

УДК 551.24(571.6)

## МЕЗО-НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕХЛА ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ

© 2008 г. М. В. Горошко, В. А. Гурьянов

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65*

Поступила в редакцию 21.08.2006 г.

Впервые выделяется крупная (свыше 200 000 км<sup>2</sup>) внутриконтинентальная Учуро-Майская мезо-неопротерозойская впадина, расположенная в юго-восточной части Сибирской платформы. Определены ее контуры, в том числе и под эдикерий-кембрийским плитным комплексом. Выделены тектонические элементы более высоких порядков: поднятия, купольные сооружения и погружения, сформированные в процессе неопротерозойской и позднемезозойской тектоно-магматической деятельности.

Между породами калиммиана и эктазилана–стенлана на юго-востоке впадины выявлены тектонические покровы палеопротерозойских пород мощностью от 200 до 400 м. Установлено увеличение мощности осадочных пород в сторону Юдомо-Майского авлакогена.

Значительная мощность мезо-неопротерозойских отложений, признаки битуминозности осадочных пород являются благоприятными факторами нефте-газоносности впадины. Южная часть впадины перспективна на различные виды металлических полезных ископаемых в зонах структурно-стратиграфических несогласий и в платформенном чехле, в первую очередь, на уран и золото. Работа может служить основой для более детальных исследований тектоники района и определения стратегических задач поисков различных полезных ископаемых.

### ВВЕДЕНИЕ

Мезо-неопротерозойские структуры чехла докембрийских платформ привлекают к себе большое внимание со стороны исследователей докембрийской истории Земли. Интерес к этим структурам вызван, в первую очередь, их высоким металлогеническим потенциалом, обусловленным открытием в них крупных и уникальных месторождений урана, никеля, кобальта, меди, полиметаллов и другой рудной минерализации.

Мезо-неопротерозойские отложения чехла докембрийских платформ России наиболее детально изучены только на Восточно-Европейской платформе [35]. Играющие значительную роль в составе платформенного чехла мезо-неопротерозойские отложения юго-востока Сибирской платформы изучены слабо, хотя они и рассматриваются многими исследователями [1, 7, 11–14, 32, 33] как перспективные на многие виды полезных ископаемых. Вплоть до настоящего времени не определены границы их распространения, имеются только разрозненные данные по тектонике, существуют разночтения по их стратиграфическому расчленению и мощности выделенных стратиграфических подразделений [5, 7, 8, 9, 15, 18, 20, 21, 31, 37].

Целью настоящей статьи является освещение, в свете современных взглядов, основных черт геологического развития и тектоники мезо-не-

опротерозойских стратифицированных и интрузивных комплексов платформенного чехла юго-востока Сибирской платформы, выявленных в ходе региональных геофизических работ, геологических съемок разных масштабов, поисковых и тематических работ по исследованию ураноносности зон докембрийских структурно-стратиграфических несогласий [11].

Авторами собраны и проанализированы обширные материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике и глубинному строению района, накопленные в процессе многолетних исследований юго-восточной части Сибирской платформы производственными объединениями “Таежгеология” и “Дальгеология” при личном участии авторов. Использованы материалы разномасштабных аэрогеофизических работ по территории юго-востока Сибирской платформы, гравиметрических и буровых работ, площадных и профильных геологических и геохимических исследований, материалы вертикального электрического зондирования и другие. Дополнительно привлекались данные научно-исследовательских институтов и других производственных геологических организаций. Все это позволило решать поставленные выше задачи.

Рассматриваемая территория расположена в бассейнах рек Учуро, Май, Алдана и Амги на территории северных районов Хабаровского края и юго-востоке Республики Саха (Якутия) (рис. 1).

## РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Характеристика фундамента  
мезо-неопротерозойских отложений

Особенности глубинного строения территории установлены по данным интерпретации гравиметрических данных с привлечением ГСЗ [14, 34].

