молодость, 30 лет Айхалу, Чукукская, Радиоволновая, Озерная, им. Соболева от трубок Юбилейная, Сытыканская, Айхал и Комсомольская (СА, ВА и BVA), а Далдынском поле – соответственно алмазов трубок Зарница (СА) и Удачная (ВА). На диаграмме распределения алмазов по соотношению водорода и азота в кристаллах (см. рис. 5) области распространения BVA, VA + СА, СА + НА объектов намечены штриховыми линиями. Разумеется, границы эти – условные, отражающие лишь основную тенденцию изменчивости соотношения Н/Н в алмазах в трубках с разными содержаниями алмазов.

Интересно, что максимальное отношение Н/Н выявлено в «сверхглубинных» алмазах из кимберлитовых трубок в районе Жуина (Бразилия). При этом в отличие от алмазов других регионов мира концентрации азота и водорода в бразильских алмазах находятся в чёткой линейной зависимости (см. рис. 5). Возможные причины подобных соотношений концентраций структурных примесей в алмазах будут рассмотрены ниже.

Обсуждение результатов и выводы. Корреляционные зависимости между распределением структурных примесей в алмазах и содержанием алмазов в кимберлитовых трубках свидетельствуют о тесной ассоциации углерода, азота и водорода в мантийных источниках. Ассоциация С-Н-Н, включающая углерод алмаза и главные примеси его кристаллической структуры, унаследована алмазами от древнейшего биогенного органического вещества, погружённого в мантию – область термодинамической стабильности алмаза. Наиболее вероятными источниками органического вещества и концентраторами азота могли быть цианобактериальные маты на дне морских бассейнов, которые были первыми биоценозами на Земле. В настоящее время в Австралии обнаружены литифицированные бактериальные маты возрастом до 3,5 млрд лет [35]. Базируясь на концепции происхождения алмазов за счёт биогенных источников, погружённых вместе с вмещающей средой в мантию при субдукции, можно ожидать, что алмазноность мантийных пород, определяющая потенциальную алмазноность кимберлитов, обусловлена двумя основными факторами. Во-первых, алмазноность материнских пород будет тем выше, чем больше концентрация биомассы в алмазноном протолите [24]. Во-вторых, процесс образования алмазов и их содержание в материнском субстрате, вероятно, будут зависеть от термодинамических условий

алмазообразования. Это проявляется в виде обратной корреляции алмазоносности со степенью агрегации азота в алмазах, которая отражает температуру и глубинность их кристаллизации. Иначе говоря, глубинность алмазообразования в силу разных причин негативно сказывается на алмазоносности кимберлитов.

Отрицательная корреляция алмазоносности трубок и соотношения H/N в кристаллах ранее интерпретировалось нами как результат блокирующего воздействия примеси водорода на рост кристаллов алмазов вплоть до его полного прекращения [24]. Однако такое объяснение не единственно возможное. Весьма вероятно, что отношение H/N, так же как и % NB, в алмазах зависит от глубины их кристаллизации. На это указывает распределение водородных и азотных центров в алмазах из трубок района Жуина в Бразилии. Алмазы в этих трубках в основном безазотные и низкоазотные, а содержание водорода в них, напротив, может быть весьма значительно. В итоге среди всех изученных объектов в сверхглубинных алмазах района Жуина (I тип популяций) отношение H/N максимально. Одним из возможных объяснений этого факта является геохимическое разделение азота и водорода в процессе метаморфизма биогенных источников вещества алмаза при их погружении в глубины Земли. Как известно, метаморфизм ОВ сопровождается потерей органическими соединениями азота, в результате чего соотношение H/N в биомассе увеличивается. Не исключено, что строго определённое соотношение H/N в сверхглубинных алмазах может быть обусловлено тем, что они кристаллизовались за счёт высокометаморфизованного органического вещества, содержащего какой-либо один вид азотсодержащих радикалов. Примером таких радикалов служат амино- или цианогруппы, обнаруженные во флюидных включениях в природных алмазах [16]. Можно было бы также допустить, что строго определённые пропорции азота и водорода в алмазах района Жуина обусловлены совместным участием этих компонентов в реакции алмазообразования [3]:



Однако аммиак, являющийся одним из продуктов реакции (1), полностью отсутствует в составе флюидных включений в природных алмазах [16], что делает данное предположение маловероятным.

Основные тенденции взаимосвязи алмазоносности трубок и распределения структурных примесей азота и водорода в алмазах отражены на схеме (рис. 6).

На рисунке видно, что трубки, содержащие средние и высокоазотные алмазные популяции (IV и V ти-

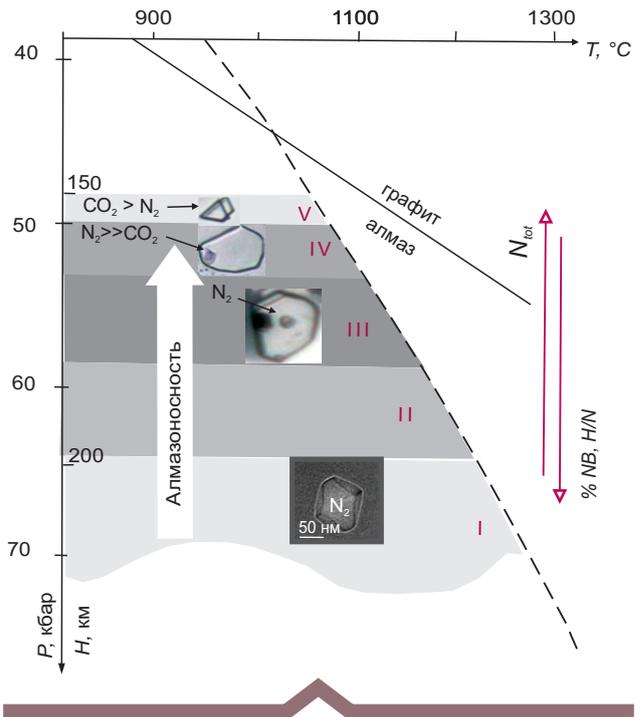


Рис. 6. Тенденции изменчивости алмазоносности кимберлитовых трубок, содержащих разноглубинные популяции алмазов типов I–V. На фото представлены характерные флюидные включения (увеличены в 1000–2000 раз) в алмазах популяций типов III, IV, V, по данным работы [38], а также в алмазах популяций типа I, по работе [8]:

N_{tot} , at. ppm – общее содержание структурно связанного азота в алмазах, % NB – степень его агрегации, H/N – соотношение концентраций водорода и азота в кристаллах; штриховая линия – современная континентальная геотерма, по работе [17]; интервалы температур формирования алмазных популяций типов I–V оценены по диаграмме [41] для условного возраста алмазов 1 млрд лет

пы, относящиеся в основном к эклогитовому парагенезису), более алмазоносны, чем трубки с низкоазотными популяциями (III тип преимущественно ультраосновного парагенезиса). Данная тенденция наиболее отчётливо проявляется в масштабах отдельно взятого кимберлитового района или поля.

В алмазах популяций от V к I типу с увеличением температуры и давления возрастает не только степень агрегации азота, но и отношение H/N. На фоне общего понижения содержания азота в среде кристаллизации алмазов с глубиной происходит последовательное отщепление азота от углеводородного «скелета» органических соединений, что в конечном итоге приводит к соответствующему увеличению отношения H/N в кристаллах. Тем не менее химически инертный молекулярный азот зачастую присутствует во флюидных включениях в алмазах

I, III и IV типов популяций (см. рис. 6). Интересно, что в безазотных алмазах из трубок района Жуина обнаружены октаэдрические включения, полностью состоящие из молекулярного азота [8] (см. рис. 6). Можно предположить, что с увеличением глубины алмазообразования происходит перераспределение азота между кристаллом (структурные примеси) и флюидом.

Конечно, проблема генезиса алмазов ещё далека от своего разрешения. Многие исследователи в наши дни недооценивают или даже полностью исключают роль биогенных источников алмазов и их происхождение при субдукции толщ, вмещающих источник углерода. Распространена точка зрения о том, что алмазы образовались из мантийного C-N-O-флюида, но эта концепция не в полной мере объясняет соотношения между свойствами алмазов и алмазоносностью их мантийных источников.

В настоящей статье не рассматривались негативные факторы алмазоносности кимберлитовых трубок, обусловленные потерями алмазов при их доставке к земной поверхности в результате окислительного растворения или графитизации. Эти процессы также необходимо учитывать при прогнозной оценке алмазоносности кимберлитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бардухинов Л. Д. Особенности алмазов и состав включений в них как поисковые признаки на примере Накынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей: специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения»: дис. на соискание учёной степени канд. геол.-минерал. наук / Бардухинов Леонид Данилович. – Улан-Удэ : ГИН СО РАН, 2020. – 143 с.
2. Бардухинов Л. Д., Специус З. В., Липашова А. Н. Структурные дефекты и минеральные включения в алмазах из кимберлитовых трубок Накынского и Алакит-Мархинского полей по данным КР- и ИК-спектроскопии // Руды и металлы. – 2018. – № 4. – С. 76–86.
3. Блинова Г. К., Симаков С. К., Гуркина Г. А., Фролова Л. Н. Некоторые особенности химизма среды кристаллизации природных алмазов // Доклады АН СССР. – Т. 300, № 4. – М., 1988. – С. 950–952.
4. Богуш И. Н. Методическое пособие по исследованию поглощения алмазов в инфракрасной области при прогнозировании и поисках коренных месторождений. – Мирный : АК АЛРОСА (ПАО), 2004. – 32 с.
5. Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. [и др.] Природные и синтетические алмазы – М. : Наука, 1986. – 221 с.
6. Геология и генезис алмазных месторождений: монография. В 2 кн. Кн. 2 / Под ред. Б. М. Зубарева. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 424 с.
7. Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки месторождений алмазов / В. М. Подчасов, В. Е. Минорин, И. Я. Богатых [и др.]. – Т. 1. Коренные месторождения. – Якутск : ЯФ ГУ СО РАН, 2004. – 548 с.
8. Каминский Ф. В. Особенности нижнемантийных алмазов // Смирновский сборник: научно-литературный альманах. – М. : МАКС Пресс, 2017. – С. 164–174.
9. Каминский Ф. В., Кулакова И. И., Оглоблина А. И. О полициклических ароматических углеводородах в карбонадо и алмазе // Доклады АН СССР. – Т. 283, № 4. – М., 1985. – С. 985–988.
10. Кириллин А. Д., Кириллин О. А., Кириллин Г. А. Мировой алмазный рынок. – М. : АК АЛРОСА, 1999. – 397 с.
11. Ковальчук О. Е., Зуев В. М., Гаранин К. В. Оценка продуктивности кимберлитов по микроалмазам: методическое пособие. – Мирный : АК АЛРОСА (ПАО), 2020. – 63 с.
12. Ларченко В. А., Степанов В. П., Минченко Г. В., Кечик И. А. Алмазоносность кимберлитов и родственных им пород зимнего берега // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2004. – № 2. – С. 134–147.
13. Соболев В. С., Соболев Н. В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // Доклады АН СССР. – Т. 250, № 3. – М., 1980. – С. 683–685.
14. Соболев Е. В. Тверже алмаза. – Новосибирск : Наука, 1989. – 191 с.
15. Соболев Н. В., Сереткин Ю. В., Логвинова А. М., Павлушин А. Д., Узатьева С. С. Кристаллографическая ориентировка и геохимические особенности минеральных включений в алмазах // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61, № 5–6. – С. 774–793.
16. Сокол А. Г., Томиленко А. А., Бульбак Т. А., Сокол И. А., Заикин П. А., Соболев Н. В. Состав флюида восстановленной мантии по экспериментальным данным и результатам изучения флюидных включений в алмазах // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61, № 5–6. – С. 810–825.
17. Сорохтин О. Г., Митрофанов Ф. П., Сорохтин Н. О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. – М. : Наука, 2004. – 269 с.
18. Сорохтин О. Г., Митрофанов Ф. П., Сорохтин Н. О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. – Апатиты : КНЦ РАН, 1996. – 144 с.
19. Хачатрян Г. К. Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. – 2013. – № 2. – С. 29–40.
20. Хачатрян Г. К. Азотные и водородные центры в алмазе, их генетическая информативность и значение для решения прогнозно-поисковых задач // Руды и металлы. – 2009. – № 4. – С. 73–80.
21. Хачатрян Г. К. Органическое вещество в алмазах из кимберлитовых источников: генетическая информативность // Руды и металлы. – 2017. – № 3. – С. 77–84.
22. Хачатрян Г. К. Типизация алмазов из кимберлитов и лампроитов по распределению азотных центров в кристаллах // Руды и металлы. – 2010. – № 2. – С. 46–60.

23. *Хачатрян Г. К.* Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и её практическое применение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА»: Современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 319–321.
24. *Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.* Соотношение между распределением структурных примесей в кристаллах алмаза и алмазонасностью кимберлитовых трубок (на примере Архангельской области и Якутии) // Руды и металлы. – 2021. – № 3. – С. 114–130.
25. *Bursill L. A., Glaisher R. W.* Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond // *American Mineralogy* – 1985. – V. 70. – P. 608–618.
26. *Boyd S. R., Kiflawi I., Woods G. S.* Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // *Philosophical Magazine Part B*. – 1995. – V. 72. – P. 351–361.
27. *Boyd S. R., Kiflawi I., Woods G. S.* The relationship between infrared absorption and A-defect concentration in diamond // *Philosophical Magazine*. – V. 69, № 6. – London, 1994. – P. 1149–1153.
28. *Deines P., Harris J. W., Gurney J. J.* Associated chemical and carbon isotopic composition variations in diamonds from Finsch and Premier kimberlite, South Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1984. – V. 48, № 2. – P. 325–342.
29. *Deines P., Harris J. W., Gurney J. J.* The carbon isotopic composition and nitrogen content of lithospheric and asthenospheric diamonds from the Jagersfontein and Koffifontein Kimberlite, South Africa; evidens for super ¹³C depletion in mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1991. – V. 55, № 5. – P. 2615–2625.
30. *Deines P., Harris J. W., Spear P. M., Gurney J. J.* Nitrogen and C ¹³ content of Finsch and Premier diamonds and their implications // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1989. – V. 53. – P. 1367–1378.
31. *Evans T.* Aggregation of nitrogen in diamond // *The properties of natural and synthetic Diamond*. – London : Academic Press, 1992. – P. 259–290.
32. *Kaminsky F. V., Khachatryan G. K.* Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond, as revealed by infrared absorption data // *The Canadian Mineralogist*. – 2001. – V. 39. – P. 1733–1745.
33. *Kaminsky F. V., Khachatryan G. K.* The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centers in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth // *Lithosphere*. – V. 77, № 1–4. – Washington D. C., 2004. – P. 255–271.
34. *Melton C. E., Giardini A. A.* The nature and significance of occluded fluids in tree Indian diamonds // *American Mineralogist*. – V. 66, № 7–8. – Chantilly, VA, USA, 1981. – P. 746–750.
35. *Noffke N., Christian D., Wacey D., Hazen R. M.* Microbially Induced Sedimentary Structures Recording an Ancient Ecosystem in the ca. 3.48 Billion-Year-Old Dresser Formation, Pilbara, Western Australia // *Astrobiology*. – 2013. – V. 13, № 12. – P. 1103–1124.
36. *Scarratt K., Fritsh E.* Note on diamond types // *Gems & Gemology, Spring*. – V. 28, № 1. – Easton, MD, 1992. – P. 38–42.
37. *Sharp W. E.* A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1974. – V. 21, № 4. – P. 351–354.
38. *Smith E. M., Kopylova M. G., Frezzotti M. L., Afanasiev V. P.* N-rich fluid inclusions in octahedrally-grown diamond // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – V. 393. – P. 39–48.
39. *Sobolev N. V., Logvinova A. M., Tomilenko A. A., Wirth R., Bul'bak T. A., Luk'yanova L. I., Fedorova E. N., Reutsky V. N., Efimova E. S.* Mineral and fluid inclusions in diamonds from the Urals placers, Russia: Evidence for solid molecular N₂ and hydrocarbons in fluid inclusions // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. – 2019. – V. 266. – P. 197–219.
40. *Sobolev N. V., Tomilenko A. A., Bul'bak T. A., Logvinova A. M.* Composition of hydrocarbons in diamonds, garnet, and olivine from diamondiferous peridotites from the Udachnaya pipe in Yakutia, Russia // *Engineering*. – 2019b. – V. 5. – P. 471–478.
41. *Taylor W. R.* Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finch/W. R. Taylor, H. J. Milledge // 6th International Kimberlite Conference: Extended Abstract. – Novosibirsk. – 1995. – P. 620–622.
42. *Woods G. S., Collins A. T.* Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds // *Journal of Physics and Chemistry of Solids*. – 1983. – V. 44, № 5. – P. 471–475.

REFERENCES

1. *Bardukhinov L. D.* Osobennosti almazov i sostav vklucheni v nikh kak poiskovyye priznaki na primere Nakynskogo i Alakit-Markhinskogo kimberlitovykh poley [Peculiarities of diamonds and composition of inclusions in them as prospecting features on the example of Nakyn and Alakit-Markhin kimberlite fields]. Ulan-Ude, GIN SO RAN publ., 2020, 143 p. (In Russ.).
2. *Bardukhinov L. D., Spetsius Z. V., Lipashova A. N.* Strukturnyye defekty i mineral'nyye vklucheniya v almazakh iz kimberlitovykh trubok Nakynskogo i Alakit-Markhinskogo poley po dannym KR- i IK-spektroskopii [Structural defects and mineral inclusions in diamonds from kimberlite pipes of the Nakyn and Alakit-Markhin fields according to Raman and IR spectroscopy data]. *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2018, No. 4, pp. 76–86. (In Russ.).
3. *Blinova G. K., Simakov S. K., Gurkina G. A., Frolova L. N.* Nekotoryye osobennosti khimizma sredy kristallizatsii prirodnykh almazov [Some features of the chemistry of natural diamond crystallization medium]. *Doklady AN SSSR*, V. 300, No. 4, Moscow, 1988, pp. 950–952. (In Russ.).
4. *Bogush I. N.* Metodicheskoye posobiye po issledovaniyu pogloshcheniya almazov v infrakrasnoy oblasti pri prognozirovani i poiskakh korennykh mestorozhdeniy [Methodological manual for the study of the absorption of diamonds in the infrared region in the forecasting

- and search for primary deposits]. *Mirnyy*, AK ALROSA publ., 2004, 32 p. (In Russ.).
5. *Bokii G. B., Bezrukov G. N., Klyuyev Yu. A.* [et al.] *Prirodnyye i sinteticheskiye almazy* [Natural and synthetic diamonds]. Moscow, Nauka [Science] publ., 1986, 221 p. (In Russ.).
 6. *Geologiya i genezis almaznykh mestorozhdeniy: monografiya. V 2 kn. Kn. 2* [Geology and genesis of diamond deposits: monograph. In 2 books. Book. 2]. Moscow, TSNIGRI publ., 1989, 424 p. (In Russ.).
 7. *Geologiya, prognozirovaniye, metodika poiskov, otsenki i razvedki mestorozhdeniy almazov* [Geology, forecasting, methods of prospecting, evaluation and exploration of diamond deposits]. V. 1 *Korennyye mestorozhdeniya* [Primary deposits]. Yakutsk, YAF GU SO RAN publ., 2004, 548 p. (In Russ.).
 8. *Kaminskiy F. V.* *Osobennosti nizhnemantiynykh almazov* [Features of lower-mantle diamonds]. *Smirnovskiy sbornik: nauchno-literaturnyy al'manakh*, Moscow, MAKS Press publ., 2017, pp. 164–174. (In Russ.).
 9. *Kaminskiy F. V., Kulakova I. I., Ogloblina A. I.* *O politsiklicheskikh aromatischeskikh uglevodorodakh v karbonado i almaze* [On polycyclic aromatic hydrocarbons in carbonado and diamond]. *Doklady AN SSSR*, V. 283, No. 4, Moscow, 1985, pp. 985–988. (In Russ.).
 10. *Kirillin A. D., Kirillin O. A., Kirillin G. A.* *Mirovoy almaznyy rynek* [World diamond market]. Moscow, AK ALROSA publ., 1999, 397 p. (In Russ.).
 11. *Koval'chuk O. Ye., Zuyev V. M., Garanin K. V.* *Otsenka produktivnosti kimberlitov po mikroalmazam: metodicheskoye posobiye* [Evaluation of the productivity of kimberlites by microdiamonds: a manual]. *Mirnyy*, AK ALROSA publ., 2020, 63 p. (In Russ.).
 12. *Larchenko V. A., Stepanov V. P., Minchenko G. V., Kechik I. A.* *Almazonosnost' kimberlitov i rodstvennykh im porod zimnego berega* [Diamond content of kimberlites and related rocks of the winter coast]. *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya* [Bulletin of the Voronezh University. Geology], 2004, No. 2, P. 134–147. (In Russ.).
 13. *Sobolev V. S., Sobolev N. V.* *Novyye dokazatel'stv pogruzheniya na bol'shiye glubiny eklogitizirovannykh porod zemnoy kory* [New evidence of subsidence to great depths of eclogitized rocks of the earth's crust]. *Doklady AN SSSR*, V. 250, No. 3, Moscow, 1980, pp. 683–685. (In Russ.).
 14. *Sobolev Ye. V.* *Tverzhe almaza* [Harder than diamond]. *Novosibirsk, Nauka* [Science] publ., 1989, 191 p. (In Russ.).
 15. *Sobolev N. V., Seretkin Yu. V., Logvinova A. M., Pavlushin A. D., Ugap'yeva S. S.* *Kristallograficheskaya oriyehtirovka i geokhimicheskiye osobennosti mineral'nykh vkluycheniy v almazakh* [Crystallographic orientation and geochemical features of mineral inclusions in diamonds]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2020, V. 61, No. 5–6, pp. 774–793. (In Russ.).
 16. *Sokol A. G., Tomilenko A. A., Bul'bak T. A., Sokol I. A., Zaikin P. A., Sobolev N. V.* *Sostav flyuida vosstanovlennoy mantii po eksperimental'nym dannym i rezul'tatam izucheniya flyuidnykh vkluycheniy v almazakh* [Fluid composition of the reduced mantle according to experimental data and the results of studying fluid inclusions in diamonds]. *Geologiya i geofizika* [Geology and geophysics], 2020, V. 61, No. 5–6, pp. 810–825. (In Russ.).
 17. *Sorokhtin O. G., Mitrofanov F. P., Sorokhtin N. O.* *Global'naya evolyutsiya Zemli i proiskhozhdeniye almazov* [Global evolution of the Earth and the origin of diamonds]. Moscow, Nauka [Science] publ., 2004, 269 p. (In Russ.).
 18. *Sorokhtin O. G., Mitrofanov F. P., Sorokhtin N. O.* *Proiskhozhdeniye almazov i perspektivy almazonosnosti vostochnoy chasti Baltiyskogo shchita* [The origin of diamonds and prospects for diamond content in the eastern part of the Baltic Shield]. *Apatity, KNTS RAN* publ., 1996, 144 p. (In Russ.).
 19. *Khachatryan G. K.* *Azot i vodorod v kristallakh almaza v aspekte geologo-geneticheskikh i prognozno-poiskovykh problem almaznykh mestorozhdeniy* [Nitrogen and hydrogen in diamond crystals in the aspect of geological-genetic and predictive-search problems of diamond deposits]. *Otechestvennaya geologiya* [Domestic geology], 2013, No. 2, P. 29–40. (In Russ.).
 20. *Khachatryan G. K.* *Azotnyye i vodorodnyye tsentry v almaze, ikh geneticheskaya informativnost' i znachenije dlya resheniya prognozno-poiskovykh zadach* [Nitrogen and hydrogen centers in diamond, their genetic information content and significance for solving predictive and search problems]. *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2009, No. 4, pp. 73–80. (In Russ.).
 21. *Khachatryan G. K.* *Organicheskoye veshchestvo v almazakh iz kimberlitovykh istochnikov: geneticheskaya informativnost'* [Organic matter in diamonds from kimberlite sources: genetic information content]. *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2017, No. 3, P. 77–84. (In Russ.).
 22. *Khachatryan G. K.* *Tipizatsiya almazov iz kimberlitov i lamproitov po raspredeleniyu azotnykh tsentrov v kristallakh* [Typification of diamonds from kimberlites and lamproites according to the distribution of nitrogen centers in crystals]. *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2010, No. 2, P. 46–60. (In Russ.).
 23. *Khachatryan G. K.* *Usovershenstvovannaya metodika otsenki kontsentratsiy azota v almaze i yeyo prakticheskoye primeneniye* [An improved method for assessing nitrogen concentrations in diamond and its practical application]. *Geologicheskiye aspekty mineral'no-syr'yevoy bazy AK "ALROSA": Sovremennoye sostoyaniye, perspektivy, resheniya*. *Mirnyy*, 2003, P. 319–321. (In Russ.).
 24. *Khachatryan G. K., Anashkina N. Ye.* *Sootnosheniye mezhdru raspredeleniyem strukturnykh primesey v kristallakh almaza i almazonosnost'yu kimberlitovykh trubok (na primere Arkhangel'skoy oblasti i Yakutii)* [Relationship between the distribution of structural impurities in diamond crystals and the diamond content of kimberlite pipes (on the example of the Arkhangelsk region and Yakutia)]. *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2021, No. 3, pp. 114–130. (In Russ.).
 25. *Bursill L. A., Glaisher R. W.* *Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond*. *American Mineralogy*, 1985, V. 70, P. 608–618.
 26. *Boyd S. R., Kiflawi I., Woods G. S.* *Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond*. *Philosophical Magazine*, V. 72, No. 3, London, 1995, P. 351–361.

27. *Boyd S. R., Kiflawi I., Woods G. S.* The relationship between infrared absorption and A-defect concentration in diamond, *Philosophical Magazine*, V. 69, No. 6, London, 1994, P. 1149–1153.
28. *Deines P., Harris J. W., Gurney J. J.* Associated chemical and carbon isotopic composition variations in diamonds from Finsch and Premier kimberlite, South Africa, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, V. 48, No. 2, P. 325–342.
29. *Deines P., Harris J. W., Gurney J. J.* The carbon isotopic composition and nitrogen content of lithospheric and asthenospheric diamonds from the Jagersfontein and Koffifontein Kimberlite, South Africa; evidens for super ^{13}C depletion in mantle, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, V. 55, No. 5, P. 2615–2625.
30. *Deines P., Harris J. W., Spear P. M., Gurney J. J.* Nitrogen and C^{13} content of Finsch and Premier diamonds and their implications, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, V. 53, P. 1367–1378.
31. *Evans T.* Aggregation of nitrogen in diamond, The properties of natural and synthetic Diamond, London, Academic Press, 1992, P. 259–290.
32. *Kaminsky F. V., Khachatryan G. K.* Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond, as revealed by infrared absorption data, *The Canadian Mineralogist*, 2001, V. 39, P. 1733–1745.
33. *Kaminsky F. V., Khachatryan G. K.* The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centers in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth, *Lithosphere*, V. 77, No. 1–4, Washington D.C., 2004, P. 255–271.
34. *Melton C. E., Giardini A. A.* The nature and significance of occluded fluids in tree Indian diamonds, *American Mineralogist*, V. 66, No. 7–8, Chantilly, VA, USA, 1981, P. 746–750.
35. *Noffke N., Christian D., Wacey D., Hazen R. M.* Microbially Induced Sedimentary Structures Recording an Ancient Ecosystem in the ca. 3.48 Billion-Year-Old Dresser Formation, Pilbara, Western Australia, *Astrobiology*, 2013, V. 13, No. 12, P. 1103–1124.
36. *Scarratt K., Fritsh E.* Note on diamond types, *Gems & Gemology*, Spring, V. 28, No. 1, Easton, MD, 1992, P. 38–42.
37. *Sharp W. E.* A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites // *Earth and Planetary Science Letters*, 1974, V. 21, No. 4, P. 351–354.
38. *Smith E. M., Kopylova M. G., Frezzotti M. L., Afanasiev V. P.* N-rich fluid inclusions in octahedrally-grown diamond.// *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, V. 393, P. 39–48.
39. *Sobolev N. V., Logvinova A. M., Tomilenko A. A., Wirth R., Bul'bak T. A., Luk'yanova L. I., Fedorova E. N., Reutsky V. N., Efimova E. S.* Mineral and fluid inclusions in diamonds from the Urals placers, Russia: Evidence for solid molecular N_2 and hydrocarbons in fluid inclusions, *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 2019, V. 266, P. 197–219.
40. *Sobolev N. V., Tomilenko A. A., Bul'bak T. A., Logvinova A. M.* Composition of hydrocarbons in diamonds, garnet, and olivine from diamondiferous peridotites from the Udachnaya pipe in Yakutia, Russia, *Engineering*, 2019b, V. 5, P. 471–478.
41. *Taylor W. R.* Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch / W. R. Taylor, H. J. Milledge, 6th International Kimberlite Conference: Extended Abstract, Novosibirsk, 1995, P. 620–622.
42. *Wood G. S., Collins A. T.* Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds, *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 1983, V. 44, No. 5, P. 471–475.

Дивергенция и конвергенция признаков золотоносности провинций со стратоидными месторождениями золота в черносланцевых формациях

Приведены сведения о сходстве (конвергенции) и различиях (дивергенции) геолого-структурных обстановок нахождения полистадийно-полигенно-полихронных стратоидных месторождений золотоуглеродистого семейства в провинциях складчатого обрамления Сибирской платформы с разновозрастными (от протерозоя до мезозоя включительно) черносланцевыми формациями и их сульфидсодержащими фациями. Сделан вывод об однотипности прогнозно-поискового комплекса работ по поискам и оценке перспектив золотоносности черносланцевых формаций с необходимостью его адаптации к конкретным геолого-структурно-формационным обстановкам.

Ключевые слова: стратоидные месторождения золотоуглеродистого семейства, черносланцевые формации, фации, провинции, обрамление Сибирской платформы.

КОНКИН ВИКТОР ДМИТРИЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, konkin@tsnigri.ru

ДОНЕЦ АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, donets@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Divergence and convergence of gold potential signs in provinces with strata gold deposits in black shale formations

V. D. KONKIN, A. I. DONETS

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

Information is provided on the similarity (convergence) and differences (divergence) of the geological and structural settings of the formation of polystage-polygenic-polychronic strata deposits of the gold-carbon series in the provinces of the folded frame of the Siberian Platform with black shale formations of different ages (from the Proterozoic to the Mesozoic inclusive) and their sulfide-bearing facies. The conclusion is made about the uniformity of the predictive-exploration complex of works on prospecting and evaluating the prospects for gold content in black shale formations with the need to adapt it to specific geological-structural-formational conditions.

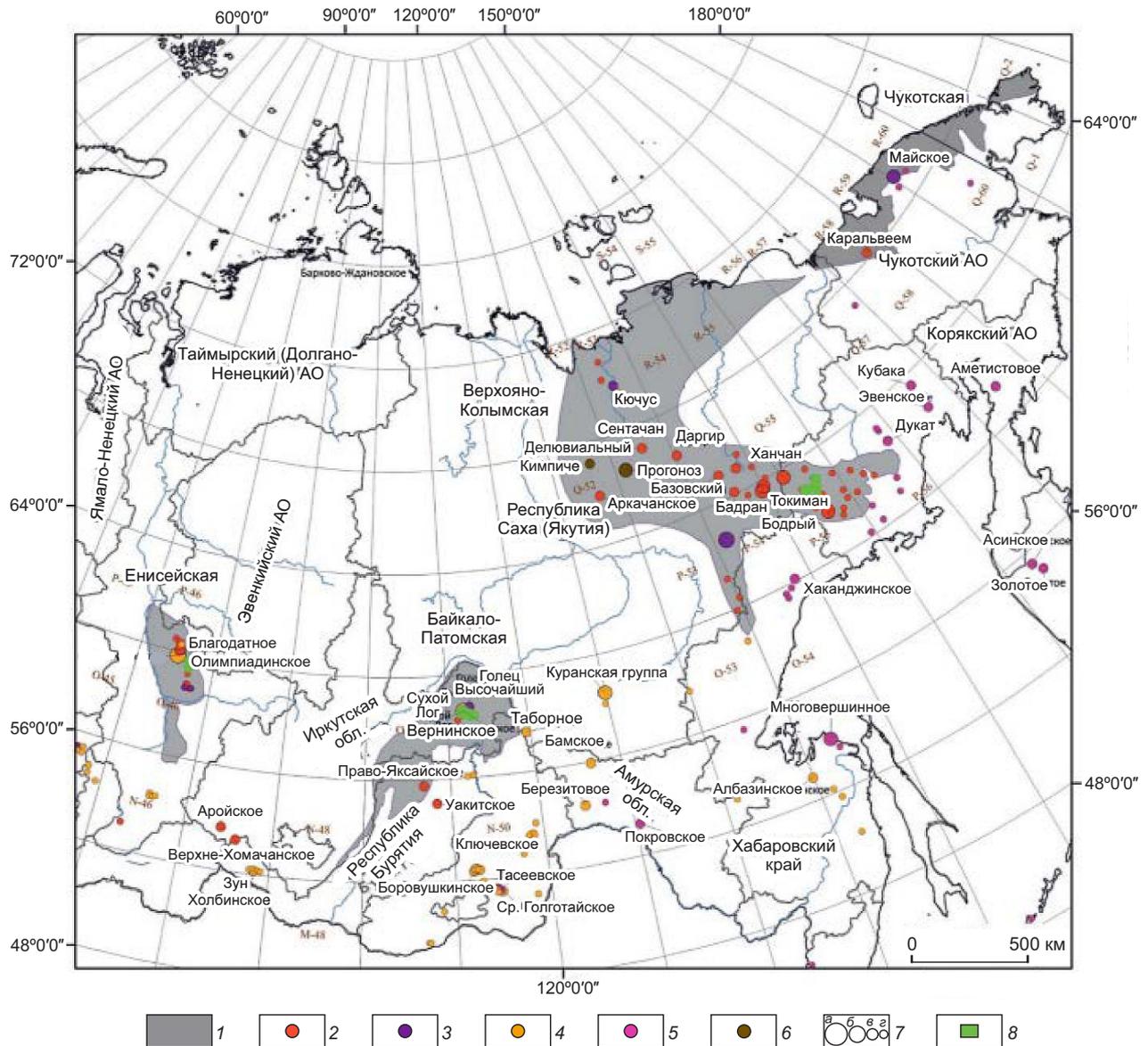
Key words: strata deposits of the gold-carbon family, black shale formations, facies, provinces, framing of the Siberian platform.

