

*Светлой памяти Михаила Васильевича Горошко и
Бориса Фёдоровича Шевченко посвящается*

ГЕОЛОГИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮДОМО-МАЙСКОГО ПРОГИБА (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

В.А. Гурьянов¹, А.Н. Диденко^{1,2}, Г.З. Гильманова¹

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; e-mail: guryanov_v@mail.ru

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

Поступила в редакцию 3 июля 2024 г.

В статье рассмотрены природа, геологическое строение и особенности металлогении Юдомо-Майского прогиба в юго-восточной части Северо-Азиатского кратона. Используются как собственные данные, так и опубликованные ранее: картографические материалы по геологическому доизучению территории в масштабе 1:200 000–1:1 000 000, результаты обработки и интерпретации радиолокационной (SRTM-03) и гравиметрических съемок, профильных сейсмических и магнитотеллурических исследований. Построена структурно-геологическая карта прогиба и глубинные геолого-геофизические разрезы масштаба 1:2 500 000. Прогиб заложился в мезопротерозое на кристаллическом основании Алданского щита и прослеживается в субмеридиональном направлении на 700 км при ширине от 40 до 170 км. На юге он выклинивается в теле щита, на севере полностью перекрыт палеозойскими осадочными образованиями Сибирской платформы и Южно-Верхоянского пояса. Глубина Юдомо-Майского прогиба нарастает в северном направлении, где максимальное погружение кристаллического фундамента под прогибом до 24 км. Мелководный характер осадков свидетельствует о медленном его прогибании на протяжении свыше 1 млрд лет. Неопротерозойские магматические комплексы прогиба представлены ультраосновными щелочными интрузиями центрального типа, дайками, силлами долеритов и трахибазальтов. Юдомо-Майский прогиб характеризуется разновозрастной металлогенией. В его пределах известны месторождения редкоземельных элементов, тантала и ниобия, крупные стратиформные полиметаллические месторождения с серебром и германием, месторождения меди и золота.

Ключевые слова: металлогения, магматизм, стратиграфические комплексы, мезо-неопротерозой, Юдомо-Майский прогиб.

ВВЕДЕНИЕ

Юдомо-Майский мезо-неопротерозойский прогиб расположен в юго-восточной части Сибирской платформы (СП) на границе с Южно-Верхоянским прогибом, входящим в структуру одноименного складчатого пояса. Существуют различные взгляды на природу Юдомо-Майского прогиба и его роль в геологическом развитии территории, которые неоднократно обсуждались в литературе [26, 27, 31, 35–37, 39, 40]. Например, А.Л. Ставцев [36] включал Юдомо-Майский прогиб в структуру Верхояно-Колымского орогенного пояса в качестве краевой Нельканской чешуйчато-надвиговой зоны, и по его представлениям породы в ней деформированы в гребневидные

антиклинали и корытообразные синклинали, надвиги с глубиной выполаживаются и не затрагивают кристаллический фундамент. Тогда как в работах Л.М. Парфенова и А.В. Прокопьева [26, 27] прогиб – это Нелькано-Кыллахский краевой шов, состоящий из нескольких дугообразных в плане сбросо-надвигов, с которыми связаны асимметричные складки, а опущенная окраина Сибирской платформы была ими определена как Верхоянский складчато-надвиговой пояс, сформированный на месте пассивной окраины континента [39]. В работах предшественников практически не объясняется причина широкого развития в зоне/шве неопротерозойских щелочно-ультраосновных интрузий и базитовых даек, хотя известно, что

такого рода комплексы пород являются признаком проторифовых зон [13, 44].

На геологической карте Хабаровского края и Амурской области масштаба 2:2 500 000, составленной под руководством Л.И. Красного [6], Юдомо-Майский прогиб выделен в качестве перикратонного, заложенного в мезопротерозое путем отчленения Охотского массива от Сибирской платформы. Это далеко не очевидно, так как формации метаморфических и осадочных пород к востоку от прогиба ничем не отличаются от таких же пород, распространенных на СП. Позднее, при составлении геологической карты третьего поколения масштаба 1:1 000 000 [14], Юдомо-Майский прогиб трактуется также в качестве перикратонного, отделяющего Сибирскую платформу от Аллах-Юньского верхнепалеозойского синклиория. На западе границей прогиба принимался Нельканский надвиг, на востоке – Бурхалинский глубинный разлом.

Отличным от изложенных выше взглядов является представление Б.Р. Шпунта [42] о природе Юдомо-Майского прогиба. Он отнес прогиб к верхнедокембрийским депрессионным структурам, заложенным в обстановке растяжения в краевой части Сибирской платформы, и позднедокембрийское осадконакопление, по его мнению, сопровождалось магматизмом толеитовой серии и завершилось внедрением ультраосновных щелочных интрузий, перекрытых породами эдиакария. Пирокластические породы, представленные туфами трахитов, туфоалевролитами и туфодоломитами, известны и в сарданинской свите эдиакария [43]. Сходных взглядов придерживается и А.К. Худолей [41], согласно которым тектоническую природу мезопротерозойского осадочного бассейна следует определить как внутрикратонную, а не пассивной окраины континента. Более того, внутрикратонная тектоническая обстановка, по мнению А.К. Худолей

[41, стр. 166], имела место и в неопротерозое: «...несмотря на некоторое сходство с пассивными окраинами континентов, позднерифейский осадочный бассейн так же, как и более древние, располагался внутри крупного докембрийского кратона, континентальная кора которого в Южном Верхоянье подверглась растяжению, но не полному разрушению».

В связи с неоднозначностью толкования разными исследователями природы и глубинного строения Юдомо-Майского прогиба, нами была поставлена задача провести анализ имеющихся данных по геологии, глубинному строению и металлогении прогиба. Мы рассматриваем прогиб как структуру мезо-неопротерозойской Учуро-Майской впадины Сибирской плиты длительного (не менее 1 млрд лет) развития, заложенную в мезопротерозое и стабилизированную в предэдиакарийское время. В эдиакарии и в раннем палеозое прогиб представлял единое целое с платформой, и в нем накапливались отложения, формационно идентичные платформенным отложениям. Основой проведенных исследований явились: 1) собственные данные В.А. Гурьянова, полученные при составлении геологических карт масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 [3–6, 14 и др.]; 2) материалы комплексных геолого-геофизических исследований по опорному профилю 3-ДВ [12, 15, 19, 42], в которых принимали участие авторы настоящей работы; 3) анализ новых опубликованных геолого-геофизических материалов [1, 13, 34], в том числе и сейсмических исследований методом МОВ [29, 30].

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

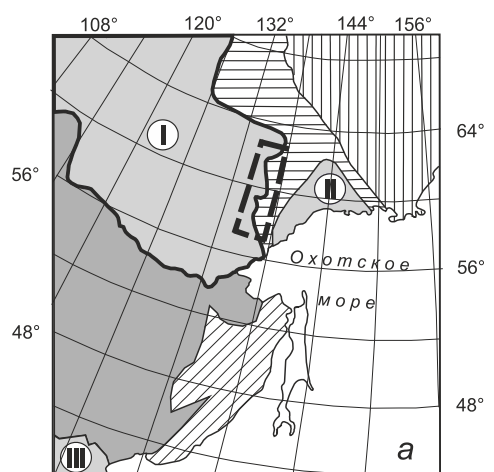
Геологическое строение

Юдомо-Майский мезо-неопротерозойский прогиб является крупным структурным элементом Севе-

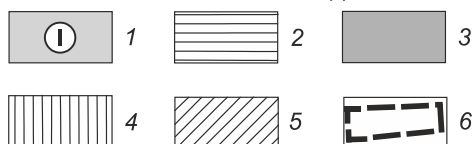
Рис. 1. Положение на обзорной тектонической схеме (а) и структурно-тектоническая схема Юдомо-Майского прогиба и сопредельных территорий с элементами минерагении (б), по [13, 19, 39, 42], с дополнением.