В пределах юго-востока Сибирской платформы, по данным ГСЗ, основной сейсмической границей является поверхность Мохо, прослеживаемая на глубинах от 36–39 км на востоке щита до 42 км на западе и от 38 км на севере до 43 км на юге. Местные вариации амплитуд поверхности Мохо от 2 до 8 км повторяются через интервал 80–200 км. В восточной части Алдано-Станового щита “гранитный” слой на 5 км меньше по мощности по сравнению с центральной частью щита, а расчетная средняя плотность “гранитного” слоя ( $2.69 \text{ г/см}^3$ ) свидетельствует о гранито-гнейсовом составе восточной части Алданской гранулитогнейсовой области. Этими особенностями глубинного строения объясняется уменьшение объема гранитоидов в составе ультраметаморфических комплексов восточной и северо-восточной частей упомянутой выше области по сравнению с центральной наиболее гранитизированной его частью.

Наиболее древние нижнеархейские метаморфические породы гранулитовой фации метаморфизма (рис. 2) картируются в Тырканском террейне восточной части Алданской гранулитогнейсовой области. Супракрустальные комплексы слагают Суннагинский, Идюмо-Хайканский террейны Алданской гранулитогнейсовой области и Батомгскую гранит-зеленокаменную область [34]. Они сложены различными по составу гнейсами, мраморами, кристаллосланцами гранулитовой, амфиболитовой, редко зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма иенгрского, федоровского, тимптоно-джелтулинского и батомгского метаморфических комплексов, а также осадочными и вулканогенными породами верхнего палеопротерозоя [31–34] (рис. 2).

По последним геохронологическим данным [30], возраст пород федоровской, тимптоно-джелтулинской и батомгской серий метаморфических пород является палеопротерозойским, а метаморфизм гранулитовой фации произошел на рубеже 1900 млн. лет. Самарий-неодимовый изотопный возраст плагиогнейсов федоровской серии 2254–2229 млн. лет, гнейсов этой же серии – 2637–2137 млн. лет [30]. Рубидий-стронциевые датировки гранат-гиперстеновых гнейсов утукачанской свиты батомгской серии  $2176 \pm 35$  млн. лет, плагиогранитов  $2180 \pm 146$  и  $2209 \pm 99$  млн. лет, гранодиоритов  $2069 \pm 32$  млн. лет и диоритов –  $2318 \pm 125$  млн. лет (неопубликованные данные геолого-съемочных работ, лаборатория геохронологии ВСЕГЕИ).

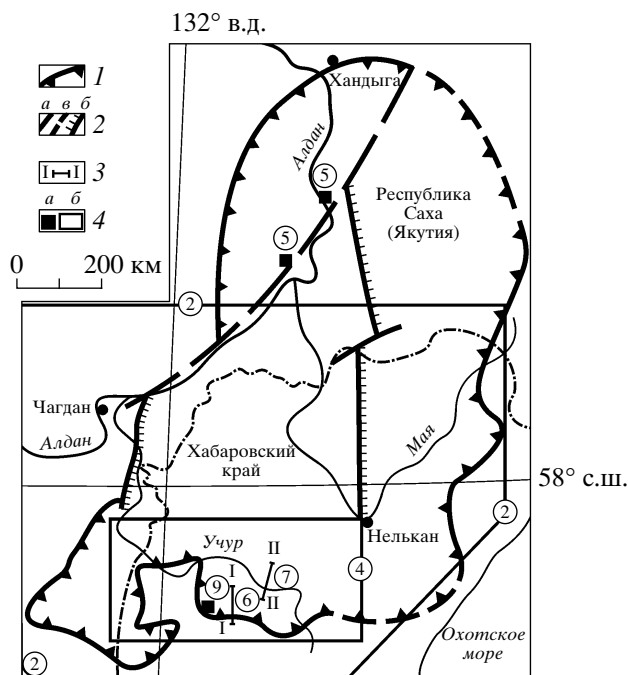


Рис. 1. Обзорная карта Учуро-Майской впадины масштаба 1 : 10000000 и местоположение рисунков