Под термином «стратоидные месторождения золота» автор понимает семейство золоторудных месторождений в терригенных и карбонатно-терригенных (*черносланцевых*) толщах флишоидного строения с рудными телами золото-кварц-сульфидной, золотосульфидной, золото-малосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудных формаций с жильно-прожилковыми, прожилково-вкрапленными и жильными телами, локализованными в горизонтах различных стратиграфических уровней разреза с черносланцевыми толщами.

Конвергенция, согласно общему определению, – это развитие различных по природе процессов, в том

числе геологических, в сходном направлении и приобретение ими сходных признаков в одинаковых обстановках. Этот феномен проявлен, к примеру, в формировании однотипных золоторудных месторождений в черносланцевых формациях, развивавшихся в различных геодинамических обстановках Енисейской, Ленской, Верхояно-Колымской и Чукотской провинций (см. рисунок).

Дивергенция как противоположность конвергенции – это различие признаков сходных по сути процессов, проявляющееся при изменении обстановки. В геологическом аспекте дивергенция проявлена в различных наложенных преобразованиях, которые



Металлогенетические провинции Сибири и Востока России с золоторудными месторождениями в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных (черносланцевых) толщах (А. И. Иванов и др., 2016):

1 – металлогенетические провинции с золотоносными черносланцевыми толщами и их названия; 2–6 – рудно-формационные типы (подтипы) месторождений: 2 – золото кварцевый, 3 – золото сульфидно-кварцевый, 4 – золото (мышьяковисто)-сульфидный, 5 – золото серебряный, 6 – золото сурьмяный; 7 – класс месторождений по запасам: а – уникальные, б – крупные, в – средние, г – мелкие; 8 – лицензионные площади поисковых работ ФГБУ «ЦНИГРИ» в 2013–2015 гг.

затушёвывали сходство и генетическую общность минеральных ассоциаций.

В работе А. А. Сидорова [9, с. 837] было отмечено, что термин «конвергентность» скрывает историю происхождения многих минеральных образований. Поэтому исследователь, обнаружив какие-то свойства вещества, ту или иную закономерность его формирования, не торопится на этой основе делать окончательное заключение о его генезисе – лишь осто-

рожно выдвигает рабочую гипотезу. В этом глубокая мудрость наук о Земле, накопивших монбланы эмпирических знаний и не претендующих на обладание истиной в последней инстанции.

В связи с неоднозначностью определения генетической концепции формирования отдельных золоторудных месторождений анализ генетических представлений о формировании стратоидных месторождений золотоуглеродистого семейства авторы

оставили за рамками обсуждения и придерживаются схемы Н.К. Курбанова и Н.А. Фогельман [7], согласно которой рассматриваемое семейство месторождений составляет *конвергентный ряд полистадийно-полигенно-полихронных* объектов, формирование которых определялось длительно развивавшимися совмещёнными в пространстве процессами седиментации, диагенеза, метаморфизма, орогенеза, магматизма и метасоматоза.

Анализ разномасштабной геологической, металлогенической, геохимической и геофизической информации по геолого-поисковым обстановкам нахождения стратоидных месторождений золотоуглеродистого семейства в провинциях складчатого обрамления Сибирской платформы с разновозрастными (от протерозоя до юры включительно) черносланцевыми формациями *показал, что их локализация и строение определяются сочетанием разномасштабных* (от региональных до локальных) групп геологических факторов различной природы, полистадийно проявляющихся на различных этапах формирования *рудовмещающих* структурно-вещественных комплексов.

В представленной работе обсуждаются факторы, необходимые для выявления и оконтуривания золоторудных полей со стратоидными месторождениями золота. Среди таких факторов выделяются региональные и локальные.

1. Группа региональных факторов, характеризующих геотектонические и геологические обстановки накопления золотоносных черносланцевых формаций, включает сочетание:

1.1. Палеотектонических и геодинамических, обуславливающих накопление рудовмещающих толщ черносланцевой группы формаций в латерально-вертикальных рядах геологических формаций в рифтогенных и надрифтовых прогибах на шельфе и склоне континентальной окраины с рассеянным спредингом и задуговых бассейнах с островодужным (эвгеосинклинальным) режимом осадконакопления терригенно-вулканогенных формаций, что отражено в работах А.И. Иванова, А.А. Сидорова и других исследователей Енисейского, Мамско-Бодайбинского и Верхояно-Яно-Колымо-Чукотского регионов [3–5, 8–11 и др., в том числе и в работах авторов].

Такие ряды синхронного терригенного и вулканогенного осадконакопления установлены для *нижнепротерозой-среднерифейских* прогибов Енисейской провинции, для Ленской – в *нижнепротерозой-рифей-вендских прогибах*. Для Верхоянской, Яно-Колымской и Чукотской (ВЯКЧ) провинций наличие таких рядов *предполагается для палеозойских прогибов с девон-пермским и возможно мезозойскими* островодужными комплексами.

Предполагается, что с вулканогенной гидротермальной активностью связано формирование *рассеянной сульфидной минерализации* (в том числе *слабозолотоносной пиритовой и арсенипиритовой*) на различных стратоевровнях накопления черносланцевых формаций этих провинций [1–5]. Отметим, что природу накопления рассеянной вкрапленности сульфидов исследователи связывают как с вулканогенно-гидротермальными источниками, так и с органической деятельностью и биологической (бактериальной) сульфатредукцией сульфата серы из морской воды, что приводит к образованию глобулярного пирита, микро- и макроконкреций в рудовмещающих черносланцевых толщах.

1.2. Литолого-фациальных, выраженных в накоплении флишоидных или относительно монотонных толщ терригенного, карбонатно-терригенного и туфогенно-карбонатно-терригенного составов, с фациями, несущими рассеянную вкрапленность сульфидов (в том числе золотоносных) на различных стратоевровнях. Общая мощность стратифицированных толщ в структурно-формационных зонах варьирует от 1,5 до 15 км и сложена мезаритмами от первых десятков до первых сотен метров.

Для Енисейской и Ленской провинций характерно наличие в разрезах карбонатных горизонтов и карбонатной составляющей в рудовмещающих металево-ролито-песчаных толщах, которые в меньшей степени проявлены в палеозой-мезозойских толщах ВЯКЧ провинций. Основные элементы формационно-фациального составов и строения рудовмещающих черносланцевых толщ отражены в работах В.В. Аристовой, А.И. Ивановой, А.И. Забияка и др.

1.3. Метаморфических (регионального метаморфизма) – зоны в границах изоград хлорита, биотита, граната и ставролита; необходимо отметить различия в степени метаморфизма рудовмещающих толщ флишоидного строения – преимущественно зеленосланцевый (до амфиболитовой фации) проявленный в толщах Енисейской и Ленской провинций. Для толщ Яно-Колымо-Чукотских провинций преобладает метаморфизм преимущественно пренит-пумпелитовой фации.

Исключая степень метаморфизма вмещающих пород, литологический состав терригенных, карбонатно-терригенных толщ флишоидного строения во всех провинциях сходен, а их вариации по составу и строению фиксируются в составе стратиграфических подразделений ранга свит и подсвит. При этом золоторудные месторождения локализуются на различных литолого-фациальных уровнях флишоидного разреза даже в пределах единой свиты, что было отражено в многочисленных публикациях [2, 3, 6, 7, 8, 11 и др.].

1.4. Структурно-тектонических – разнопорядковых зон складчатых деформаций (ЗСРД) и вязких разломов различной морфологии в сочетании с дизъюнктивными нарушениями различной кинематики, обуславливающими складчатое (мегаантиклинорное и мегасинклинорное) линзовидно-блоковое строение структурно-формационных комплексов с рудовмещающими черносланцевыми формациями.

Для провинций характерно также наличие зон шовных разломов глубинного заложения, сформировавшихся в седиментационный этап и неоднократно подновлявшихся при тектоно-магматической активизации с формированием сбросо-сдвиговых и взбросо-надвиговых систем различной ориентировки. Ширина зон влияния разломов оценивается до первых десятков километров [8].

Особенности строения сложноскладчатых структурно-формационных зон индивидуальны для каждой провинции. В частности, для центральной части Ленской провинции (область Бодайбинского золоторудного района) характерны складчатые деформации с крутыми осевыми плоскостями на его южном фланге, которые к северному флангу сменяются на складчатые деформации с относительно пологими осевыми плоскостями изоклинальных и асимметричных складок второго и третьего порядков. Для провинций ВЯКЧО наряду с вышеуказанными типами складчатости развита брахоформная и горстобразная складчатость, наиболее отчётливо проявленная на южном фланге Верхоянской провинции.

1.5. Магматических – различных типов проявления термо-купольных и интрузивно-купольных структур овальной и (или) удлинённо-линзовидной морфологии, связанных с формированием скрытых и (или) слабоэродированных разновозрастных интрузий гранитоидов, в том числе малых интрузий с ареалом даек пёстрого состава. Последняя обстановка, в отличие от Енисейской и Ленской провинций, наиболее характерна для золоторудных объектов в отдельных золотоносных структурно-формационных зонах (СФЗ) Яно-Колымской и Чукотской провинций.

По степени насыщенности гранитоидами структурно-металлогенических зон (СМЗ) выделяются зоны с нескрытыми гранитоидами (амагматичные?) и зоны с отчётливо проявленными на эрозионном срезе очагами гранитоидного магматизма (до-, син- и пострудным). Примером такого строения могут служить «амагматичная» Верхоянская СМЗ и насыщенная гранитоидами Иньяли-Дебинская СМЗ, а также соответственно Восточная СМЗ и Центрально-Татарская СМЗ в Енисейской провинции.

Вместе с тем зоны как со вскрытыми очагами гранитоидного магматизма с малыми интрузиями гра-

нитоидов, так и интерпретируемые как «амагматичные» характеризуются наличием продуктивных на локализацию горизонтов с золоторудной минерализацией с жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной текстурами в черносланцевых толщах с полистадийным формированием крупных (до уникальных) по масштабам запасов металла месторождений (Олимпиадинское и Советское в Енисейской провинции, Сухой Лог, Вернинское и Невское в Ленской провинции).

Необходимо отметить, что с гранитоидным магматизмом связано формирование над- и околоинтрузивных зон с комплексом малых интрузий гранитоидного ряда и ареалом даек «пёстрого» состава, с гидротермальной деятельностью которых связано поступление дополнительных полиметалльно-золотоносных растворов, обуславливающих формирование новых золоторудных концентраций. Это наиболее характерно для золоторудных полей Чукотской провинции (месторождение Майское).

2. Группа локальных факторов, отражающих постдиагенетические процессы преобразования рудовмещающих толщ и обуславливающих локализацию в них золоторудных месторождений. Среди них – наличие вышеупомянутых зон складчато-разрывных деформаций (ЗСРД) с проявлением повышенного тектонического расщепления, разногенетических метаморфогенно- и гидротермально-метасоматических образований, в том числе сопровождающих становление гранитоидных интрузий. С последними связано поступление дополнительных порций полиэлементных ($As \pm Ag \pm W \pm Sb \pm Mo \pm Ni$ и других) золотоносных флюидов в области накопления первичной рассеянной золотоносной минерализации.

Совмещение в пространстве золотоносных черносланцевых формаций, ЗСРД, зон метасоматитов железо-магнезиально-карбонатного состава (бурошпатизации), сульфидизации, син- и постгранитных метасоматитов березит-лиственитового составов, разнообразной по составу прожилково-вкрапленной и жильно-прожилковой минерализации определяет формирование и размещение стратоидных золоторудных месторождений с промышленно значимыми концентрациями золота в минерализованных зонах с золоторудными телами различной минералого-геохимической специализации [1–4].

При этом состав и морфология выявленных золоторудных месторождений принципиально сходны, за исключением сопутствующих элементов примесей, зависящих от металлогенической специализации гранитоидных комплексов в провинциях. В частности, для Западно-Верхоянской металлогенической зоны характерны примеси $Ag-Pb-Zn-Au$,

Сопоставление характеристик основных элементов-признаков золотоносности провинций со стратонидными месторождениями золота в черносланцевых формациях

Элементы-признаки золотоносности	Провинции			
	Енисейская	Ленская	Верхоянская	Яно-Кольмская
Палео-геотектоническая обстановка формирования черносланцевых формаций	Окраинные и задуговые бассейны протерозой-риффе на шельфе и склоне континентальной окраины с рассеянным спредингом	Окраинные и задуговые бассейны протерозой-риффе на шельфе континентальной окраины	Окраинные и задуговые бассейны палеозой-мезозоя на шельфе континентальной окраины с рассеянным спредингом	Чукотская
Региональная геотектоническая позиция	Складчатое докембрийское обрамление Сибирской платформы с проявлением процессов полистадийной тектоно-магматической активизации	Складчатое докембрийское обрамление Сибирской платформы с проявлением процессов полистадийной тектоно-магматической активизации	Складчатое палеозой-мезозойское обрамление Сибирской платформы в зоне влияния ТМА Охотско-Чукотского вулканогенно-плутонического пояса	
Современный структурный план	Сочетание докембрийских мегаантиклинорных, мегасинклинорных структур и разномасштабных блоков комплекса основания («срединных массивов»)	Сочетание докембрийских мегаантиклинорных, мегасинклинорных структур и разномасштабных блоков комплекса основания («срединных массивов»)	Сочетание палеозой-мезозойских антиклинорных и синклинорных структур и разномасштабных блоков комплекса основания («срединных массивов»)	
Основные региональные рудовмещающие структуры	Относительно узкие антиклинали (преимущественно их крылья, реже замки складок и их осевые зоны второго и более высоких порядков) в сочетании с зонами обро- и взбросо-надвиговых нарушений (зоны складчато-разрывных дислокаций – ЗСРД)	Относительно узкие антиклинали (преимущественно их крылья, реже замки складок и их осевые зоны второго и более высоких порядков) в сочетании с зонами обро- и взбросо-надвиговых нарушений (зоны складчато-разрывных дислокаций – ЗСРД)	Относительно узкие антиклинали (преимущественно их крылья, реже замки складок и их осевые зоны второго и более высоких порядков) в сочетании с зонами обро- и взбросо-надвиговых нарушений (зоны складчато-разрывных дислокаций – ЗСРД)	
Формационные ряды рудовмещающих формаций	Лагерально-вертикальный ряд терригенно-карбонатно-сланцевых, в том числе углеродисто-сланцевых, формаций флишовой структуры в рифтогенных и надрифтогенных прогибах с терригенно-вулканогенными формациями задуговых прогибов, формировавшихся синхронно с островодужными вулканогенными комплексами формаций	Лагерально-вертикальный ряд терригенно-карбонатно-сланцевых, в том числе углеродисто-сланцевых, формаций флишовой структуры в рифтогенных и надрифтогенных прогибах с терригенно-вулканогенными формациями задуговых прогибов, формировавшихся синхронно с островодужными вулканогенными комплексами формаций	Вертикальный ряд терригенно-сланцевых (преимущественно терригенных флишовой и турбидитовых) формаций с фазами рифтогенных и надрифтогенных прогибов. Формационные лагеральные ряды геологических формаций не изучались. Лагеральная связь терригенно-сланцевых формаций, в том числе вмещающих золотое оруденение, с синхронными им вулканогенными формациями предполагается	
Рудовмещающие формации	Флишовая углеродсодержащая карбонатно-песчано-сланцевая, туфогенно-карбонатно-сланцевая и вулканогенно-карбонатно-сланцевая углеродсодержащие	Флишовая углеродсодержащая терригенная, карбонатно-терригенная, туфогенно-карбонатно-терригенная	Флишовая песчано-сланцевая углеродсодержащая (турбидитовая) и песчано-сланцевая углеродсодержащая	Песчано-алевро-сланцевая углеродсодержащая (черносланцевая), флишовая песчано-сланцевая углеродсодержащая (аспидная)
Геологический возраст рудовмещающих толщ	От нижнего протерозоя до среднего рифея включительно	От нижнего протерозоя до венда включительно	Каменноугольно-пермский	Девон-триасовый

Окончание таблицы

Элементы-признаки золотоносности	Провинции			
	Енисейская	Ленская	Верхоянская	Яно-Кольмская
Чукотская				
Степень метаморфизма	От зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой с сохранением текстурных особенностей вмещающих пород	От пренит-пумпелеитовой до зеленосланцевой фации с сохранением глинистых минералов		
Интрузивный магматизм и его возраст	Гранитоидный рифей-палеозойский, интрузивно-термокуполные структуры	Гранитоидный палеозой-сский, преимущественно дайковые тела	Гранитоидный палеозой-мезозойский с широким ареалом дайковых полей, интрузивно-термокуполные структуры	
Гидротермально-метасоматические преобразования	Метасоматиты железо-магнезиально-карбонатного состава («бурошапатового») и лиственит-березитоподобного состава с жильной и жильно-прожилковой кварцевой, золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой минерализацией			
Минералого-геохимические	Геохимические аномалии по потокам и вторичным ореолам рассеяния комплекса химических элементов в различных сочетаниях (золото + мышьяк, серебро + золото ± свинец ± цинк ± медь и др.). Комплексные шлиховые аномалии золота ±, галенита ±, халькопирита ±, вольфрамита ±, киновари			
Ведущие золоторудные формации и (минералого-геохимический тип)	Золото-кварц-сульфидная (золотосурьмянистый), золото-кварцевая	Золотосульфидная, золото-кварц-сульфидная, золото-кварцевая	Золото-кварц-сульфидная, золото-кварцевая	Золото-кварц-сульфидная (золотомышьяковистая)
Ведущие элементы-примеси руд типовых месторождений	As, Sb, W, реже Mo, Ag, Hg	As, Ag, Sb, Hg, реже Cu	As, Pb, Zn	As, Sb, Ag, Pb
Типовые золоторудные месторождения	Олимпиадинское, Советское, Благодатнинское	Сухой Лог, Чертово Коряго, Кавказ, Копыловское	Нежданнское, Дуэт, Бриндакит	Майское, Совиное

для Южно-Верхоянской – Au-Ag-Pb-Zn, Куларской – Au-Sb-Hg.

Отметим, что поисковые признаки стратоидных золоторудных месторождений в черносланцевых формациях упомянутых и других провинций определяются сочетанием в пространстве следующих конвергентных признаков:

2.1. *Литолого-фациальных* – углеродсодержащих и безуглеродистых терригенных и терригенно-карбонатных, в том числе туфо- и карбонатсодержащих, толщ с горизонтами, обогащёнными сингенетичной рассеянной вкрапленностью сульфидов (пирит ± арсенопирит, реже пирротин).

2.2. *Структурных (рудовмещающих)*:

- зоны сложнопостроенных неоднократно подновлявшихся разрывных нарушений различной кинематики; в том числе сбросы, сдвиги, надвиги, межпластовые срывы и участки дисгармоничной складчатости течения в призмковых частях разнопорядковых преимущественно антиклинальных складок;

- зоны складчато-разрывных дислокаций третьего и более высоких порядков;

- зоны «вязких» разломов (пластических деформаций в различных сочетаниях) с интервалами будинажа, развальцевания и тектонического разлинзования, а также зонами брекчий, приуроченных преимущественно к породам повышенной жёсткости, в том числе к ранним метаморфогенным кварцевым жилам.

2.3. *Магматических* – комплекс малых интрузий гранитоидного ряда (в том числе в скрытом залегании) с ареалом даек «пёстрого» состава; могут быть выявлены дайки гранитоидов и лампрофиров в различной степени березитизированные или лиственизированные; интенсивность изменений, как правило, незначительная, в околорудном пространстве сохраняются реликты исходных пород и достаточно отчётливо выявляются их первичные текстуры и структуры.

2.4. *Метасоматических* – зоны полистадийных гидротермально-метасоматических образований, включая сингенетичную сульфидизацию (преимущественно пирит ± арсенопирит) и карбонатизацию (преимущественно доломит-анкерит, обозначаемый обобщённым термином «*бурый шпат*») – образования березит-лиственитовой группы формации (в зависимости от состава рудовмещающих толщ) с жильно-прожилковой золотосульфидной и золотокарбонатной минерализацией;

2.5. *Геохимических* – сближенных аномалий вторичных ореолов рассеяния и потоков рассеяния золота (\pm) мышьяка, свинца, цинка, серебра, сурьмы и других элементов-спутников; интенсивность ореолов, их состав и морфология изменяются в зависи-

мости от уровня эрозионного среза и физико-географических условий локализации объекта исследования.

2.6. *Минералогических* – ареалы сульфидной, сульфидно-кварцевой, кварцевой и железисто-карбонатной прожилково-вкрапленной минерализации; количество сульфидов в рудах изменяется от 2 до 5%, редко достигая 10%; типоморфными рудными минералами являются тонкоиглочатый арсенопирит и мышьяковистый пирит, с которыми в некоторых месторождениях связана подавляющая (до 50–90%) часть дисперсного золота; содержание кварца в рудах находится в пределах 15–20%, лишь в ряде месторождений за счёт развития кварцевой жильно-прожилковой минерализации количество его достигает 50–70%, что отражается на технологических свойствах руд.

Указанные выше признаки (преимущественно фациальные и структурно-тектонические) находят своё отражение в *морфологии рудных тел* – преобладают плитообразные, линзообразные, лентовидные, седловидные (тип Бендиго) тела, имеющие размеры в десятки и первые сотни метров по мощности и от сотен метров до первых километров по протяжённости; реже встречаются столбообразные тела, обусловленные сопряжениями разноориентированных систем рудолокализирующих разрывов; подчинённую роль играют залежи вкрапленных и/или прожилково-вкрапленных руд, конформных слоистости.

Сопоставление характеристик основных признаков золотоносности провинций со стратоидными месторождениями золота в черносланцевых формациях отражены в таблице.

Из таблицы следует, что геологические обстановки локализации проявлений со стратоидными месторождениями золота в черносланцевых формациях *характеризуются преимущественно сходными признаками*, несмотря на значительные отличия возрастного диапазона их формирования, вариации структурно-тектонических особенностей строения латерально-вертикального ряда рудовмещающих формаций, а также степени метаморфизма рудовмещающих толщ и состава ведущих попутных элементов-примесей в золоторудных залежах.

Однако, при сходном, но разномасштабном накоплении в разных провинциях рудовмещающих черносланцевых толщ флишоидного строения в прогибах шельфа и склона континента *намечаются и их частные различия, выраженные:*

- в отсутствии (на современном уровне изученности) латерального ряда прогибов с миогеосинклинальным и синхронным ему островодужным режимом осадконакопления в пределах *Верхоянской, Яно-Колымской и Чукотской провинций (ВЯКЧ)* и его

наличием в *Енисейской и Ленской провинциях*;

- различными эпохами формирования рудовмещающих структурно-вещественных комплексов и проявлениями процессов гидротермальной деятельности, связанных с тектоно-магматической активизацией территорий, обусловленной внедрением гранитоидов *верхнерифейского и девонского времени* в Енисейской и Ленской провинциях и *мезо-кайнозойского времени* в провинциях ВЯКЧ области;

- различной минералого-геохимической специализацией проявлений со стратоидными месторождениями золота в черносланцевых толщах по ведущим элементам-примесям в рудных телах. Для рудных залежей в различных сочетаниях характерны:

- в *Енисейской* провинции – As, Sb, W, реже Mo, Ag, Hg, As, Ag, W, Pb, Zn, Sb, Cu;

- в *Ленской* – As, Ag, (реже Cu);

- в *Верхояно-Яно-Колымо-Чукотской* – As, Ag, W, Pb, Zn, Sb, Cu.

Вместе с тем геолого-структурные обстановки локализации проявлений со стратоидными месторождениями золота в рассматриваемых провинциях близки, что выражается в наличии:

- разнопорядковых сложно-складчатых деформаций терригенных, терригенно-карбонатных и туфогенно-карбонатно-терригенных толщ флишоидного строения (черносланцевых) с горизонтами сульфидсодержащих фаций;

- син- и посторогенного гранитоидного магматизма в позднерифей-палеозойские этапы в Енисейской и Ленской провинциях и мезозой-кайнозойские этапы в Верхоянской, Яно-Колымской и Чукотской провинциях;

- неоднократно-подновлявшихся разномасштабных зон тектонического расщепления;

- зон сочетания в пространстве разнообразных по составу золотоносных метасоматитов березит-лиственитового, железо-магнезиально-карбонатного составов и жильной, жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной золотокварцевой, золотосульфидно-кварцевой минерализации в различных сочетаниях на площадях конкретных месторождений;

- сближенных моно- и комплексных аномалий золота и сопутствующих элементов.

Полученные результаты о сходстве и различиях обстановок нахождения стратоидных месторождений золотоуглеродистого семейства в черносланцевых формациях с учётом индивидуальных особенностей строения золоторудных провинций, несмотря на их различия, определяют сходный комплекс видов и методов работ (ППК) на базе созданных в ЦНИГРИ в 1984 и 1987 гг. методических руководств по прогнозу, поискам и оценке золоторудных месторождений в черносланцевых толщах, которые

применяются при проведении поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в Енисейской, Ленской, Верхоянской, Яно-Колымской и Чукотской провинциях в 2014–2021 гг. Этот комплекс с учётом степени изученности территорий базировался на ранее принятой стадийности ведения ГРР.

Вместе с тем учёт выявленных индивидуальных особенностей строения золоторудных провинций с золотоносными черносланцевыми формациями определяет необходимость его уточнения и адаптации к конкретным провинциям, а также дополнение к ранее предложенным методам выявления прямых признаков золотоносности; рекомендуется включить в состав работ новые технологии аэрокосмической съёмки, химико-аналитических исследований, а также усложнённые варианты проходки горных выработок и их опробования в районах с широким развитием перекрывающих рыхлых отложений и курумов, разрабатываемых в ЦНИГРИ А. И. Ивановым (проходка магистральных канав на площадях с рыхлыми отложениями мощностью более 3 м со шлиховым и литохимическим опробованием информативного слоя делювия с шагом 40 (±5) м из шурфов (копущей) всех выявленных зон с видимыми признаками метасоматических изменений).

Современный уровень поисковых работ свидетельствует о необходимости включения в обязательный поисково-оценочный комплекс следующих видов работ:

- топографо-геодезические работы с использованием спутниковой навигации систем GPS и ГЛОНАСС;

- комплексное дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков – создание дистанционной основы (МАКС) масштаба 1:25 000 для всей площади и 1:10 000 с данными дистанционного зондирования (ДЗЗ) со спектральными каналами (не менее 12 каналов) для выделения геологических (литологических, структурно-тектонических и др.) элементов строения площади работ и прослеживания минерализованных зон, установленных на стадии предшествующих работ – на локальных участках;

- наземные профильные и площадные геофизические работы с целью изучения разреза рудовмещающих образований и установления рудоконтролирующих структур;

- магниторазведка масштаба 1:25 000–1:5 000 в пешеходном или в аэроварианте (с использованием дрона);

- электроразведка методами ВП и ЕП по сети 200 × 20–100 × 20 м;

- электроразведка ЗСБ-МПП (петля 50 × 50 м), шаг по профилю 50 м, до глубины 250–300 м;

- электротомография ВП до глубины 200 м (по отдельным профилям);

- геохимические – метод анализа сверхтонких фракций (МАСФ) на локальных участках для оконтуривания потенциально золотоносных зон;
- химико-аналитические исследования (кроме атомно-абсорбционного, пробирного, спектрального количественного и золотоспектрального, при площадных геохимических работах использовать метод ICP-MS);
- изотопно-геохимические исследования сульфидов руд и вмещающих пород;
- структурно-поисковое бурение по опорным профилям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аристов В. В.* Структура распределения золоторудных объектов Яно-Колымской провинции. Выделение, интерпретация и прогнозное значение трендов и рудных линейментов // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60, № 8. – С. 100108–100125.
2. *Буряк В. А.* Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродсодержащих толщах // Геология рудных месторождений. – 1986. – Т. 28, № 6. – С. 31–43.
3. *Забияка А. И., Гусаров Ю. В.* Районирование Енисейской металлогенической провинции // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири: сборник. – Красноярск: КНИИГиМС, 2002. – Вып. 3. – С. 80–89.
4. *Иванов А. И.* Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2017. – 215 с.
5. *Иванов А. И.* Рифейско-палеозойское рудообразование в Байкало-Патомской золоторудной провинции // Разведка и охрана недр. – 2009. – № 12. – С. 3–10.
6. *Конкин В. Д., Галямов А. Л., Донец А. И., Окулов А. В.* Стратиграфические уровни локализации золоторудных и свинцово-цинковых месторождений Енисейской и Ленской провинций // Руды и металлы. – 2019. – № 4. – С. 17–33.

REFERENCES

1. *Aristov V.V.* Struktura raspredeleniya zolotorudnykh ob» yektov Yano-Kolymnskoj provintsii. Vydeleniye, interpretatsiya i prognoznoye znachenije trendov i rudnykh lineamentov [Structure of distribution of gold objects in the Yano-Kolyma province. Identification, interpretation and predictive value of trends and ore lineaments]. Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics], 2019, V. 60, No. 8, pp. 100108–100125. (In Russ.)
2. *Buryak V.A.* Istochniki zolota i soputstvuyushchikh komponentov zolotorudnykh mestorozhdeniy v uglersoderzhashchikh tolshchakh [Sources of gold and associated components of gold deposits in carbon-bearing

Кроме того, на каждой поисковой площади необходимо проведение опытно-методических работ по применению новых методик геохимических и геофизических исследований, а также определение информативности аэрокосмических снимков с различным спектрами фиксации геофизических и геохимических полей применительно к конкретной геологической и физико-географической обстановке ведения работ.

Это, несмотря на увеличение стоимости поисковых работ, позволяет с более надёжной степенью достоверности оценить ресурсный потенциал изучаемой площади.

7. *Курбанов Н. К., Фогельман Н. А.* Гетерогенность и конвергентные ряды месторождений золотоносных рудно-энергетических систем // Отечественная геология. – 1996. – № 1. – С. 11–20.
8. *Сазонов А. М., Ананьев А. А., Полева Т. В., Хохлов А. Н., Власова В. С., Звягина Е. А., Федорова А. В., Тишин П. А., Леонтьев С. И.* Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных поле // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: техника и технологии. – 2010. – Т. 3, № 4. – С. 371–395.
9. *Сидоров А. А.* Глубины и проклятия конвергенции // Вестник Российской академии наук. – 1996. – Т. 66, № 9. – С. 836–840.
10. *Сидоров А. А., Томсон И. Н.* Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогения // Тихоокеанская геология. – 2000. – Т. 19, № 1. – С. 37–49.
11. *Фридовский В. Ю.* Структуры месторождений золота Верхояно-Колымской орогенной области: специальность 04.00.11 «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения»: дис. на соискание учён. степ. докт. геол.-минерал. наук / Фридовский Валерий Юрьевич. – Якутск : Изд-во ЯГУ, 1999. – 408 с.

strata]. Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of ore deposits], 1986, V. 28, No. 6, pp. 31–43. (In Russ.)

3. *Zabiyaka A.I., Gusev Yu.V.* Rayonirovaniye Yeniseyskoj metallogenicheskoy provintsii [Zoning of the Yenisei metallogenic province]. Geologiya i mineral'nyye resursy Tsentral'noy Sibiri: sbornik [Geology and mineral resources of Central Siberia: digest], Krasnoyarsk, KNIIGiMS publ., 2002, Is. 3, pp. 80–89. (In Russ.)
4. *Ivanov A.I.* Zoloto Baykalo-Patoma (geologiya, orudeneniye, perspektivy) [Gold of Baikal-Patoma (geology, mineralization, prospects)]. Moscow, TSNIGRI publ., 2017, 215 p. (In Russ.)
5. *Ivanov A.I.* Rifeysko-paleozoyskoye rudoobrazovaniye v Baykalo-Patomskoy zolotorudnoy provintsii [Riphean-Paleozoic ore formation in the Baikal-Patomskaya gold

- province]. Razvedka i okhrana neдр [Exploration and protection of mineral resources], 2009, No. 12, pp. 3–10. (In Russ.)
6. *Konkin V.D., Galyamov A.L., Donets A.I., Okulov A.V.* Stratigraficheskiye urovni lokalizatsii zolotorudnykh i svintsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy Yeniseyskoy i Lenskoy provintsiy [Stratigraphic levels of localization of gold and lead-zinc deposits in the Yenisei and Lena provinces]. *Rudy i metally* [Ores and metals], 2019, No. 4, pp. 17–33. (In Russ.)
 7. *Kurbanov N.K., Fogel'man N.A.* Geterogennost' i konvergentnyye ryady mestorozhdeniy zolotonosnykh rudno-energeticheskikh sistem [Heterogeneity and convergent series of deposits of gold-bearing ore-energy systems]. *Otechestvennaya geologiya* [Domestic geology], 1996, No. 1, pp. 11–20. (In Russ.)
 8. *Sazonov A. M., Anan'yev A. A., Poleva T. V., et al.* Zolotorudnaya metallogeniya Yeniseyskogo kryazha: geologo-strukturnaya pozitsiya, strukturnyye tipy rudnykh pole [Gold ore metallogeny of the Yenisei Ridge: geological and structural position, structural types of ore fields]. *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Seriya: tekhnika i tekhnologii* [Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies], 2010, V. 3, No. 4, pp. 371–395. (In Russ.)
 9. *Sidorov A. A.* Glubiny i proklyatiya konvergensii [Depths and Curses of Convergence]. *Vestnik Rossiyskoy akademii nauk* [Bulletin of the Russian Academy of Sciences], 1996, V. 66, No. 9, pp. 836–840. (In Russ.)
 10. *Sidorov A. A., Tomson I. N.* Usloviya obrazovaniya sul'fidirovannykh chernoslantsevykh tolshch i ikh metallogeniya [Conditions for the formation of sulfidized black shale strata and their metallogeny]. *Tikhookeanskaya geologiya* [Pacific geology], 2000, V. 19, No. 1, pp. 37–49. (In Russ.)
 11. *Fridovskiy V. Yu.* Struktury mestorozhdeniy zolota Verkhoyano-Kolym'skoy orogennoy [Structures of gold deposits in the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region]. *Yakutsk, YAGU publ.*, 1999, 408 p. (In Russ.)