а: 1 – докембрийские структуры (I – Северо-Азиатский кратон, II – Охотский массив, III – Сино-Корейский кратон); 2 – Южно-Верхоянский палеозойский прогиб; 3 – Центрально-Азиатский позднедокембрийско-палеозойский покровно-складчатый пояс; 4 – Верхояно-Колымский мезозойский орогенный пояс; 5 – Сихотэ-Алиньский мезозойский орогенный пояс; 6 – район исследований;

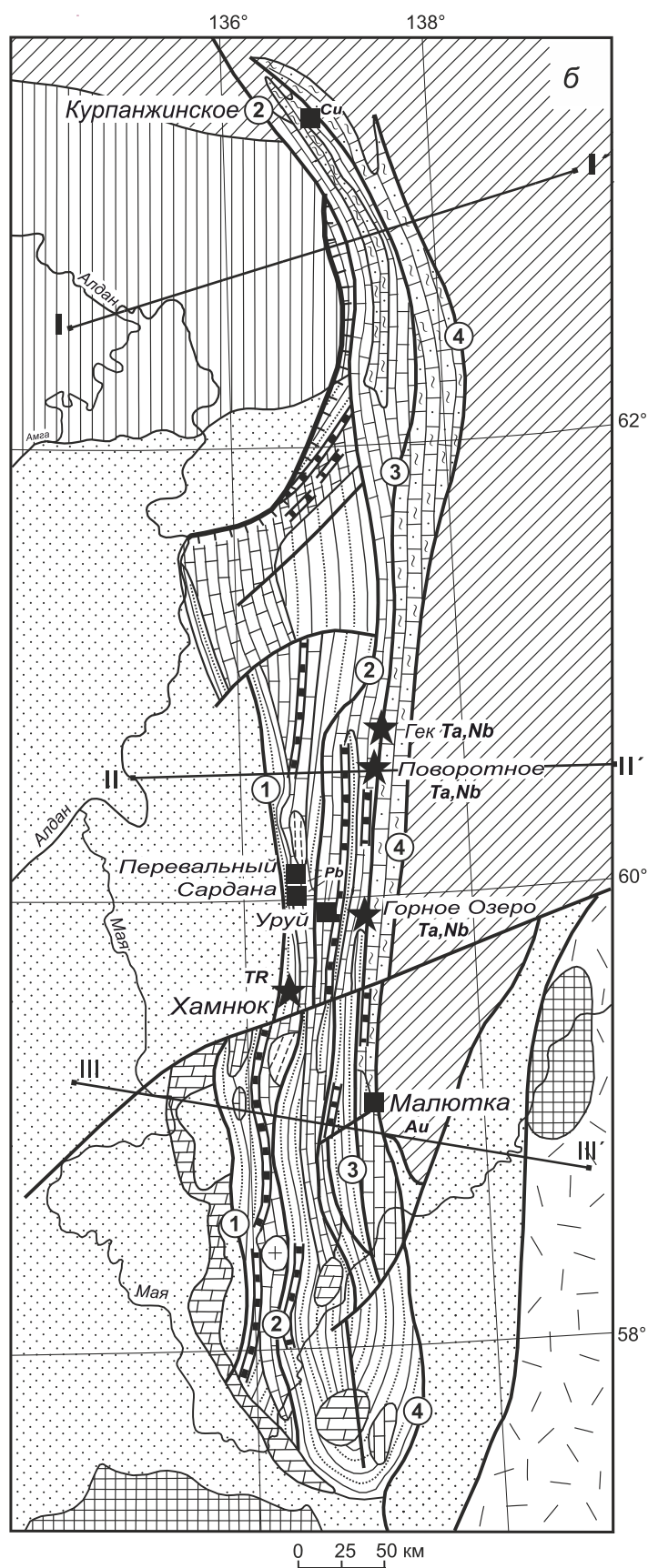
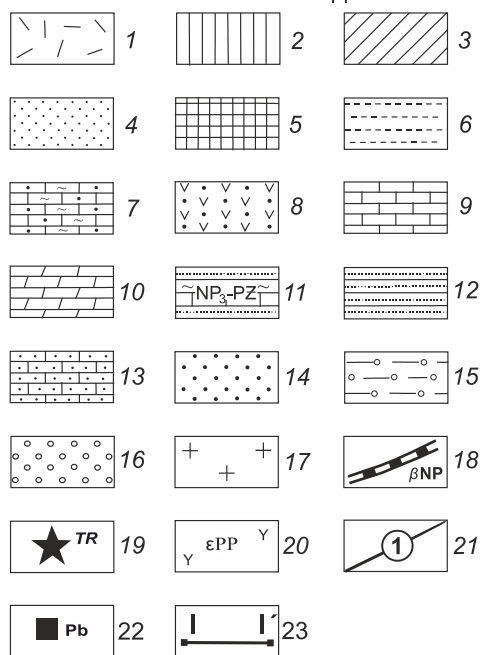
б: 1 – Ульинский мезозойский вулканогенный прогиб; 2 – Приверхоянский позднеюрско-раннемеловой прогиб; 3 – Южно-Верхоянский палеозойский прогиб; 4 – чехол Сибирской платформы, 5 – кристаллический фундамент; 6–20 – образования Юдомо-Майского прогиба: 6 – юрские отложения, 7 – девонские вулканогенно-осадочные отложения, 8 – ордовик-силурийские терригенные отложения, 9 – кембрийские карбонатные отложения, 10 – эдиакарий-нижнепалеозойские карбонатно-терригенные отложения, 11 – эдиакарийские отложения, 12 – неопротерозойские отложения уйской серии, 13 – неопротерозойские отложения лахандинской серии, 14 – мезопротерозойские отложения керпильской серии, 15 – мезопротерозойские отложения аймчанской серии, 16 – мезопротерозойские отложения уянской и учурской серий, 17 – мезозойские гранитоиды, 18 – неопротерозойские дайки и sillы основного состава, 19 – тела неопротерозойских ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, 20 – палеопротерозойские интрузии щелочного состава (только на рис. 2, б, в, разрез I-I); 21 – глубинные разломы (1 – Нельканский, 2 – Гувиндинский, 3 – Челатский, 4 – Бурхалинский); 22 – месторождения и рудопроявления полезных ископаемых; 23 – линии геолого-геофизических разрезов, представленных на рис. 2–4. Условные обозначения здесь и на рис. 2, 3.



Условные обозначения для «а»



Условные обозначения для «б»



ро-Азиатского кратона, расположенным в его краевой юго-восточной части (рис. 1, *а*). В современном виде прогиб представляет собой линейный грабен, вытянутый в меридиональном направлении на 700 км при ширине от 40 до 168 км [13, 14], его южный конец выклинивается в пределах платформы, а северный уходит под палеозойские и мезозойские отложения Верхоянья (рис. 1, *б*). Видимая часть прогиба с запада ограничена: на юге Нельканским, на севере – системой пологих надвигов правобережья р. Алдан, а с востока – Бурхалинским разломом. На севере, в междуречье Хандыга-Сунтар, на линии профиля 3-ДВ [12, 15, 19, 42] мезо-неопротерозойские отложения перекрыты породами платформенного чехла эдиакарий-палеозойского возраста, в связи с чем глубинное строение прогиба устанавливается только геофизическими методами (МОВ-ОГТ, МТЗ). На востоке, за Бурхалинским разломом, Юдомо-Майский прогиб перекрыт карбон-пермскими отложениями Южно-Верхоянского прогиба мощностью до 5–9 км [36]. Амплитуда перекрытия – от 3–5 до 15 км. В строении Юдомо-Майского прогиба различаются Кыллахская и Сетте-Дабанская тектонические зоны, прослеживаемые вдоль прогиба в меридиональном направлении (рис. 1, *б*). Они сложены породами разного возраста и характеризуются различным стилем деформаций, которые установлены геологическими [26, 27] и геофизическими методами [1, 34, 42]. Основными дизъюнктивными структурами прогиба являются (рис. 1, *б*): 1) Нельканский листрический надвиг, представлен тремя сближенными взбросо-надвигами, наклоненными на восток под углами 60–75°, а с глубины 1.5 км выполаживающимися до 2–5°. Тектонический срыв приходится на границу мезо- и неопротерозоя; 2) Гувиндинский листрический надвиг с амплитудой вертикального смещения до 2.5 км, с ним связаны зоны трещиноватых, милонитизированных и брекчированных пород; 3) Челатский листрический надвиг с амплитудой вертикального смещения до 4 км; 4) Бурхалинский левый сдвиг с восточным опущенным крылом до 2 км.

Разломы заложились в эдиакарии (предъюдомское время) в связи с процессами рифтогенеза в Юдомо-Майской структурно-формационной зоне. Первоначально это были листрические сбросы, в позднеюрское время в связи с инверсией тектонического режима трансформировавшиеся в надвиги, по которым мезо- и неопротерозойские отложения были перемещены в западном направлении и надвинуты на кембрийские образования чехла Сибирской платформы, с которыми связаны асимметричные гребневидные антиклинали, а в зонах надвигов проявлена мелкая складчатость и милониты [13].

Нельканская (Кыллахская) зона прослеживается вдоль границы с платформой. Она сложена мезо-неопротерозойскими, эдиакарийскими, кембрийскими и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями [14, 39]. Сетте-Дабанская зона, отделенная от Кыллахской зоны Челатским разломом, с поверхности сложена отложениями эдиакария и нижнего палеозоя. Мощность перекрывающих протерозойские толщи осадочных пород в Кыллахской зоне достигает 800 м, а восточнее в Сетте-Дабанской зоне – 7700 м. Прогиб отличается значительным раздвигом земной коры и магмопроявлениями, характерными для формаций континентальных рифтов [42]. Прогиб асимметричен, его осевая часть по геофизическим данным смещена к востоку [13].

Установлены некоторые особенности в формировании Юдомо-Майского прогиба. По мере приближения к нему с запада на восток уже в Учуро-Майской впадине наблюдается последовательное наложение более молодых мезо-неопротерозойских осадочных толщ на более древние, без выпадения из разрезов отдельных стратиграфических подразделений [10]. Это дает основание полагать последовательное их наложение друг на друга и в Юдомо-Майском прогибе. В то же время в пределах последнего появляются вулканомиктово-терригенные толщи уйской серии неопротерозоя, которые отсутствуют в Учуро-Майской впадине [39]. Мощности стратиграфических подразделений нарастают в сторону прогиба (данные сейсмического профилирования [29, 30]), поэтому следует ожидать максимальные их мощности в самом прогибе.