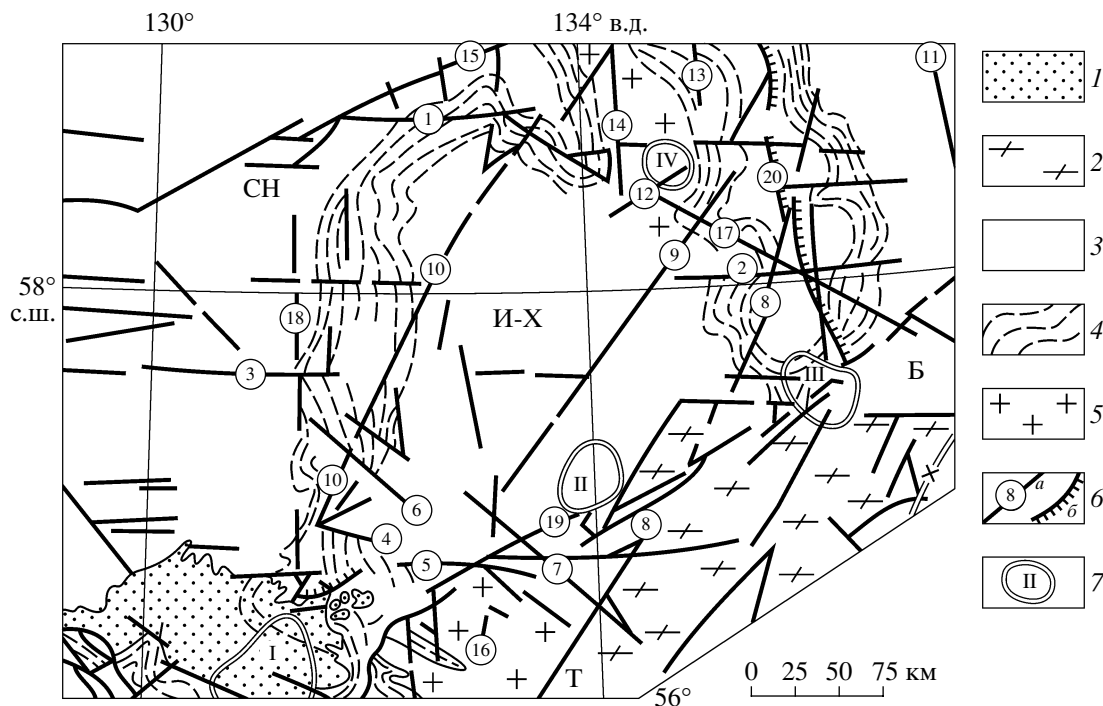
1 – контур Учуро-Майской впадины; 2 – тектонические нарушения: а – крутопадающие, б – надвиги, в – предположительные; 3 – геологические разрезы; 4 – контуры прилагаемых рисунков: а – вне масштаба, б – в масштабе.

Местоположение рисунков (цифры в кружках): 2 – схема строения кристаллического фундамента южной части Учуро-Майской впадины и ее обрамления; 9 – карта изогипс кровли фундамента бассейна верхнего течения р. Хангас-Муналы; 4 – схематическая геологическая карта бас. верхнего течения р. Учур; 6 – геологический разрез по сейсмическому профилю вдоль долины р. Уян; 7 – геологический разрез по профилю р. Олгомдо–р. Левый Томптокан; 5 – разрезы по Мокуйской скважине № 100 и Кыллахской зоне

Федоровская серия характеризуется карбонатно-базитовым составом и повышенной намагниченностью пород, вследствие чего они отчетливо выделяются в магнитном поле в виде магнитомаркирующего горизонта (см. рис. 2). Морфология горизонта позволила определить границы раннеархейского Тырканского и палеопротерозойского Идюмо-Хайканского террейнов (см. рис. 2) и проследить его поведение под мезо-неопротерозойскими платформенными образованиями вплоть до Юдомо-Майского авлакогена (см. рис. 2, 3). В соответствии с расчетами, он погружается под ними до глубины свыше 6 км от дневной поверхности [14].

Позднепалеопротерозойские терригенно-вулканогенные образования выполняют Улканский и Билякчанский вулканогенные прогибы (рис. 4, см. рис. 3) [14].