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера.

Роль планетарной геодинамики в создании астеносферы, конвективных и транстенсионных структур континентальной литосферы

Рассмотрены общие проблемы планетарной геодинамики Земли, начиная с её происхождения в результате разделения спиралеобразного космического вихря на части, создавшего двойную планету Земля–Луна. Исследованы основы происхождения общепланетарной тектонической асимметрии, её роль в зарождении конвекции и образовании вверху мантии неоднородной астеносферы в континентальном и океаническом секторах. Охарактеризованы оригинальная модель геодинамики фрактальной структуры Земли, место в ней ячеистой конвекции разных масштабных уровней, субдукции, сочетание конвективных структур со структурами транстенсии, обусловленными планетарной ротационной геодинамикой и латеральным распространением глубинных масс под океанами.

Ключевые слова: геодинамика, планетарная, ячеистая конвекция, транстенсия, астеносфера, литосфера.

БАРЫШЕВ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, AlexBarGeol@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

The role of planetary geodynamics in the creation of the asthenosphere and convective and transtensional structures of the continental lithosphere

A. N. BARYSHEV

Federal State Budgetary Institution Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

In this work, we consider the general problems of the Earth's planetary geodynamics, starting with its origin as a result of the separation of the spiral-shaped cosmic vortex into parts, which created the double planet – the Earth and the Moon. The fundamentals of the origin of planetary tectonic asymmetry, its role in the origin of convection and the formation of a heterogeneous oceanic and continental asthenosphere overlaying the mantle have been studied. We characterize the original model of the geodynamics of the fractal structure of the Earth, the place in it of cellular convection of different scales, subduction, the combination of convective structures with transtension structures due to planetary rotational geodynamics and the lateral distribution of deep masses under the oceans.

Key words: geodynamics, planetary, cellular convection, transtension, asthenosphere, lithosphere.

Большие площади континентальной литосферы занимают платформы, в том числе древние. Геодинамику этих территорий рассматривают преимущественно в аспекте авлакогенеза, коллизии литосферных плит, террейнов, не уделяя должного внимания вопросам конвекции, геодинамики астеносферы, так как она обычно проявлена плохо, чаще считается отсутствующей. Однако астеносфера играла важную роль при формировании фундамента платформ и развитии минерагении. В фанерозойских активных окраинах континентов процессы конвекции, транстенсии и их следствия затрагиваются при интерпретации многих геологических структур. Следы ана-

логичных структур проявлены на платформах, отражают строение фундамента, но их природа дискутируется. Существует концепция, согласно которой крупные с овальными контурами блоки в фундаменте древних платформ (ядра, нуклеары) образованы громадными астероидами, а энергия их ударов приводила к плавлению крупных масс пород при рождении Земли [11]. Идея импактной (impact – удар) природы расплавов, кратерных структур в качестве астроблем («звёздных ран»), стала считаться вполне естественной при интерпретации ряда молодых овальных структур Земли, а для кратеров Луны она преобладает. Иные представления о связи

таких структур с глубинной адвекцией масс более распространены и обоснованы, но ставят другой вопрос о природе и роли астеносферы в фундаменте континентов.

Противоположные концепции ведут к разным путям исследования территорий. Случайность астрономических исключает закономерности их размещения, снимает генетические вопросы о ранних пластических перемещениях вещества в ячеистых структурах, влияющих на минерагению. Кроме того, значительным упущением таких исследований является малое внимание к соотношению анализируемой системы с внешней средой – важному принципу системного анализа. Поэтому в статье рассматриваются общая геодинамика, сущность тектонических структур планетарного масштаба, дискуссионные черты генезиса ячеистых структур, присущих Земле и Луне.

В том, что геологические структуры, имеющие овалы контуры, широко распространены на кон-

тинентах и в акваториях их активных окраин, нетрудно убедиться, внимательно посмотрев на карту физической географии (рис. 1). Границы территорий, окаймлённые пунктиром и прерывистыми линиями (как провинции, субпровинции), учитывают некоторые геологические их особенности, но в целом весьма условны и не претендуют на завершённое районирование. Реальная же геология намного сложнее.

К ячеям, выраженным в земной коре овалами диаметром от многих сотен до первых тысяч километров, относятся окраинные моря западной периферии Тихого океана, часть внутренних морей Средиземноморья. Вывод об их связи с поднятиями астеносферы в виде ячеек, или диапиров, обоснован геологическими и геофизическими фактами в работах [1, 15, 24]. Существуют представления об этих же структурах как об остатках дна океана. Современная геоморфология ячеек на континентах выражена с разной отчётливостью, но сохранила следы былых

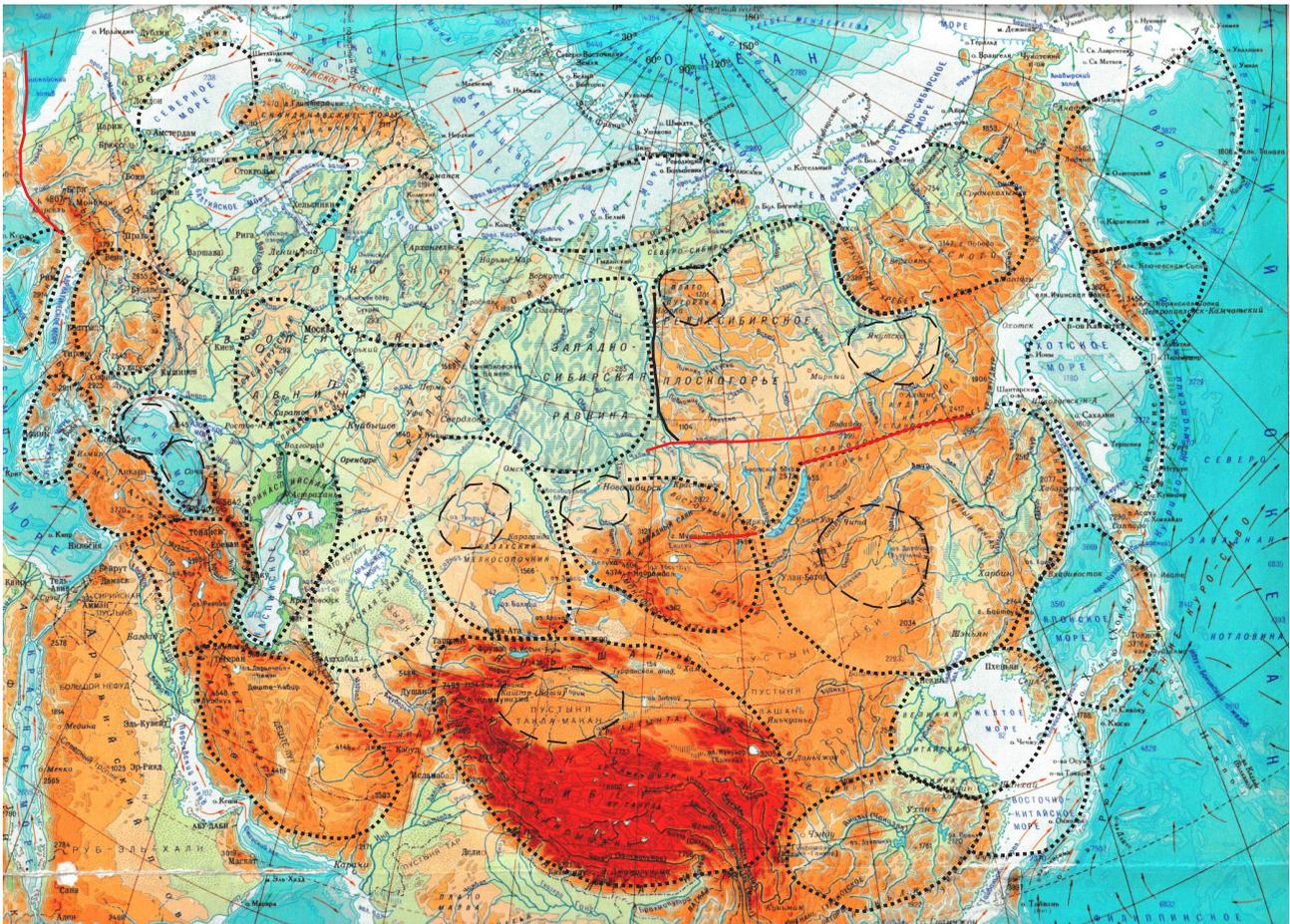


Рис. 1. Овальные контуры структур Евразии, отражающие неустановившуюся ячеистую конвекцию глубинных масс:

красные линии – сдвиги; остальные – см. пояснения в тексте

процессов, так как поднятые крупные массы повышенной плотности неизбежно вызвали их горизонтальное расползание, восстанавливающее нарушенную изостазию. В результате над поднятиями в центре ячей образуются депрессии при «рассредоточенном спрединге», а на периферии происходит их нагнетание («скупивание», орогенез). По-видимому, самой отчётливой ячеей на континентах является Яно-Колымская с её концентрической структурой, обрамляемой хребтами Верхоянским, Сунтар-Хаята и Колымским нагорьем. Общепланетарный западный континентальный дрейф приводит к асимметричному строению ячеей, в результате её расползание трактуется как коллизия плиты с Сибирской платформой, а конвективная суть ячеей упускается из вида. Другая хорошо выраженная ячейка имеет в центре глубокую депрессию Пустыни Такла-Макан, обрамляемую горами Тянь-Шань, Памир, Куньлунь. В плит-тектонической концепции Куньлунь вместе с Гималаями, Тибетом рассматриваются как следствие столкновения плит Азии и Индийского океана, а другие структуры овального ансамбля «как бы не замечаются». Нередко на фоне одной крупной ячеей развиваются более мелкие (Тенгизская на северо-западе Казахской, Барнаульская в Алтае-Саянской, последняя имеет центр у оз. Убсу-Нур). Генетические особенности ячеей на континентах предлагается рассмотреть подробнее с позиции конвективной геодинамики, так как из неё вытекают важные тектонические и минерагенические следствия [26].

Конвекция в последние десятилетия привлекает всё большее внимание геологов в связи с тем, что она объединяет те процессы и структуры, которые ранее рассматривались порознь в тектонике литосферных плит, плюмов разного масштаба и в других концепциях. Кроме того, динамические особенности и структуры конвекции позволяют найти обоснованные решения в дискуссии проблем нуклеаров. Не все геологи допускают возможность участия толщ горных пород в конвекции, ограничивая понимание термина полициклическим круговоротом вещества малой вязкости над нагревателем. Другие, представляя конвекцию как полициклический процесс, считают, что она перемешивает вещество глубин Земли [23]. Чтобы избежать недоразумений в дискуссии, напомним используемые далее главные понятия, термины и динамические основы конвекции. Знание её тектонофизических закономерностей подобно очкам позволяет видеть на разных картах то, что нередко ускользает из внимания или понимания сущности структур и причин их появления.

Общие проблемы конвекции и её проявлений в Земле. Термин конвекция (лат. *convectio* – перенесение) означает перенос массы и теплоты движущейся

средой. Многократное циклическое перемещение относится к установившейся конвекции. В геологии конвекция в подавляющем большинстве случаев неустановившаяся, достигшая лишь определённых фаз развития. Часть ограниченной по фазе и объёму конвекции именуют адвекцией (лат. *advectio* – доставка). В геологии этим термином принято обозначать восходящую ветвь конвекции, а в метеорологии – горизонтальное перемещение облаков. Конвективное латеральное дивергентное распространение (англ. *spread*) масс в геологии именуют спредингом, а в случае наплыва их на фронтальные массы – обдукцией (лат. *obductio* – покрывание). Погружение краевых масс ячеей и подведение их под спрединговые и обдукционные массы именуют субдукцией (лат. *sub* – под, *ductio* – ведение). Сущность субдукции в концепции тектоники плит – лишь одна из её виртуальных моделей, весьма дискуссионная.

Математическая модель неустановившейся конвекции при фазовом её развитии (через 30° в интервале от 0 до 180°) разработана М. А. Гончаровым на основе анализа функции тока (рис. 2) [12]. Результат такой конвекции продемонстрирован Х. Рамбергом при тектонофизическом эксперименте, который ясно показывает развитие зон субдукции в виде сжатых опрокинутых синклиналей по краям конвективной ячеей (рис. 3) [20]. На предыдущем рисунке видно, что эти зоны развиваются не сразу. Реальная субдукционная синклиналь, извлечённая из глубин Земли на юго-востоке Кубы, то есть на северном краю ячеей Карибского моря, подробно рассмотрена в [4, 5].

Условия, при которых возникает и развивается конвекция в однослойной среде за счёт нагревания снизу или иной причины разуплотнения, определяются уравнением Рэлея:

$$R = \frac{\rho \cdot \beta \cdot \Delta T \cdot g \cdot H^3}{a \cdot \eta} \quad \text{или} \quad R = \frac{\Delta \rho \cdot g \cdot H^3}{a \cdot \eta},$$

где R – критическое число Рэлея, ρ – плотность, $\Delta \rho$ – разуплотнение, ΔT – перепад температур в слое, β – коэффициент температурного расширения, g – ускорение силы тяжести, H – мощность конвектирующего слоя, a – коэффициент температуропроводности (скорости выравнивания температур) или иной релаксации, η – динамическая вязкость.

Физическая сущность формулы проста: числитель характеризует архимедову силу, а знаменатель – факторы, препятствующие всплыванию (вязкость, снижающая скорость течения, температуропроводность, ускоряющая остывание, что снижает разуплотнение). Конвекция происходит тогда, когда R достигает определённых («критических») значений. При $R_1 \approx 1700$

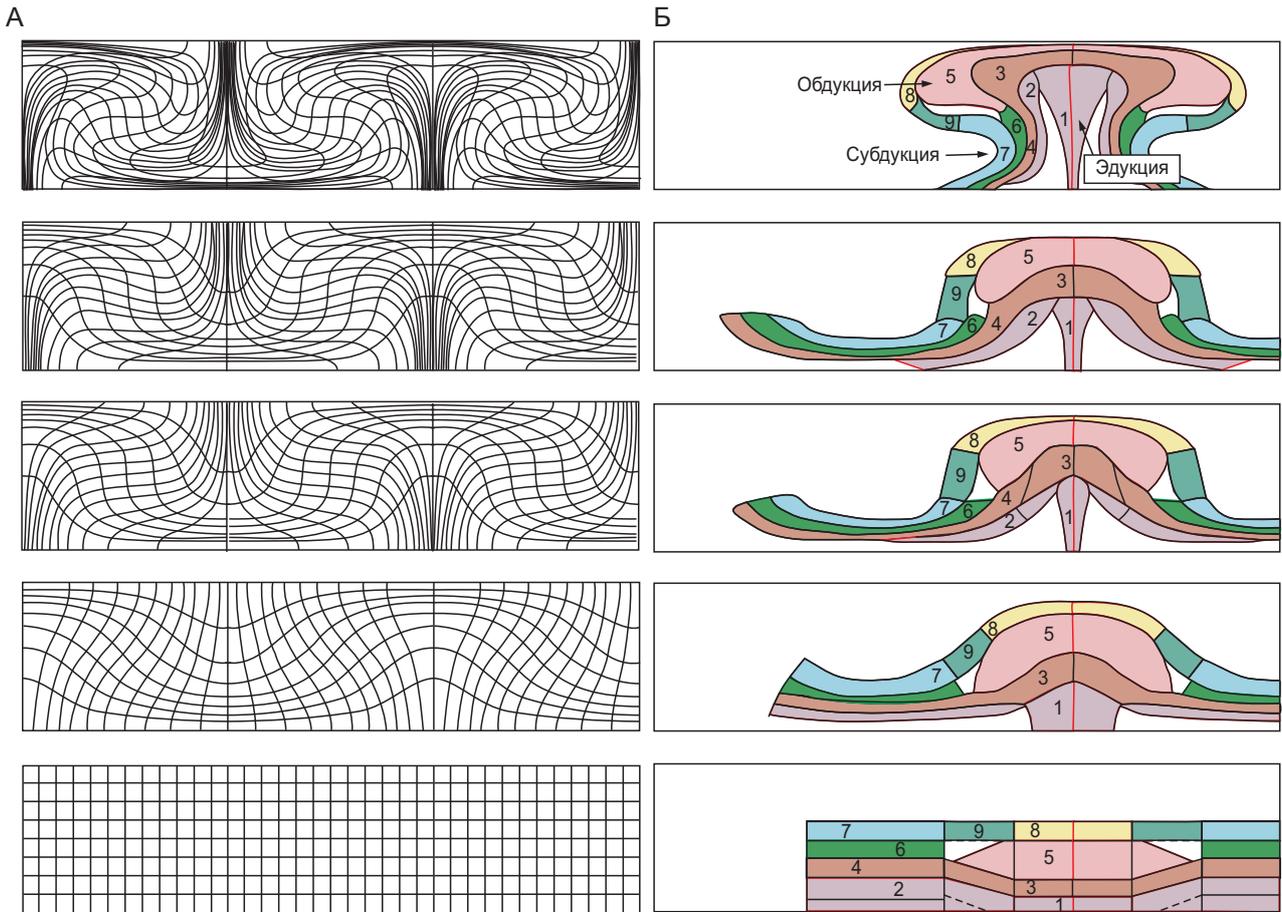


Рис. 2. Математическая модель деформаций слоистой толщи в последовательные фазы (0°, 60°, 90°, 120°, 180°) на разных этапах конвективного процесса (А, по [12]) и нанесённая на неё модель корово-мантийной геодинамической системы, образующей метаморфические толщи литосферы щитов по краям и фундамента платформы в центре (Б):

слои древней литосферы: 1, 2 – мантийные, 3, 4 – габбро-базальтоидные, 5 – гранит-метаморфические, 6 – эффузивных базальтов, 7, 8 – осадочные, 9 – переходных карбонатсодержащих фаций шельфа; субдукция слоёв 4, 6, 7, 9 формирует зелено-каменные толщи, а обдукция слоёв 3, 5 – гранулиты щитов

образуются конвективные валы, а при $R_2 \approx 10^4$ – ячей [14].

Малые вариации температуропроводности у горных пород $a = (6 \div 13) \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$ [25] и величины разуплотнения при одинаковом ускорении g позволяют, исходя из уравнения Рэлея, заключить, что в подобных конвективных системах при уменьшении их размерного параметра на один порядок вязкость должна быть на три порядка меньше [4]. Реальность таких соотношений демонстрируется в ряду систем начиная от вызванных адвекцией астеносферы при вязкости 10^{20} – 10^{21} пуаз под окраинными морями к более мелким ячейкам (см. таблицу в [3]). Учёт этой закономерности очень важен при анализе фрактальности систем, то есть появлении мелких над более крупными при последовательном снижении вяз-

кости в ходе адвекции масс в градиентном температурном поле Земли.

Другая важная особенность развития конвективных систем следует из уравнения подобия времени медленных пластических деформаций, по М. В. Гзовскому [10], и отмеченного выше соотношения размеров и вязкости. Из них следует: с уменьшением размера систем на один порядок, время протекания подобных фаз конвекции уменьшается на два порядка [4]. По этой причине по мере уменьшения размеров фракталов их морфология будет скорее достигать более продвинутых фаз конвекции. Реально это отражается в том, что кратерные формы рельефа чаще присущи системам с диаметром от сотни метров до не более десятков километров. Более крупные ячейки выглядят менее отчетливо.

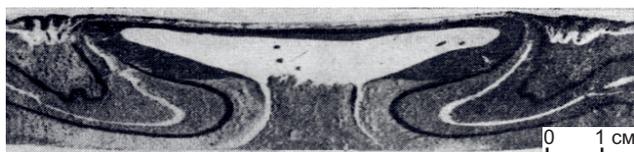


Рис. 3. Субдукционные синклинали на краях конвективной ячейки, согласно модели, полученной при центрифугировании слоистой толщи, состоящей из замазки, модельной глины и силикона [20]

Существуют различия в представлениях о развитии гравитационной неустойчивости на разных глубинных уровнях Земли и о последующих условиях и формах перемещения масс. Это отражается в различии моделей конвекции в земных недрах. Понятие о «конвектирующей мантии» без конкретизации сути и структуры конвективной системы стало неотъемлемым атрибутом концепции тектоники плит. К сожалению, при этом подавляющее большинство моделей не учитывает последовательное снижение вязкости при конвекции и, кроме того, закладывает в неё условия, параметры которых соответствуют числам Рэлея, равным 10^6 и более, то есть нереальным для глубин Земли. Кроме того, обычно не учитываются процессы, которые сопровождают конвекцию крупных масс. К ним относятся восстановление изостазии путём расползания поднятых крупных масс, а также их западный дрейф в ротационном поле Земли относительно опускающихся масс. Ещё одним недостатком ряда моделей, например, предложенных О. Г. Сорохтиным [21], Л. И. Лобковским и В. Д. Котелкиным [16], является то, что фазовые переходы структуры минералов, повышающие плотность в связи с давлением, далее принимаются за причину процесса, при котором путём диффузии плотные фазы «сливаются» в большие резервуары, которые вызывают новый гравитационный эффект. Однако в реальности части таких мелких систем не сольются в один крупный резервуар в отрыве от других частей той же системы. То есть допущение сделано с нарушением принципа эмерджентности: если связи между частями в системах разные (например, электрохимические в мелких, гравитационные в крупных), то они не суммируются в один процесс.

Весьма дискуссионны основные положения моделей общепланетарной конвекции, разработанные сторонниками плиттектоники, представления о происхождении астеносферы, определяющей развитие ячейчатых структур, глубину, морфологию субдукции (главные вопросы нашей статьи), а также возможную роль всего этого в минерации.

Один из крупнейших разработчиков концепции тектоники плит О. Г. Сорохтин рассматривал конвекцию как следствие гравитационной дифференциации Земли, но по-своему. По его схеме, в самом начале архея радиоактивный распад химических элементов и приливная энергия от космических воздействий привели к возникновению первой астеносферы на глубинах около 200–400 км. «Там геотерма разогревающейся Земли достигла уровня начала плавления железа и силикатов» [21]. Кольцевой слой расплавленного железа и его окиси над более лёгкой первозданной «сердцевиной Земли» обеспечили гравитационную неустойчивость и дифференциацию. Опускание расплавленного железного слоя и возрастание его мощности сопровождалось преобразованием над ним частных конвективных ячеек, размер которых постепенно возрастал по мере опускания. Конечным итогом было образование железного ядра Земли на рубеже архея и протерозоя. Одна сторона ядра под экватором имела выпуклость, а противоположная – депрессию. Над выпуклостью располагалась нисходящая ветвь глобальной конвекции и Моногея в литосфере, а над депрессией – восходящая ветвь и Панталасса. Периодически эта одноячейчатая конвекция сменялась двухъячейчатой и наоборот. После архея трижды существовали одноячейчатые конвективные структуры, которым соответствовали Моногея, Мезогейя (или Родиния) и Пангея. Во время двухъячейчатых конвективных структур суперконтиненты должны были разрушаться, образуя обособившиеся материи. По этой схеме общемантийная конвекция в истории Земли совершила три с половиной циклических оборота, во время которых трижды сопровождалась субдукцией литосферных плит до ядра.

Предложенная Л. И. Лобковским и В. Д. Котелкиным [16] модель двухъярусной термохимической конвекции в мантии базируется на трёх постулатах: 1) основная генерация положительной плавучести (относительно лёгкого вещества) происходит на границе ядро–мантия при развитии гравитационной дифференциации мантийного вещества, с образованием *тонкого* слоя лёгкого вещества химического происхождения; 2) основная генерация отрицательной плавучести (тяжёлого вещества) происходит в зонах субдукции океанской коры за счёт *эклогитизации* верхней мантии; 3) конвекция имеет две основные моды – двухъярусную, когда ячейки в нижней и верхней мантии развиваются без обмена веществом через разделяющую их границу шпинель-перовскитового фазового перехода на глубине 670 км, и одноярусную, которая характеризуется прорывом через фазовую границу вещества нижней мантии в верхнюю и, наоборот, *при критическом числе Рэлея, равном 10^6*

(курсив мой, А. Б.). Первое условие (*тонкий слой*) явно не способно вызвать глобальную конвекцию. Второе условие (*эклогитизация*) происходит при повышении давления, то есть толщи, расположенные ниже, не становятся гравитационно неустойчивыми при этом процессе в древней, уже эклогитизированной среде. То есть модель Л. И. Лобковского и В. Д. Котелкина, подобно модели О. Г. Сорохтина, ставит в тупик вопрос о реальной роли крупномасштабной химической дифференциации в конвекции.

Существенно иная модель конвекции, с которой связаны иерархически соподчинённые конвективные системы Земли, предложена М. А. Гончаровым. Им выделены разномасштабные структуры геосфер и наделены их функциями: «Глобальная ГС-1 функционирует во всей мантии и ответственна за создание и распад суперконтинентов. Субглобальная ГС-2 (только в верхней мантии и только под океанами) ответственна за спрединг и субдукцию. Надрегиональная ГС-3 (в геосфере астеносфера + литосфера и только в зонах повышенного теплового потока) ответственна за формирование: а) при повышенных числах Рэлея – мантийных диапиров под окраинными и внутренними морями в зонах субдукции и коллизии; б) при умеренных числах Рэлея – систем линейных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями», продольных в зонах коллизии и поперечных в зонах спрединга. Интерференция ГС разного ранга порождает весь многоликий спектр разномасштабных структур Земли» [13]. Отмечалось то, что глобальная конвекция «не может быть квалифицирована как свободная, происходящая за счёт теплового источника, поскольку данные томографии не дают оснований считать, что в зоне восходящего потока, под Южным полюсом, существует «горячая» мантия. Остаётся предположить, что такая конвекция является вынужденной». К вынужденной, а не естественной М. А. Гончаров относил и конвекцию под окраинными морями, считая её вызванной субдукцией литосферной плиты, то есть не так, как показано на рисунках 2, Б и 3. Схема «иерархически соподчинённых геосфер» М. А. Гончарова опирается на осесимметричную однопольную конвекцию (диапиризм) и на тектонику плит.

Незадолго до приведённой разработки М. А. Гончарова автором этих строк была предложена модель системы конвекции в современной Земле с общей фрактальной структурой, в которой можно предвидеть изменение вязкости конвектирующих масс в зависимости от размера фрактала [4]. Были выделены конвективные системы: I порядка, охватывающие ядро и мантию, а по латерали имеющие размер около 10^4 км; II порядка, охватывающие астеносферу (вязкость 10^{20} – 10^{21} П) и литосферу, а по латерали

(1–2)· 10^3 км; III порядка по латерали $3 \cdot 10^2$ км; IV порядка, охватывающие магматические очаги при их зарождении (вязкость 10^{14} П) и надочаговое пространство, по латерали около 20–30 км; V порядка по латерали 1–3 км. Модель суммирует эффекты фазового развития конвекции в разных сферах Земли, учитывает принцип компенсационной организации тектонического течения; тектонофизические волновые особенности зарождения и протекания конвекции; факторы гравитационного потенциала и изостазии; материалы сейсмической томографии поверхности ядра Земли; морфологию поверхности Земли; уравнения подобия параметров размера, вязкости, времени достижения одинаковых фаз конвекции. Эта виртуальная модель в её первом варианте [4] не учитывала асимметрию современной Земли, повлиявшую на некоторые размерные параметры крупнейших структур. Вместе с тем она раскрывает принципиальные основы формирования большинства из них.

Главная суть модели состоит в следующем. В многослойной сферической структуре Земли конвекция зарождается в первую очередь в сферах с пониженной вязкостью – в жидком ядре и астеносфере. При очень малой вязкости вещества жидкого ядра (значительно менее 10^9 П) в нём возможны конвективные системы разного размера. Вместе с тем должны быть крупные, объединяющие мелкие, подобно тому, как в океане мелкие волны развиваются на фоне крупных. В замкнутом сферическом пространстве количество волн должно быть равно целому числу. Исходя из того, что при зарождении конвекции волновые неоднородности проникают в выше расположенную среду на высоту не более длины волны [19], следовало определить, какие наиболее крупные волны могут оказывать воздействие на мантию, то есть при их длине не менее мощности внешнего ядра, равной 1250 км, какое их число можно уложить на поверхности нагревателя – внутреннего ядра. Таких волн укладывается не более трёх в одном сечении или ровно четыре, если размещать в объёме, подобно вершинам тетраэдра («тетраэдная модель»). Такой модели осложнений поверхности ядра волновыми поднятиями и данным сейсмотомографии (А. Морелли и А. Дзевонски, 1987) соответствует позиция глобальных структур в виде четырёх океанов на поверхности Земли (Тихого, Атлантического, Индийского на юге геоида и Северного Ледовитого). Отрицательным фазам волн соответствуют западная и восточная периферия Тихого океана, Восток Африки, Альпийско-Гималайский пояс (Тетис) и Антарктида. Так как структуры Тетиса занимают в западном полушарии двадцатые широты (Карибский бассейн), а в восточном – сороковые, то максимум северной

положительной волны будет располагаться не у географического полюса, а вблизи современного магнитного.

Мантия не обладает гравитационной неустойчивостью по отношению к более плотному внешнему ядру. Кроме того, их вязкости отличаются почти на двадцать порядков, что препятствует их единству в конвекции двух слоёв. Поэтому на двух уровнях глубин развиваются две системы ячеек, где каждая ячейка первого порядка нижнего уровня вызывает развитие верхней ячейки. При очень малой вязкости жидкого ядра конвекция в нём протекает при втором критическом числе Рэлея. При воздействии самых крупных ядерных ячеек на нижнюю мантию в ней возникают конвективные системы с теми же контурами, но адвекция внутри мантии осуществляется медленно из-за очень большой вязкости, а её структура отвечает лишь начальным фазам конвекции при очень малой скорости перемещения вещества. То есть фактически конвекция в мантии зарождается не как естественная, а как вынужденная, порождаемая естественной конвекцией в ядре. Только на уровне астеносферы в системах II порядка она становится естественной. К настоящему времени в крупнейших мантийных системах (I порядка) под океанами число Рэлея не достигает второго критического значения R_2 . Соответственно вверху этих систем развиваются протяжённые валы и на них срединно-океанические хребты (СОХ).

Другая особенность конвекции мантии в системах I порядка та, что в каждой восходящей ветви конвективной волны начиная с середины мощности мантии (на глубинах около 1000–1700 км) её массы на фоне вертикальной адвекции частично расплываются, и вследствие этого за счёт уменьшения её общей мощности происходит снижение скорости подъёма верхнего уровня мантии. Расположение закономерно – оно обеспечивает восстановление изостазии, нарушаемой при подъёме глубинных масс большой плотности. В смежной среде, окружающей восходящий поток (то есть в глубинных переходных секторах между соседними восходящими фазами волн), происходит латеральный приток масс на уровне средней мантии. Приток распространяется далее не только путём опускания масс в неглубокие впадины ядра, но и в восходящий поток масс верхней части мантии. В нисходящем потоке одновременно происходят полиморфные превращения, уменьшающие удельный объём масс с возрастанием их плотности. В восходящем потоке происходит декомпрессия за счёт уменьшения литостатического давления, что приводит к полиморфным превращениям, увеличивающим удельный объём фаз, к снижению плотности. Но самое примечательное следствие этого процесса – развитие ас-

теносферы, причём более мощной (около 300 км) по сравнению с астеносферой под океаном (около 170 км)¹. Такое распределение мощностей астеносферы парадоксально, учитывая современную подвижность литосферы океана. На основе этого В. Е. Хаин в 1973 г. оценивал мощность астеносферы под ним около 400 км. Но важно отметить, что из-за малой величины коэффициента температуропроводности пород при развитии астеносферы главным является не кондуктивный перенос в них дополнительного тепла, а подъём нагретых (в соответствии с геотермой) на глубине масс в обстановку декомпрессии. Повышенный современный тепловой поток в океане, определяемый только по кондуктивной составляющей, отражает конечный результат процесса в самых верхних зонах геосферы.

Намеченные особенности конвективной геодинамики средней мантии, следующие из теоретических основ, включая изостазию и компенсационную организацию тектонического течения, находятся в одном русле с разработками Ю. М. Пушаровского, предложившего вместо старого деления мантии на верхнюю и нижнюю с границей на глубине 670 км выделять среднюю мантию в интервале глубин 850–1700 км. Выше и ниже заметно меняется сейсмографическая картина на картах её глубинных уровней, а в зонах перехода теоретически должны происходить изменения минеральных фаз [18].

Линейные зоны астеносферы, вверху которых создаются цепочки с звеньями-ячейками диаметром 1–2 тыс. км, последовательно смещаются к востоку относительно континентальных масс, дрейфующих на запад. Такое смещение цепочек с ячейками, выраженными глубокоководными впадинами окраинных морей и обрамляющими их островными дугами, подробно рассмотрено Н. А. Богдановым [7]. Эти цепочки принято относить к активным окраинам, или переходным зонам между океаном и континентом (транзиталям по Л. И. Красному от лат. *transitio* – переход). Объединяя серию смежных разновозрастных цепочек вместе с их фундаментом на всю глубину мантии, предлагается именовать их гипотранзиталами в качестве систем I порядка. Они не следствие поступления плит от оси океанического спрединга, который развивается при первом критическом числе Рэлея R_1 . В моделях, разработанных сторонниками плиттектоники, считается, что литосферные плиты в таких планетарных зонах субдуцируют на глубину

¹ Мощность астеносферы определена автором по плотности очагов землетрясений на вертикальных разрезах под окраинными морями, а под океаном путём расчётов и сопоставления с определениями В. Ю. Косыгиным и В. И. Исаевым в априорных моделях по геофизическим данным [4].