По результатам пересечений Юдомо-Майского прогиба и сопредельных территорий отдельными сейсмическими профилями МОВ [15, 29, 30] и по результатам комплексных исследований вдоль профиля 3-ДВ [12, 42] были построены геолого-геофизические разрезы для южной (рис. 2, *а*, 4 *а*, профиль III-III), центральной (рис. 4, *б*, профиль II-II) и северной (рис. 2, *б-в*, 4, *в*, профиль I-I) его частей. Было выявлено наличие пологопадающих разломных систем, свидетельствующих о развитии надвиговых перемещений комплексов пород Юдомо-Майского прогиба. Составленные 2D комплексные геолого-геофизические модели для северной части прогиба на всю мощность земной коры и для южной – на верхнюю часть земной коры позволяют сделать выводы о времени и параметрах перемещений. Максимальная глубина погружения фундамента в наиболее опущенных блоках под Юдомо-Майским прогибом на юге в полосе профиля III-III около 12 км (рис. 2, *а*), а для северной его части в полосе профиля I-I' до 24 км (рис. 2, *в*).

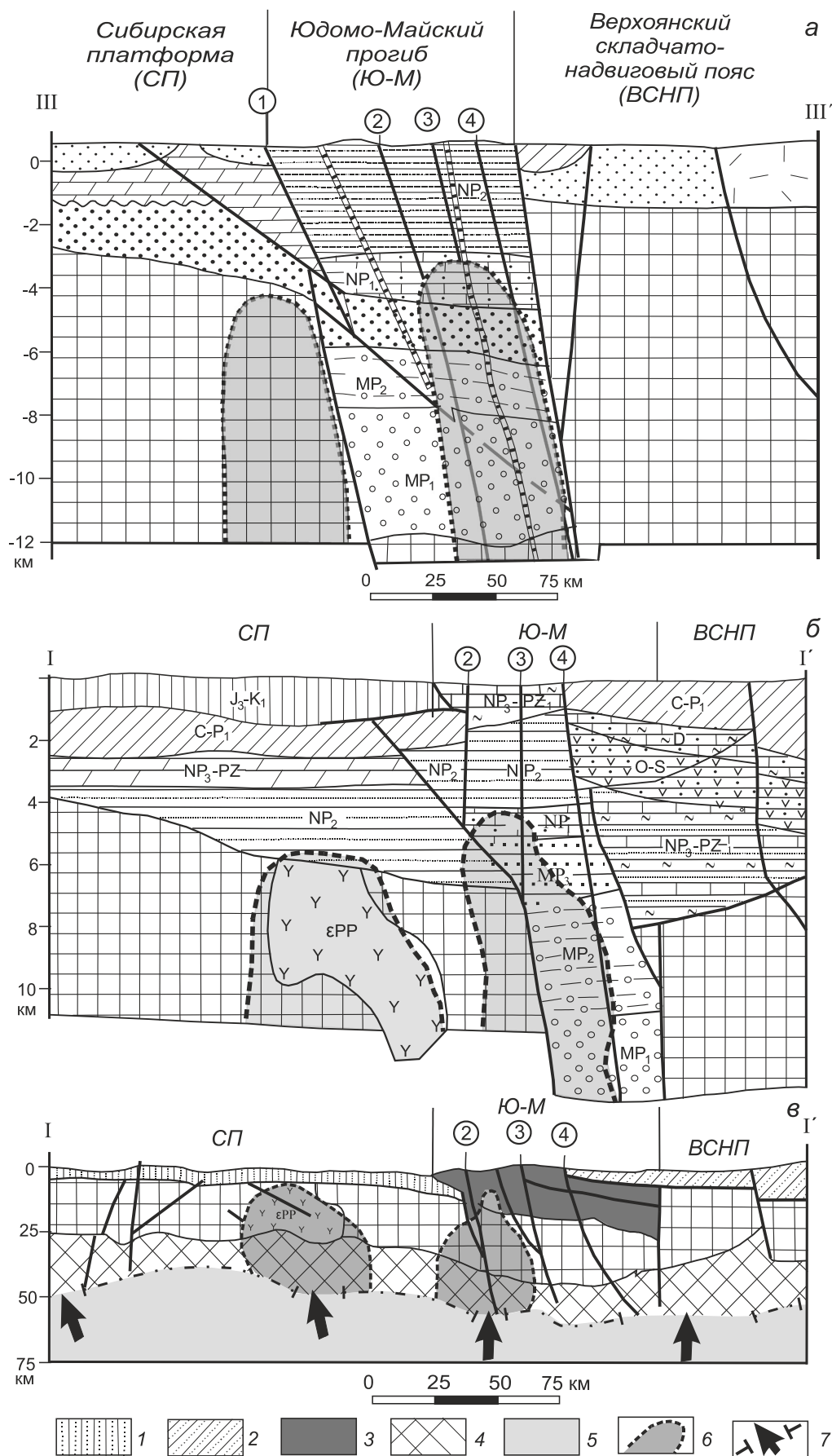


Рис. 2. Комплексные геолого-геофизические разрезы верхней коры (а, б) и модель земной коры (в) Юдомо-Майского прогиба, по [12, 19, 42], с дополнением.

а, б – разрезы верхней коры вдоль профилей III-III' и I-I' на рис. 1, б, соответственно. Условные обозначения смотри рис. 1, б; в – разрез земной коры вдоль профиля I-I' на рис. 1, б; 1 – породы чехла Сибирской платформы; 2 – породы Верхоянского складчато-надвигового пояса; 3 – комплексы пород, слагающие Юдомо-Майский прогиб; 4 – комплексы пород нижней коры; 5 – мантийные образования; 6 – разуплотненные породы (результат плотностного моделирования, см. рис. 3 и 4); 7 – мантийные «окна» (разрывы в подошве земной коры) и направление поступлений мантийных флюидов.

Прочие условные обозначения и знаки см. на рис. 1

На основе анализа геолого-геофизических разрезов верхней коры (рис. 2, а, б) устанавливаются и седиментационная синхронность толщ Юдомо-Майского прогиба с толщами платформенного чехла Учуро-Майской впадины, общность стратиграфических перерывов, уровней развития кор выветривания и фаз магматизма [13]. Вместе с тем, следует с максимальной осторожностью подходить к приведенным в некоторых работах параметрам и природе тектонических нарушений. Проведённые сейсмические исследования [29] показали, что в зоне выделяемого в ряде работ Нельканского надвига слою осадочных пород кандыкской свиты уйской серии прослеживаются в восточном направлении без заметных смещений.

Усть-Юдомским разломом Юдомо-Майский прогиб делится на два блока: Кыллахский и Южный. В Южном блоке прогиба предполагается развитие мезопротерозойских уянской, учурской, аимчанской, керпыльской и неопротерозойских лахандинской, уйской и эдиакарийской юдомской серий, разделенных между собой перерывами и несогласиями, знаменующими важнейшие этапы осадконакопления [10]. В северном блоке выделяются отложения Горностахской антиклинали, параллелизуемые (условно) с мезо-неопротерозойскими отложениями Южного блока.

Мезо-неопротерозойский комплекс (до эдиакария) Юдомо-Майского прогиба подразделяется на учурскую, аимчанскую, керпыльскую, лахандинскую и уйскую серии [45]. Мезопротерозойская уянская серия обнажается только за пределами Юдомо-Майского прогиба. Вероятным возрастным и формационным её аналогом на юго-востоке прогиба может быть нижняя часть разреза билякчанской серии, с угловым несогласием залегающая на породах кристаллического фундамента и кислых эффузивах палеопротерозоя, отделяясь от тех и других образований корой выветривания [14]. Серия сложена красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами с покровами metabазальтов, прослоями алевролитов, кремнистых пород и кварц-хлорит-серицитовых сланцев. Общая мощность отложений уянской серии (нижней части разреза билякчанской серии) – от 580 до 2000 м. Начало формирования отложений, судя по К-Аг датировке новообразованного калиевого полевого шпата в коре выветривания подошвы конкулинской свиты, не раньше 1670 млн лет [20].

Породы учурской серии несогласно перекрывают отложения уянской серии, а там, где они отсутствуют, залегают непосредственно на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте. На западе прогиба она представлена песчаниками и алевролитами с прослоями доломитов. Восточнее в разрезе учурской

серии возрастает количество аргиллитов, появляются известняки и кремнистые породы. Мощность серии увеличивается с запада на восток с 970 до 2690 м [2, 20]. К/Аг возраст пород по глаукониту из гонамской свиты составляет 1520–1450 млн лет [31]. Её возрастным аналогом, верхняя часть разреза билякчанской серии мощностью от 500 до 2000 м выделяется на юго-востоке Учуро-Майской впадины и представлена песчаниками, алевролитами, доломитами, аргиллитами, известняками, гравелитами, конгломератами с прослоями кремнистых пород и кварц-хлорит-серицитовых сланцев [14].

Отложения аимчанской серии, залегающие с разрывом на доломитах учурской серии, представляют собой крупный седиментационный трансгрессивный ритм [10]. Базальные горизонты серии сложены кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов и аргиллитов, сменяющимися вверх по разрезу переслаиванием доломитов, песчаников, аргиллитов и алевролитов. Выше залегают темные алевролиты, песчаники кварцевого и кварц-полевошпатового составов, редко – аргиллиты. В пределах прогиба мощность отложений серии увеличивается с запада на восток от 140 до 1980 м [10]. К-Аг возраст отложений по глаукониту – 1230–1210 млн лет [31].