Наиболее поздними палеопротерозойскими образованиями являются диабазы, габбро-диабазы,



**Рис. 2.** Схема строения кристаллического фундамента южной части Учуро-Майской впадины и ее обрамления по геолого-геофизическим данным

1 – мезозойские впадины; 2 – палеопротерозойский батомгский метаморфический комплекс; 3 – палеопротерозойский тимптоно-желтулинский метаморфический комплекс; 4 – магнитомаркирующий горизонт, сложенный мраморно-базитовыми и сланцево-гнейсовыми пачками пород федоровского метаморфического комплекса; 5 – нижнеархейский тырканский метаморфический комплекс; 6 – основные разломы, выделенные по комплексу признаков и подтвержденные результатами поисковых и геологоразведочных работ: а – крутопадающие (цифры в кружках): 1 – Североалданский, 2 – Кавальканский, 3 – Кет-Капский, 4 – Толукский, 5 – Саргаттинский, 6 – Угданский, 7 – Улканский, 8 – Удыхино-Маймаканский, 9 – Учуро-Майский, 10 – Аимо-Токинский, 11 – Бурхалинский, 12 – Ингилийский, 13 – Маймакано-Хандыгский, 14 – Томпо-Устьмайский, 15 – Легденский, 16 – Уянский, 17 – Учурский, 18 – Чумиканский, 19 – Среднемайский, б – надвиги: 20 – Нелькан-Билляхская надвиговая зона; 7 – минимумы гравитационного поля, соответствующие подкоровым узлам разуплотнения: I – Токинский, II – Томптоканский, III – Нельканский, IV – Малокандыкский. Буквы на схеме – террейны кристаллического фундамента юго-востока Сибирской платформы: СН – Суннагинский, И-Х – Идюмо-Хайканский, Т – Тырканский, Б – Батомгский

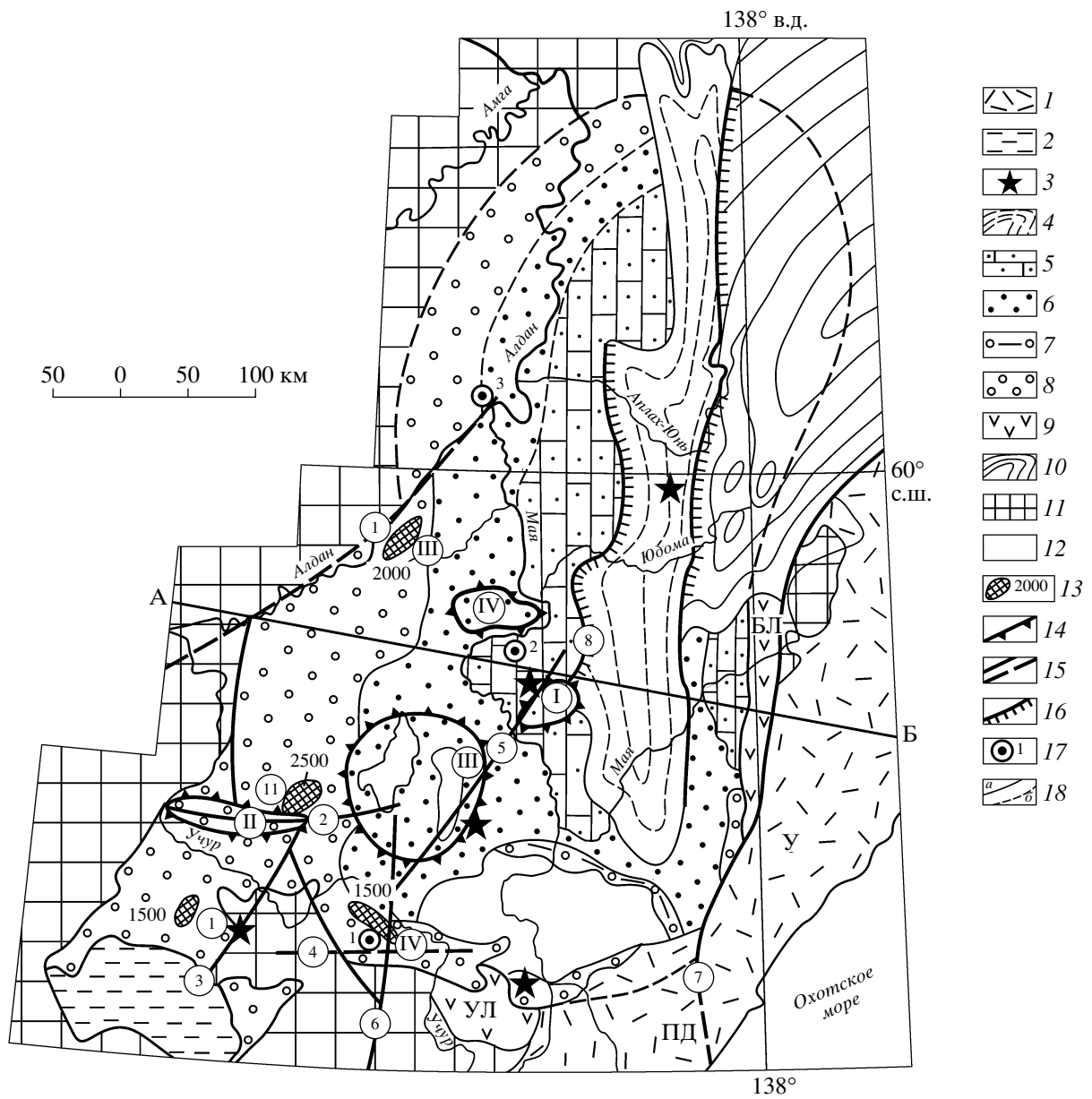
микродиориты маймаканского комплекса, образующие протяженные дайковые тела в породах фундамента.