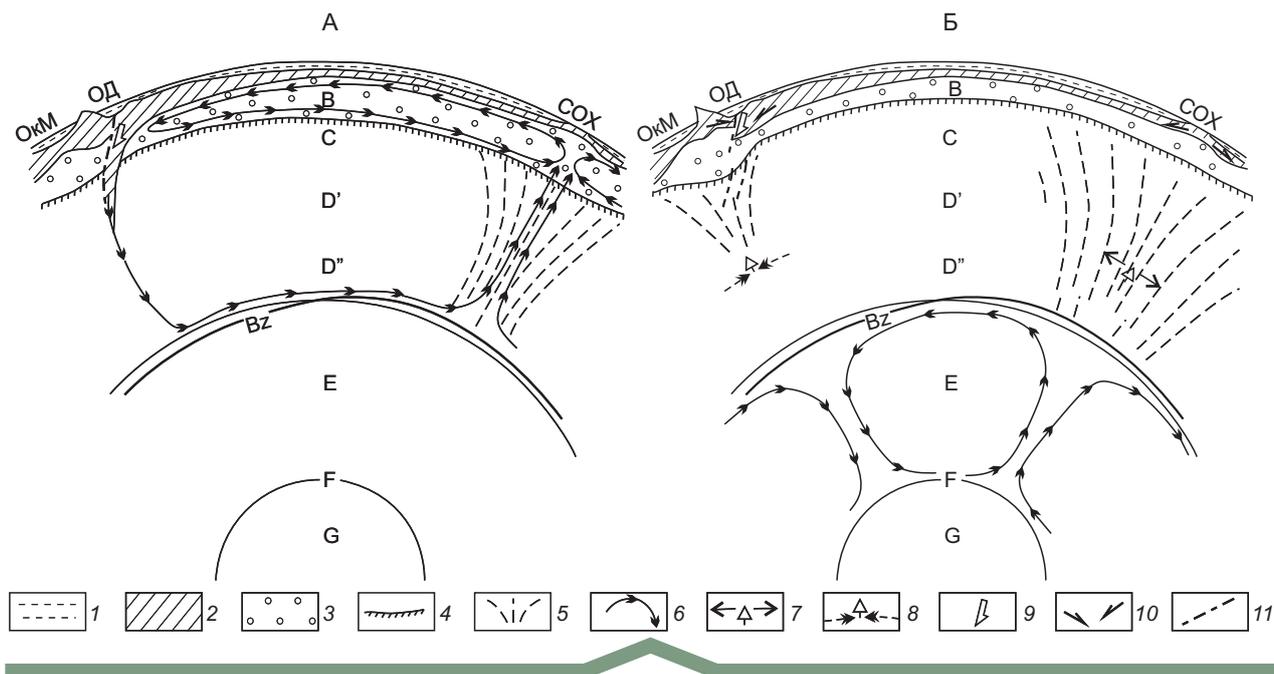


Рис. 4. Модели глобального тектогенеза: А – классической тектоники плит с дополнениями, внесёнными из [22], и Б – разных конвективных систем в жидком ядре и в мантии, предлагаемая как альтернатива первой:

1 – вода; 2 – литосфера; 3 – астеносфера; 4 – поверхность слоя Голицына; 5 – области восходящего потока мантийных масс; 6 – направления конвективных потоков; 7 – вертикальная адвекция (подъём) и вызванный им спрединг средней и верхней мантии; 8 – подъём средней и верхней мантии в гипотранзиталях в результате притока масс со стороны; 9 – субдукция; 10 – сползания литосферы при спрединге; 11 – сейсмофокальные зоны Вадати-Заварицкого-Беньюфа; В, С, D', D'', Е, F, G – слои по К. Буллену; Bz – слой Берзон; COX – срединно-океанический хребет; ОД – островная дуга; ОкМ – окраинное море

всей мантии (рис. 4, А). Вопреки такому представлению, в предлагаемой «тетраэдрической» модели [4] зоны субдукции развиваются лишь на астеносферно-литосферном уровне в краевых частях конвективных ячеек II порядка (см. рис. 4, Б).

Моделям субдукции как важнейшему фактору при дальнейшем обсуждении проблем ячеистой геодинамики, тектоники необходимо уделить особое внимание из-за принципиальных противоречий у исследователей в понимании сути процесса и структур.

Место субдукции во фрактальной конвективной системе. Плейттектоническая модель рассматривает субдукцию как атрибут развития системы первого размерного порядка – океана, на периферии которого субдукция компенсирует разрастание площади плиты при спрединге. Отсюда по скорости спрединга определяют скорость субдукции плиты. Перед тем, как наклонно уйти на глубину, плита не доходит до шельфовых фаций и разрывает литосферу на две или более частей. То есть шельфовые фации, согласно модели, в субдукции не участвуют. Это большой неоправданный пробел модели.

Кроме того, представлению субдукции до ядра Земли препятствует ряд факторов. Фазы конвекции

в нижней мантии мало продвинуты из-за её большой вязкости. Глубже 700 км нет очагов землетрясений – главных свидетелей движений. Установившейся конвекции в нижней мантии (модель О. Г. Сорохтина) препятствует фактор сочетания пространства и вязкости. Плотность масс у основания мантии оценивают величиной около $5,5 \text{ г/см}^3$, то есть не больше, чем в 2 раза по сравнению с её верхом. Площадь поверхности внешнего ядра примерно в 4,5 раза меньше поверхности внешней оболочки конвектирующей мантии. То есть из-за сокращения пространства в глубинах Земли погружающаяся литосферная плита должна была бы там намного уменьшать свой удельный объём и увеличивать плотность либо увеличивать скорость течения, что нереально при громадной вязкости низа мантии. Из-за апвеллинга масс верхней мантии в гипотранзиталях литосферная плита как самостоятельная пластина в конвекции до ядра участвовать не может, так как её фронтальная часть вовлекается в конвекцию вместе с массами соседних ячеистых систем II порядка.

В модели субдукции как краевой части ячеек II размерного порядка при развитии неустановившейся конвекции разрыва литосферы не происходит. Толщи



Рис. 5. Спиральная галактика в созвездии Гончих Псов [8]

сминаются в синклинали, уходящую под ячею, от которой «в ответ» центробежно наплывают (обдущивают) массы, выжимаемые из ячеек (см. рис. 3). Существенное различие разреза океанической и континентальной литосферы приводит к западному дрейфу последней и к асимметрии зон субдукции в структуре ячеек II порядка, вплоть до развития этих зон только с одной стороны.

Естественно, что синклиналичную структуру некорректно аппроксимировать плитами или микроплитами, как и определять скорость субдукции по скорости спрединга. Дугообразная в плане форма зон субдукции коррелирует с ячеистыми структурами, а не с прямолинейными зонами спрединга. То есть плеттктоническая модель субдукции недостаточно корректна для использования её при решении проблем, обсуждаемых в статье.

Природа главной тектонической асимметрии Земли, зарождения астеносферы и конвекции. Приведённая выше модель современной глубинной структуры и геодинамики Земли [4] не принимала во внимание осложнения, выраженные асимметрией Тихоокеанского и Индо-Атлантического полушарий. Коррективы в модель необходимо внести относительно длин волн. Расстояние между Срединно-Атлантическим хребтом (САХ) и центром Индийского океана (в целом это середина между тройным сочлене-

нием спрединговых хребтов и Восточно-Индийского «90-градусного» хребта) составляет лишь 90–95°, а не 120°, по модели, что соответствует не правильному тетраэдру, а трёхгранной пирамиде. Это может быть следствием того, что в древней Земле под Пангеей мощность жидкого ядра была меньше, чем под Панталассой. При распространении волн ядра к востоку (или западном «дрейфе» верхних геосфер) волны вели себя подобно солитонам (solitary wave – уединённая волна), то есть как цунами. Волны цунами уменьшают свою длину, увеличивают амплитуду при подходе к мелководью. Адвективная волна под Панталассой, распространяясь к востоку, должна была сокращать свою длину под Пангеей из-за уменьшения мощности волновода. При этом увеличение амплитуды способствовало возрастанию мантийного апвеллинга и последующему зарождению Атлантического и Индийского молодых океанов, которые расчленили Пангею. При этом на завершающем этапе волна уже не была способна расчленивать азиатскую часть Пангеи полностью, а расчленила Индийским океаном только её южную часть (Гондвану) на Африку, Австралию, Антарктиду.

Существенное различие геологического строения Тихоокеанского и Индо-Атлантического полушарий Ю. М. Пушаровский относил к главной структурной асимметрии планеты, при этом отмечая: «Поскольку в Тихоокеанской области нет никаких признаков существования когда-либо континентов, надо думать, что эта неоднородность очень древняя..., отражает первичную неоднородность планеты» [17, стр. 54–55, 167]. Указывалось на существование асимметрии у других планет земной группы (Луна, Меркурий). Опираясь на существенные вариации изотопного состава химических элементов в метеоритах, Ю. М. Пушаровский пришёл к тому же выводу, что и ранее А. П. Виноградов [9], о существенно неоднородном составе небулы (облака), из которого путём аккреции планетезималей образовалась Земля. Такие облака, или туманности, в космосе обычно имеют форму спиралевидного диска (вихря), в котором центральная часть вращается с большей угловой скоростью. Вихри в космосе имеют фрактальную структуру с подобными системами разного масштаба [8]. Интересным для нас примером подобного вихря, но неизмеримо большего по размерам, чем тот, из которого образовались Луна и Земля, может служить сдвоенный вихрь спиральной галактики созвездия Гончих Псов (рис. 5).

Чтобы не упустить из внимания древние процессы, повлиявшие на отмеченную асимметрию полушарий и вытекающие из этого следствия, необходимо рассмотреть возможные условия происхождения двойной планеты Земля–Луна. Общий центр их масс

всегда находится под поверхностью Земли на расстоянии 4666–4671 км от её центра, то есть на глубине около 1700 км от поверхности (вблизи перехода средней и нижней мантии), и постоянно перемещается в Земле при её вращении, одновременно двигаясь по околосолнечной орбите, сохраняя взаимосвязь двух тел [8].

Сложный (претерпевающий раздвоение) вихрь может имитировать зарождения двойной планеты Луна–Земля. Об их единстве говорит большое сходство базальтов коры, что может указывать на образование их из фрагментов одной и той же спирали вихря. Однако базальтовая кора и верхняя мантия отражают собой состав, по-видимому, самой внешней спирали вихря. Почти вся внутренняя спираль вихря с подавляющей частью железистых планетезималей досталась Земле. В результате средняя плотность вещества Земли составляет $5,515 \text{ г/см}^3$, а Луны $3,347 \text{ г/см}^3$, что близко к значению плотности верхней мантии Земли. Внешняя спираль общего вихря разорвалась на две части, одна из которых досталась Луне, а другая вместе с внутренними спиралями при их аккреции стала Землёй. Место растяжения (уменьшения мощности внешней спирали перед её разрывом) могло отразиться в различии разрезов противоположных сторон сфер как Луны, так и Земли, создав их первоначальную асимметрию.

Разумеется, что общая большая плотность Земли, чем Луны, связана и с большим гравитационным сжатием масс в глубинах нашей планеты. Однако в отличие от Земли, по данным, полученным с опущенных на Луну сейсмических приборов, ядро Луны имеет радиус около 300 км, а земное ядро почти 3500 км. Соотношение радиусов Земли и Луны равно $6378:1737 = 3,67$. Такая непропорциональность отношений радиусов планет и их ядер может указывать на то, что ядра выделились не за счёт дифференциации одинакового однородного по составу космического облака, а захватили разные спирали вихря с разным их составом, но при одинаковом у внешней спирали и сходном по составу с верхней мантией Земли. И это может служить свидетельством правоты представления А. П. Виноградова о том, что при аккреции космического вещества сначала образовалось железное ядро, а потом на него насаждал хондритовый материал, то есть не позже катархея [9], а не как в схеме О. Г. Сорохтина [22]: сначала аккреция однородного вещества, а образование ядра потом, лишь к концу архея. Луна всегда обращена к Земле одной стороной, что возможно в том случае, если раньше их оси вращения были близкими перед аккрецией. Плоскости орбит (плоскости эклиптик) Луны и Земли расходятся под углом около 5° . Это как раз может быть свидетельством того, что прото-Луна оторвалась из той

части спирали, которая расположена немного южнее главной плоскости орбиты Земли. Такая ситуация согласуется с тем, что в составе двойной планеты центр Панталассы тяготеет к южной части одного полушария древней Земли, а комплементарные структуры Луны – её «моря» – находятся преимущественно в северном полушарии на видимой её стороне (рис. 6).

Растяжение внешнего слоя спирали космического вихря и вследствие этого уменьшение его мощности перед разрывом на две части (доставшиеся Земле и Луне) привели к дефициту масс на одной стороне каждой планеты – асимметрии их при их аккреции. Далее это вызвало осложнения ядра и как следствие – зарождение одноволновой неустановившейся конвекции. Развитие её фаз сопровождалось латеральным растеканием масс, восстанавливающим изостазию, как и в описанном выше случае над выпуклостями ядра Земли при современной четырёхволновой (тетраэдрической) модели конвекции. В результате над впадиной ядра в верхней мантии при декомпрессии развилась астеносфера повышенной мощности, а над ней – структуры, соответствующие более продвинутым фазам конвекции, с более мелкими фракталами. Такой вывод имеет принципиальное значение. Он обосновывает то, что под Пангеей в целом были более благоприятные условия для развития астеносферы в верхней мантии, чем под Панталассой. Отсюда естественным представляется развитие ячеистой конвекции и древних ядер (нуклеаров) в слоях континентальной литосферы, что не астероиды их формировали.

Тектонические ансамбли в зонах транстенсии. Расположение крупных овальных структур упорядочено, и они сочетаются с линейными зонами транстенсии, что не может быть следствием случайных ударов космических тел. Транстенсия – превращение (trans) сдвиговой деформации в относительное растяжение (tension). Её тектонофизические основы и геологические примеры затрагивались в статье [6]. Важнейшее свойство транстенсии состоит в том, что она способствует адвекции даже при отсутствии главного фактора гравитационной неустойчивости – инверсии плотностей. Градиент давления, возникающий при транстенсии в поле тектонических напряжений, играет ту же роль, что и разуплотнение в гравитационном поле при конвекции. Длительное поддержание этого градиента возможно за счёт не только гравитационных, но и ротационных сил Земли. Именно длительное поддержание транстенсии с импульсивным усилением служит тому, что почти в одном и том же месте неоднократно на протяжении очень большого интервала времени возрождаются адвекция глубинных масс и магматизм. Это создаёт

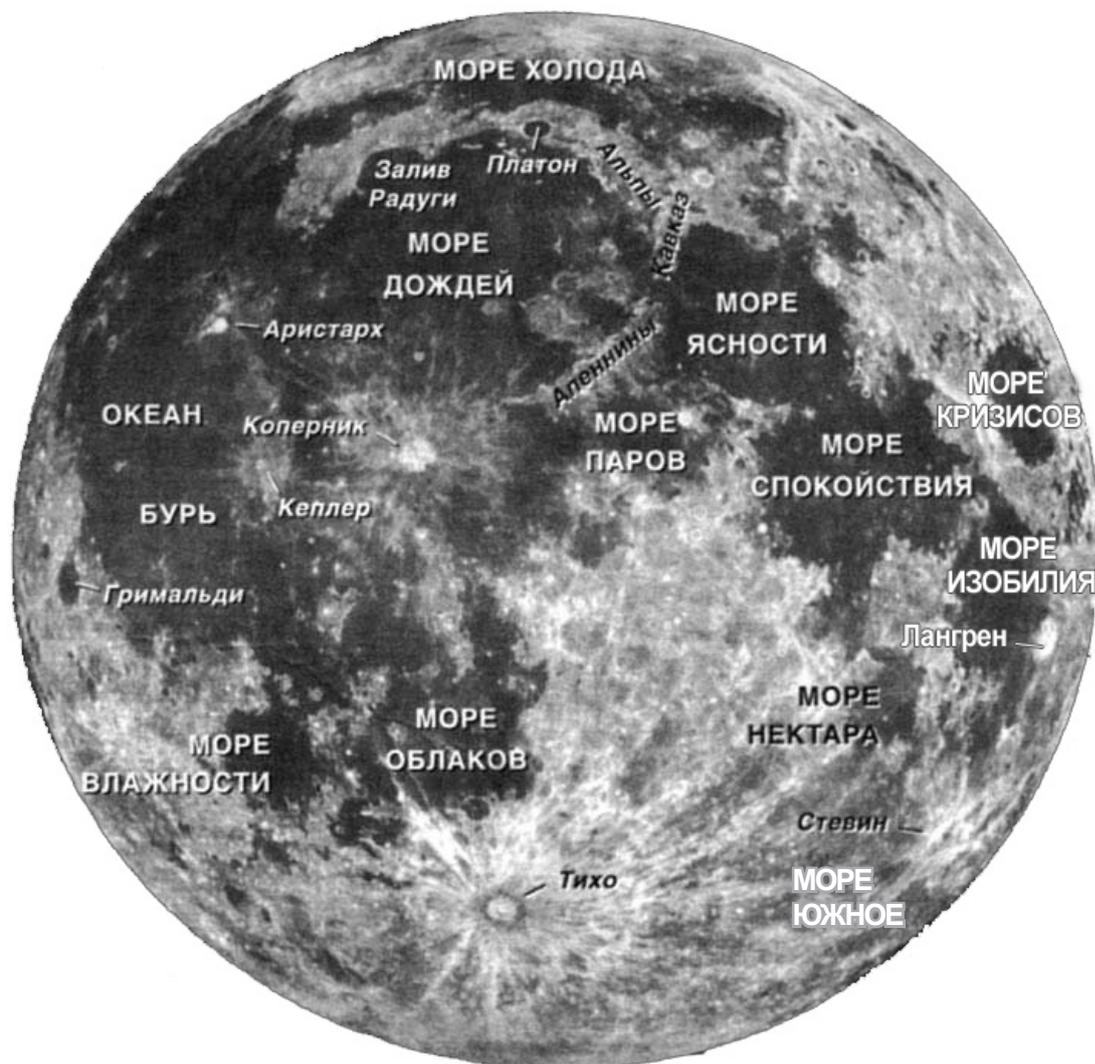


Рис. 6. Позиция ячеистых «морей» и кратеров на Луне [2]

эффект горячей точки или пятна (hot-spot), что не является прямым следствием повышенного теплового потока.

Роль трансстессии в геотектонике явно недооценивается, рассматривается главным образом для бассейнов pull-apart, а сдвигам внимание уделяется применительно к трансформным разломам. Глобальные зоны сдвиговых усилий образуются благодаря факторам, связанным с ротационным режимом планеты, её полюсным сжатием. В результате вдоль зон северо-западного простирания возникают правые сдвиги, а вдоль северо-восточного – левые. Усилия могут возрастать за счёт проградации крупнейших масс подокеанской мантии к северу в обстановке планетерной конвекции с тремя ячейками ядра, центры которых находятся в южном полушарии (согласно тетраэдрической

модели). На западных окраинах подокеанских поднятий формируются цепочки ячеек диаметром в первые тысячи километров, сопровождаемые левыми сдвигами (Восточно-Африканская обстановка относительно Индийского океана), а на восточной окраине подокеанских поднятий – правые сдвиги (обстановка Запада Северной Америки).

Другим отражением ротационного режима в сочетании с гравитационной дифференциацией, приводящего к близширотным сдвигам, является «западный континентальный дрейф». В целом преимущественно континентальные массы северного полушария закручены относительно южного, словно крышка банки, к западу на 35–40°. По-видимому, это одна из причин того, что на территории Евразии часть ячеек в сумме образует близширотные пояса (см. рис. 1).

Сдвиги примыкают к краю серии ячей либо пересекают подобную серию, создавая тектонические ансамбли вдоль цепочек ячей. Так, на востоке Африки от Тетиса на юг развиваются сдвиги вдоль цепочки крупных архей-протерозойских ячей: Афар (тройное сочленение Красного моря, Аденского залива, Восточно-Африканского рифта), следующая ячей с центром у оз. Виктория, а южнее с центром в пустыне Калахари. Транстенсионная обстановка частных рифтогенов на территории ячей Виктории представлена на рис. 7.

Аналогичные тектонические ансамбли присущи северной части Азии. На западе существует тройное сочленение Полярного Урала (имеющего северо-восточное, а не обычное близмеридиональное простирание), Пай-Хоя, а к востоку от них простирается весьма протяжённый рифтоген, трассируемый через Хатангский прогиб. К югу от рифтогена расположены три ячеистых мегапровинции: Западно-Сибирская, Сибирская, Яно-Колымская. Сибирская (подобно Виктории в Африке) осложнена Тунгусской и Анабарской субпровинциями. Транстенсионные рифтогены как в Африке, так и в Азии наложены на более древние ячеистые мегапровинции. То есть эти тектонические ансамбли фиксируют долгоживущие широкие и протяжённые зоны трансенсии. Лево-сдвиговые усилия вдоль Хатангского рифтогена могли влиять на рифтогенное развитие Урала в палеозое.

Важной общей особенностью протяжённых зон трансенсии является периодическое чередование вдоль них ячеистых структур, начиная от масштаба провинции (первые тыс. км) до мелких (километры).

Заключение. При исследовании роли планетарной геодинамики в формировании структур континентальной литосферы рассмотрены предшествующие важные события, повлиявшие на последующие процессы. Это позволило дополнить ранее предложенную автором оригинальную модель фрактальной структуры Земли, учитывая соотношения её с внешней средой. Основные выводы сводятся к следующему.

Образование континентальной литосферы связано не только с процессами геологического развития, но и предопределено зарождением главной тектонической асимметрии планеты. Асимметрия зародилась совместно с комплементарной ей асимметрией Луны на этапах их образования из космического спирального вихря и раздельной разнородной аккреции фрагментов двух его частей.

Неустановившаяся конвекция в нижней мантии является вынужденной по отношению к естественной конвекции в ядре. Неоднородность (асимметрия) привела к разным условиям для восходящих перемещений масс ядра и мантии и соответственно к зарожде-



Рис. 7. Рифтогенные структуры, пересекающие центральную часть ячеистой субпровинции Килиманджаро в восточной части минерагенической провинции Виктория:

в центре провинции, к югу от оз. Виктория чёрным прерывистым контуром ограничена область кимберлитов с алмазонасной трубкой Мвадуи (красная звездочка); к северу от оз. Рудольф расположено Эфиопское нагорье, принадлежащее южной части ячей Афар

нию глобальной одноволновой конвекции в недрах, разделению мантии на два сектора с разными условиями для развития астеносферы. Один сектор конвекции находился над восходящей волной ядра, с поднятием и латеральным расползанием мантии под Панталассой. Другой с латеральным притоком мантийного вещества, с двумя направлениями вертикального растекания вниз к впадине ядра и вверх к Пангее. Это привело к неодинаковым условиям декомпрессии мантии и неравномерному распределению зарождающейся астеносферы в Земле. Меньшей была степень декомпрессии верха мантии под Панталассой, большей – под Пангеей. В секторе Пангеи подъём глубинных масс сопровождался денудацией верхних частей земной коры, что способствовало декомпрессии на глубине. Это же создало наиболее благоприятные условия для ячеистой адвекции при развитии фундамента континентов на одних сторонах планет по сравнению с условиями на противоположных сторонах.

Повышенная мощность астеносферы является главной основой естественной ячеистой конвекции, с которой связаны субдукция и обдукция, увеличивающие мощность базальтового и гранитного слоёв земной коры по краям ячей. Пластические течения в складчатой структуре зон субдукции и обдукции являются главной причиной регионального метаморфизма толщ, ныне повсеместно распространённого в фундаменте древних платформ. Принципиальная

суть геодинамики сохранилась и в фанерозое при смене одноволновой планетарной конвекции на четырёхволновую (тетраэдрическую), обусловившую появление и развитие молодых океанов. Субдукция является краевым эффектом ячеистой конвекции систем с поперечником 1–3 тыс. км. Общепланетарной субдукции литосферных плит до ядра Земли не существует.

Разработанные проблемы геодинамики и связанной с её развитием фрактальной структуры Земли могут быть использованы в качестве основы для систематизации общей планетарной минерогении. Следы закономерно построенного комплекса структур ячеистой конвекции древних толщ с их функциями, а также зоны трансензии, могут служить критериями при районировании и прогнозной оценке территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас геолого-геофизических карт. Берингово море. Масштаб 1:5 000 000–1:1 000 000 / Гл. ред. И. С. Грамберг. – Л. [СПб.]: ВНИИОкеангеология, 1992.*
2. *Атлас офицера. – М. : Военно-топографическое управление, 1974. – 394 с.*
3. *Барышев А. Н. Иерархия конвективных геологических систем и их минерогеническое значение // Отечественная геология. – 2017. – № 1. – С. 19–27.*
4. *Барышев А. Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие: монография. – М. : ЦНИГРИ, 1999. – 263 с.*
5. *Барышев А. Н. Субдукция и проблемы ее палеорекоконструкций // Отечественная геология. – 2004. – № 2. – С. 50–62.*
6. *Барышев А. Н., Хачатрян Г. К. Геодинамика, тектоника алмазоносных систем и минерогения // Отечественная геология. – 2020. – № 6. – С. 88–108.*
7. *Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. – М. : Недра, 1988. – 221 с.*
8. *Викулин А. В. Введение в физику Земли: учебное пособие для геофизических специальностей ВУЗов. – Петропавловск-Камчатский : Изд-во КГПУ, 2004. – 239 с.*
9. *Виноградов А. П. Образование металлических ядер планет // Геохимия. – 1975. – № 10. – С. 1427–1431.*
10. *Гзовский М. В. Основы тектонофизики. – М. : Наука, 1975. – 536 с.*
11. *Глуховский М. З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ: (нуклеарная концепция). – М. : Наука, 1990. – 215 с.*
12. *Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. – М. : Недра, 1979. – 246 с.*
13. *Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С. Введение в тектонофизику: учебное пособие. – М. : КДУ, 2005. – 496 с.*
14. *Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика сплошных сред. – 2-е изд. – М. : Гостехиздат, 1954. – 796 с.*
15. *Левин Л. Э. Геодинамика и вулканизм глубоких окраинных и внутренних морей // Геотектоника. – 1982. – № 4. – С. 72–86.*
16. *Лобковский Л. И., Котелкин В. Д. Двухъярусная термомеханическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия // Проблемы глобальной геодинамики / Под ред. Д. В. Рундквиста. – М. : ГЕОС, 2000. – С. 29–53.*
17. *Пуцаровский Ю. М. Избранные труды: Тектоника Земли. Этюды: в 2 т. Т. 1. Тектоника и геодинамика. – М. : Наука, 2005. – 350 с.*
18. *Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 3–14.*
19. *Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. – М. : Мир, 1970. – 224 с.*
20. *Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. – М. : Недра, 1985. – 399 с.*
21. *Сорохтин О. Г. Жизнь Земли: монография / Рос. акад. естеств. наук. – М. : Институт компьютерных исследований, 2007. – 452 с.*
22. *Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Развитие Земли. – М. : Изд. МГУ, 2002. – 506 с.*
23. *Старостин В. И. Металлогения: учебник. – 2-е изд. – М. : КДУ, 2012. – 560 с.*
24. *Углов Б. Д., Барышев А. Н., Зорина Ю. Г. [и др.] Геоструктуры и минерогения Средиземноморья. – М. : ЦНИГРИ, 2005. – 159 с.*
25. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика / Под ред. Н. Б. Дорфман. – 2-е изд. – М. : Недра, 1984. – 455 с.*
26. *Хачатрян Г. К., Барышев А. Н. Азот и водород в алмазах: следствия минерогении. – М. : ЦНИГРИ, 2022. – 188 с.*

REFERENCES

1. *Atlas geologo-geofizicheskikh kart. Beringovo more. Masshtab 1:5 000 000–1:1 000 000 [Atlas of geological and geophysical maps. Bering Sea. Scale 1:5,000,000–1:1,000,000]. Ed. I. S. Gramberg, Leningrad [St. Petersburg], VNIIOkeangeologiya, 1992. (In Russ.)*
2. *Atlas ofitsera: Karty [Officer's Atlas: Maps]. Moscow, Voenno-topograficheskoye upravleniye publ., 1974, 394 p. (In Russ.)*
3. *Baryshev A. N. Iyerarkhiya konvektivnykh geologicheskikh sistem i ikh mineragenicheskoye znachenije [Hierarchy of convective geological systems and their mineralogical significance]. Otechestvennaya geologiya [Domestic geology], 2017, No. 1, pp. 19–27. (In Russ.)*

4. *Baryshev A. N.* Periodicheskiye geodinamicheskiye i metallogenicheskiye sistemy, ikh razvitiye i vzaimodeystviye: monografiya [Periodic geodynamic and metallogenic systems, their development and interaction: monograph]. Moscow, TSNIGRI publ., 1999, 263 p. (In Russ.)
5. *Baryshev A. N.* Subduksiya i problemy yeye paleorekonstruktsiy [Subduction and problems of its paleoreconstructions]. *Otechestvennaya geologiya* [Domestic geology], 2004, No. 2, pp. 50–62. (In Russ.)
6. *Baryshev A. N., Khachatryan G. K.* Geodinamika, tektonika almazonosnykh sistem i minerageniya [Geodynamics, tectonics of diamond-bearing systems and minerageny]. *Otechestvennaya geologiya* [Domestic geology], 2020, No. 6, pp. 88–108. (In Russ.)
7. *Bogdanov N. A.* Tektonika glubokovodnykh vpadin okrainnykh morey [Tectonics of deep-sea basins of marginal seas]. Moscow, Nedra publ., 1988, 221 p. (In Russ.)
8. *Vikulin A. V.* Vvedeniye v fiziku Zemli: uchebnoye posobiye dlya geofizicheskikh spetsial'nostey VUZov [Introduction to the physics of the Earth: a textbook for geophysical specialties of universities]. Petropavlovsk-Kamchatskiy, KGPU publ., 2004, 239 p. (In Russ.)
9. *Vinogradov A. P.* Obrazovaniye metallicheskh yader planet [Formation of metallic cores of planets]. *Geokhimiya* [Geochem], 1975, No. 1, pp. 1427–1431. (In Russ.)
10. *Gzovskiy M. V.* Osnovy tektonofiziki [Fundamentals of tectonophysics]. Moscow, Nauka publ., 1975, 536 p. (In Russ.)
11. *Glukhovskiy M. Z.* Geologicheskaya evolyutsiya fundamentov drevnykh platform: (nuklearnaya kontseptsiya) [Geological evolution of the foundations of ancient platforms: (nuclear concept)]. Moscow, Nauka publ., 1990, 215 p. (In Russ.)
12. *Goncharov M. A., Talitskiy V. G., Frolova N. S.* Vvedeniye v tektonofiziku: uchebnoye posobiye [Introduction to tectonophysics: textbook]. Moscow, KDU publ., 2005, 496 p. (In Russ.)
13. *Goncharov M. A.* Inversiya plotnosti v zemnoy kore i skladkoobrazovaniye [Density inversion in the earth's crust and folding]. Moscow, Nedra publ., 1979, 246 p. (In Russ.)
14. *Landau L. D., Lifshitz E. M.* Mekhanika sploshnykh sred [Continuum mechanics]. 2nd ed., Moscow, Gostekhizdat publ., 1954, 796 p. (In Russ.)
15. *Levin L. E.* Geodinamika i vulkanizm glubokikh okrainnykh i vnutrennykh morey [Geodynamics and volcanism of deep marginal and inland seas]. *Geotektonika* [Geotectonics], 1982, No. 4, pp. 72–86. (In Russ.)
16. *Lobkovskiy L. I., Kotelkin V. D.* Dvukhyarusnaya termokhimicheskaya model' konveksii v mantii i yeye geodinamicheskiye sledstviya [Two-tier thermochemical model of convection in the mantle and its geodynamic consequences]. *Problemy global'noy geodinamiki* [Problems of Global Geodynamics], Ed. D. V. Rundkvist, Moscow, GEOS publ., 2000, pp. 29–53. (In Russ.)
17. *Pushcharovskiy Yu. M.* Izbranyye trudy: Tektonika Zemli. Etyudy: v 2 t [Selected works: Tectonics of the Earth. Etudes: in 2 volumes]. V. 1. Tektonika i geodinamika [Tectonics and geodynamics]. Moscow, Nauka publ., 2005, 350 p. (In Russ.)
18. *Pushcharovskiy Yu. M., Pushcharovskiy D. Yu.* Geosfery mantii Zemli [Geospheres of the Earth's mantle]. *Geotektonika* [Geotectonics], 1999, No. 3, pp. 3–14. (In Russ.)
19. *Ramberg Kh.* Modelirovaniye deformatsiy zemnoy kory s primeneniyyem tsentrifugi [Modeling of deformations of the earth's crust using a centrifuge]. Moscow, Mir publ., 1970, 224 p. (In Russ.)
20. *Ramberg Kh.* Sila tyazhesti i deformatsii v zemnoy kore [Gravity and deformation in the earth's crust]. Moscow, Nedra publ., 1985, 399 p. (In Russ.)
21. *Sorokhtin O. G.* Zhizn' Zemli: monografiya [Life of the Earth: monograph]. Ros. akad. yestestv. nauk [Russian Academy of Natural Sciences]. Moscow, Institut komp'yuternykh issledovaniy [Institute of Computer Research] publ., 2007, 452 p. (In Russ.)
22. *Sorokhtin O. G., Ushakov S. A.* Razvitiye Zemli [Development of the Earth], Moscow, Publishing House of Moscow State University, 2002, 506 p. (In Russ.)
23. *Starostin V. I.* Metallogeniya: uchebnyy [Metallogeny: textbook]. 2nd ed., Moscow, KDU publ., 2012, 560 p. (In Russ.)
24. *Uglov B. D., Baryshev A. N., Zorina Yu. G [et al.]* Geostruktury i minerageniya Sredizemnomor'ya [Geostuctures and minerageny of the Mediterranean]. Moscow, TSNIGRI publ., 2005, 159 p. (In Russ.)
25. *Fizicheskiye svoystva gornnykh porod i poleznykh iskopayemykh (petrofizika): Spravochnik geofizika* [Physical properties of rocks and minerals (petrophysics): Handbook of geophysics]. Ed. N. B. Dorfman, 2nd ed., Moscow, Nedra publ., 1984, 455 p. (In Russ.)
26. *Khachatryan G. K., Baryshev A. N.* Azot i vodorod v almazakh: sledstviya mineragenii [Nitrogen and hydrogen in diamonds: consequences of minerageny]. Moscow, TSNIGRI publ., 2022, 188 p. (In Russ.)