Керпыльская серия залегает с разрывом, реже угловым несогласием на аимчанской серии или более древних толщах мезопротерозоя [14]. Нижняя часть серии представлена переслаивающимися кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами кремнистых пород и конгломератов; средняя часть – мергелями, известняками, иногда битуминозными, реже аргиллитами с прослоями доломитов и песчаников. Венчается разрез серии толщей биогермных доломитов [2]. В подошве картируется кора выветривания мощностью от 7 до 15 м, сложенная брекчиями, дресвяниками, глинистыми и кремнисто-карбонатными породами. Мощность отложений серии увеличивается с запада на восток от 1350 до 1690 м. Pb/Pb датировка известняков малгинской свиты керпыльской серии – 1043 ± 14 млн лет [24].

Между нижележащими отложениями мезопротерозойской керпыльской и вышележащими образованиями неопротерозойской лахандинской серий установлен существенный перерыв в осадконакоплении, фиксирующийся развитием коры выветривания, представленной дресвяниками, брекчиями доломитов с суглинистой связующей массой и глинисто-железистыми бокситоносными породами мощностью до 0.4 м [14]. Отложения лахандинской серии состоят из аргиллитов с подчиненными прослоями строматолитовых и онколитовых доломитов и известняков. В

составе серии описываются три ритмопачки мощностью около 250 м каждая [45]. Нижняя часть каждого ритма сложена алевролитами, аргиллитами и кремнисто-глинистыми сланцами, выше которых залегают доломиты, строматолитовые известняки и доломиты с прослоями аргиллитов. По-видимому, формирование осадочных толщ происходило в мелководном бассейне (волноприбойные знаки, трещины усыхания). Мощность серии варьируется от 500 до 840 м.

Возраст керпыльско-лахандинской границы по Pb-Pb методу оценивается в 1025 ± 40 млн лет, а время формирования пород лахандинской серии – от 1025 до 850 млн лет [32]. Характерно, что к пограничным горизонтам неопротерозоя с мезопротерозоем приурочены силлы базитов. Полученные для них изохронный Sm-Nd и U-Pb возрасты свидетельствуют, что внедрение тел базитов происходило в интервале от 1005 ± 4 до 947 ± 7 млн лет [25]. На образованиях лахандинской серии без видимого перерыва залегают породы уйской серии [14, 45]. Она представлена алевролитами, песчаниками и аргиллитами, залегающими без видимого несогласия на горизонте битуминозных доломитов лахандинской серии. Нижняя часть ее сложена песчаниками и алевролитами. Выше залегают ритмично переслаивающиеся граувакковые песчаники, алевролиты и аргиллиты. В составе песчаников содержатся обломки базальтов. Мощность серии увеличивается с запада на восток – от 450 до 4600 м [2, 14, 45].

Уйская серия имеет терригенный состав, характеризуется резкой фациальной изменчивостью, указывающей на наличие нескольких источников сноса. Преобладали мелководно-морские, реже дельтовые флювиальные обстановки осадконакопления. В центральной части уйского бассейна средняя часть серии содержит пачки с градиационной слоистостью, подводно-оползневые складки и другие признаки осадконакопления на склоне глубоководного желоба. Rb-Sr возраст пород средней части уйской серии по валовым пробам аргиллитов – 730 ± 80 млн лет [28]. Западнее Юдомо-Майского прогиба в Мокуйской скважине на востоке Учуро-Майской впадины лахандинская и уйская серии отсутствуют [17].

Отложения юдомской серии эдиакария мощностью от 280 до 850 м, с корой выветривания в подошве (до 1.4 м), трансгрессивно перекрывают более древние толщи и отделены от кембрия внутрiformационным разрывом [14]. Они обладают стабильным литологическим составом и сложены в нижней её части (аймская свита) битуминозными доломитами, пестроцветными песчаниками, известковистыми и кремнистыми доломитами, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, известняками, сургучно-красными

кремнистыми породами. Верхняя часть разреза серии (усть-юдомская свита) представлена кавернозными и сахаровидными доломитами, среди которых отмечаются известковистые, алевроитистые и песчанистые разновидности. В верхах разреза отмечены битуминозные доломиты и строматолитовые известняки. Они содержат окаменелости широкого спектра – от микрофитолигов, строматолитов и микрофоссилий до радиолярий и мелкораквиной фауны, указывающие на принадлежность вмещающих их отложений к верхнему эдиакарию. По данным М.А. Семихатова [33], Rb-Sr возраст низов юдомских отложений – 639 ± 20 млн лет, а верхнеюдомских в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ равен 553 ± 23 млн лет.

Верхнедокембрийские образования Кыллахской зоны слагают Горностахскую антиклиналь с углами наклона крыльев $10-30^\circ$. Они расчленены на три комплекса: нижний, средний и верхний [39]. Ядро антиклинали сложено отложениями нижнего комплекса, а крылья – среднего и верхнего комплексов позднего докембрия, эдиакария и кембрия. Породы нижнего комплекса суммарной мощностью 3800 м сложены алевролитами, песчаниками и доломитами примерно в равных пропорциях. Средний комплекс мощностью 2600 м сопоставляется с аймчанской и керпыльской сериями Учуро-Майской впадины. Аймчанская серия в нижней части сложена кварцевыми песчаниками с подчиненными пачками пестрых и серых алевролитов, залегающих с угловым несогласием на породах нижнего комплекса. Верхняя часть аймчанской серии представлена чередованием доломитов, алевролитов и песчаников. Терригенные толщи мощностью около 1600 м, сопоставляемые с керпыльской серией, залегают с разрывом на доломитах. Более поздние отложения, залегающие на породах керпыльской серии, представлены преимущественно известняками и доломитами, сопоставимыми с лахандинской и уйской сериями неопротерозоя. Это терригенная толща с редкими линзами доломитов общей мощностью до 3670 м [39].

Породы мезо-неопротерозоя несогласно перекрыты кембрийскими, ордовикскими и силурийскими отложениями. Залегание пород субгоризонтальное с небольшим наклоном на восток, и только вблизи зон разломов слои заметно деформированы. В лежащем боку разломов они приобретают падение на запад, а в висячем боку круто задраны с сохранением восточного падения. Эдиакарские, кембрийские, ордовикские и силурийские отложения с несогласием перекрывают мезо-неопротерозойские толщи прогиба [39, 40]. В восточной части Юдомо-Майского прогиба (Сетте-Дабанская зона) они отличаются повышенными мощ-

ностями (суммарно до 4730 м), в отличие от западной (Кыллахской), где их мощность не превышает 1500 м.

Отложения нижнего-среднего кембрия отражают время максимальной трансгрессии в результате углубления юдомского моря. Они представлены известняками, доломитами, доломитистыми известняками, мергелями, битуминозными известковистыми доломитами с максимальной мощностью до 630 м. Нижне-среднекембрийские шельфовые отложения по направлению к востоку переходят в глубоководные склоновые отложения верхнего кембрия (известняки, доломиты, кремнистые алевролиты, песчаники), которые вверх по разрезу вновь сменяются мелководными терригенно-карбонатными толщами ордовика и силура мощностью до 2100–2400 м. Характерной особенностью нижнепалеозойских отложений является присутствие горючих сланцев, битуминозных известняков и аргиллитов с повышенными содержаниями платины, золота, фосфора, ванадия и обогащенных сапропелевым веществом [16, 21, 23].

Структура востока СП в среднем палеозое оказалась разрушенной, и на пассивной окраине континента сформировался Южно-Верхоянский перикратонный прогиб. Он наложен на нижнепалеозойский плитный комплекс преимущественно карбонатного состава краевой части Сибирской платформы и сложен терригенными породами девона-перми глубоководного шельфа и континентального склона.

Магматизм

Позднекембрийское осадконакопление протекало в тесной связи с синхронным ему магматизмом, который проявлялся в интрузивной (в основном силлы, реже дайки) и вулканической формах. При изучении состава мезо-неопротерозойских осадочных толщ района установлены достоверные признаки магматической деятельности на всем протяжении геологического развития Учуро-Майской впадины и входящего в неё изучаемого Юдомо-Майского прогиба. В прогибе мезопротерозойские толщи погребены под неопротерозойскими, поэтому состав интрузивных пород в них принимается аналогичным магматическим породам, выходящим на поверхность за его пределы. В самом Юдомо-Майском прогибе среди неопротерозойских толщ широко развиты только дайки и силлы долеритов и массивы ультраосновных щелочных пород (рис. 1, 2, а–б, 3).

Положение возможных очагов формирования указанных на рис. 2 магматических комплексов (глубинные «корни») в пределах земной коры и их связи со структурами, расположенными в верхней мантии определено с помощью комплексной геолого-геофизической модели профиля 3-ДВ по линии Сковороди-

но – залив Шелихова, построенной по разработанной ранее методике [18, 42]. Дополнительно для этих целей были построены 3D модели земной коры, основанные на расчете распределения аномальной плотности с шагом 5 км до глубины 150 км [46, 48].