Дизъюнктивная тектоника фундамента Учуро-Майской впадины представлена, преимущественно, ортогональной сетью разломов (см. рис. 2).

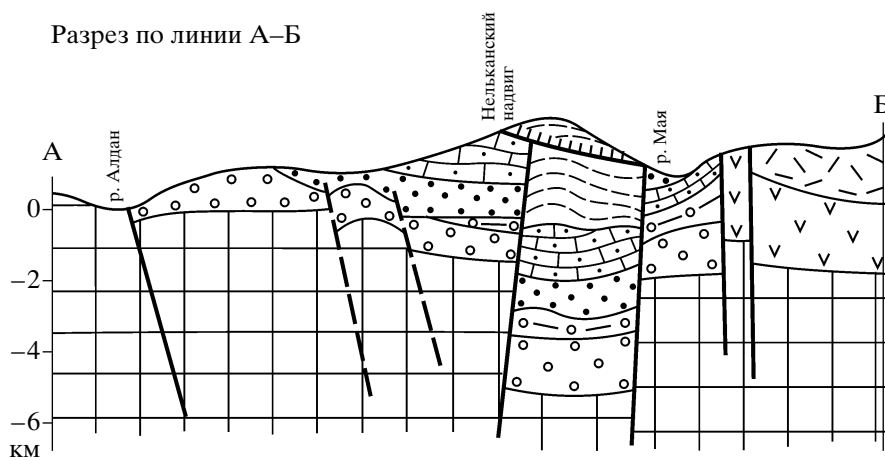
Эти структуры выделяются при интерпретации геофизических данных в виде гравитационных ступеней, ограничивающих блоки, сложенные карбонатно-базитовыми формациями федоровского и тимптоно-желтулинского структурно-вещественных комплексов. Не менее отчетливо орто-