Геологическое строение четвертичных отложений правобережья р. Большой Оби (север Западной Сибири)

Охарактеризованы основные этапы формирования четвертичных отложений правобережья р. Большой Оби. Впервые для района в стратотипическом разрезе выделен питлярский аллювий, сопоставленный с МИС-7 (II3), и показано его широкое распространение в виде отторженцев внутри хашгортского гляциокомплекса. Приведены опорные разрезы, иллюстрирующие тот факт, что аллювиальные пески района формировались на близком гипсометрическом уровне в результате боковой эрозии и прислоняющейся аккумуляции. Зафиксированы интенсивные изменения по высоте нижнего контакта флювиогляциальных образований, формировавшихся на этапах спуска подпрудных озёр оледенений: тазовского (II4), сопоставляемого с МИС-6, и раннезырянского (III2), сопоставляемого с МИС-5b, d. Именно эти два вреза, интенсивно расчленивших обширные территории на стадиях дегляциации, привели к формированию сложной картины геологического строения четвертичной толщи района. Построена схема взаимоотношений четвертичных отложений для правобережья р. Большой Оби.

Ключевые слова: квартал, стратиграфия, люминесцентное датирование, север Сибири.

ЗОЛЬНИКОВ ИВАН ДМИТРИЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник^{1,3}, zol@igm.nsc.ru

АНОЙКИН АНТОН АЛЕКСАНДРОВИЧ, доктор исторических наук, старший научный сотрудник², anui1@yandex.ru

ФИЛАТОВ ЕГОР АЛЕКСЕЕВИЧ, инженер¹, egorphylatov@gmail.com

ЛЕВИЦКАЯ ПОЛИНА СЕРГЕЕВНА, лаборант^{1,3}, p.levitskaya@g.nsu.ru

ЧУПИНА ДАРЬЯ АНАТОЛЬЕВНА, кандидат технических наук, научный сотрудник^{1,3}, chupina_da@igm.nsc.ru

ГЛУШКОВА НАДЕЖДА ВЛАДИМИРОВНА, кандидат технических наук, научный сотрудник^{1,3}, hope@igm.nsc.ru

БОРДЮГОВА ЕКАТЕРИНА АНДРЕЕВНА, лаборант^{1,3}, e.bordyugova@g.nsu.ru

¹ Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

² Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск

³ Новосибирский государственный университет (НГУ), г. Новосибирск

Geological structure of quaternary deposits of the right-hand bank of the Big Ob river (north of Western Siberia)

I. D. ZOLNIKOV^{1,3}, A. A. ANOIKIN², E. A. FILATOV¹, P. S. LEVITSKAYA^{1,3}, CHUPINA D. A.^{1,3}, GLUSHKOVA N. V.^{1,3}, E. A. BORDYUGOVA^{1,3}

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk

² Institute of Archaeology and Ethnography Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk

³ Novosibirsk state university, Novosibirsk

The main stages of the formation of the quaternary deposits at the right-hand bank of the Big Ob are characterized. For the first time, the Pit'ar alluvium comparable with MIS-7 (II3) was separated into a stratotype. The Pit'ar alluvium is widely distributed as megaclastes in the Khashgort glaciocomplex. Based on the reference sections, it was demonstrated that the local alluvial sands were deposited at a similar hypsometric level as a result of lateral erosion and accumulation. We recorded intensive changes in height of the lower contacts of fluvio-glacial deposits formed at the stages of the descent of the sub-glacial lakes namely at the Tazovsky stage (II4), matched to MIS-6, and the Early Zyryanovsk stage (III2), matched to MIS-5b, d. These two events intensively dissected vast territories at the deglaciation stages that led to the formation of a complex picture of the geological structure of the local quaternary strata. A scheme of relationships of quaternary sediments for the right-hand bank of the Big Ob is constructed.

Key words: quarter, stratigraphy, luminescent dating, north of Siberia.

Согласно официально утверждённой стратиграфической схеме (Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, 2000), на территории Западной Сибири в состав верхнего неоплейстоцена входят четыре горизонта палеоклиматического обоснования: казанцевский межледниковый (130–100 тыс. лет назад), ермаковский (раннезырянский) ледниковый (100–50 тыс. лет назад), каргинский межледниковый (50–25 тыс. лет назад), сартанский (позднезырянский) ледниковый (25–11 тыс. лет назад). Данная последовательность на протяжении полувек считалась эталонной событийно-палеоклиматической шкалой для территории Сибири и служила основой внутрорегиональных корреляций. Долина р. Оби с юга на север пересекает четыре палеогеографических зоны (границы даны условно – ориентировочно по населённым пунктам): внеледниковая (Верхнее Приобье – от Бийска до Томска), перигляциальная (Субширотное Приобье – от Томска до Ханты-Мансийска), ледниковая (Нижнее Приобье – от Ханты-Мансийска до Салехарда и севернее) и морских трансгрессий (Нижнее Приобье – побережье Обской губы севернее Салехарда). Для каждой из них характерны свои наборы генетических типов отложений, отражающие местные особенности морфолитогенеза. Соответственно, для разных районов каждой из этих зон разрабатываются местные стратиграфические схемы, учитывающие конкретную палеогеографическую специфику.

Интересующий нас район охватывает участок палеогляциозоны вдоль правобережья р. Большой Оби от устья р. Казым до слияния рек Большой и Малой Оби (рис. 1). Для низовьев р. Оби региональная стратиграфическая схема была детализирована в конце XX в. С. А. Архиповым [1], который выделил внутри каргинского горизонта три подгоризонта: нижнекаргинский, представленный харсоимским маринием и золотомысским аллювием, верхнекаргинский, представленный аллювием и палеопочвами, а также разделяющий их среднекаргинский возрастом 33–30 тыс. лет, представленный лохподгортской мореной и казыммысским лимногляциалом. Для ермаковского горизонта С. А. Архиповым было так же предложено трёхчленное деление на нижнюю кормужихантскую морену, верхнюю хашгортскую морену и разделяющие их богдашкинские слои возрастом 80–65 тыс. лет. Непосредственно на правобережье р. Большой Оби, согласно [2], геологический разрез начинается с хашгортской морены, надстраивается золотомысским аллювием, который в свою очередь перекрывается казыммысским лимногляциалом. В эти отложения врезаны низкие надпойменные террасы и пойма, а на водоразделе аллювиальная толща замещается лёссовидным субаэральным покровом.



Рис. 1. Район исследований:

1 – район исследований; 2 – опорные разрезы и их номера

Впоследствии при реализации международных проектов PECHORA и QUEEN было получено большое количество новейших радиоуглеродных (AMS) и оптико-люминесцентных (OSL) дат [5, 13 и др.], с учётом которых устоявшиеся стратиграфические построения, основанные на обычном радиоуглеродном анализе, нередко дававшим на севере омоложенные за счёт примеси современной мелкой органики «условно-конечные» даты, были подвергнуты кардинальной ревизии. Возраст морских каргинских отложений оказался соответствующим первому межледниковью верхнего неоплейстоцена (около 130–120 тыс. лет), а возраст казанцевских морских отложений оказался среднеплейстоценовым (около 240–190 тыс. лет). Для хашгортского гляциокомплекса определён среднечетвертичный возраст (ориентировочно в хронологическом интервале 130–180 тыс. лет).

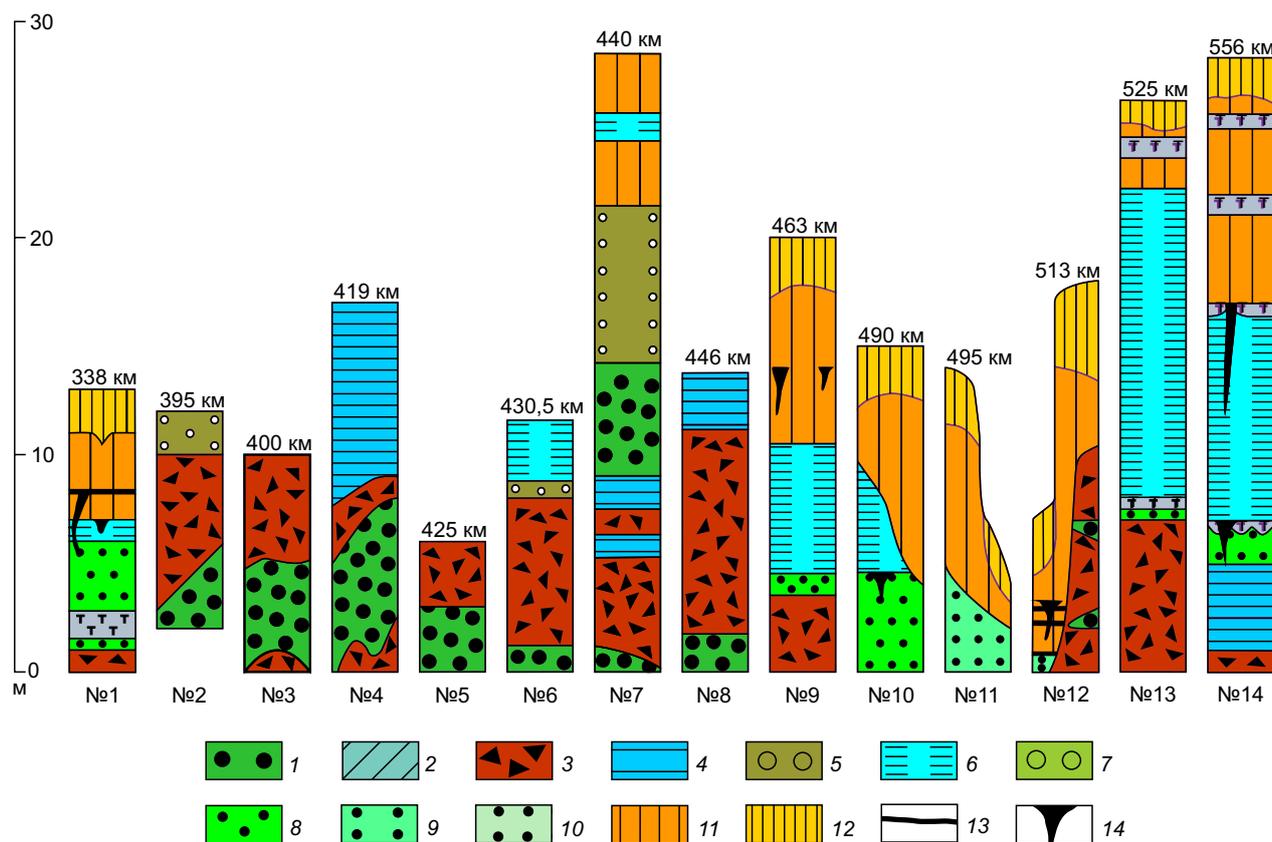


Рис. 2. Опорные разрезы правобережья р. Большой Оби:

1 – питлярский аллювий; 2 – ледник; 3 – хашгортская морена; 4 – хашгортский лимногляциал; 5 – хашгортский флювиогляциал; 6 – казыммысский лимногляциал; 7 – казыммысский флювиогляциал; аллювий: 8 – золотомысский, 9 – кушеватский, 10 – I НПТ; 11 – лопхаринский субаэральный покров; 12 – субаэральный покров LGM; 13 – палеопочвы; 14 – криогенные клинья; сверху колонок указано на каком расстоянии от устья р. Оби находится береговое обнажение

В верхнем неоплейстоцене установлены следы только одного раннезырянского (ермаковского) оледенения (возможно двухстадийного) в хронологическом интервале 100–60 тыс. лет, и выявлено отсутствие в интервале 25–11 тыс. лет сартанского покровного ледника, а также сопряжённого с ним мансийского подпрудного озёра. В результате региональная шкала потеряла стратотипы для первой, третьей и четвёртой ступеней верхнего неоплейстоцена. Кроме того, выделение ряда местных стратиграфических подразделений для Нижнего Приобья было признано необоснованным.

Согласно новым представлениям, южная граница раннезырянского верхнечетвертичного оледенения проходила севернее Салехарда по Сопкейским грядам. В районе р. Большой Оби свидетельствами этого оледенения являются параллельно-слоистые осадки раннезырянского ледниково-подпрудного бассейна,

который затапливал Обскую долину до отметок 60 м над уровнем мирового океана. Геологическим телом, соответствующим этому событию, являются казыммысские озёрно-подпрудные слои, выделенные С. А. Архиповым [2] (см. рисунки 1 и 2, разрез № 14). Стратиграфический аналог золотомысского аллювия (см. рисунки 1 и 2, разрез № 13) – шурышкарский торфяник на левобережье Оби (см. рисунки 1 и 2, разрез № 1) датирован возрастом 133 ± 14 и $141,1 \pm 11,7$ тыс. лет, по измерениям соотношения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ двумя способами; в свою очередь с шурышкарским торфяником скоррелированы аллювиальные отложения р. Оби у р. Пичугуй-Яха (находится севернее нашего района исследований) с OSL датами в интервале 138–125 тыс. лет [4].

Казалось бы, стратиграфическая ситуация существенно прояснилась за счёт введения в научный обиход большого массива новых геохронометрических

данных, что позволило упразднить несколько чрезмерно дробных местных стратиграфических подразделений, оказавшихся невалидными и не отражавшими реальные палеоклиматические события (в частности: харсоимский, лохподгортский, кормужихантский подгоризонты), и, кроме того, удалось существенно откорректировать хронологический диапазон для тех местных стратиграфических таксонов, которые соответствуют реально прослеживаемым геологическим телам (в частности, хашгортская морена, золотомысский аллювий, казыммысский лимногляциал). Однако, проблема расчленения и корреляции геологических разрезов четвертичных отложений для района р. Большой Оби остаётся непростой из-за слабопредсказуемого поведения геологических границ в пределах береговых обрывов вдоль сниженных приречных поверхностей (высотой 10–30 м над бровкой бечевника), не соответствующего парадигме послойно субгоризонтального напластования [7], что, впрочем, не является чем-то неожиданным для палеогляциозоны. Так, кровля хашгортской морены и сопряжённых с ней ленточных глин может как уходить под урез воды Оби, так и воздыматься в береговых обнажениях на 30 м и выше над бровкой бечевника. Здесь и далее под бечевником понимается пологая поверхность прирусловой отмели, получившая своё название из-за бечевы, посредством которой в XIX в. по отлогому берегу тянули баржи бурлаки. Казыммысские лимногляциальные отложения могут как превышать по мощности десятки метров, так и выклиниваться из разреза. Что же касается разновозрастных генераций верхне-четвертичных аллювиальных песков, фактически не различимых по структурно-текстурным особенностям, то они формировались примерно на одном гипсометрическом уровне по принципу последовательного латерального размыва и прислонения, что делает затруднительным их распознавание друг от друга. Геоморфологический критерий в данном районе не эффективен для стратогенетической диагностики четвертичных отложений. Соответственно, под выдержанной субгоризонтальной дневной поверхностью геологический разрез может принципиально меняться через несколько десятков метров вдоль берега. В связи с вышеизложенным важное значение приобретает выявление событийной этапности в истории формирования четвертичных отложений и палеорельефа для построения местной стратиграфической схемы не только в виде стратиграфической колонки, но и в виде схемы взаимоотношений четвертичных отложений. Решению именно этой задачи посвящено данное исследование, выполненное при финансовой поддержке проекта РНФ 22–17–00140.

Этапность формирования, проявленная в опорных разрезах района. Самыми древними четвертичными образованиями правобережья р. Большой Оби являются отторженцы среднечетвертичных аллювиальных песков в хашгортской морене, наиболее представительный разрез которых находится на 395 км от устья р. Оби в 5 км выше по течению р. Большой Оби от пос. Питляр и в 3 км ниже по её течению от р. Питляр (см. рисунки 1 и 2, разрез № 2). Здесь на протяжении более 100 м зафиксирована дугообразная полоса песков до 4–5 м толщиной, подстилаемая (видимая мощность около 1 м над бровкой бечевника) и перекрываемая (видимая мощность до 10 м) диамиктоном хашгортской морены. Над кровлей морены залегают косослоистые хорошо промытые среднезернистые флювиогляциальные пески видимой мощностью 2 м. Возраст песчаного мегакласта определяется по его геологическому положению внутри хашгортской морены. В аналогичной геологической позиции над бровкой бечевника внутри хашгортской основной морены светло-серые пески с косой слоистостью аллювиального типа и сопряжённые с ними палевые алевропески фиксируются в ряде обнажений вдоль правобережья р. Большой Оби [2, 7], в частности на 400, 419, 425, 430,5, 440, 446 км от устья р. Оби (см. рисунки 1 и 2, разрезы № 3–8). Около посёлков Казым-мыс на 552 км и Хашгорт на 440 км внутри этих песков из линз с глиняными окатышами гравийной размерности были получены представительные сборы терриофауны возрастом, определённым в хронологическом диапазоне 300–200 тыс. лет [6].

В значительном количестве обнажений характерными чертами вышеописанных отложений являются их повышенная плотность, а также наличие гляциодинамических деформаций как дизъюнктивного, так и пликативного характера. По местоположению стратотипического разреза между пос. Питляр и р. Питляр эти аллювиальные пески предлагается именовать питлярскими. По стратиграфической позиции они соответствуют третьей ступени среднего неоплейстоцена и могут быть скоррелированы с океанической стадией МИС-7. Ближайшим стратиграфическим аналогом является торфяник, средний возраст которого около 200 тыс. лет (181–236 тыс. лет) из обнажения на р. Сейда в Воркутинской тундре [3]. Очевидно, что питлярские пески являются отторженцами разного размера, перемещёнными на разные расстояния от своего первоначального залегания. Мелкие песчаные включения составляют несколько сантиметров в поперечнике, наклонные чешуи – несколько метров длиной, мегакласты, достигающие сотен метров по протяжённости, являются достаточно типичными для хашгортской морены как на правом борту долины р. Нижней Оби (реки Горная и Большая

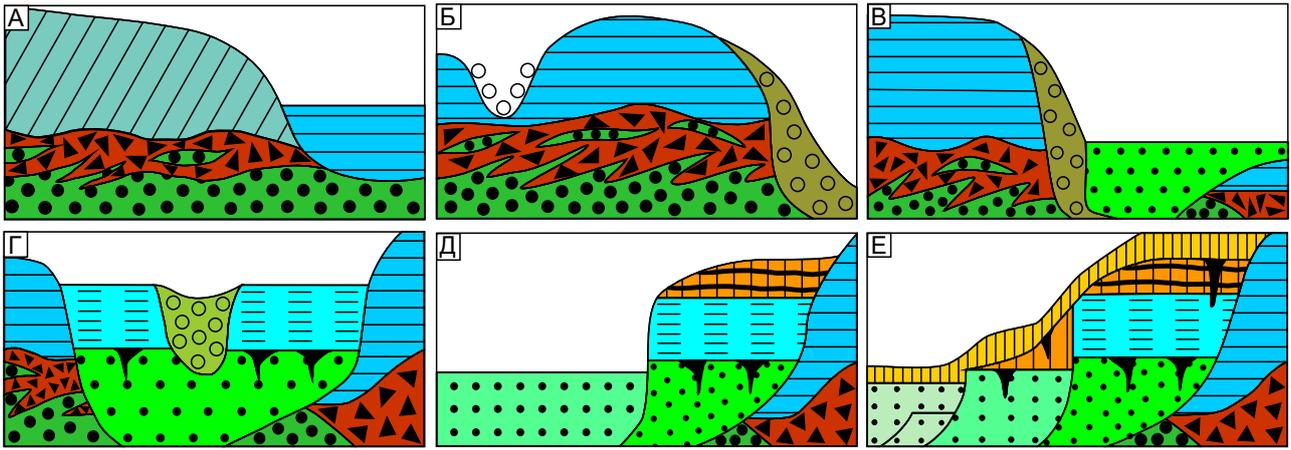


Рис. 3. Этапы формирования четвертичных отложений района:

см. условн. обозн. к рис. 2

Обь), так и на левом её борту (долина р. Сыня, Войкарский и Шурышкарский соры, р. Малая Обь). Тем не менее, несмотря на то, что питлярские пески представляют собой многочисленные аллохтонные геологические тела, заключённые в хашгортском диамиктоне, аккумуляцию питлярской толщи, предшествовавшую хашгортскому оледенению, можно считать первым этапом формирования четвертичной седиментационной последовательности отложений, вскрываемых в береговых обнажениях изучаемого района (рис. 3, А), а стратиграфическое положение самих питлярских песков представляется вполне определённым.

Завершает средний неоплейстоцен на правобережье р. Большой Оби хашгортский гляциокомплекс, традиционно сопоставляемый с тазовским ледниковым горизонтом Сибирской региональной шкалы и с океанической стадией МИС-6 (около 180–130 тыс. лет назад). Он представлен моренными диамиктонами, лимногляциальными ленточными глинами и флювиогляциальными песками [2, 7]. При этом наиболее часто встречаются в береговых обрывах монолитная и чешуйчатая фации основной морены. Опесчанная абляционная морена, приуроченная к кровле основной морены, обычно не превышает по мощности один метр и встречается гораздо реже, поскольку, как правило, уничтожается постгляциальной денудацией [2]. Интересен тот факт, что ленточные глины хашгортского гляциокомплекса залегают не только на кровле морены, но и под её подошвой, а также присутствуют внутри хашгортского диамиктона в виде отторженцев. Это обусловлено тем, что

параллельно-слоистые озёрные осадки формировались в подпрудном бассейне перед фронтом наступавшего с севера ледника (см. рис. 3, А), в результате чего со временем оказывались на ледниковом ложе и вовлекались по гляциошарьяжам в гляциодислоцированную мореносодержащую толщу приподшенной части движущегося ледника. На стадии дегляциации ленточные глины подпрудного бассейна, затопливающего участки, с которых ледник отступил, формировались поверх морен (см. рис. 3, Б).

В завершающий этап дегляциации происходил спуск вод подпрудного бассейна на север по каналам прорыва, которые рассекали ледниковый покров и закладывали современную гидросеть. При этом на обширной площади формировались многочисленные разновразмерные флювиогляциальные эрозионные врезы в кровле хашгортских диамиктонов и ленточных глин (см. рис. 3, В), ориентированные с водораздельных территорий в сторону долины р. Оби. На пойменном расширении р. Оби погребённые палеодолины глубиной до 300 м (врезанные в третичные и даже в мезозойские отложения), которые ориентированы уже субмеридионально, вскрыты буровыми скважинами [8]. Достижение флювиогляциальными врезами таких больших глубин обусловлено низким уровнем мирового океана при деградации оледенений и большими скоростями флювиогляциальных потоков. Врезы могут быть как заполнены песками (см. рисунки 1 и 2, разрезы № 2), участками с гравийногалечниками в подошве, так и не выстилаться флювиогляциальными отложениями, но выполняться более молодыми озёрно-болотными, овражно-балочными

и другими межледниковыми отложениями. Таким образом, кровля хашгортского гляциокомплекса не приурочена к единому гипсометрическому уровню, выдержанному по горизонтали, но представляет собой неровную палеоповерхность, интенсивно изрезанную многочисленными разноразмерными ложбинами флювиогляциального стока [7].

Началу верхнего неоплейстоцена соответствует глубокое потепление, наиболее достоверным свидетельством которого в рассматриваемом районе является торфяник на левом берегу Шурышкарского сора в двух километрах от его впадения в р. Малую Обь на 388 км от устья р. Оби (см. рисунки 1 и 2, разрез № 1). Здесь в полутора метрах над бровкой бечевника залегает торф метровой толщины, сформировавшийся в старично-болотной обстановке при климате теплее современного [2, 9]. В соседних обнажениях вскрыты ленточные глины, подстилающие хашгортские диамиктоны [2]. Уран-ториевые даты, обсуждавшиеся выше, свидетельствуют о том, что шурышкарский торфяник является стратиграфическим маркером, который фиксирует начало первого межледниковья позднего неоплейстоцена, проявленного в изучаемом районе аккумуляцией аллювия (см. рис. 3, В). Стратотип золотомысского аллювия описан С. А. Архиповым на 525 км от устья р. Оби (см. рисунки 1 и 2, разрез № 13) на правом берегу р. Большой Оби у Золотого мыса. Палеоботаническая характеристика этих отложений свидетельствует об их формировании в более тёплом климате, чем современный [2, 9], а возраст по современным радиоуглеродным данным древнее 45 тыс. лет. Учитывая геохронометрические и палинологические данные, следует считать разрезы Золотого мыса и Шурышкарского сора парастратотипами, характеризующими отложения первой ступени верхнего неоплейстоцена (130–100 тыс. лет назад). На рис. 2 золотомысский аллювий присутствует также на 463, 490 км от устья р. Оби (см. рисунки 1 и 2, разрезы № 9 и 10). Стратиграфическое положение золотомысского аллювия в перечисленных четырёх опорных разрезах достаточно надёжно определяется по залеганию между подстилающими отложениями хашгортского гляциокомплекса и перекрывающими казыммысскими варвами, которые ложатся на золотомысский аллювий без размывов и тем более без гляциодислокаций (в отличие от питлярских песков, кровля которых обычно гляциодислоцирована и перекрыта хашгортской мореной).

Следует подчеркнуть облекающий характер подошвы казыммысского лимногляциала, который, например, при перекрывании палеопочв ложится на них без каких бы то ни было признаков денудацион-

ных процессов, целиком сохраняя нетронутым весь почвенный профиль. Формирование собственно казыммысского лимногляциала знаменует собой очередной этап (см. рис. 3, Г), на который приходится затопление речных долин до отметок 60 м над уровнем моря в эпоху нижнезырянского оледенения (см. рисунки 1 и 2, разрезы 1, 6, 7, 9, 10, 13, 14). При этом непосредственно под казыммыскими варвитами фиксируются псевдоморфозы по эпигенетическим повторно-жильным льдам, отражающие нарастающее раннезырянское похолодание. Серия таких клиньев была прослежена детальными расчистками [7] под подошвой казыммысских варвитов от кровли золотомысских песков до 1,5 м вниз, на Горкинском мысу (см. рисунки 1 и 2, разрез 10). Вскрытые в этом разрезе казыммыские отложения мощностью около 6 м обладают чётко выраженным трёхчленным строением. В срединной части проявлено переслаивание песков, алевропесков и алевритов, а в верхней и нижней частях зафиксированы типичные алевропелиты (переслаивание с песками фиксируется также и у самой подошвы). Возможно, наличие песчаных прослоев в середине связано с обмелением приледникового озёра при отступании ледника в ходе двухстадийного раннезырянского оледенения, о котором писалось в [3]. На такую интерпретацию может указывать тот факт, что глубоководные фации подпрудного бассейна представлены ленточноподобными параллельно-слоистыми алевропелитами, типичными для равнинных территорий северной палеогляциозоны, а на склонах затопленной палеодолины Оби в прибрежных частях приледникового палеоозера алевропелиты сменяются переслаиванием алевритов, алевропесков и песков. Более того, на подводных склонах средней крутизны (25–50°) отмечаются текстуры мутьевых потоков и подводного оплывания [7]. В последних случаях эти лимногляциальные осадки нередко принимаются за отложения других генетических типов.

Особо отметим, что казыммысский гляциокомплекс района р. Большой Оби хоть и лишён моренных диамиктонов (поскольку раннезырянский ледник располагался гораздо севернее), но в его составе тем не менее присутствуют флювиогляциальные пески (см. рис. 3, Г), которые не являются приледниковыми зандрами или озами, но отражают этап спуска подпрудно-ледникового озера, воды которого затапливали Обскую долину гораздо южнее конечно-моренных гряд ледника. Спуск подпрудных вод верхнечетвертичного оледенения сопровождался очередной интенсивной площадной эрозионной деятельностью, аналогичной той, которая происходила при дегляциации среднечетвертичного оледенения. Поэтому

геологическая граница, соответствующая данному врезу, также имеет существенную изменчивость по вертикали, то уходя под урез воды, то «задираясь» вверх на высоту несколько десятков метров. Недоучёт этого обстоятельства приводит к тому, что многими исследователями Сибирского севера аллювий выделяется по промытым пескам с флювиальными текстурами на таких высоких отметках, которых р. Обь не достигала в позднем неоплейстоцене (см. рис. 2, разрезы 2, 7).

В отличие от флювиогляциальных песков аллювиальные послеледниковые отложения обычно не встречаются в районе р. Большой Оби на отметках, превышающих 5–6 м над уровнем бечевника. Врезанный в казыммыские ленточные глины аллювий в разрезе у пос. Лопхари (см. рисунки 1 и 2, разрез 12) перекрывается оторфованной гидроморфной палеопочвой, возраст которой составляет 50–45 тыс. лет [7]. В разрезе Кушеват (см. рисунки 1 и 2, разрез 11) из отложений палеоручья, непосредственно перекрывающих этот аллювий, получена серия дат по костным остаткам около 40 тыс. лет. Кушеватский аллювий вскрыт серией шурфов и раскопов и представляет собой косослоистые и параллельно-слоистые хорошо промытые среднезернистые пески субфации прирусловой отмели. В них встречаются текстуры восходящей ряби течения и плоскопараллельно-косая слоистость. В неэродированных прикровельных участках прослеживаются маломощные (несколько дециметров) мелкие параллельно-субгоризонтально-слоистые алевритисто-пелитистые пески пойменной фации, к которым приурочена серия мелких (5–15 см в поперечнике) конволюций.

Традиционно на севере Западной Сибири косослоистые пески возрастом 50–25 тыс. лет (см. рис. 3, Д) отождествляются с аллювиальным ярусом II надпойменной террасы (НПТ). Севернее, в области морских трансгрессий на Ямале II НПТ более чётко выражена в рельефе, и для аллювия её нижней части получены геохронометрические данные в интервале 50–36 тыс. лет назад [12]. Однако, как уже говорилось ранее, в районе р. Большой Оби представление о лестнице разновысотных террас, для площадки каждой из которых присущ самостоятельный выдержанный по горизонтали гипсометрический уровень, оказалось не состоятельным. Более того, на этой территории возникла проблема выделения террас как геоморфологических объектов. Так, золотомысский аллювий в качестве самостоятельной IV НПТ не может быть вычленен по морфологии рельефа, так как он облекаяще перекрывается казыммыским лимногляциалом и поэтому не имеет выраженных на дневной поверхности площадки, тылового шва, бровки и уступа. В свою очередь, не только подошва, но и

кровля казыммыского лимногляциала за счёт плащеобразного залегания по бортам долины, как правило, не залегает субгоризонтально и в сечении береговыми обрывами на малых расстояниях сильно варьирует по высоте. В связи с этим теряются геоморфологические предпосылки выделения подпрудно-озёрной III НПТ.

Кушеватский аллювий, который соответствует II НПТ как стратиграфическому подразделению региональной схемы, занимает примерно то же гипсометрическое положение, что и золотомысский. Севернее, на Ямале для МИС-3 на обширных территориях картированы озёрные и дельтовые осадки, которые подпруживались, по мнению авторов этой карты [12], полями «мёртвого льда». При этом для района р. Большой Оби следует учитывать, что возраст конкретной пачки кушеватского аллювия в каждом конкретном разрезе может охватывать всего лишь несколько тысяч лет из всего хронологического диапазона от 60 до 25 тыс. лет назад в зависимости от времени последнего меандрирования р. Оби в конкретном месте.

Начиная с 25 тыс. лет назад фиксируется глубокая регрессия мирового океана, обусловленная последним ледниковым максимумом (LGM), который на севере Западной Сибири проявился в виде мелких горно-долинных ледников на Полярном Урале и небольшом оледенении, оконтурившем плато Путорана [3]. В связи с этим базис эрозии и водность рек понизились, что привело к понижению уровня эрозионно-аккумулятивной деятельности речной сети (см. рис. 3, Д). Об этом, в частности, свидетельствуют низкие высоты (на уровне затопления современной поймы) культуросодержащих горизонтов памятников верхнего палеолита Луговское и Комудваны в Нижнем Приобье [10]. Потепление 15–12 тыс. лет назад привело к аккумуляции аллювия I НПТ на более высоких отметках (см. рис. 3, Е), чем в начале и середине LGM.