В настоящей работе для иллюстрации выбраны сечения, соответствующие распределению плотности на глубинах 0, 20 и 45 км – поверхность, средняя и нижняя кора (рис. 3). По модельным построениям в пределах площади прогиба установлены три области развития относительно низкоплотных тел – северная, центральная и южная, которые прослеживаются на всех глубинных уровнях от поверхности до нижней коры. Наиболее отчетливо они видны в средней и особенно нижней части земной коры (рис. 3, б–в). Через эти области, с учетом мест положения комплексного профиля 3-ДВ (сейсмические исследования выполнены в модификации МОВ-ОГТ) и сейсмических профилей (модификация МОВ), были составлены плотностные разрезы, освещающие распределение плотности по глубине до 75 км для Юдомо-Майского прогиба и прилегающих территорий (рис. 4). Установлено, что низкоплотностные объекты, с которыми на земной поверхности соотносятся магматические породы различного возраста, через своеобразные мантийные «окна», установленные по сейсмическим данным разрывы сплошности подошвы земной коры, продолжают в верхнемантийном пространстве (красный и розовый цвета на рис. 4). Подобные структуры (разрывы подошвы земной коры или мантийные «окна») известны и в других как древних, так и современных геотектонических структурах [7, 22].

В нижней части разреза уянской серии мезопротерозоя присутствуют покровы субщелочных базальтов и долеритов, выявлены дайки высококалиевых субщелочных базальтоидов и трахиандеэибазальтов бириндинского комплекса [8, 10]. Среди пород учурской серии в бассейне рр. Учур и Алгама известны рои даек долеритов и габбродолеритов северо-западного простирания, отнесённых М.В. Горошко [8] к гариндинскому комплексу. Их К-Аг возраст составляет 1482, 1478 и 1472 млн лет [47]. В неопротерозое произошло крупное излияние базальтовых траптов и внедрение интрузий долеритов, габбродолеритов, габбро и базальтов улахан-бамского долеритового комплекса, залегающих среди пород лахандинской и уйской серий. Изотопный (Sm-Nd и К-Аг) возраст силлов базитов из нижнего горизонта – 942 ± 19 млн лет [25]. Для нижней части уйской серии характерно присутствие силлов базитов мощностью от 1–10 до 170 м. Покровы мощностью от 1 до 70 м сосредоточены в верхней части разреза серии, где они образуют до 30

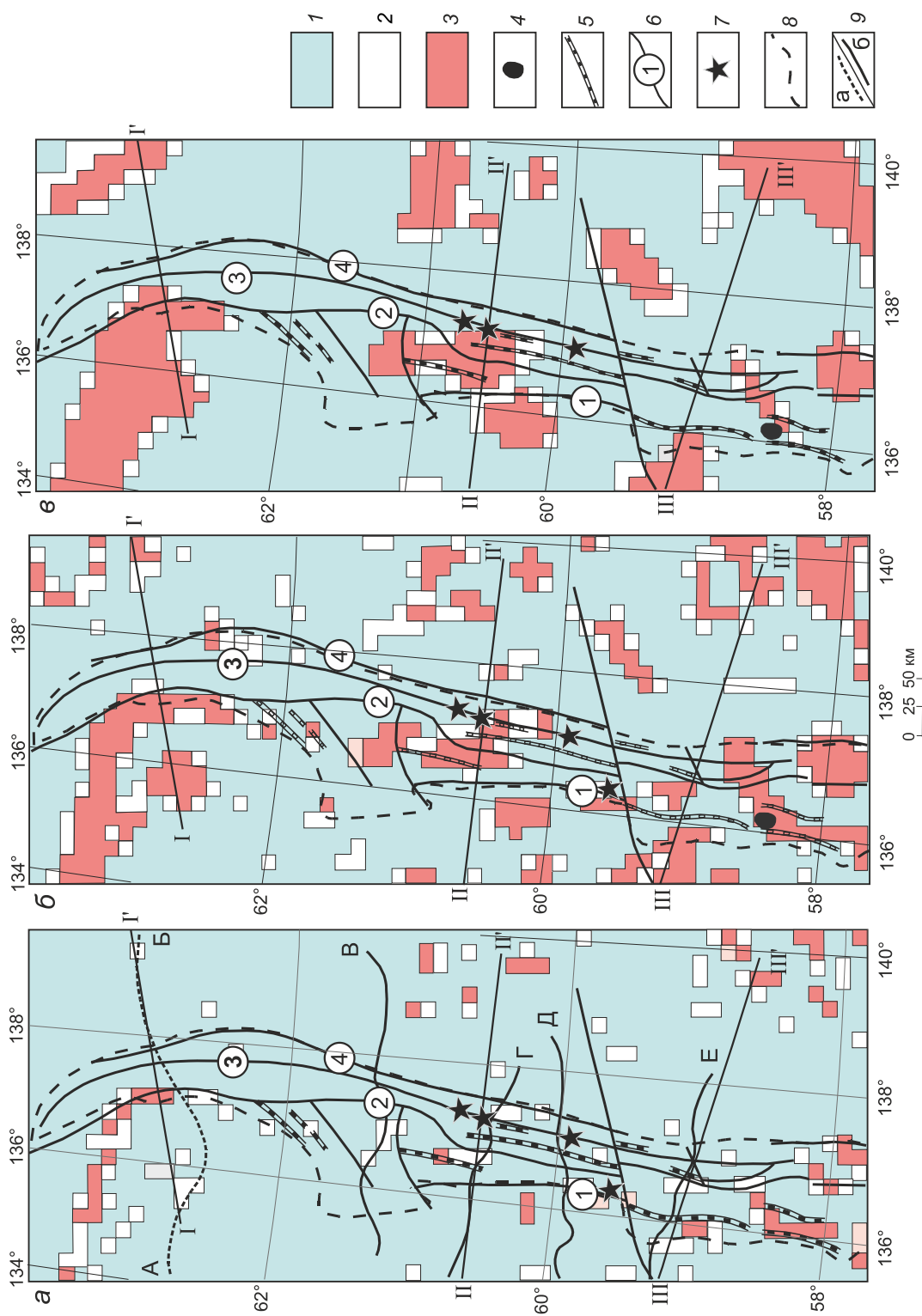


Рис. 3. Плотностная модель земной коры Юдомо-Майского прогиба и прилегающих территорий для поверхности (а), глубин 20 (б) и 45 (в) км, по [12, 42], с изменением.

1–3 – относительная плотность $> +0.1$ (1), $-0.1 \div +0.1$ (2), < -0.1 (3); 4 – мезозойские гранитоиды; 5 – неопрогерозойские дайки и силлы основного состава; 6 – основные разломы (номера соответствуют номерам на рис. 1, б); 7 – тела неопрогерозойских ультраосновных щелочных пород с карбонатитами; 8 – граница Юдомо-Майского прогиба; 9 – геофизические профили на «а»: а – глубинный опорный профиль 3-ДВ (А-Б), б – сейсморазводные профили методом МОВ (В, Г, Д, Е).

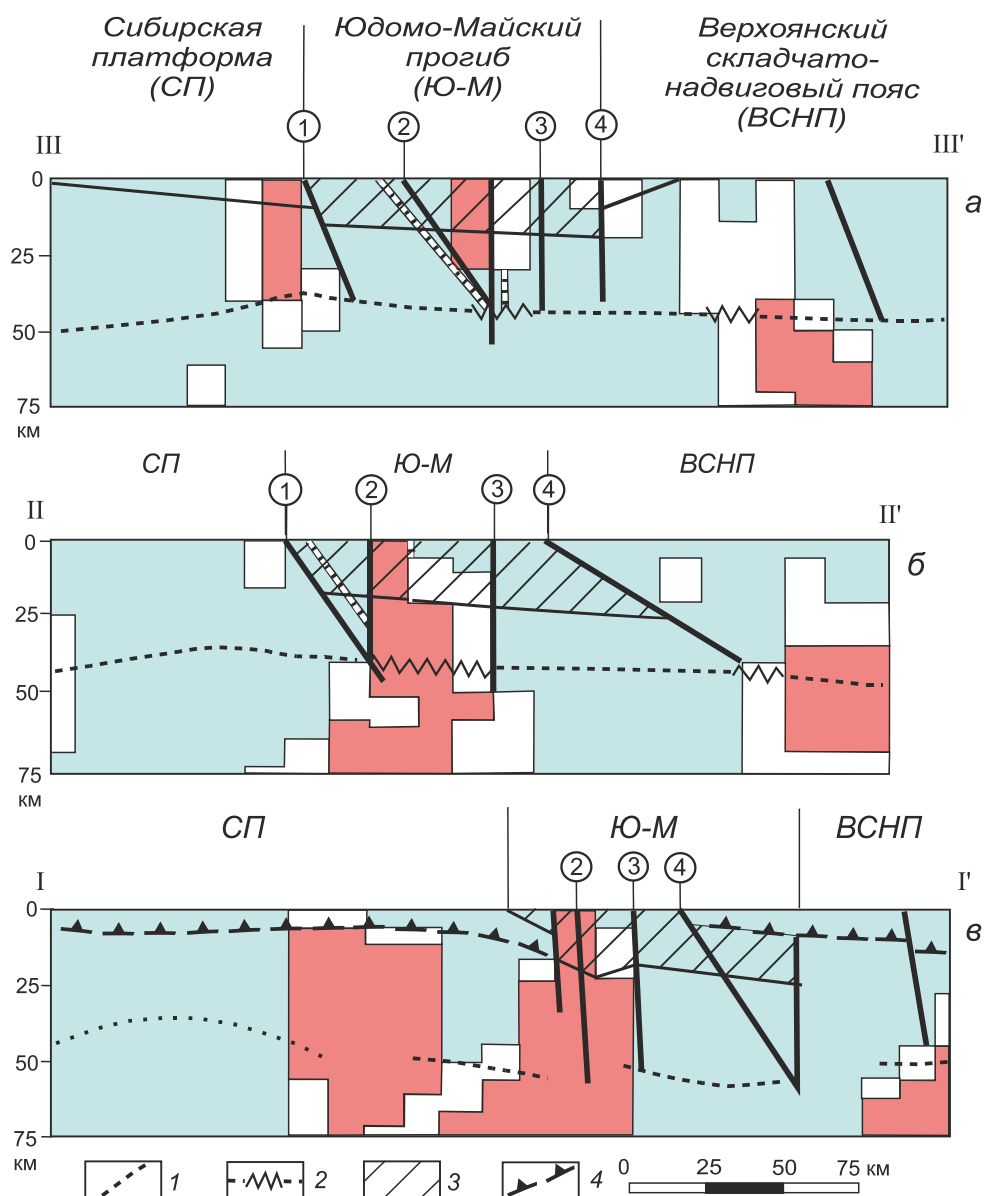


Рис. 4. Структурно-плотностные разрезы (модели) строения земной коры Юдомо-Майского прогиба и прилегающих территорий, по [12, 42], с изменением.

1 – граница Мохоровичича (разрывы – мантийные «окна»); 2 – предполагаемые мантийные «окна»; 3 – комплексы пород, составляющих прогиб; 4 – граница консолидированного фундамента по геолого-геофизическим данным. Остальные условные на рис. 3.

уровней, формируя потоки различной протяженности. Дайки базитов в пределах прогиба – преимущественно субмеридионального простирания. Породы силлов относятся к базитам нормальной щелочности, покровов – к титанистым субщелочным базальтоидам [39]. Многочисленные К-Аг определения их возраста варьируются от 790 до 660 млн лет [38].

В предэдиакарийское время сформировались массивы щелочно-ультраосновных пород центрального типа [9, 40]: Горноозерский, Поворотный, Гек, Воин и другие (рис. 1). К этому типу массивов от-

несена и слабо вскрытая эрозией Хамнинская щелочная интрузия с редкоземельной минерализацией, представленная на дневной поверхности дайками щелочных сиенитов, щелочными автобрекчиями, эруптивными брекчиями и карбонатитами. Rb-Rb возраст пород с редкоземельной и редкометалльной минерализацией собственно Горноозерской интрузии составляет 640–600 млн лет, оруденения (бастнезит и гатчеттолит) – 650–570 млн лет [5, 9]. Мелкие щелочно-ультраосновные тела Сахаринского района Rb-Sr методом датированы в широком интервале – от нео-

протерозоя до верхней юры [39]. Наиболее вероятный возраст должен быть близок к возрасту Горноозерской интрузии, т.е. неопротерозойским. Л.А. Кондратьевой с соавторами [21] выделены по геофизическим данным на севере Юдомо-Майского прогиба нескрытые (перекрытые палеозойскими толщами) тела предположительно ультраосновных щелочных пород. Западнее в пределах Учуро-Майской плиты вне Юдомо-Майского прогиба расположены близкие к ним по составу и возрасту Инганская, Арбарастахская (690–720 млн лет – К-Аг по флогопиту), Ингилийская (610–690 млн лет) рудоносные интрузии ультраосновных щелочных пород [9].

В Кыллахской зоне Юдомо-Майского прогиба установлено присутствие в сардаинской свите эдиакария чрезвычайно богатой гаммы пирокластических и пирокласто-осадочных пород, представленных литовитрокластическими туфами трахитов, туфоалевролитами, туфодоломитами и туфосилицитами [17]. Высокие содержания K_2O (10.2–15.7 %) при низких концентрациях Na_2O (0.07–0.24 %) в них, скорее всего, обусловлены наложенным калиевым метасоматозом, широко развитым в мезо-неопротерозойских отложениях среднего течения р. Учур, в том числе и на полиметаллических рудопроявлениях в юдомских отложениях в районе оз. Константиново [11].

Разрывные нарушения

В Юдомо-Майском прогибе выявлены разломы четырех направлений: меридионального, субширотного, северо-восточного и северо-западного (рис. 1). Наиболее четко проявлены меридиональные и субмеридиональные разломы, заложенные в мезопротерозое. Это крутопадающие взбросы, прослеживающиеся на сотни километров по всему прогибу. Восточные крылья их приподняты, плоскости сместителей круто (60–85°) наклонены на восток. Вертикальные амплитуды перемещения по ним составляют до 4 км, горизонтальные – до 5–8 км. К приподнятым крыльям часто приурочены силлы основного состава. Разломы фиксируются зонами интенсивно трещиноватых, иногда перетертых до глинистого состояния пород шириной до 20 м и более. Выделяются взбросы: Нельканский, Гувиндинский, Челатский и Бурхалинский (рис. 1, б, 2), отчетливо проявленные в цифровых моделях рельефа и их производных по данным космической радиолокационной съемки [13, 39].

Сейсморазведочными работами подробно изучена зона Нельканского разлома [1, 29, 30]. Она представлена тремя крутопадающими швами, наклонёнными на восток под углами 75–90°. В результате тектонических движений по Нельканскому разлому мезо-неопротерозойские отложения западного борта

Юдомо-Майского прогиба оказались надвинутыми на кембрийские осадочные толщи. По сейсморазведочным данным, западный борт Кыллахской зоны по пологому (около 13°) разлому надвинут до 35 км на структуры Вилуйской синеклизы и позднемелового Приверхоянского рифтогенного прогиба [1, 13].

В позднем мезозое под влиянием горизонтальных движений со стороны Верхояно-Колымского орогенного пояса в северной части Юдомо-Майского прогиба проявилось интенсивное надвигообразование [19, 42]. По сейсмическим данным, отложения западного борта прогиба по пологому (около 13°) надвигу надвинуты на структуры позднемезозойского Приверхоянского рифтогенного прогиба (рис. 2). Надвиги состоят из нескольких тектонических пластин. По данным А.В. Прокопьева [39], в зоне надвига наблюдаются пластины ордовикских отложений, перекрытых неопротерозойскими песчаниками.

Металлогения

В Юдомо-Майском прогибе известны рудные месторождения неопротерозойской, палеозойской и мезозойской металлогенических эпох. К неопротерозойской металлогенической эпохе относятся редкоземельные и Ta-Nb месторождения в ультраосновных щелочных интрузиях неопротерозоя, а также и стратиформные полиметаллические месторождения в породах юдомской серии эдиакария. Позднепалеозойские месторождения Cu, Au и других металлов располагаются на севере прогиба, мезозойские проявления Au – в южной его части.

Месторождения Nb и Ta с U, Zr и TR сосредоточены в массивах Горное Озеро, Поворотном и Гек (рис. 1, б) [14]. В этих интрузивах локализовано два месторождения, четыре рудопроявления и пять пунктов минерализации Ta и Nb карбонатитового типа. Редкоземельная минерализация цериевой группы на месторождении Хамнюк в бассейне реки Хамна связана с карбонатитами карбонат-флюоритового, кальцит-барит-флюоритового и сидерит-анкерит-флюоритового составов с паризитом, бастнезитом, баритом и галенитом среди метасоматически измененных терригенно-карбонатных пород лахандинской серии неопротерозоя [9, 14]. Рудные тела представлены крутопадающими жилами и штокверками мощностью от 25 до 500 м и протяженностью от 100 до 1500 м. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное. Содержание суммы TR-цериевой группы – 0.2–1.93 %, Nb – 0.03–0.26 %.

В карбонатных породах юдомской серии эдиакария Юдомо-Майского прогиба известны три крупных полиметаллических месторождения: Сардана, Перевальное и Уруй (рис. 1, б), 17 проявлений и 30 пун-

ктов минерализации [14]. Выделяются два морфологических типа свинцово-цинкового оруденения: стратиформный и жильный. Большинство рудных объектов, в том числе крупные месторождения, относятся к стратиформному типу. Лишь незначительная часть пунктов минерализации сосредоточена в рудных телах жильного типа. Кроме Pb и Zn в промышленных концентрациях присутствуют Ge, Cd и Au, содержащиеся в виде примеси в основных рудных минералах. Возраст оруденения не установлен. Изотопные определения свинца дают возрастной диапазон рудной минерализации от неопротерозоя до раннего палеозоя.

Полиметаллическая минерализация известна в карбонатных породах ципандинской и вильской свит мезо-неопротерозоя [39]. Мощность рудных тел этих объектов не превышает первых метров, протяженность – первых сотен метров. Содержание Pb и Zn, соответственно, не более 2.35–4.0 и 1.0–5.8 %. В рудах ряда проявлений установлены содержания Au – 2.1 г/т, Cu – 1.72 %. Широкое распространение и пространственная приуроченность полиметаллической минерализации к неопротерозойским карбонатным породам свидетельствуют о региональном развитии стратиформного Pb-Zn оруденения этого возраста.