На этапе позднечетвертичной истории изучаемой территории, который связан с формированием II НПТ (см. рис. 3, Д) и I НПТ (см. рис. 3, Е), на водораздельной правобережной возвышенности аллювий фациально замещался субаэральным покровом: навейными лёссовидными алевритами, перевейными песками, озёрно-термокарстовыми осадками, солифлюксиями, делювиальными слоистыми алевритами и алевропесками склонового смыва и др. В районе пос. Лопхари (см. рис. 2, разрез 12) лёссовидные отложения мощностью до 6 м, залегающие поверх кушеватского аллювия II НПТ, датированы по трём палеопочвам серией дат в интервале от 51 до 36 тыс. лет назад [8]. Время последнего ледникового максимума (25–15 тыс. лет назад) отражено формированием опесчаненных лёссовидных алевритов

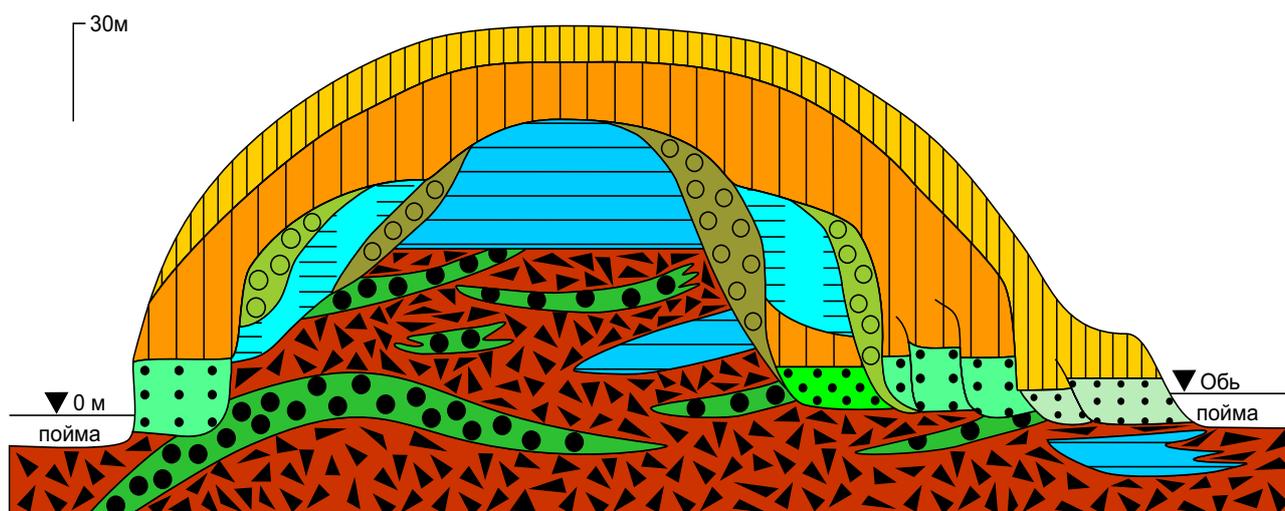


Рис. 4. Схема взаимоотношений четвертичных отложений на правом берегу р. Большой Оби:

30 м – ориентировочный уровень над уровнем р. Большой Оби; см. условн. обозн. к рис. 2

более светлых, чем нижележащие, и субэвральные пески, которые во многих разрезах имеют в подошве псевдоморфозы по эпигенетическим повторно-жильным льдам (см. рис. 3, Е). Последние 11,5 тыс. лет формируются пойменные, озёрно-термокарстовые, солифлюкционные, болотные отложения и почвы.

Заключение. Таким образом, историю формирования четвертичных отложений на правом берегу р. Большой Оби можно представить в виде событийной последовательности, хронологические диапазоны которой приводятся ориентировочно (рис. 4): 1) 180–250 тыс. лет назад (МИС-7) питлярский аллювий; 2) 180–130 тыс. лет назад (МИС-6) хашгортский гляциокомплекс: нижняя пачка ленточных глин, диамиктон основной морены с отторженцами питлярских песков и хашгортских ленточных глин, верхняя пачка ленточных глин, флювиогляциальные пески; 3) 130–100 тыс. лет назад (МИС-5 е) золотомысский аллювий и шурышкарский палюстрий; 4) 100–60 тыс. лет назад (МИС-5b, d) казыммысский гляциокомплекс: лимногляциальные ленточные глины и флювиогляциальные пески этапа спуска подпрудного озера; 5) 60–25 тыс. лет назад (МИС-3): кушеватский аллювий, лопхаринский субэвральный комплекс; 6) 25–15 тыс. лет назад (МИС-2) субэвральная покров (опесчаненные лёссы и золовые пески); 7) 15–11,5 тыс. лет назад I НПТ; 8) последние 11,5 тыс. лет назад (МИС-1) пойменная терраса, голоценовые торфяники, почвы, солифлюксий и др.

Учитывая вышеизложенное, следует признать, что хорошо промытые косослоистые пески без палеон-

тологического и геохронометрического датирования не могут выступать в качестве автономных геологических реперов. Это обусловлено тем, что аллювиальные пески р. Большой Оби как среднечетвертичного, так и верхнечетвертичного возраста формировались примерно на одном геоморфологическом уровне по принципу горизонтального прислонения, а флювиогляциальные отложения верхнего и среднего неоплейстоцена могут быть встречены как в самой верхней части разреза, так и под урезом воды в реке. Вместе с тем определённые типы строения геологического разреза могут служить стратогенетическими индикаторами. Для питлярских песков характерно наличие разномасштабных гляциодислокаций (в частности гляциомеланжа), которые зачастую фиксируются даже тогда, когда перекрывающая отторженец хашгортская морена отсутствует в конкретной расчистке. Наличие над аллювиальными песками параллельно-переслаивающихся алевропелитов, алевритов, песков казыммысской пачки указывает на то, что эти аллювиальные пески, вероятнее всего, золотомысские. Геоморфологическая позиция на высотах более 5 м над бровкой бечевника средне- и крупнозернистых песков мощностью 5–10 м (и более) со слоистостью флювиального типа с большой степенью уверенности позволяет диагностировать их как флювиогляциальные этапы спуска ледниково-подпрудного озера.

В общем случае следует ожидать, что толщина субэвральная покров над аллювием II НПТ будет существенно больше, а сам он будет гораздо сложнее

по строению, чем покров над аллювием I НПТ. Вместе с тем имеются примеры [7], когда конкретное соотношение аккумулятивных и денудационных процессов приводило к стратиграфической инверсии, когда высота площадки I НПТ оказывалась выше II НПТ. В качестве основных геологических реперов в разрезах могут выступать хашгортский и казымский гляциокомплексы, соответствующие региональным оледенениям. Таким образом, несмотря

на то, что правобережье р. Большой Оби, находясь в зоне сочленения Обской палеодолины и водораздела, обладает сложными пространственными сочетаниями разновозрастных и разнофациальных геологических тел, всё же удалось построить внутренне не противоречивую модель взаимоотношений четвертичных отложений района.

Исследования выполнены в ИГМ СО РАН при финансовой поддержке проекта РНФ 22–17–00140.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов С. А.* Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 12. – С. 1836–1884.
2. *Архипов С. А., Вотах М. Р., Гольберт А. В., Гудина В. И., Довгаль Л. А., Юдкевич А. И.* Последнее оледенение в Нижнем Приобье. – Новосибирск : Наука, 1977. – 213 с.
3. *Астахов В. И.* Четвертичная геология суши: учебное пособие. – СПб. : Из-во Санкт-Петербургского государственного университета, 2020. – 440 с.
4. *Астахов В. И., Арсланов Х. А., Максимов Е. В.* Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Доклады РАН. – 2005. – Т. 401, № 1. – С. 95–99.
5. *Астахов В. И., Назаров Д. В.* Стратиграфия верхнего плейстоцена севера Западной Сибири и её геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 36–47.
6. *Бородин А. В., Косинцев П. А.* Млекопитающие плейстоцена севера Западной Сибири // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. – М. : Геос, 2001. – С. 244–252.
7. *Зольников И. Д., Аношкин А. А., Постнов А. В., Выборнов А. В., Филатов Е. А., Васильев А. В., Пархомчук Е. В.* Проблемы расчленения и корреляции аллювиальных отложений неоплейстоцена Нижнего Приобья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021. – № 10. – С. 18–27.
8. *Зольников И. Д., Гуськов С. А., Мартысевич У. В.* О вероятности формирования части четвертичных палеоврезов на севере Сибири термоэрозийными процессами // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII, № 3. – С. 3–10.
9. *Лаухин С. А., Арсланов Х. А., Шилова Г. Н., Величневич Ф. Ю., Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю., Чернов С. Б., Тертычная Т. В.* Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Доклады Академии Наук. – 2006. – Т. 411, № 4. – С. 540–544.
10. *Макаров С. С., Зольников И. Д., Аношкин А. А., Резвый А. С., Постнов А. В., Выборнов А. В.* Освоение Нижнего Приобья в позднем плейстоцене по археологическим данным // Вестник НГУ. Серия: История, филология. – 2021. – Т. 20, № 5. – С. 43–54.
11. *Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Под ред. В. С. Волковой, А. Е. Бабушкина.* – Новосибирск : СНИИГиМС, 2000. – 64 с.
12. *Nazarov D. V., Nikolskaia O. A., Zhimanovskiy I. V., Ruchkin M. V., Cherezova A. A.* Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, -60-35 ka // Quaternary Science Reviews. – 2022. – V. 289. – P. 107614.
13. *Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al.* Late Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. – 2004. – V. 23, № 11–13. – P. 1229–1271.
3. *Astakhov V. I.* Chetvertichnaya geologiya sushi: uchebnoye posobiye [Quaternary geology of land: a tutorial]. St. Petersburg State University Publishing House, 2020, 440 p. (In Russ.)
4. *Astakhov V. I., Arslanov Kh. A., Maksimov Ye. V.* Vozrast mezhdlednikovogo torfyanika na Nizhney Obi [Age of the interglacial peat bog on the Lower Ob]. Doklady RAN [Reports of the Russian Academy of Sciences], 2005, Vol. 401, No. 1, pp. 95–99. (In Russ.)
5. *Astakhov V. I., Nazarov D. V.* Stratigrafiya verkhnego pleystotsena severa Zapadnoy Sibiri i yeye geokhronometricheskoye obosnovaniye [Upper Pleistocene stratigraphy

REFERENCES

1. *Arkhipov S. A.* Khronologiya geologicheskikh sobyitiy pozdnego pleystotsena Zapadnoy Sibiri [Chronology of geological events of the late Pleistocene of Western Siberia]. Geologiya i geofizika [Geology and geophysics], 1997, Vol. 38, No. 12, pp. 1836–1884. (In Russ.)
2. *Arkhipov S. A., Votakh M. R., Gol'bert A. V., Gudina V. I., Dovgal' L. A., Yudkevich A. I.* Posledneye oledeniye v Nizhnem Priob'ye [The last glaciation in the Lower Ob region]. Novosibirsk, Nauka publ., 1977, 213 p. (In Russ.)

- of the north of Western Siberia and its geochronometric substantiation]. Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional geology and metallogeny], 2010, No. 43, pp. 36–47. (In Russ.)
6. *Borodin A. V., Kosintsev P. A.* Mlekopitayushchiye pleystotsena severa Zapadnoy Sibiri [Pleistocene mammals of the north of Western Siberia]. Mamont i yego okruzheniye: 200 let izucheniya [Mammoth and its environment: 200 years of study], Moscow, Geos publ., 2001, pp. 244–252. (In Russ.)
 7. *Zol'nikov I. D., Anoykin A. A., Postnov A. V., Vybornov A. V., Filatov Ye. A., Vasil'yev A. V., Parkhomchuk Ye. V.* Problemy raschleneniya i korrelyatsii allyuvial'nykh otlozheniy neopleystotsena Nizhnego Priob'ya [Problems of subdivision and correlation of Neopleistocene alluvial deposits in the Lower Ob region]. Geologiya i mineral'no-syr'yevyye resursy Sibiri [Geology and mineral resources of Siberia], 2021, No. 10, pp. 18–27. (In Russ.)
 8. *Zol'nikov I. D., Gus'kov S. A., Martysevich U. V.* O veroyatnosti formirovaniya chasti chetvertichnykh paleovrezov na severe Sibiri termoerozionnymi protsessami [On the probability of formation of a part of Quaternary paleoincisions in northern Siberia by thermal erosion processes]. Kriosfera Zemli [Cryosphere of the Earth], 2004, Vol. 8, No. 3, pp. 3–10. (In Russ.)
 9. *Laukhin S. A., Arslanov Kh. A., Shilova G. N., Velichkevich F. Yu., Maksimov F. Ye., Kuznetsov V. Yu., Chernov S. B., Tertychnaya T. V.* Paleoklimaty i khronologiya srednevyurmского megainterstadiala na Zapadno-Sibirskoy ravnine [Paleoclimates and Chronology Middle Wurm megainterstadial in the West Siberian Plain]. Doklady Akademii Nauk [Reports of the Academy of Sciences], 2006, Vol. 411, No. 4, pp. 540–544. (In Russ.)
 10. *Makarov S. S., Zol'nikov I. D., Anoykin A. A., Rezvyay A. S., Postnov A. V., Vybornov A. V.* Osvoyeniye Nizhnego Priob'ya v pozdnem pleystotsene po arkheologicheskim dannym [Vybornov A.V. Exploration of the Lower Ob region in the late Pleistocene according to archaeological data]. Vestnik NGU. Seriya: Istoriya, filologiya [Bulletin of NGU. Series: History, Philology], 2021, Vol. 20, No. 5, pp. 43–54. (In Russ.)
 11. *Unifitsirovannaya regional'naya stratigraficheskaya skhema chetvertichnykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Unified Regional Stratigraphic Scheme of Quaternary Deposits of the West Siberian Plain]. Ed. V. S. Volkovoy, A. Ye. Babushkina, Novosibirsk, SNIIGGiMS publ., 2000, 64 p. (In Russ.)
 12. *Nazarov D. V., Nikolskaia O. A., Zhimanovskiy I. V., Ruchkin M. V., Cherezova A. A.* Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, -60-35 ka. Quaternary Science Reviews, 2022, V. 289, P. 107614.
 13. *Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I.* et al. Late Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews, 2004, V. 23, No. 11–13, pp. 1229–1271.

Адвективная сущность кольцевых кратерных структур на Луне и Земле, проблемы их астроблемной интерпретации

Сопоставлены разномасштабные кольцевые кратерные структуры на поверхности Луны и Земли. Показаны закономерная зональная смена разномасштабных кратеров вокруг наиболее крупного кратера на Луне, периодичность размещения кратеров вдоль линий по волновому принципу. На Земле рассмотрены позиция знаменитого Аризонского кратера, соотношение с внешней средой, структурные особенности, которые ставят под сомнение его астроблемную сущность. Приведены доводы о вероятном земном происхождении конкретных крупнейших железных метеоритов, обнаруженных без кратеров, неоднозначной диагностике продуктов взрыва, относимых к связанным с метеоритными ударами.

Ключевые слова: астроблемы, кратеры, метеориты, кольцевые структуры, адвективные ячеи, транстенсия, зональность, пространственная периодичность.

БАРЫШЕВ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, AlexBarGeol@mail.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Advective nature of ring crater structures on the Moon and Earth, problems of their astrobleme interpretation

A. N. BARYSHEV

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

In this paper, we compare different-scale ring crater structures on the surface of the Moon and the Earth. Here we show the regular zonal change of craters of different sizes around the largest crater on the Moon and the periodicity of the distribution of craters along the lines according to the wave principle. On Earth, we consider the position of the famous Arizona crater, the relationship with the external environment and structural features that cast doubt on its astrobleme nature. Arguments are given about the possible terrestrial origin of the specific largest iron meteorites found without craters, and the ambiguous diagnosis of explosion products attributed to those associated with meteorite impacts.

Key words: astrobleme, craters, meteorites, ring structures, advective cells, transtension, zoning, spatial periodicity.

Процессы, рассмотренные в статье «Роль планетарной геодинамики в создании астеносферы, конвективных и транстенсионных структур континентальной литосферы», присущие Земле, протекали и в недрах Луны начиная с её аккреции, а после приводили к формированию ячеистых структур, подобных земным. На видимой стороне Луны в «морях» мало кратеров с небольшими диаметрами (рис. 1), в отличие от противоположной невидимой стороны, где поверхность испещрена кратерами, подавляющему числу которых приписывается генезис в результате удара метеоритов. Мало того, по концентрации кратеров делалась датировка поверхности коры Луны: чем больше кратеров, тем она древнее. На рис. 1 видно, что такая интерпретация весьма со-

мнительна: в ней астериды должны точно попадать в центр области, имеющей концентрические зоны с более древними метеоритными кратерами, периодически повторяющимися по кольцу через определённые расстояния.

Позицию морей Луны и условия их образования логично связывать с расползанием мантийных масс от центра (подобно рассредоточенному спредингу), что восстанавливало изостазию. В этом процессе общая мощность мантии уменьшалась. Декомпрессия (уменьшение литостатического давления), обеспечивающая астенизацию толщ, происходила за счёт расползания (спрединга) верхних слоёв мантии. Подобно тому, как на Земле окраинные или межматериковые моря обрамляются островными дугами,



Рис. 1. Формы поверхности Луны, отражающие размеры и фазы развития конвективных ячеистых структур, их пространственную периодичность размещения (пояснения в тексте)

Море Дождей обрамляется на севере серией концентрических зон-цепочек ячеек, которым присущи определённые размеры и морфология. Внутреннюю зону образуют самые крупные ячейки, дно которых аналогично дну моря. Наиболее отчётливая из этих ячеек – Залив Радуги – расположена на северо-западе Моря Дождей. Её диаметр составляет около 140 км. Таких ячеек в северной половине моря можно наметить не менее пяти. Центры ячеек определяются с трудом, шаг между ними составляет около 180–190 км. Эти ячейки фактически соответствуют волновой фрактализации верхней части глубинного поднятия масс, образовавшего Море Дождей.

В направлении к внешней стороне следующая зона резко отличается неровным повышенным рельефом и наличием чётко выраженных кратеров диаметром около 25 км с шагом 85 км. В следующей зоне с более сглаженным рельефом кратеры имеют диаметр 10 км при их шаге 70–75 км. В пространстве зон между кратерами и севернее, на склоне к Морю Холода и Заливу Росы, поверхность покрыта многочисленными мелкими куполами, на вершине которых относительно редко присутствуют кратеры. Большинство куполов очевидно фиксируют лишь экструзивы. Соотношение размеров, вязкости вещества, архимедовой силы для них, по-видимому, было недостаточно для достижения фаз адвекции, когда образуются кратеры. Следует обратить внимание на то, что все кратеры круглые, нет кратеров, форма которых могла бы свидетельствовать о падении хоть малой части метеоритов по касательной к поверхности Луны. Это ещё один факт, настораживающий, чтобы принять их астроблемную природу.

В отношении крупных кратеров Луны критика астроблемной концепции приведена Г.С. Штейнбергом [12]. Отмечено, что сторонники гипотезы под-

бирали необходимую энергию метеорита для осуществления его взрыва, не учитывая того, что взрыв происходил бы не на большой глубине, обеспечивающей экскавацию масс, а вблизи поверхности Луны, т. е. подобно накладному заряду. Путём расчётов Г.С. Штейнбергом показано, что при принятой энергии взрыва 10^{30} – 10^{31} эрг кратеры с поперечником более 180 км возникнуть не могли. Аналогично при взрывах с энергией 10^{32} эрг не могли возникнуть лунные моря. Образование крупных кратеров и морей обусловлено эндогенными причинами. Сторонниками астроблем критика осталась незамеченной.

Другой особенностью размещения многих кратеров является их сочетание с очень протяжёнными прямолинейными морфологическими границами на поверхности планеты, которые отражают тектонические сдвиги. В этом аспекте заслуживают внимания структуры юго-восточного ограничения Моря Дождей и их юго-западного продолжения. За серией кратеров это ограничение представлено валом северо-северо-восточного простирания, именуемым Кавказ, за которым восточнее расположено Море Ясности. К юго-западу от Кавказа находится прямолинейный вал под названием Апеннины, ограниченный с северо-запада прямолинейным разломом (рис. 2). Вдоль его юго-западного продолжения на единой линии расположены кратеры Эратосфен, Стадий, Рейнхольд, Лансберг. Примечательно, что расстояния между кратерами первых двух 128 км и последних 126 км, то есть одинаковы. Почти на такие же расстояния Стадий и Рейнхольд удалены от более крупного кратера Коперник, находящегося между ними. Все эти кратеры в литературе и Интернете принято называть метеоритными. Однако, сходство расстояний и очень близкая морфология не могут быть результатом случайной метеоритной бомбардировки. Всё это соответствует волновой закономерности развития глубинной адвекции.

Таким образом, характерными особенностями рассмотренной поверхности Луны являются: различие ячеистых структур по размеру и морфологии, их зональное размещение вокруг Моря Дождей, периодическое повторение в пространстве сходных ячеек с присущими им морфологией, а главное – пространственная периодичность с одинаковыми расстояниями между центрами ячеек в зоне. Эта комплексная закономерность исключает толкование кратеров как образований, возникших в результате бомбардировки случайными метеоритами.

Для большинства кольцевых структур Земли обоснована их эндогенная природа. Однако по заключению ряда специалистов, в том числе тех, которые исследуют такие структуры аэрокосмическими методами, существуют представления, что почти четверть

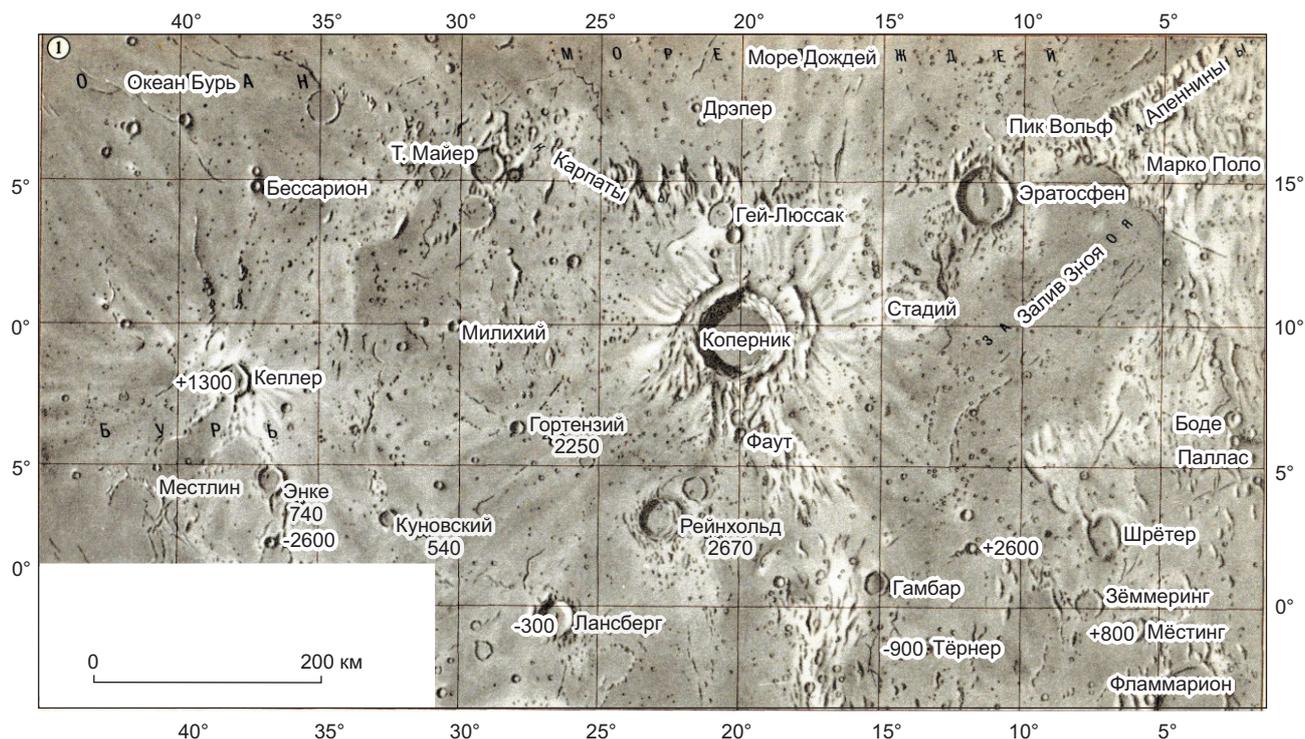


Рис. 2. Периодическое размещение кратеров Луны вдоль зоны транстенсии (топография из [2])

из них начиная с древнейших нуклеаров в фундаменте континентов до редких кайнозойских овальных депрессий имеет астроблемную природу [5]. Кроме того, им отводят определённую роль в минерогении. Полезные ископаемые, встречающиеся в астроблемных импактных структурах, один из основоположников концепции В. Л. Масайтис [6] подразделяет на про-, син- и эпигенетические группы, исходя из соотношения времени их образования с ударным событием. Сингенетические возникают в процессе кратерообразования как его непосредственное следствие. К ним отнесены импактные алмазы (Попигаи на Сибирской платформе), медно-никелевые руды с металлами платиновой группы (Садбери на Канадском щите). Овальная структура района Садбери рассматривается как кратер размером по длинной оси до 59 км и трактуется как результат удара астероида 1840 млн лет назад. Внедрение никеленосных норитов с ликвацией сульфидов произошло вскоре после образования кратера. Район месторождения стал ареной нового удара 37 млн лет назад, как отмечает группа аэрокосмогеологов [5].

Условия образования астроблем устанавливаются, главным образом исходя из необходимой энергии для создания кольцевой структуры заданных параметров. «Энергия соударения космического тела с поверхнос-

тью планеты зависит от его массы и скорости. Скорость сближения двух тел (Земли и астероида) лежит в пределах от 11,2 до 72,8 км/сек. Минимальная величина определяется второй космической скоростью, а максимальная – векторной суммой второй космической скорости, скорости вращения Земли вокруг Солнца и скорости метеорного тела вдали от Земли» [10, стр. 67–74]. Там же: «При больших скоростях соударения происходит взрыв. Причинами взрыва являются резкое торможение космического тела при столкновении и переход кинетической энергии движущегося тела частично в механическую, частично в тепловую. Суммарная энергия, реализуемая в процессе соударения, может превышать 10^{19} – 10^{23} Дж» и «Мощная и плотная атмосфера тормозит космическое тело тем сильнее, чем больше его диаметр, так как оно перемещает впереди себя газ, сжимая его и постепенно затормаживаясь». В отличие от В. И. Фельдмана В. Л. Масайтис не рассматривал второй вариант скорости и допускал: «Образование импактных кратеров диаметром более ста метров обусловлено переходом энергии космического тела, летящего со скоростью 15–20 км/с, в тепло и, соответственно, происходящим при этом тепловом взрыве» [6, стр. 62]. То есть громадная скорость ударника, оставшаяся больше второй космической после торможения

его в атмосфере, при этом нагретого, но не «сгоревшего», нужна для теоретического моделирования дальнейших процессов. «При падении больших масс развивается давление в несколько десятков гигапаскалей и более, остаточная температура за фронтом ударной волны достигает *нескольких тысяч градусов*. Импульс сжатия, последующее разрежение, нагрев, дифференциальные движения вещества являются основными факторами различных превращений пород, присущих *исключительно импактному* кратерообразованию. Его параметры радикально отличаются этот катастрофический процесс от всех других в земной коре и на её поверхности. Вещество *ударившего* тела *обычно полностью испаряется* и в распылённом виде входит в состав импактитов» [6, стр. 62]. К превращениям пород, «присущих *исключительно импактному* кратерообразованию», В. Л. Масайтис относил «присутствие минеральных фаз высокого давления (коэсит, стишовит, алмаз), планарные деформационные элементы в виде тонких параллельных трещин с закономерной оптической ориентировкой, *позволяющей оценить величину ударной нагрузки*, испытанной породой, а также высокотемпературные диаплектовые стёкла по кварцу, полевым шпатам».

Отмеченные признаки отражают высокие давления, но не беспредельные. Как известно, коэсит получен Л. Коэсом при давлении 3,5 ГПа. Стишовит получен С. М. Стишовым при давлении 13,5 ГПа и температуре 1200–1400° из кремнезёма в запаянной платиновой капсуле, сжимаемой в лунке на плоских поверхностях твёрдосплавных «наковален» из карбида вольфрама. То есть эксперимент проходил в закрытой системе при стрессе и нагревании. В природе при очень длительном процессе эти давления и температура могут быть существенно меньшими, если учесть практику синтеза алмаза и замечание Ю. Н. Пальянова: «Экспериментально определено, что *P-T* параметры синтеза алмазов могут быть существенно снижены за счёт увеличения длительности экспериментов» [8]. То есть без учёта времени нельзя переносить напрямую *P-T* условия экспериментов на условия природных процессов.

Взрывная природа кратеров сомнений не вызывает. Спорно другое: либо метеоритная, возникшая в изначально открытой системе, либо адвективная, в которой взрыву предшествовало значительное нагревание флюидонасыщенной среды в закрытой системе, а в конце деформирования пород была преодолена их прочность и из-за взрыва система становилась открытой. Образование стёкол может происходить при взрывной декомпрессии за счёт первично нагретого и сжатого флюидами вещества. Это основная причина образования фьямме в палящих тучах вулканов

(«игнимбриты» – огненный дождь). Так могут образоваться тагамиты и зювиты, не будучи присущими *«исключительно импактному* кратерообразованию». Планарные деформационные элементы в виде тонких параллельных трещин отражают касательные напряжения, которые в сочетании с распадом твёрдых растворов при остывании могут создавать клеточный узор Видманштеттена, приписываемый удару. К «планарным деформационным элементам» относятся, в частности, plateles в кристаллах алмаза из кимберлитов как закономерное отражение кристаллизации в твёрдой среде при стрессе [11].

Дискуссия по метеоритной трактовке кратеров Луны и Земли имеет давнюю историю. Для Земли трактовку астроблемной природы кратеров затрудняет брахиантиклинальное залегание окружающих толщ. Нет следов того, чтобы толщи вминались вниз от удара. Обилие расположенных рядом положительных ячеистых структур без кратеров ещё более затрудняет трактовку удара сверху.

Весьма дискуссионно представление о роли метеоритных ударов не только в образовании кратеров, но и, более того, в плавлении больших масс Земли. Если уж проводить аналогию кратеров Земли и Луны, то на нашем спутнике, испещрённом кратерами, всё должно быть расплавленным. Исходя из геологической модели Попигайского кратера, В. Л. Масайтис подсчитал объём его расплавленного материала – примерно 1750 км³. Сходный результат получили М. С. Марков и В. С. Федоровский для кратера Маникуаган (Канада). Образование этой астроблемы диаметром 100 километров, согласно расчётам, сопровождалось мгновенным высвобождением энергии примерно 10²³ Дж (10³⁰ эрг) и плавлением около 1000 км³ щелочных пород [5]. Следует заметить, что при подземных камуфлетных ядерных взрывах, проведённых в США, возникали полости диаметром 30 м без плавления пород. Вокруг происходило лишь разрушение, при котором гранулометрия пород стенок изменялась от милонитовой вблизи источника взрыва до измеряемой десятками сантиметров на удалении, с сохранением при этом следов былой слоистости [7]. Тем более надежда, что удар метеорита в тело, имеющее одну свободную поверхность, может привести к мгновенному нагреву его массы до температуры в многие тысячи градусов, иллюзорна. При наличии свободной земной поверхности астроблема представляет открытую систему. В ней вряд ли можно ударником ограниченного размера осуществить механическое сжатие большого объёма холодных пород, нагреть и расплавить. В природных условиях вполне реально последовательное возрастание давления флюидов, выделившихся из магм («ретроградное кипение») и из нагретой вмещающей среды,

с достижением значений, превосходящих механическую прочность среды, что приводит к вулканическому взрыву. То есть процесс происходит сначала в закрытой системе, которая потом становится открытой. Удар астероида происходит в открытой системе. Преобразование астероида во «взрывное вещество» с мгновенным громадным увеличением объёма без молекулярного разложения или ядерного синтеза (как в бомбах) остаётся проблемой для реальности ряда процессов концепции. Иначе говоря, гипотезу разогрева масс пород объёмом в тысячу кубических километров на несколько тысяч градусов и их плавления в результате мгновенного удара нельзя признать обоснованной.

Таким образом, приведённые основы астроблемной концепции не являются вполне достаточными для того, чтобы однозначно отнести конкретную кольцевую структуру к ударной метеоритной. Предполагаемая скорость астероида, возможная в космосе, вряд ли реальна при встрече с поверхностью Земли, а утверждение, что «атмосфера тормозит космическое тело тем сильнее, чем больше его диаметр», явно ошибочно. Конвергентны свойства тагамитов и зювитов с вулканическими породами, а морфология астроблем – с вулканогенными структурами.

Что касается образования диаплектитовых стёкол при взрывной декомпрессии за счёт первично нагретого и сжатого флюидами вещества, то примерами обстановок их появления могут служить палящие тучи вулканов. К ним относится Везувий с его взрывным извержением в 79 г. н. э., палящая туча которого погубила города Помпеи, Геркуланум, Стабии. Другой вулкан Мон-Пеле на о. Мартиника (Малые Антильские острова) при взрыве 8 мая 1902 г. палящими тучами погубил г. Сен-Пьер [1]. Весьма примечательна кальдера взрыва на вершине вулкана. По данным А. Лакруа, в то время размер кальдеры составлял 1 км, а форма была почти квадратной. Особенно прямолинейны её северо-западная и юго-восточная стенки, видимо, наследующие тектонические разрывы (см. стр. 187 в [1]). Размерами, формой и направленным взрывом кальдера Мон-Пеле весьма похожа на Аризонский кратер, о котором речь пойдёт далее. Следует подчеркнуть и то, что вулканы Везувий и Мон-Пеле расположены у краёв Тирренской и Карибской морских ячей в надсубдукционной обстановке. Сходную позицию относительно ячей занимают кратеры, считающиеся метеоритными.

Важно в дискуссии то, что отнесение кольцевых структур к случайным астроблемам не сопровождается анализом их соотношения с окружающей средой. Это соотношение показывает не случайность, а закономерность позиции ряда «астроблемных» кольцевых («кратерных») структур в тектонических ан-

самблях с другими структурами. Например, предполагаемый Попигайский астероид выбрал в качестве мишени для удара область на краю Якутской ячей, очень близкую к сочетанию двух провинциальных зон трансенсии, т. е. место, наиболее благоприятное для адвекции глубинных масс вверх, как бы навстречу «долгожданному» ударнику. Одна из зон подходит с юго-юго-востока от Мунского алмазонального поля к восточной границе Анабарского щита, контролируя гряду кимберлитовых трубок. Астероид попал именно туда, где заканчиваются кимберлитовые трубки, а севернее формируются округлые (трубообразные) тела карбонатитов. Другая зона трансенсии протягивается вдоль близширотного Хатангского рифтогена, в который упирается первая зона.

Подобным образом на краю Висла-Ботнической ячеистой провинции размещается Логойская кольцевая структура диаметром 17 км ($54^{\circ} 12'$ с. ш., $27^{\circ} 48'$ в. д., то есть северо-восточнее г. Минска). По данным Л. И. Глазовской и её соавторов [4], здесь вскрыты скважинами слои с импактными расплавами, образованными по гранитогнейсам и породам осадочного чехла. В импактатах присутствуют коэсит, стишовит, ридит (высокобарический сфен со структурой шпинели). Структура считается астроблемой.

Избирательность места падения демонстрирует метеорит, с которым связывают Аризонский кратер, ставший эталоном астроблемы. Размер её существенно меньше Попигайской – в поперечнике 1200 м при глубине 170 м и возвышении краёв над равниной 45 м. Кратер обладает интересными «паспортными» данными. Место его рождения имеет координаты $35^{\circ} 01'$ с. ш., $111^{\circ} 01'$ з. д. Оно находится у юго-западного края крупной овальной структуры размером 800×450 км, выраженной в геоморфологии ячеистой депрессией с поясом горного обрамления (рисунки 3 и 4, А).

Примечательно, что в близмеридиональном направлении протягивается широкая зона трансенсии. В 1000 км севернее Аризонского кратера, как видно на рис. 3, на западную часть этой зоны попадает другая округлая ячея диаметром 200 км, к которой приурочено Йеллоустонское вулканическое плато с интенсивным современным гейзерным вулканизмом [1]. В 140 км севернее ($45^{\circ} 30'$ с. ш., 110° з. д.) находится знаменитый расслоенный рудоносный массив Стиллоутер. Обе эти ячеистые структуры переходят на юго-западе и западе в Плато Колорадо и Большой Бассейн («Бассейнов и Хребтов»), которые отражают трансенсионную активизацию Северной Америки. Трансенсия связана главным образом с тем, что западная часть Америки переключает

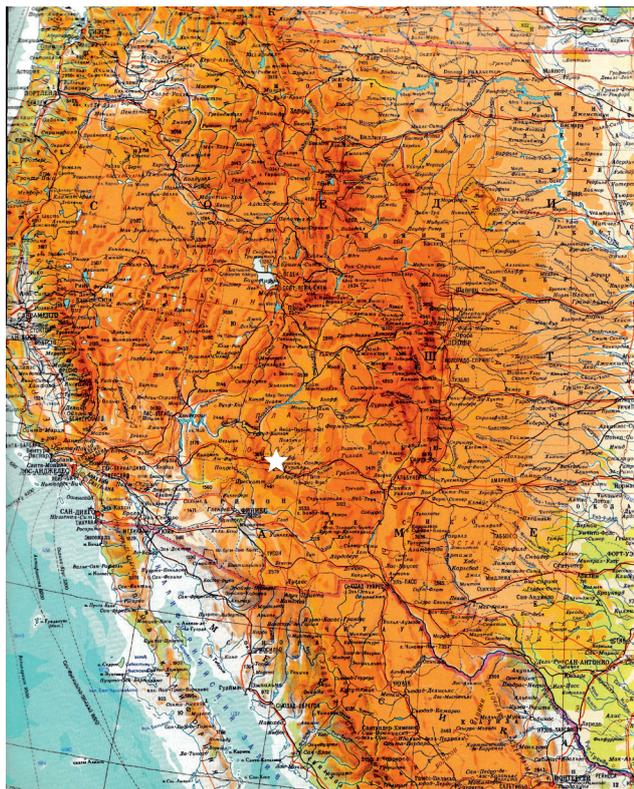


Рис. 3. Позиция Аризонского кратера (обозначен звёздочкой) относительно крупной кольцевой структуры, обрамлённой хребтами. С запада примыкает Большой Бассейн, выражающий зону трансенсии чередованием «бассейнов и хребтов» (топография из [2])

северное продолжение спредингового Восточно-Тихоокеанского поднятия, имеющего ширину около 2 тыс. км. Правосдвиговая составляющая трансенсии известна по разлому Сан-Андреас. Эта громадная зона трансенсии контролировала не только умеренно-щелочной базальтоидный рудоносный магматизм, продукты размыва руд которого привели к накоплению осадков мелкого золота в месторождениях карлинского типа, но и продолжает инициировать современный вулканизм. Примером может служить территория Мексики. В 280 км западнее г. Мехико на кукурузном поле на глазах у фермера в 1943 г. возник вулкан Парикутин ($19^{\circ} 25' \text{ с. ш.}, 102^{\circ} 15' \text{ з. д.}$), который за девять лет изверг 3,5 млрд т базальтовой лавы и, что важно подчеркнуть, 39 млн т водяного пара [1]. В 60 км западнее г. Мехико обнаружено обособление весом 2,1 т, которое представляется как железный метеорит Толука. Иначе говоря, Аризонский астероид попал «туда, куда надо», чтобы в зоне вулканической деятельности в обстановке трансенсии образовать кратер.

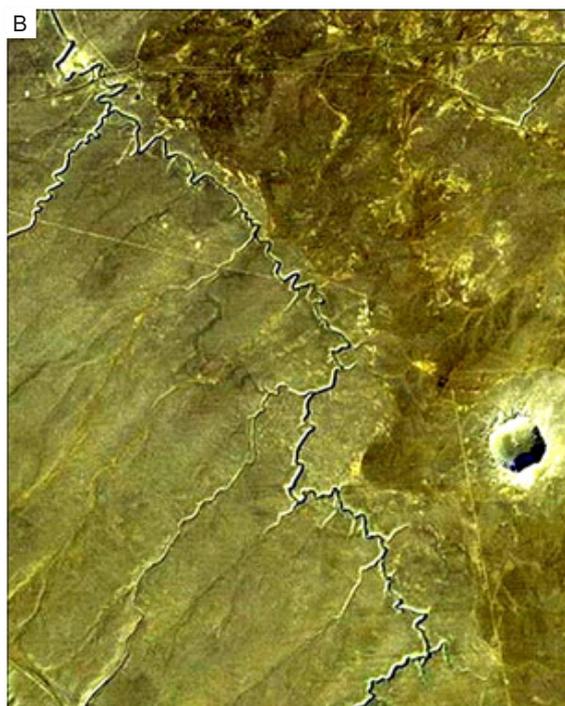


Рис. 4. Аризонский кратер, особенности его позиции и морфологии:

А – вид с юго-востока, вдали виден горный пояс кольцевого обрамления ячеистой депрессии; Б – вид с север-северо-востока: квадратный контур кратера, а вдали, на южном продолжении линии западного борта расположен малый кратер; В – позиция и соотношение контуров Аризонского кратера со структурами, определяющими современное и древнее русла водотоков

Фото «физиономии» этого кратера не вызывает полного доверия к его астроблемному происхождению: форма кратера не округлая, а приближается к квадратной, т. е. мало соответствует сферической волне детонации, вызванной накладным взрывом (см. рис. 4, В).

Толщи бортов кратера, хорошо сохранившие слоистость, имеют брахиантиклинальное залегание, т. е. с задирием вверх изнутри. Учитывая то, что вершину вала, окружающего кратер, слагают пермские песчаники формации Коконино, которые на внешней стороне вала последовательно сменяются более молодыми известняками Торовеал, далее доломитами Кайбаба и аргиллитами Моенкопи в полосе шириной 1–2 км, можно оценить амплитуду подъёма вала за счёт пластических деформаций на высоту вала над его окружением, т. е. около 45 м. Это может быть результатом предварительного вспучивания толщ под воздействием адвектирующих флюидонасыщенных масс перед взрывом. При этом проявлялись деформации, наследующие разрывную структуру окружающей среды, отражённой в направлениях русел современных водотоков. Эта же структура и определяет квадратную форму кратера, которая была частично скруглена при взрыве. На зависимость контуров кратера от разрывной тектоники окружающей среды указывает и то, что на линии южного продолжения западного прямолинейного борта расположен другой небольшой круглый кратер (см. рис. 4, Б). Кроме того, северное продолжение этой линии совпадает с генеральным направлением водотока, расположенного западнее. Учитывая то, что для этой территории характерны правосдвиговые смещения по северо-западным разломам, сочетания структур могут указывать на вероятную обстановку трансенсии. Таким образом, кратер несёт на себе элементы геологических структур, присущих территории до взрыва, и находится в обстановке, благоприятной для адвекции глубинных масс.

На высокое давление, в котором побывали минералы пород Аризонского кратера, указывают находки коэсита и стишовита в золотых кварцевых песчаниках Коконино. Эдвард Чао в 1960 г. исследовал концентрат из них, в нём после обработки фтористоводородной кислотой кварц и коэсит исчезли, а оставшийся белый порошок оказался впервые найденным в природе кремнезёмом с октаэдрической (шестерной) координацией атома кремния по отношению к атомам кислорода, т. е. стишовитом (сообщение Ю. А. Литвина). Таким образом, если стишовит в песчаниках образовался после седиментации, а не попал вместе с обломками из более древних пород, то с учётом стратиграфии он возник на глубине не менее 45 м.

Но это лишь одна дискуссионная сторона астроблемного, а не вулканического генезиса Аризонско-

го кратера, другой является то, что свойства и условия нахождения многих железных обособлений, подобных метеоритам, допускают их иную природу. Аризонский кратер считался образованным в результате взрыва вулканического пара, по заключению главного геолога Геологической службы США Г. К. Гилберта (ноябрь 1891 г.). В 1903 г. горный инженер Дэниэл Бэрринджер, обнаружив железные обособления, посчитал их метеоритами, а кратер – результатом удара огромного космического пришельца. Пытаясь его найти, он стал бурить скважины. В юго-восточной части кратера железные остатки метеорита стали попадаться с глубины 305 м, далее и до 420 м метеорита не оказалось. Учитывая мощность заполняющих кратер обломочных пород 210–240 м и другие параметры кратера, можно считать, что выброс масс произошёл с глубины около 350 м. А что же произошло с «главным взрывателем»? Теоретики астроблем высказывают предположение, что метеорит имел диаметр около 45–50 м, но взорвался, частично испарился. Фрагменты метеорита хранятся во многих музеях мира. Основные их компоненты: железо – 92 %, никель – 7 %. В некоторых фрагментах встречаются небольшие кристаллики алмазов – лондейлитов! Самым большим фрагментом считается найденный в 1911 г. Холсингером и носящий его имя метеорит размером до 0,8 м, массой 639 кг (рис. 5).

Важнейшей примечательностью метеорита Холсингера является текстура его поверхности, испещрённой мелкими вмятинами, которые у других метеоритов сочетаются с буграми. Бугорчатость отражает наличие внутри метеорита следов от газовых пустот. Это же свойственно крупнейшим метеоритам Африки – Хоба, Гибсон, Мбоси, крупнейшим метеоритам провинции Синьцзян Китая (на западном краю ячеи Жёлтого моря). Особенно велики пустоты в метеорите Вильяметт (штат Орегон, США). В отличие от метеорита Холсингера все они обнаружены на поверхности Земли, где нет кратеров, но проявляется та же «избирательность» места: метеорит попадает в область сочетания края крупной (многие сотни–первые тысячи километров) ячеистой структуры с зоной трансенсии. Метеорит Хоба (19° 35' ю. ш., 17° 55' в. д.) и расположенные в 600 км южнее метеориты Гибсон (25° 08' ю. ш., 17° 46' в. д.) с другими, выявленными рядом, находятся на западном краю Восточно-Африканской рифтогенно-сдвиговой зоны трансенсии в местах сочетания с северо-западной частью ячеи Калахари. Здесь, в южной части плоскогорья Каоко, на докембрийских кристаллических сланцах через осадочные толщи, а местами непосредственно на сланцы, тектонически налегают вулканические породы, имеющие возраст от позднего



Рис. 5. Метеорит Холсингера, считающийся фрагментом железного метеорита, создавшего Аризонский кратер*

карбона до юры. Часть их сопоставима с траппами Карру, широко развитыми в юго-восточной части ячеи Калахари, где расположен Бушвелд. Метеорит Мбоси находится на южном краю ячеи Виктория у границы её с ячеей Калахари, где эти ячеи сочетаются с восточным краем той же Восточно-Африканской зоны трансенсии.

Метеорит Хоба в аспекте генезиса железных метеоритов заслуживает особого внимания по ряду обстоятельств (рис. 6). Этот крупнейший из найденных метеорит откопали, но с места не перемещали. Форма его близка к параллелепипеду размером $2,7 \times 2,7$ м, высотой 0,9 м, словно вырезанному из пласта вдоль двух ортогональных трещин. Он состоит из Fe – 82,34 %, Ni – 16,44 %, Co – 0,78 %, примеси Cr, Ir, Zn. Внутри «пласта» отмечается обилие пустот, похожих на следы газовых пузырей. От них кверху отходят многочисленные узкие трубообразные каналы, как будто через них тело «продували» газами или промывали флюидами. Другой пузыристый железный метеорит Мбоси размером 3×1 м найден в высокогорье юга Танзании ($8^{\circ} 54'$ ю. ш., $33^{\circ} 27'$ в. д.). Примечательны его полуовальная форма и зональное строение. Основная масса представлена железом с обилием мелких шарообразных пустот, обрамляется оболочкой, имеющей (по данным Интернета) структуру стекла, с ядром кварцевого состава. То есть обособление, трактуемое как метеорит, содержит совершенно

* В табличке к фрагменту метеорита указан размер его виртуального родителя 45 м, который испарился. Опираясь на методику астроблемной концепции расчёта параметров и скорости астероидов, можно определить содержание условного золота в испарениях. Расчёт прост. Потомки Дэниэла Бэрринджера, владеющие территорией, за обозрение кратера и метеорита Холсингера взимали плату 18 \$ с человека, что эквивалентно в то время стоимости 0,3 г золота при цене 1850 \$ за унцию. Группа туристов из 13 человек весит около 1 т. Отсюда получаем содержание 4 г/т усл. Au.

разнородные образования при наличии «пузыристого метеоритного» железа. Стекловатая оболочка может сопоставляться со следами обычного плавления оболочки и её абляции (сдувания) при входе в атмосферу метеорита, но надутого пузырями. Можно полагать, что при повышенных тепло- и теплопроводности железа по сравнению с горными породами метеорит мог вскипать при нагревании и подвергаться декрепитации. Но тогда невероятным представляется наличие тонких трубообразных каналов выхода газов, подобных каналам в коре метеорита Хоба. То есть возможны разные и существенные объяснения.

Проблемные характеристики упомянутых метеоритов побуждают обратиться к примерам условий образования самородного железа в связи с базальтоидным магматизмом в геологической обстановке, аналогичной местам находок железистых метеоритов. Это обстоятельно рассмотрено в монографии [9]. Железные самородки связаны с Хунгтукунским интрузивом оливинсодержащих габбродолеритов, который расположен в непосредственной близости к Хатангскому рифтогену, западнее Анабарского щита, симметрично Попигайской «астроблеме». Возраст интрузива близок к возрасту его соседей – сибирских траппов. Проявления самородного железа находятся в верхней эндоконтактной зоне интрузива, выглядят в виде пластин, шарообразных желваков, дисковидных линз. Из наиболее крупных самородков два – «Бомба» (60 кг) и «Подвеска» (250 кг) – хранятся в музее ИГиГ СО АН СССР в Новосибирске, а один массой 150 кг – в музее А. Е. Ферсмана в Москве. В каньоновидном ущелье, пересекающем верхнюю часть интрузива, обнаружен самородок из сливного железа, выступающая часть которого оценена в 10 т. В. В. Рябовым с соавторами была выдвинута гипотеза, согласно которой железо восстанавливается из окисных соединений газовыми струями (CH_4 , CO, H_2 , H_2S), возникшими при разложении органики сапропелей под действием магм. Это соответствует чрезвычайно большой газонасыщенности железных метеоритов.

В качестве примера вовлечения обильной биогенной органики в вулканический процесс служит её участие в современной рециклинговой системе вулкана Олдоиньо Ленгаи (Танзания) [3]. Просачивание по крутопадающему сдвигу обогащённых органикой вод щелочного озера Натрон в надочаговое пространство этого вулкана происходит в наше время.

Оксиды железа, восстанавливаемые до металлического (самородного) состояния, могут иметь первично разную природу, например типа слоёв Главного магнетитового рифа Верхней зоны Бушвелда, или другую. Процесс образования крупных безкратерных



Рис. 6. Метеориты Хоба, Мбоси и Вилламетт – самые крупные среди найденных:

А – участники Международного геологического конгресса у метеорита Хоба, 1929 г.; Б – морфология метеорита Хоба – национального памятника Намибии, 1987; В – текстура верхнего фрагмента тела Хоба с овальными пустотами и отходящими вверх от них трубообразными каналами; Г – метеорит Мбоси (Юго-Восточная Африка); Д – метеорит Вильяметт (штат Орегон, США)

«метеоритов» мог происходить при трапповом магматизме, магмы которого регенерировали раннепротерозойские скопления железа. При наличии сапропелевых масс в соседстве магм и железоксидных руд могли образовываться железные самородки с газовыми пузырями, похожие на метеорит.

Существенную роль в проникновении растворов и суспензий с органическим веществом (восстановителем железа) в надынтрузивное пространство играют крутопадающие разломы зон трансенсии. Об этом свидетельствуют приведённые примеры Африки, пример американской ситуации с вулканом Парикутин, извергшим 39 млн т водяного пара.

Заключение. Кольцевые структуры, имеющие сходство с астроблемами, должны изучаться во взаимо-

отношении с окружающей средой, что дополнительно покажет либо их случайность, присущую метеоритным ударам, либо геодинамическую закономерность, ставящую под сомнение астроблемную природу. Комбинации (ансамбли) трансенсионных сдвигов и ячеистых структур закономерны. Анализ объекта с позиций конвективной геодинамики и сопутствующих ей структурных элементов даст объективный ответ. Выводы об астроблемной природе многих ячеистых кратерообразных структур Земли и Луны требуют ревизии. Если метеориты, в которых обнаружены алмазы с изотопно-лёгким углеродом, характерным для биомассы их источника, окажутся не метеоритами, то это снимет одну из загадочных проблем алмазной минерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апродов В. А.* Вулканы. – М. : Мысль, 1982. – 367 с.
2. *Атлас офицера.* – М. : Военно-топографическое управление, 1974. – 394 с.
3. *Барышев А. Н.* Вулкан Олдоиньо Ленгаи (Танзания) и сущность его современных извержений // Отечественная геология. – 2021. – № 3–4. – С. 69–80.
4. *Глазовская Л. И., Парфенова О. В., Илькевич Г. И.* Импаكتиты Логойской астроблемы // Петрология. – 1993. – Т. 1, № 6. – С. 834–844.
5. *Кац Я. Г., Козлов В. В., Поletaев А. И., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Кольцевые структуры лика планеты. – М. : Знание, 1989. – 48 с.
6. *Масайтис В. Л.* О геологическом картографировании импактных структур // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 3 (67). – С. 61–69.
7. *Нифонтов Ю. И., Протопопов Д. Д., Ситников И. Е., Кликов А. В.* Подземные ядерные взрывы. – М. : Атомиздат, 1965. – 160 с.
8. *Пальянов Ю. Н., Сокол А. Г., Борздов Ю. М., Соболев Н. В.* Экспериментальное исследование процессов кристаллизации алмаза в системах карбонат-углерод в связи с проблемой генезиса алмаза в магматических и метаморфических породах // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 12. – С. 1780–1792.
9. *Рябов В. В., Павлов А. Л., Лопатин Г. Г.* Самородное железо сибирских траппов на примере Хунгтукунского месторождения. – Новосибирск : Наука, 1985. – 170 с.
10. *Фельдман В. И.* Астроблемы – звездные раны Земли // Соросовский образовательный журнал. – 1999. – № 9. – С. 67–74.
11. *Хачатрян Г. К., Барышев А. Н.* Азот и водород в алмазах: следствия минерации. – М. : ЦНИГРИ, 2022. – 188 с.
12. *Штейнберг Г. С.* О происхождении крупных лунных кратеров и круглых морей // Доклады АН СССР. – 1969. – Т. 184, № 3. – С. 566–569.

REFERENCES

1. *Aprodov V. A.* Vulkany [Volcanoes], Moscow, Mysl' Publ., 1982, 367 p.
2. *Atlas ofitsera* [Atlas of the officer], Moscow, Voennotopograficheskoe upravlenie Publ., 1974, 394 p.
3. *Baryshev A. N.* Vulkan Oldoin'o Lengai (Tanzaniya) i sushchnost' ego sovremennykh izverzhenii [Oldoinyo Lengai volcano (Tanzania) and the essence of its modern eruptions], Otechestvennaya geologiya [National Geology], 2021, No 3–4, pp. 69–80. (In Russ.).
4. *Glazovskaya L. I., Parfenova O. V., Il'kevich G. I.* Impaktity Logoiskoi astroblemy [Impacts of the Logoi astrobleme], Petrologiya [Petrology], 1993, V. 1, No 6, pp. 834–844. (In Russ.).
5. *Kats Ya. G., Kozlov V. V., Poletaev A. I., Sulidi-Kondrat'ev E. D.* Kol'tsevye struktury lika planet [Ring structures of the face of the planet], Moscow, Znanie Publ., 1989, 48 p.
6. *Masaitis V. L.* O geologicheskome kartografirovanii impaktnykh struktur [On geological mapping of impact structures], Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny], 2016, No 3 (67), pp. 61–69. (In Russ.).
7. *Nifontov Yu. I., Protopopov D. D., Sitnikov I. E., Klikov A. V.* Podzemnye yadernye vzryvy [Underground nuclear explosions], Moscow, Atomizdat Publ., 1965, 160 p.
8. *Pal'yanov Yu. N., Sokol A. G., Borzdov Yu. M., Sobolev N. V.* Eksperimental'noe issledovanie protsessov kristallizatsii almaza v sistemakh karbonat-uglerod v svyazi s problemoi genезisa almaza v magmaticeskikh i metamorficheskikh porodakh [Experimental investigation of diamond crystallization processes in carbonate-carbon systems in connection with the problem of diamond genesis in igneous and metamorphic rocks], Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics], 1998, V. 39, No 12, pp. 1780–1792. (In Russ.).

9. *Ryabov V. V., Pavlov A. L., Lopatin G. G.* Samorodnoe zhelezo sibirskikh trappov na primere Khungtukunskoro mestorozhdeniya [Native iron of Siberian traps on the example of the Khungtukun birthplace], Novosibirsk, Nauka Publ., 1985, 170 p.
10. *Fel'dman V. I.* Astroblemy – zvezdnye rany Zemli [Astroblems – stellar wounds of the Earth], Sorosovskii obrazovatel'nyi zhurnal [Soros Educational Journal], 1999, No 9, pp. 67–74. (In Russ.).
11. *Khachatryan G. K., Baryshev A. N.* Azot i vodorod v almazakh: sledstviya mineragenii [Nitrogen and hydrogen in diamonds: consequences of mineralogy], Moscow, TsNIGRI Publ., 2022, 188 p.
12. *Shteinberg G. S.* O proiskhozhdenii krupnykh lunnykh kraterov i kruglykh morei [On the origin of large lunar craters and round seas], Doklady AN SSSR [Reports of the USSR Academy of Sciences], 1969, V. 184, No 3, pp. 566–569. (In Russ.).

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию
по тел. +7 (495)315-28-47,
E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

Минеральный состав элювиальных и эоловых песков (на примере уникальной коллекции образцов)

Объектом исследований является уникальная коллекция образцов элювиальных и эоловых песков, отобранных в тропической зоне (Вьетнам) и зоне с умеренно гумидным резко континентальным климатом (Тункинская впадина в Прибайкалье). При визуальном просмотре коллекции в лабораторных условиях с применением четырёхкратной лупы установлены следы некоторой структурной связности, поэтому выделены «связные» глинистые (ps*) и обычные (ps) песчаные разновидности. Минеральный состав песков коллекции определялся методом количественного иммерсионного анализа фракции 0,25–0,05 мм, с помощью которого устанавливаются содержание и морфологические признаки различных лёгких и тяжёлых терригенных минералов, рассчитываются специальные коэффициенты. Предварительно проводится гранулометрический анализ образцов методом А. Н. Сабанина, в результате которого выделяется фракция для минералогических исследований и устанавливается содержание песчано-пылеватых и глинистых частиц. Цель исследований заключается в сравнительном анализе минерального состава песков коллекции, степени их химической зрелости и выяснении возможных вариантов формирования структурной связности.

Ключевые слова: коллекция, пески, климатические зоны, минеральный состав, коэффициенты, химическое выветривание, лёссовый литогенез.

РЯЩЕНКО ТАМАРА ГУРЬЕВНА, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ведущий научный сотрудник¹, ryashenk@crust.irk.ru

МАКАРОВ СТАНИСЛАВ АЛЕКСАНДРОВИЧ, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник²

¹ Институт земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН), г. Иркутск

² Институт географии имени В. Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск

Mineral composition of eluvial and aeolian sands (on the example of the unique collection of samples)

T. G. RYASHCHENKO¹, S. A. MAKAROV²

¹ Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk

² Sochava Institute of Geography, SB RAS, Irkutsk

The object of the research is the unique collection of samples of eluvial and aeolian sands collected in the tropical (Vietnam) zone and the zone with the temperate humid sharply continental climate (the Tunkinsk's depression in the Baikal region). Traces of structural connectivity were established by visual inspection of the samples in laboratory conditions using a four-fold magnifier. "Cohesive" clayey (ps*) and ordinary sandy (ps) varieties were identified. The mineral composition of the collection sands was determined by the method of quantitative immersion analysis of the 0.25–0.05 mm fraction. The composition and morphological characteristics of various light and heavy terrigenous minerals were determined, and special coefficients were calculated using the method of quantitative immersion analysis. Beforehand, the granulometric analysis of samples was carried out using A.N. Sabanin's method. As a result, the fraction for mineralogical studies was isolated, and the content of sandy-pulverescent and clay particles was established. The research goal consists of a comparative analysis of the mineral composition of the sands, the degree of their chemical maturity, and the investigation of possible variants of structural connectivity formation.

Key words: collection, sands, climatic zones, mineral composition, coefficients, chemical weathering, loessial lithogenesis.

Минеральный состав терригенных компонентов элювиальных и эоловых песков исследован на примере уникальной коллекции, которая включала образцы, отобранные в тропической зоне Вьетнама (элювий и эоловый покров пустыни) и зоне с умеренно гумидным резко континентальным климатом в Тункинской впадине в Прибайкалье (эоловые пески). Применялся классический литологический метод количественного иммерсионного анализа [2, 8]. Предварительно определялся гранулометрический состав образцов методом А. Н. Сабанина с целью выделения фракции 0,25–0,05 мм для минералогических исследований и определения содержания пылевато-песчаных и глинистых частиц.

На первом этапе работы с коллекцией визуально описывался каждый образец с применением четырёхкратной лупы. При этом просмотре в песках установлены следы некоторой структурной связности, что позволило выделить «связные» глинистые (ps*) и обычные сыпучие (ps) разновидности. «Связные» или глинистые пески – своеобразный переходный тип между глинами, суглинками и обычными («несвязными») песчаными отложениями [7]. Аналогичные глинистые пески были описаны при изучении плейстоценовых песчаных отложений из обнажения Agrigento (Сицилия, Италия), обладающих связностью за счёт пылеватых и глинистых частиц; каркас этих песков состоит из агрегатов-биокластов, также влияющих на их структурную связность [10].

На основе полученных материалов по минеральному составу песков (фракция 0,25–0,05 мм) с учётом содержания песчано-пылеватых и глинистых частиц выполнены сравнительный анализ элювиальных и эоловых песков различных климатических

зон и оценка степени их химической зрелости; предложены возможные варианты формирования структурной связности, которая наблюдается в песчаном элювии тропической зоны и эоловых песках Прибайкалья.

Первая краткая публикация по материалам коллекции появилась в тезисной форме [6]. В дальнейшем планировалось представить материалы в расширенном варианте, тем более что Станислав Александрович Макаров продолжал работать над статьей, но, к большому сожалению, недавно он ушёл из жизни, поэтому в настоящее время, по мнению его коллег, необходима расширенная публикация по материалам этой уникальной коллекции.

Объекты и методика. *Объекты* – это воздушно-сухие образцы уникальной коллекции элювиальных и эоловых песков различных климатических зон, среди которых выделены «связные» глинистые (ps*) и обычные (ps) разновидности. На рис. 1 представлен общий вид обнажения в каньоне Муйне, а на рис. 2 – момент отбора образцов элювиальных песков для коллекции. Далее приведено визуальное описание каждого образца и его номер.

Элювиальные пески из обнажения в каньоне Муйне (шесть образцов):

КМ-1. Песок среднезернистый, охристого цвета; редкие зёрна имеют следы окатанности, признаки связности отсутствуют (ps).

КМ-2. Песок мелкозернистый (имеются более крупные зёрна со следами окатанности), светло-серого цвета, обладает некоторой связностью – имеются кусочки ненарушенной структуры (ps*).

КМ-2 а. Песок сахаровидный, почти белого цвета, мелкозернистый, встречаются более крупные



Рис. 1. Каньон Муйне (Вьетнам, тропическая зона)



Рис. 2. Отбор проб элювиальных песков из каньона Муйне

слегка окатанные зёрна кварца; основная масса зёрен изометричной формы; кусочки ненарушенной структуры легко растираются в глинисто-песчаную массу (ps*).

КМ-3. Песок светло-коричневый с охристым оттенком; кусочек с некоторым усилием растирается в глинисто-пылеватую массу; в лупу можно рассмотреть очень мелкие «макропоры-соты» и крупные (до 0,5 мм) каверны (ps*).

КМ-4. Песок слабосцементированный, тонкозернистый, жёлтого, слегка белёсого цвета, кусочек можно с некоторым усилием растереть пальцами в пылевато-песчаную массу; на поверхности ненарушенного образца в лупу хорошо видны макропоры округлой формы (диаметр до 0,3 мм) и разводы ожелезнения; встречаются редкие более крупные (до 0,5 мм) песчаные зёрна (ps*).

КМ-5. Песок слабосцементированный, тонко-мелкозернистый, серый, напоминает выветрелый песчаник, с некоторым усилием можно отломить небольшой кусочек этого песчаника, который растирается пальцами в пылевато-песчаную массу; на изломе кусочка видны разводы ожелезнения; на поверхности образца ненарушенной структуры наблюдаются тонкие «макропоры-соты» (ps*).

Таким образом, среди элювия отмечаются только «связные» глинистые пески – ps* (за исключением одного образца – КМ-1). Видны «макропоры-соты» (округлые, диаметром до 0,2–0,3 мм) и «каверны» (диаметр до 0,5 мм).

Эоловые пески пустыни (два образца):

П-1. Песок обычный (сыпучий – без следов связности), мелкозернистый, хорошо отсортированный, цвет – слегка оранжевый (жёлтый с охристым оттенком); песчаные зёрна окатанной формы, представлены в основном кварцем (ps).

П-2. Песок обычный (сыпучий – без следов связности), мелкозернистый, охристого цвета, хорошо отсортированный, песчаные зёрна окатанной формы (ps).

Эоловые пески пустыни следов структурной связности не имеют и представлены хорошо отсортированными разновидностями, при этом песчаные зёрна окатанной формы (ps). На фотографии рядом с каньоном видны красноватые и серовато-жёлтые эоловые формы (рис. 3).

Эоловые пески Тункинской впадины (три образца):

1513. Песок «связный» (имеются небольшие кусочки, которые легко растираются пальцами в пылевато-песчаную массу), тонко-мелкозернистый, отсортированный, цвет – коричневый с охристым оттенком; зёрна с признаками окатанности; на поверхности кусочков видны (в лупу) немногочисленные тонкие макропоры (ps*).



Рис. 3. Эоловые пески пустыни (район каньона Муйне)

1514. Песок «связный» (в пакете имеются небольшие кусочки, которые легко растираются пальцами в тонкий песок и пыль), мелко-тонкозернистый, хорошо отсортированный, цвет – коричневый с серым оттенком; песчаные зёрна со следами окатанности (ps*).

1515. Песок обычный (сыпучий – без следов связности), мелкозернистый, светло-серый, хорошо отсортированный, зёрна имеют следы окатанности (ps).

На рис. 4 представлена общая картина распространения эоловых песчаных покровов в Тункинской впадине.



Рис. 4. Эоловые пески (Тункинская впадина, Прибайкалье, зона умеренно гумидного резко континентального климата)

Методика. Гранулометрический анализ (предварительная операция). Гранулометрический состав образцов коллекции определяется по методу А.Н. Сабанина [3, С. 42–47], который применяется в качестве предварительной процедуры для дальнейшего изучения минералогии лёгкой и тяжёлой фракций песков. Согласно этому методу, отмывается глинистая фракция, представленная частицами < 0,002 мм, определяется её содержание; остальная часть пробы высушивается, и ситовым методом устанавливается содержание шести фракций (в мм): > 1; 1,0–0,5; 0,50–0,25; 0,25–0,10; 0,10–0,05; < 0,05. Выделение различных типов песка коллекции по гранулометрическому составу выполняется по классификации, применяющейся в инженерной геологии: при содержании определённой фракции > 50% образец получает наименование по её названию [3]. В случае отсутствия монофракции степень крупности песка определяется по двум ведущим фракционным компонентам.

Метод А.Н. Сабанина не предполагает использования каких-либо химических диспергаторов для разрушения агрегатов, поэтому определяется реальное содержание указанных фракций, в том числе и глинистой (< 0,002 мм).

Минеральный состав (фракция 0,25–0,05 мм). Определение минерального состава проводится иммерсионным методом, основанным на сравнении показателя преломления минерала с вмещающей сре-

дой – иммерсионной жидкостью с известным значением этого показателя [2]. Исследуется фракция 0,25–0,05 мм (считается, что там сосредоточены основные минералы), которая с помощью бромформа подразделяется на лёгкую (плотность < 2,9 г/см³) и тяжёлую (плотность > 2,9 г/см³) составные части. Затем эти фракции промываются спиртом, высушиваются и взвешиваются – определяется их масса. На предметном стекле готовится препарат – зёрна лёгких минералов покрываются специальным стеклом, вводится иммерсионная жидкость с определённым показателем преломления (1,540–1,542). На поляризационном микроскопе выполняется просмотр препарата путём количественного определения различных минералов (подсчитываются зёрна и соответственно процентные содержания минералов). Аналогичный препарат готовится из зёрен тяжёлой фракции (показатель преломления иммерсионной жидкости ≥ 1,700), и выполняются те же операции.