В Джалка-Менкюленском рудном районе, расположенном на севере, на границе Юдомо-Майского и Южно-Верхоянского прогибов, известно одно месторождение – Курпанджинское (рис. 1, б), 15 рудопроявлений Cu [39]. Подавляющее большинство медных объектов относится к стратиформному типу оруденения в терригенных, вулканогенно-терригенных и карбонатных породах протерозойско-палеозойского стратиграфического уровня, для которого характерно повышенное содержание Cu. Указанное выше стратиформное Курпанджинское месторождение Cu, расположенное на левобережье р. Менкюле, датируется поздним палеозоем [3]. Рудное поле месторождения площадью 45 км² сложено терригенно-карбонатными отложениями с пластами медистых песчаников мощностью от 0.2 до 1.6 м с мелковкрапленными халькозиновыми, борнит-халькозиновыми, халькопирит-борнитовыми и халькопиритовыми рудами с содержанием меди от 0.6 до 4.0 %.

В южной части прогиба известно мезозойское золотое месторождение Малютка [14], расположенное в поле развития пестроцветной свиты нижнего кембрия, слагающей юго-восточное крыло синклинальной складки. Золотое оруденение локализовано в минерализованных зонах дробления близширотного простирания длиной до 1 км и мощностью от 0.3 до 3 м, в которых сосредоточены золотоносные жилы и прожилки кварца. Минеральный состав рудных жил

представлен кварцем, анкеритом, баритом, рутилом и флюоритом. Рудные минералы: гематит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, сидерит, касситерит, золото. Содержание Au в рудах – от 0.01–0.7 до 3 г/т, реже до 97.5 г/т.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам обобщения и комплексной геолого-геофизической интерпретации вновь привлечённых данных следует, что Юдомо-Майский прогиб развивался на юго-восточной пассивной окраине Сибирской платформы на протяжении всего мезо-неопротерозоя и длительное время в пределах его территории имел место мантийный магматизм, что доказывается широким развитием в нем магматических комплексов щелочного ультраосновного состава. Глубинными разломами, контролирующими прогиб, вскрывалась нижняя часть земной коры и верхняя мантия, что подтверждено комплексными геолого-геофизическими исследованиями по опорному профилю 3-ДВ Сковородино – залив Шелихова и проявлениями вулканизма и магматизма в виде даек и силлов трахибазальтов, долеритов, щелочных базальтоидов и щелочно-ультраосновных интрузивов. Установлено, что низкоплотные объекты, с которыми на земной поверхности соотносятся магматические породы различного возраста, через своеобразные мантийные «окна» (разрывы подошвы земной коры) продолжают в верхнемантийном пространстве (рис. 2, 4). По модельным построениям в пределах площади развития прогиба выделены области развития относительно низкоплотных тел: северная, центральная и южная (рис. 3, 4). Максимальная глубина залегания кристаллического фундамента под прогибом в наиболее опущенных блоках оценивается от 12 км на юге до 24 км в северной его части.

Прогиб сложен терригенно-карбонатными и терригенными образованиями с ограниченными проявлениями вулканизма и интрузивного магматизма в виде ультраосновных щелочных интрузий с карбонатитами, силлов (покровов), даек щелочных и умеренно щелочных базальтоидов и долеритов. Песчаниковые толщи нижних горизонтов кварцевые, в меньшей мере аркозовые, что можно объяснить неоднократным перемывом продуктов разрушения коренных пород при замедленных темпах погружения дна водоема. Породы прогиба характеризуются слабым проявлением метаморфизма низких ступеней зеленосланцевой фации и слабой дислоцированностью. Только в зонах глубинных разломов угол наклона пластов превышает 50° (рис. 2).

В конце мезопротерозоя и начале неопротерозоя появляются карбонатные толщи, формирующиеся в

условиях мелкого теплого моря на удалении от береговой линии. В конце неопротерозоя карбонатное осадконакопление сменяется терригенным в условиях мелкого шельфа при медленных процессах трансгрессии. Замедленное формирование прогиба в условиях мелководья подчеркивается текстурами осадочных пород: косо́й слоистостью, трещинами усыхания, знаками ряби, прослеживаемыми по разрезу нижней части уйской серии, что позволяет сделать вывод о заложении прогиба на пассивной окраине континента. В то же время верхняя часть разреза уйской серии (Rb-Sr возраст аргиллитов – 730 ± 80 млн лет [28]) центральной части одноимённого бассейна содержит пачки с градиционной слоистостью, подводно-оползневые складки и другие признаки осадконакопления на склоне глубоководного прогиба. В это же время (от 790 до 660 млн лет [38]) происходило формирование покровов титанистых субщелочных и щелочных базальтоидов и внедрение силлов долеритов [39]. Следует отметить, что в предэдиакарийское время также сформировались массивы щелочно-ультраосновных пород центрального типа, возраст заклёченных в них редкоземельно-редкометалльных руд оценивается в 650–570 млн лет [9, 40]. Формирование уйских образований связано с рифтогенезом и раздроблением подстилающего раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы. Произошедшему около 1000–660 млн лет назад рифтогенезу не предшествовало региональное поднятие, и, следовательно, он проходил по модели пассивного рифтогенеза. Рифтогенез сопровождался основным магматизмом и формированием глубоководного прогиба, но признаки появления в нем океанической коры отсутствуют, а все источники сноса поставляли продукты размыва континентальной коры. Разрыв континентальной коры и отчленение от кратона Верхоянского (Верхояно-Колымского террейна) геоблока произошло, по всей вероятности, в конце мезопротерозоя или даже несколько позже – в эдиакарии. Асимметрия Юдомо-Майского прогиба и структурно-геофизические (сейсмические) данные [12, 42] указывают на то, что Кыллахская его часть является западной половиной прогиба на СП, а восточная половина прогиба располагается на погруженной части кратона и является фундаментом для пассивной окраины.

В осевой части прогиба, между Бурхалинским и Нельканским разломами, в среднем палеозое произошла деструкция земной коры и формирование Сетте-Дабанской рифтогенной структуры уже по модели активного рифтогенеза [21]. Палеозойские отложения в прогибе принадлежат чехлу платформы. Судя по увеличенной мощности кембрий-силурийских

отложений, по сравнению с окружающими блоками, на платформенной стадии развития прогиб сохранял тенденцию к дальнейшему прогибанию.

Проявления рудной минерализации в Юдомо-Майском прогибе связаны с неопротерозойской, позднепалеозойской и позднемезозойской рудными эпохами, наиболее продуктивной из которых является неопротерозойская. Неопротерозоем датируются Ta-Nb и редкоземельные месторождения, связанные с телами щелочных ультраосновных пород и карбонатитами, стратиформные полиметаллические месторождения в карбонатных породах юдомской серии эдиакария. В девоне проявилась медная, с золотом, минерализация в связи с рифтогенной базальтоидной активизацией на восточной периферии прогиба. Медная минерализация накладывается как на неопротерозойские отложения, так и на девонские осадочные породы. Масштабы золотоносности в связи с позднемезозойской металлогенической эпохой в прогибе на современной стадии изученности представлены только мелкими рудопроявлениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Юдомо-Майский прогиб заложился на юго-восточной пассивной окраине Сибирской платформы в начале мезопротерозоя и существовал свыше 1 млрд лет до конца неопротерозоя. Стабилизация прогиба произошла в предэдиакарийское время, когда кратон вступил в платформенную стадию геологического развития. Глубинными разломами, контролирующими прогиб, вскрывалась нижняя часть земной коры и верхняя мантия, что подтверждено комплексными геолого-геофизическими исследованиями по опорному профилю 3-ДВ Сковородино – залив Шелихова и проявлениями вулканизма и магматизма в виде трахибазальтов, долеритов, щелочных базальтоидов и щелочно-ультраосновных интрузий.

Выполняющие прогиб осадочные образования сложены аркозово-кварцевыми, терригенно-карбонатными и карбонатными толщами мощностью от 12 до 24 км. Формирование уйских образований связано с рифтогенезом и раздроблением подстилающего раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы. Произошедшему около 1000–660 млн лет назад рифтогенезу не предшествовало региональное поднятие и, вероятно, он проходил по модели пассивного рифтогенеза. Рифтогенез сопровождался основным и ультраосновным магматизмом и формированием глубоководного прогиба, но признаки появления в нем океанической коры отсутствуют, а все источники сноса поставляли продукты размыва континентальной коры. Прогиб унаследованно погружался и в раннем палеозое, на что указывают повышенные, по сравне-

нию с окружающими блоками фундамента, мощности толщ терригенно-карбонатных пород.

По модельным построениям в пределах площади развития пород Юдомо-Майского рифтогенного прогиба установлены три области развития низкоплотных тел – северную, центральную и южную. Наличие мантийных «окон» на границе Мохоровичича, выделенных по сейсмическим данным МОВ-ОГТ, свидетельствует, что разуплотнённые тела в пределах рифтогенного прогиба имели мантийные «корни».