Если для лёгкой фракции количество компонентов не превышает четырёх–шести, то тяжёлых минералов может быть более 20. Результаты представляются в виде таблиц и описаний морфологических особенностей представителей минеральных ассоциаций. Определения минерального состава лёгких и тяжёлых фракций образцов коллекции выполнены сотрудником Института земной коры СО РАН инженером И.А. Калашниковой. По результатам лёгкой

1. Гранулометрический состав песков (Вьетнам, Прибайкалье)

Образцы	РЗ	Фракции							Σ (%)
		Содержание фракций (%) после удаления частиц < 0,002 мм						< 0,002	
		> 1,0	1,0–0,5	0,50–0,25	0,25–0,10	0,10–0,05	< 0,05		
Обнажение в каньоне Муйне (элювий), Вьетнам									
КМ-1	ps	–	6,7	60,3	23,7	1,3	1,7	4,7	98,4
КМ-2	ps*	–	12,0	48,0	31,3	2,0	0,3	5,7	99,3
КМ-2а	ps*	–	9,0	44,7	35,0	1,7	1,3	8,0	99,7
КМ-3	ps*	5,7	2,0	23,7	37,7	1,7	1,0	27,0	98,8
КМ-4	ps*	0,3	2,5	28,0	47,0	2,0	2,0	17,0	98,8
КМ-5	ps*	0,3	3,3	20,0	51,0	3,3	5,0	16,3	99,3
Пустыня (эоловые пески), Вьетнам									
П-1	ps	–	3,3	78,3	16,3	0,3	0,3	0,7	99,2
П-2	ps	0,3	0,7	44,0	51,3	1,0	0,7	1,3	99,3
Тункинская впадина (эоловые пески), Прибайкалье									
1513	ps*	–	1,0	13,3	58,0	6,3	8,3	12,3	99,2
1514	ps*	–	1,7	15,0	61,0	7,0	6,3	7,0	98,0
1515	ps	–	0,3	40,3	52,2	2,3	1,5	2,3	98,9

Примечание. РЗ – разновидности песков: ps* – «связные», ps – обычные; Σ – сумма фракций.

фракции рассчитывается коэффициент зрелости (K_z), представляющий отношение содержаний устойчивого к выветриванию кварца и неустойчивых полевых шпатов. Повышенные значения этого коэффициента соответствуют высокой степени химических преобразований отложений.

По результатам тяжёлой фракции можно рассчитать коэффициент устойчивости (K_U) – отношение содержаний устойчивых к выветриванию турмалина и циркона и неустойчивых пироксенов (диопсид + гиперстен) и амфиболов (роговая обманка + тремолит). Повышенные значения этого коэффициента также являются свидетелями химической зрелости отложений.

Результаты и их обсуждение. Гранулометрический состав. Результаты гранулометрического анализа образцов коллекции позволяют следующим образом оценить исследованные пески (табл. 1).

Элювиальные пески (каньон Муйне, тропическая зона). Только один образец (КМ-1) является обычным среднезернистым песком с минимальным содержанием отмытой глинистой фракции (4,7%), при этом сумма фракций 0,10–0,05, < 0,05 и < 0,002 мм составляет всего 7,7%. Остальные образцы, имеющие структурную связность, относятся к мелко-среднезернистым, средне-мелкозернистым и мелкозернистым типам, сумма фракций 0,10–0,05, < 0,05 и < 0,002 мм составляет 8,0–29,7%, в том числе содержание глинистых частиц достигает 27% (см. табл. 1, обр. КМ-3). Общий вид распределения различных фракций в элювиальных связных песках тропической зоны представлен на графике (рис. 5).

Напомним, что на поверхности излома кусочков с ненарушенной структурой наблюдались мелкие «макропоры-соты» и крупные (до 0,5 мм) каверны – признак связности песчаного материала.

Эоловые пески (пустыня – тропическая зона). Чем отличаются пески пустыни (эоловый комплекс) от элювиальных песчаных отложений? Они хорошо отсортированы, зёрна окатанной формы, цвет – жёлтый с охристым оттенком (оранжевый). По гранулометрическому составу они относятся к среднезернистым (П-1) или мелкозернистым (П-2) разновидностям – это монозернистые сыпучие песчаные разновидности почти без глинистой фракции (её содержание 0,7–1,3%), следы связности отсутствуют (рис. 6).

Эоловые пески Тункинской впадины (умеренно гумидный резко континентальный климат). Два образца (1513, 1514) представлены мелкозернистыми «связными» разновидностями с повышенным содержанием глинистой фракции (7,0–12,3%); сумма частиц 0,10–0,05, < 0,05 и < 0,002 мм составляет 20,3–26,9%.

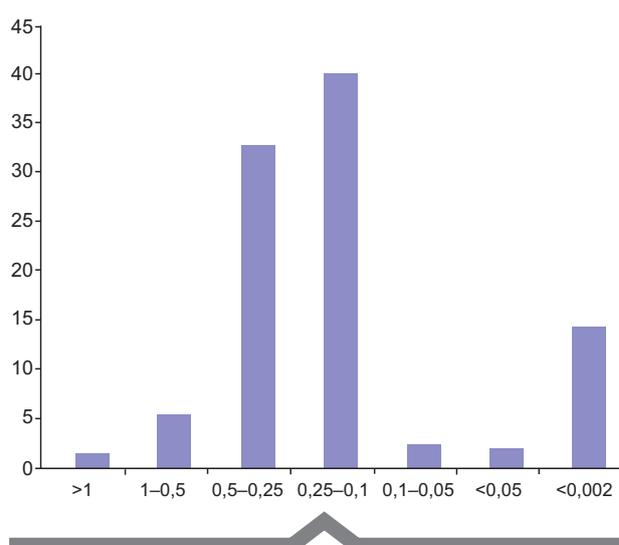


Рис. 5. Содержание фракций в элювиальных песках тропической зоны (Вьетнам, ps*)

Общий вид распределения различных фракций в эоловых «связных» песках Тункинской впадины (иная климатическая зона) почти аналогичен «связным» элювиальным пескам каньона Муйне (рис. 7).

Следовательно, имеется материал, который обеспечивает структурную связность в этих песках; кроме того, на поверхности излома воздушно-сухих кусочков также отмечаются тонкие макропоры.

Один образец (1515) является представителем обычных песчаных разновидностей – резко снижается

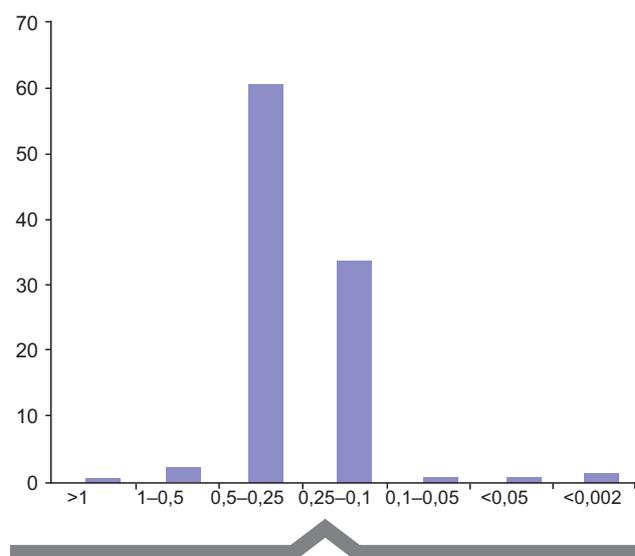


Рис. 6. Содержание фракций в эоловых песках тропической зоны (Вьетнам, ps)

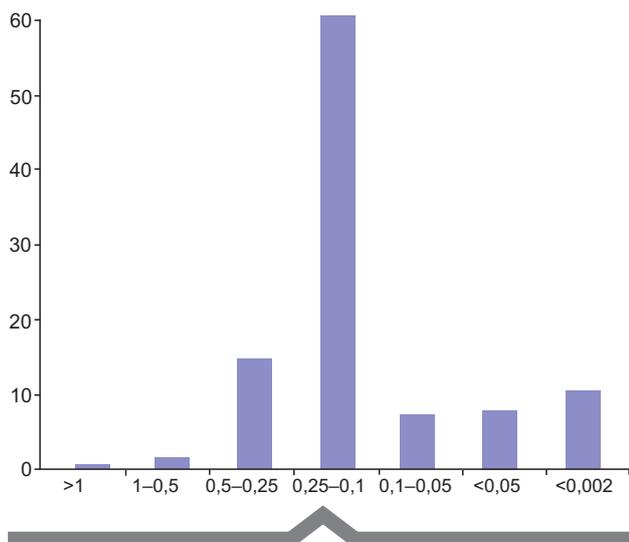


Рис. 7. Содержание фракций в эловых песках умеренно гумидной резко континентальной климатической зоны (Тункинская впадина, Прибайкалье, ps*)

количество глинистых и пылеватых частиц, увеличивается присутствие среднезернистой фракции (40,3%). Если обратимся к эловым пескам Верхнего Приангарья (район р. Белой), также убедимся в отсутствии структурной связности – они являются среднезернистыми (содержание фракции 0,50–0,25 мм достигает 59%), количество глинистых и пылеватых частиц не превышает 3%.

Таким образом, для «связных» песков элювия (тропическая зона) и элового комплекса Тункинской впадины отмечается повышенное содержание глинистой (< 0,002 мм) фракции (ps – 1,5–1,7%; ps* – 5,7–27,0%).

Минеральный состав. Результаты количественного иммерсионного анализа образцов коллекции отражают особенности элювиальных и эловых песков различных климатических зон. Начнём с тропической зоны – это элювий из обнажения в каньоне Муйне и эловые покровы пустыни.

Элювиальные пески (каньон Муйне). Лёгкая фракция. Пески мономинеральные – преобладает кварц (90,4–98,4%); отсутствуют плагиоклазы, но есть калиевые полевые шпаты (0,4–6,8%), при этом их минимальное содержание зафиксировано в образце КМ-1 (песок без признаков связности); биотит отмечен в виде знаков или в количестве 0,4–1,2%; хлорит, графит, карбонат отсутствуют (табл. 2). Встречаются бежевые угловато-окатанные агрегаты (0,4–2,4%), состоящие из изменённых слюд. Редкие компоненты лёгкой фракции – обломки пород и растительные остатки (обнаружены в виде знаков).

Коэффициент зрелости песков (Kz) изменяется от 13,3 до 246,0. Максимальные значения этого коэффициента (246; 82), характеризующие наибольшие химические преобразования отложений, определены для охристого (КМ-1) и сахаровидного (КМ-2 а) песков, остальные образцы («связные» пески и выветрелый песчаник) имеют более низкие значения Kz (13,3–21,6) (табл. 3).

Тяжёлая фракция. Пески имеют циркон-ильменитовую (12–20 и 48,0–66,6 % соответственно) минеральную ассоциацию (указываем две группы минералов, преобладающих по содержанию) (см. табл. 2).

Отмечено заметное присутствие лейкоксена (4,4–10,0%) – вторичного минерала, который развивается по ильмениту (признак элювиального генезиса песков). Масса тяжёлой фракции составляет всего 0,08–0,22 г, несмотря на преобладание ильменита, имеющего повышенную плотность (4,5–5,0 г/см³). По-видимому, это особенность элювиальных песков каньона Муйне. Среди второстепенных минералов преобладает очень устойчивый к выветриванию турмалин (5,2–10,6%). Менее развит силлиманит, содержание которого составляет 2,4–5,0% (этот минерал встречается во всех кристаллических породах мира, видимо, пески унаследовали его из «коренной основы» каньона). Пироксены (диопсид) и амфиболы (роговая обманка), которые являются неустойчивыми к процессам выветривания компонентами, образуют ничтожную по содержанию группировку – < 1%. Отсутствуют гиперстен (группа пироксенов), тремолит (группа амфиболов), гематит, очень мало граната (0,2–1,0%) и магнетита (0,6–2,0%); постоянно в незначительном количестве (0,2–1,2%) встречаются дистен и ставролит. В одном образце (КМ-2 – песок мелко-среднезернистый, светло-серый, с признаками связности) обнаружено повышенное (7,0%) содержание гётита (игольчатая железная руда). Кроме того, это был единственный образец коллекции, в котором зафиксированы единичные частицы *метеоритов* в виде чёрных блестящих шариков. Коэффициенты устойчивости (КУ) в элювиальных песках тропической зоны находятся в пределах 5,7–22,5; пониженные (< 10) значения появляются за счёт некоторого увеличения (до 1,4–2,2%) содержания пироксенов (диопсид).

Эловые пески (пустыня). Лёгкая фракция почти полностью состоит из кварца (96–98%), присутствуют калишпаты (2–4%), плагиоклазов нет, в виде единичных знаков – биотит и обломки пород (см. табл. 2). Коэффициент зрелости (Kz) равен 24–49 (близок Kz элювия, за счёт которого они, видимо, и образовались) (см. табл. 3).

Тяжёлая фракция имеет ильменитовую (65,6%) или циркон-ильменитовую (12,0 и 60,6 % соответственно) минеральную ассоциацию; масса тяжёлых

2. Минеральный состав песков Вьетнама (фракция 0,25–0,05 мм)

Минералы	Образцы песков							
	Обнажение в каньоне Муйне (элювий)						Пустыня	
	КМ-1	КМ-2	КМ-2а	КМ-3	КМ-4	КМ-5	П-1	П-2
Лёгкая фракция (%)								
Кварц	98,4	93,2	98,8	95,2	92,8	90,4	98,0	96,0
Плагиоклаз	–	–	–	–	–	–	–	–
Калишпат	0,4	4,8	1,2	4,4	6,0	6,8	2,0	4,0
Биотит	+	0,8	+	0,4	1,2	0,4	+	–
Мусковит	–	0,8	–	–	–	–	–	+
Обломки пород	+	–	–	+	–	–	+	–
Агрегаты	1,2	0,4	–	–	–	2,4	–	–
Растительные остатки	–	+	–	–	–	–	–	–
Масса лёгкой фракции, г	7,42	9,88	10,85	11,58	14,49	16,09	4,88	15,27
Тяжёлая фракция (%)								
Магнетит	0,6	4,0	+	0,6	2,0	2,0	+	0,6
Ильменит	55,0	49,4	66,6	63,0	48,0	55,0	65,6	60,6
Гранат	0,2	0,6	+	1,0	0,4	0,8	0,2	1,2
Циркон	18,0	16,6	12,0	12,4	20,0	12,0	6,4	12,0
Сфен / брукит	0,4	–	–	–	+	–	0,4	0,2
Рутил	2,0	1,4	1,2	0,2	1,4	0,8	1,0	+
Лейкоксен	9,0	4,4	6,2	6,0	8,0	10,0	6,4	6,0
Роговая обманка	1,0	1,8	0,4	1,0	1,0	0,2	0,8	1,6
Диопсид	0,6	2,2	0,4	1,4	0,4	0,8	0,8	0,8
Гиперстен	–	–	–	–	–	+	–	–
Эпидот	0,8	0,8	0,4	1,4	0,2	2,8	4,4	3,0
Апатит	–	0,4	0,2	–	–	0,2	–	–
Турмалин	5,2	6,0	6,0	7,0	10,6	7,2	6,0	6,0
Ставролит	0,6	0,2	1,2	1,0	1,2	1,0	0,4	1,0
Дистен	0,4	0,4	0,4	0,2	0,8	1,2	0,6	0,8
Силлиманит	5,0	4,8	3,4	2,4	4,6	4,4	4,0	2,0
Андалузит	0,6	–	0,4	2,0	1,0	1,4	2,8	2,2
Гётит	0,6	7,0	0,6	0,4	0,4	0,2	0,2	+
Гематит	–	–	–	–	–	–	+	–
Метеориты	–	+	–	–	–	–	–	–
Масса тяжёлой фракции, г	0,08	0,12	0,16	0,22	0,22	0,21	0,12	0,44

Примечание. Компонент зафиксирован в виде единичных знаков (+), отсутствует (–).

минералов 0,12–0,44 г (она несколько больше, чем в элювии) (см. табл. 2).

К особенностям состава фракции относится заметное (6,0%) присутствие лейкоксена (это вторичный минерал по ильмениту). К числу второстепенных минералов, содержание которых составляет 2,0–6,0%, принадлежат турмалин, эпидот, силлиманит, андалу-

зит. Группа аксессуарных компонентов (содержание 0,2–1,0%) включает роговую обманку, диопсид, ставролит, дистен, гранат, рутил, сфен, редкие знаки гётита.

Таким образом, минеральная ассоциация тяжёлой фракции аналогична песчаному элювию, однако коэффициент устойчивости является пониженным

3. Коэффициенты зрелости (Kz) и устойчивости (КУ) элювиальных и эоловых песков различных климатических зон

Объекты	Элювиальные пески (каньон Муйне)**						Эоловые пески пустыни**		Эоловые пески (Прибайкалье)***		
	КМ-1	КМ-2	КМ-2а	КМ-3	КМ-4	КМ-5	П-1	П-2	1513	1514	1515
Образцы	КМ-1	КМ-2	КМ-2а	КМ-3	КМ-4	КМ-5	П-1	П-2	1513	1514	1515
Вид песка	ps	ps*	ps*	ps*	ps*	ps*	ps	ps	ps*	ps*	ps
Kz	246,0	19,4	82,3	21,6	15,5	19,3	49	24	4,0	4,0	3,7
КУ	14,5	5,7	22,5	8,1	21,9	19,2	7,8	7,5	0,02	0,01	0,01

Примечание. Песок: ps – без структурной связности и ps* – «связный» (глинистый); климатические зоны: ** – тропическая, *** – умеренно гумидная резко континентальная.

(7,5–7,8) за счёт уменьшения содержания турмалина и циркона и некоторого увеличения роговой обманки.

Вероятнее всего, элювиальные пески были источником эолового переноса. Лейкоксен в тяжёлой фракции эоловых покровов, как указывалось выше, также присутствует в заметном количестве, следовательно, можно предположить, что он вместе с ильменитом, по которому развит как вторичный минерал, переносился ветром в пустыню. Здесь также очень мало неустойчивых роговой обманки и пироксенов (диопсид), но имеются, как и в элювиальных песках, в количестве 2–6% турмалин, силлиманит, эпидот, андалузит.

Эоловые пески Тункинской впадины (Прибайкалье). Лёгкая фракция. Состав лёгких минералов песчаного эолового комплекса, распространённого в умеренно гумидной резко континентальной климатической зоне Прибайкалья, существенно отличается от выше описанных комплексов тропической зоны (аналогичная ситуация наблюдается и по составу тяжёлой фракции). Содержание кварца снижается (68,0–78,0%) за счёт увеличения калишпата и плагиоклаза (в сумме они составляют 18,4–19,6%) (табл. 4); в виде знаков появляются хлорит и графит, присутствуют обломки пород (0,8–3,2%) и единичные растительные остатки. Соответственно за счёт полевых шпатов коэффициент зрелости (Kz) оказывается весьма незначительным – 3,7–4,0 (см. табл. 3).

Тяжёлая фракция. Минеральная ассоциация здесь совершенно иная: пироксен-амфиболовая (25,0–32,0 и 31,2–35,6 % соответственно) (см. табл. 4). Фактически почти «на равных» присутствуют те и другие, при этом источниками первых являются трапповые интрузии, вторых – «минералы-пришельцы» эолового происхождения [1]. Значительную роль играют гранаты (12,2–14,0%). К числу второстепенных минералов (2,0–6,4%) относятся магнетит, ильменит, сфен, апатит, ставролит, силлиманит. Группа аксессуарных

компонентов (< 1,0%) включает рутил, турмалин, дистен, андалузит, лейкоксен; в виде единичных знаков отмечаются циркон, гётит, гематит.

Масса тяжёлых минералов здесь значительно больше – 1,49–2,06 г (в элювии и эоловых песках пустыни только 0,08–0,44 г, несмотря на преобладание ильменита с высокой плотностью). Видимо, эту массу обеспечивают многочисленные зёрна пироксенов и амфиболов, плотность которых значительно меньше (3,1–3,4 г/см³) по сравнению с ильменитом (4,5–5,0 г/см³), господствующим в песках тропической зоны.

Следовательно, в эоловых песках иной климатической зоны происходит чёткая замена устойчивых компонентов на неустойчивые, в результате до минимума снижается величина коэффициента КУ, который составляет всего 0,01–0,02. Аналогичная ситуация отмечена для лёгкой фракции, где также степень химической зрелости песков значительно меньше, поскольку кварц «вытесняется» неустойчивыми к химическому выветриванию калишпатами и плагиоклазами. Элювиальные пески тропической зоны – наиболее яркий пример химических преобразований отложений.

Возможные варианты формирования структурной связности в песках различных климатических зон. Предлагается рассмотреть два варианта причин формирования структурной связности в элювиальных и эоловых песках различных климатических зон: воздействие процессов лёссового литогенеза (Прибайкалье, умеренно гумидная резко континентальная зона) и воздействие процессов интенсивного химического выветривания (Вьетнам, тропическая зона).

Лёссовый литогенез рассматривается как особый геохимический тип выветривания, который в плейстоцене представлял грандиозный литолого-геохимический процесс, определивший накопление лёссовых отложений в перигляциальных областях

4. Минеральный состав эоловых песков Тункинской впадины (сокращённый вариант)

Образцы	Лёгкая фракция				Тяжёлая фракция				
	Содержание основных минералов, %								
	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Слюды	Амфиболы	Пироксены	Эпидот	Гранат	Рудные
1513	76,8	11,3	8,0	2,8	31,2	30,0	5,6	14,0	7,2
1514	78,0	9,6	10,0	0,4	35,6	25,0	4,4	12,8	8,4
1515	68,0	8,4	10,0	2,4	32,0	32,0	5,4	12,2	6,8

Примечание. Слюды – биотит + мусковит; амфиболы – роговая обманка + тремолит; пироксены – диопсид + гиперстен; рудные – магнетит + ильменит.

Восточной Сибири при аккумуляции пылевато-песчаного материала [4, 5]. Разделяя эту точку зрения, авторы, кроме того, признают ведущую роль криогенного фактора на фоне интенсивной карбонатизации осадков, влияние геологического субстрата (характер распространения различных геологических формаций) и возможность развития процессов лёссового литогенеза в голоцене, включая исторический период [9]. Образцы коллекции эоловых «связных» песков, отобранные в Тункинской впадине, являются типичным продуктом воздействия указанных процессов. На стадии седиментогенеза они были обычными песками, но наложенные процессы лёссового литогенеза, действующие в постдиагенетическую стадию «жизни» песчаного эолового покрова позднего плейстоцена–раннего голоцена в условиях перигляциального режима, превратили обычные пески в нестандартную разновидность с признаками связности (ps*).

Результаты минералогического анализа и расчёты специальных коэффициентов (Kz, КУ) показали пониженную химическую зрелость этих песков; господство минералов-пришельцев (амфиболов и пироксенов), появление которых связано с эоловым привнесением материала, также подтвердило слабое влияние процессов химического выветривания.

Элювиальные пески тропической зоны (каньон Муйне), представленные связными разновидностями (ps*), не имеют никакого отношения к лёссовому литогенезу. Их признаки структурной связности определяются, возможно, очень высокой степенью химического выветривания материала, о чём свидетельствуют резкое преобладание устойчивого кварца в лёгкой фракции, турмалина и циркона – в тяжёлой. Несмотря на господство ильменита, масса тяжёлых компонентов весьма незначительна (0,08–0,22 г),

поскольку они оставались на месте без каких-либо дополнительных поступлений «минералов-пришельцев».

Эоловые пески тропической зоны (ps) по минералогии близки элювию, который, видимо, и являлся источником для формирования эоловых покровов пустыни.

Таким образом, при сравнительном анализе элювиальных и эоловых песков двух климатических зон установлены различия их минеральных ассоциаций, определяющие химическую зрелость отложений: увеличение Kz соответствует возрастанию степени химических преобразований, снижение КУ – показатель относительно слабых химических изменений.

В тропической зоне Вьетнама имеет место интенсивное химическое выветривание, которое приводит к формированию «связных» глинистых песков в элювии, но при их эоловой транспортировке формируются классические эоловые покровы. В умеренно гумидной резко континентальной зоне Прибайкалья эоловые пески испытали воздействие наложенных процессов лёссового литогенеза, в результате которых превратились в «связные» (глинистые) разновидности; химическое выветривание в этих климатических условиях весьма незначительно, поэтому отмечаются присутствие и сохранение неустойчивых «минералов-пришельцев» – амфиболов и пироксенов, равно как и полевых шпатов.

«Связные» глинистые пески в Прибайкалье впервые были выделены при изучении грунтов на участке Северомуйск–Таксимо по трассе нефтепровода Восточная Сибирь–Тихий океан [7]. Они принадлежали различным геолого-генетическим комплексам отложений – аллювиальным, делювиальным, делювиально-пролювиальным (Q₄) и озёрно-флювиогляциальным (Q₂₋₃). Для общей группировки «связных»

(ps*) и обычных (ps) песков методом силикатного анализа был определён химический состав, затем по программе кластерного анализа Q-типа выполнено их группирование, которое показало чёткое выделение группы «связных» глинистых разновидностей (ps*).

В заключение можно сделать следующие краткие выводы.

На примере уникальной коллекции элювиальных и эоловых песков, распространённых в тропической и умеренно гумидной резко континентальной климатических зонах, впервые изучен минеральный состав лёгких и тяжёлых компонентов с помощью количественного иммерсионного анализа (фракция 0,25–0,05 мм). Предварительно на основе визуального описания и гранулометрического анализа выделены две разновидности – «связные» глинистые (ps*) и обычные (ps) пески.

Изучение минерального состава лёгкой и тяжёлой фракции образцов коллекции и расчёты специальных коэффициентов показали высокую степень химической зрелости элювия тропической зоны и значительно пониженную для эоловых песков Прибайкалья, обогащённых слабоустойчивыми «минералами-пришельцами» за счёт эолового привноса материала и благодаря климатическим особенностям территории.

В результате сравнительного анализа элювиальных и эоловых песков различных климатических зон предложены два возможных варианта формирования особой разновидности «связных» глинистых песчаных отложений: для тропической зоны в элювии главную роль играли процессы интенсивного химического выветривания, для эоловых песков умеренно гумидной резко континентальной зоны – процессы лёссового литогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лессовые* грунты Монголо-Сибирского региона / Т. Г. Рященко, В. В. Акулова, Н. Н. Ухова, С. И. Штельмах, Н. Н. Гринь. – Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2014. – 241 с.
2. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследований). – М. : Высшая школа, 1974. – 400 с.
3. *Ломтадзе В. Д.* Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. – Л. [СПб.] : Недра, 1990. – 327 с.
4. *Лукашев В. К.* Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадконакопления. – Минск : Наука и техника, 1972. – 320 с.
5. *Лукашев К. И.* Проблема лессов в свете современных представлений. – Минск : Изд-во АН БССР, 1961. – 218 с.
6. *Рященко Т. Г., Макаров С. А.* Минеральный состав элювиальных и эоловых песков различных климатических зон (сравнительный анализ) // Инженерно-геологическое и эколого-геологическое изучение песков и песчаных массивов. Труды Международной научной конференции. – М. : ООО «СамПринт», 2018. – С. 112–116.
7. *Рященко Т. Г., Ухова Н. Н.* Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (юг Восточной Сибири). – Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2008. – 131 с.
8. *Татарский В. Б.* Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. – М. : Недра, 1965. – 306 с.
9. *Ryashchenko T. G., Akulova V. V., Ukhova N. N.* Processes of loess lithogenesis during Pleistocene – Holocene // Quaternary International. – 2011. – No. 240. – P. 150–155.
10. *Zimbardo M., Ercoli L., Megna B.* The open metastable structure of a collapsible sand: fabric and bonding // Bulletin Engineering Geology and the Environment. – 2016. – V. 75, No. 1. – P. 125–139.

REFERENCES

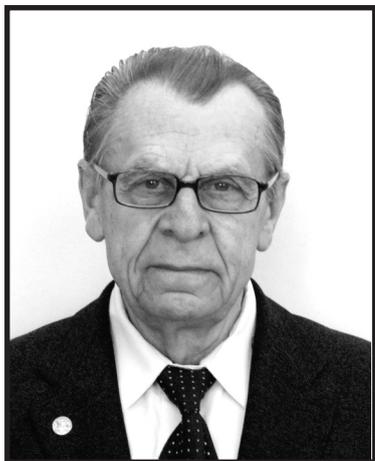
1. *Lessovyye* grunty Mongolo-Sibirskogo regiona [Loess soils of the Mongolian-Siberian region]. T. G. Ryashchenko, V. V. Akulova, N. N. Ukhova, S. I. Shtel'makh, N. N. Grin', Irkutsk, Institut zemnoy kory SO RAN publ., 2014, 241 p. (In Russ.)
2. *Logvinenko N. V.* Petrografiya osadochnykh porod (s osnovami metodiki issledovaniy) [Petrography of sedimentary rocks (with the basics of research methods)]. Moscow, Vysshaya shkola publ., 1974, 400 p. (In Russ.)
3. *Lomtadze V. D.* Fiziko-mekhanicheskiye svoystva gornykh porod. Metody laboratornykh issledovaniy [Physical and mechanical properties of rocks. Methods of laboratory research]. Leningrad, Nedra publ., 1990, 327 p. (In Russ.)
4. *Lukashev V. K.* Geokhimicheskiye indikatory protsessov gipergeneza i osadkonakopleniya [Geochemical indicators of hypergenesis and sedimentation]. Minsk, Nauka i tekhnika, 1972, 320 p. (In Russ.)

- tors of processes of hypergenesis and sedimentation]. Minsk, Nauka i tekhnika publ., 1972, 320 p. (In Russ.)
5. *Lukashev K. I.* Problema lessov v svete sovremennykh predstavleniy [The problem of loess in the light of modern ideas]. Minsk, AN BSSR publ., 1961, 218 p. (In Russ.)
 6. *Ryashchenko T. G., Makarov S. A.* Mineral'nyy sostav elyuvial'nykh i eolovykh peskov razlichnykh klimaticheskikh zon (sravnitel'nyy analiz) [Mineral composition of eluvial and eolian sands of different climatic zones (comparative analysis)]. Inzhenerno-geologicheskoye i ekologo-geologicheskoye izucheniye peskov i peschanykh massivov. Trudy Mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii. Moscow, SamPrint publ., 2018, pp. 112–116. (In Russ.)
 7. *Ryashchenko T. G., Ukhova N. N.* Khimicheskiy sostav dispersnykh gruntov: vozmozhnosti i prognozy (yug Vo-
stochnoy Sibiri) [Chemical composition of dispersed soils: possibilities and forecasts (south of Eastern Siberia)]. Irkutsk, Institut zemnoy kory SO RAN publ., 2008, 131 p. (In Russ.)
 8. *Tatarskiy V. B.* Kristallooptika i immersionnyy metod issledovaniya mineralov [Crystal optics and immersion method for studying minerals]. Moscow, Nedra publ., 1965, 306 p. (In Russ.)
 9. *Ryashchenko T. G., Akulova V. V., Ukhova N. N.* Processes of loess lithogenesis during Pleistocene – Holocene. Quaternary International, 2011, No. 240, pp. 150–155.
 10. *Zimbaro M., Ercoli L., Megna B.* The open metastable structure of a collapsible sand: fabric and bonding. Bulletin Engineering Geology and the Environment, 2016, V. 75, No. 1, pp. 125–139.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на её опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет». Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, не допускается.

Памяти Игоря Яковлевича Польшанного



1935–2022

21 октября 2022 г. ушёл из жизни ветеран ЦНИГРИ **Игорь Яковлевич Польшанный**. Он работал учёным секретарем института с 1989 по 2008 г., а затем до ухода в 2015 г. на заслуженный отдых – ведущим научным сотрудником отдела конъюнктуры минерального сырья. Осуществлял большой объём работ по координации процедуры апробации прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых.

Накопленные знания и опыт успешно применялись Игорем Яковлевичем в ЦНИГРИ. Он разработал комплексную систему управления и обеспечения НИР института. И. Я. Польшанный участвовал в формировании планов НИР и ГРР, руководил составлением координационных планов научных исследований отраслевых НИИ по алмазам, благородным и цветным металлам, осуществлял подготовку документации для участия в конкурсах и заключения Государственных контрактов, организовывал подготовку сводных отчётов о результатах научно-производственной деятельности института и его периферийных филиалов по создаваемой научно-технической продукции и внедрению научных достижений института в геологоразведочное производство.

За заслуги в научно-производственной деятельности в области геологии И. Я. Польшанный награждён знаком «Отличник разведки недр» и удостоен звания «Почётный разведчик недр». Высокий профессионализм, трудолюбие, принципиальность, большая требовательность к качеству выполняемой работы, отзывчивость и внимание к сотрудникам снискали Игорю Яковлевичу авторитет и уважение коллектива.

Институт выражает соболезнование родным и близким покойного. Память об Игоре Яковлевиче Польшанном навсегда сохранится в наших сердцах.

В 1957 г. Игорь Яковлевич окончил Казахский Государственный университет и до 1971 г. трудился в институте геологических наук АН Казахской ССР, изучая вещественный состав рудовмещающих формаций Рудного Алтая. Составил геологическую карту Кедровско-Бутачихинской зоны масштаба 1:10 000 и опорные геологические разрезы к подсчёту запасов крупного Тишинского полиметаллического месторождения. Участвовал в составлении прогнозной карты на полиметаллы, медь, железо и редкие металлы Лениногорского района. Разработал рекомендации по направлениям геологоразведочных работ, их внедрение завершилось обнаружением новых рудных объектов. По итогам исследований Игорем Яковлевичем защищена в 1969 г. кандидатская диссертация, а составленные карты вошли в «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» под редакцией А. П. Виноградова.

В 1971–1980 гг. Игорь Яковлевич трудился в Казахском институте минерального сырья в должности учёного секретаря, обеспечивая подготовку планов НИР института, их согласование с главным НИИ и Мингео СССР. Он участвовал в разработке методов крупномасштабного прогнозирования месторождений полиметаллов Рудного Алтая и основных промышленных типов месторождений меди Казахстана. Обрёл бесценный опыт перспективного планирования геологоразведочных работ для долгосрочных программ.

Коллеги, дирекция, профком и Совет ветеранов ФГБУ «ЦНИГРИ»