Полезные ископаемые Юдомо-Майского прогиба представлены редкоземельными и редкометалльными карбонатитовыми залежами, стратиформными и субпластовыми телами полиметаллов, меди с примесью золота, серебра и германия, сформировавшиеся в неопротерозойскую и палеозойскую металлогенические эпохи. В мезо-неопротерозойских отложениях прогиба устанавливается стратиформная медная, полиметаллическая и благороднометалльная (золото, платиноиды) минерализация, выявлены фосфориты, бокситы, проявления железа, урана, золота в древних корях выветривания и конгломератах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны доктору геолого-минералогических наук А.С. Сальникову за внимательное ознакомление с рукописью настоящей статьи и сделанные им замечания и предложения, которые существенно способствовали улучшению качества представляемого материала. Работа выполнена в рамках государственных заданий ИТиГ ДВО РАН (тема НИР № 121021000095-1) и ГИН РАН (тема НИР № FMMG-2023-0010), а также за счет частичного финансирования гранта Российского научного фонда (проект № 25-17-68001 (продление 22-17-00023)).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзин А.Г., Оболкин А.П., Севостьянов С.Ю. Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба // Отч. геология. 2011. № 6. С. 21–26.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС. 2001. 230 с.
- Геологическая карта СССР. 1:1 000 000. Объясн. зап. Лист Р-53. Усть-Мая. 1960. 132 с. / Ред. Т.С. Кирусенко. М.: Картфабрика Госгеолтехиздата.
- Геологическая карта СССР. 1:1 000 000 (новая серия). Объясн. зап. Лист О-52, (53). Томмот. 1986. 126 с. / Отв. ред. Е.П. Мироноук. Л.: Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ.
- Геологическая карта СССР. 1:1 000 000 (новая серия): Объясн. зап. Лист (0-53), 54. Охотск. 1986. 128 с. / Отв. ред. А.Л. Ставцев. Л.: Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ.
- Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1: 2 500 000. / Гл. ред. Л.И. Красный. Л.: 1991. Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы; Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Гл. ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2010. Т. 2. 400 с.
- Горошко М.В. Основные черты тектоники и металлогении Улканского вулканогенного прогиба Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1991. № 4. С. 78–85.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А. Уран-редкометалльное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго-востока Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 70–91.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А. Мезо-неопротерозойские комплексы чехла юго-востока Сибирской платформы: условия образования и основные черты тектоники // Геотектоника. 2008, № 2. С. 80–96.
- Горошко М.В., Малышев Ю.Ф. Региональный калиевый метасоматоз и металлогения зон докембрийских структурно-стратиграфических несогласий (юго-восток Сибирской платформы) // Докл. АН. 2008. Т. 423, № 5. С. 663–666.
- Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможная Н.Г., Яковлев Д.В., Суворов В.Д. Тектоника восточной части Северо-Азиатского кратона в полосе профиля 3-ДВ (Хандыга – Адыгалах) / Тектоника складчатых областей Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2014. С. 96–99.
- Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Гильманова Г.З. Тектоника и металлогения зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 1. С. 15–30.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 – Нелькан / Гл. науч. ред. Г.В. Роганов. СПб.: Картфабрика ФГУП «ВСЕГЕИ». Объясн. зап. 2014. 472 с.
- Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектонофизика (е-версия). 2014. Т. 5, № 3. С. 785–798.
- Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
- Давыдов Ю.Г. Пирокластические и кремнистые породы юдомской серии Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 61–68.
- Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А., Сальников А.С., Старосельцев В.С., Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Гурьянов В.А., Заможная Н.Г. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль 3-ДВ Сквородино–Томмот // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1583–1599.
- Диденко А.Н., Ефимов А.С., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможная Н.Г. Тектоника земной коры области сочленения юго-восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Колымского орогенного пояса в полосе профиля 3-ДВ Хандыга – Адыгалах // Тектоника, геодинамика и ру-

- догенез складчатых поясов платформ: Материалы XLVIII тектонич. совещания. Т. 2. М.: Геос. 2016. С. 290–294.
20. Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов рифея Сибирского гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. № 1. С. 47–61.
21. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Стручков К.К. Комплексная рудоносность и алмазоносность Белореченской зоны Сетте-Дабанского палеорифта // Отеч. геология. 2010. № 6. С. 3–11.
22. Минц М.В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29.
23. Мирзеханов Г.С., Мирзеханова З.Г. Стратифицированное золотокварцевое оруденение углеродисто-терригенных толщ Южного Верхоянья. Владивосток: ДВО РАН, 1991. 125 с.
24. Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М., Горохов И.М., Каурова О.К., Подковыров В.Н., Гороховский Б.М. Pb-Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро-Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 6. С. 3–16.
25. Павлов В.Е., Галле И., Петров Ю.П., Журавлев Д.З., Шаццлло А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района (изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния) // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 4. С. 26–41.
26. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Надвиговые структуры Кыллахской гряды. (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 3–15.
27. Парфёнов Л.М., Прокопьев А.В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. С. 23–34.
28. Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. Глинистые отложения Сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика источников и этапы формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 397–418.
29. Развозжаева Е.П. Строение Кыллахской зоны Верхоянского надвигового пояса // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы Всерос. науч.-практ. конф. / Отв. ред. А.Я. Биллер. Якутск: Издат. дом СФГУ, 2015. С. 395–397.
30. Развозжаева Е.П. Сейсмостратиграфическая модель Алдано-Майского осадочного бассейна (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 5. С. 25–47.
31. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Недра, 1983. 123 с.
32. Семихатов М.А., Овчинникова И.М., Горохов М.И., Кузнецов А.Б. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. АН. 2000. Т. 372, № 2. С. 216–221.
33. Семихатов М.А., Овчинникова И.М., Горохов М.И., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Pb-Pb –изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Вост. Сибирь) // Докл. АН. 2003. Т. 393, № 1. С. 83–87.
34. Соловьев Е.С., Фридовский В.Ю., Адаров Т.Д. Геофизические поля и глубинное строение Южного Верхоянья // Отеч. Геология. 2011. № 6. С. 82–86.
35. Ставцев А.Л. О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон в обрамлении древних платформ // Геология руд. Месторождений. 1976. Т. XVIII, № 1. С. 3–15.
36. Ставцев А.Л. Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М.: Недра, 1983. 140 с.
37. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005. 174 с.
38. Сухоруков В.И. Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири: Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ИГиГ СО РАН СССР, 1986. С. 23–64.
39. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 571 с.
40. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте. 1:1 500 000) / Отв. ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцин. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
41. Худoley А.К. тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Москва, Геологический институт РАН. 2003. 36 с.
42. Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Сальникова А.С., Заможняя Н.Г., Яковлев Д.В., Суворов В.Д. Тектоника и глубинное строение зоны сочленения Сибирской платформы и Верхоянно-Колымского орогенного пояса в полосе профиля 3-ДВ Хандыга-Адыгалах // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы Всерос. науч.-практ. конф. Якутск: ИПК СФГУ, 2013. Т. II. С. 259–264.
43. Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: Изд-во Якутского филиала СО АН СССР. 1987. 138 с.
44. Энциклопедический справочник. Планета Земля «Тектоника и геодинамика», СПб: ВСЕГЕИ, 2004, 652 с.
45. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. Якутск: ЯФ СО РАН, 1983. 156 с.
46. Li Y., Oldenburg D.W. 3D inversion of gravity data // Geophysics. 1998. V. 63. P. 109–119.
47. Okrugin A.V., Oleinikov B.V., Savvinov V.T., Tomshin M.D. Late Precambrian dyke swarms of the Anabar massif, Siberian platform // Mafic dykes and emplacement mechanism. Rotterdam: Brockfield. 1990. P. 529–534.
48. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // Computs and Geoscience. 1997. V. 23, N 1. P. 45–62.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 03.03.2025 г.

принята к печати 13.03.2025 г.

**GEOLOGY, DEEP STRUCTURE AND METALLOGENY OF THE YUDOMA-MAYA BASIN
(NORTH EASTERN CRATON)**

V.A. Guryanov^a, A.N. Didenko^{a,b}, G.Z. Gilmanova^a

*^aKosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia;
e-mail: guryanov_v@mail.ru*

^bGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

The article examines the nature, geologic structure, and metallogenic features of the Yudoma-Maya basin in the southeastern part of the North Eastern Craton. Use has been made of the results of processing and interpreting digital elevation models (DEMs) derived from the Shuttle Radar Topography Mission data (SRTM-03), 1:200 000 scale gravity survey, 2D seismic survey, magnetotelluric sounding, and revision mapping survey data, scale 1:1 000 000–1:200 000. A 1:2 500 000 scale structure-contour map of the basin accompanied with cross-sections has been constructed. The basin originated in the Mesoproterozoic on the crystalline basement of the Aldan Shield. It extends in a near north-south direction for 700 km varying in width between 40 and 168 km. In the south, the rift wedges out within the Aldan Shield, and in the north, it is fully overlain by Paleozoic sediments. The basin is getting deeper and wider northwards, where maximum depth to the top of the crystalline basement beneath the basin is more than 20 km. Shallow depositional environments are indicative of slow subsidence rates in the course of about one billion years. Igneous complexes of the basin hosted in Neoproterozoic thick sequences are central-type ultrabasic alkali intrusions, dykes and sills of dolerite and trachybasalt. Older igneous complexes are overlain by younger sediments. One can examine their composition in exposed host rocks outside the basin. The metallogeny of the Yudoma-Maya basin shows distinct characteristics. There occur large deposits of rare earth elements, tantalum, niobium, large stratiform complex deposits with silver and germanium, as well as copper and gold deposits.

Key words: metallogeny, magmatism, stratigraphic units, Meso-Neoproterozoic, Yudoma-Maya basin.