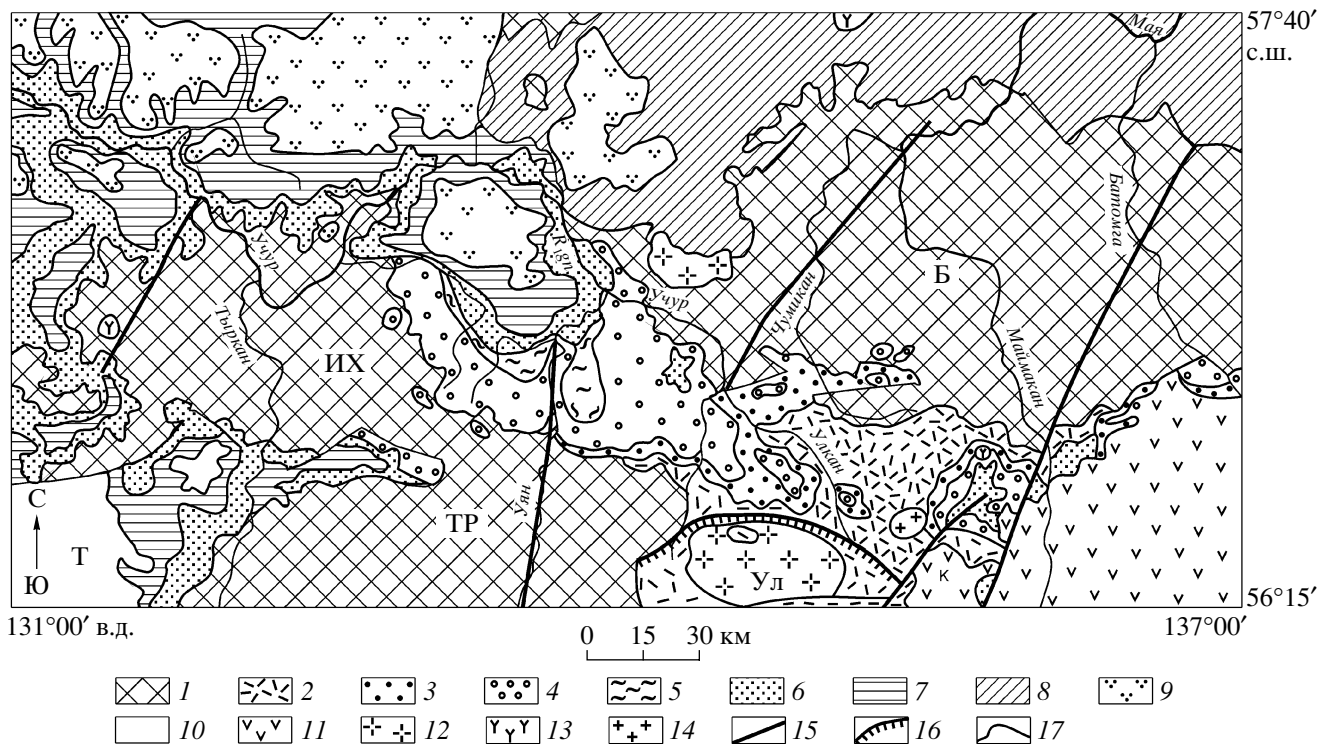
**Рис. 3.** Схема геологического строения Учуро-Майской впадины масштаба 1 : 5000000 со снятыми эдикерий-силурийским и верхнемезозойским плитными комплексами

1 – позднемезозойские вулканогенные прогибы: У – Ульинский, ПД – Преджугджурский; 2 – юрские угленосные отложения Токинской впадины; 3 – неопротерозойские интрузии щелочных ультраосновных пород; 4 – отложения криогениана (уйская серия); 5 – отложения тонлана (лахандинская серия); 6 – отложения стенлана (керпыльская серия); 7 – отложения эктазила (аимчанская серия); 8 – отложения калиммиана (учурская и уянская серии); 9 – вулканы Улканского (УЛ) и Билякчанского (БЛ) палеопротерозойских прогибов; 10 – Аллах-Юнская синклинальная зона Верхояно-Колымского складчатого пояса; 11 – домезопротерозойские метаморфические образования; 12 – домезопротерозойские образования в аллохтонном залегании; 13 – погружения фундамента (метрах) по геофизическим данным (римские цифры в кружках): I – Алгомское, II – Мар-Кюельское, III – Аимское, IV – Уяно-Саянское; 14 – поднятия фундамента (римские цифры в кружках): I – Ингилийское, II – Кыра-Крестяхское, III – Кет-Капское, IV – Омнинский купол; 15 – основные крутопадающие разломы (арабские цифры в кружках): 1 – Легденский, 2 – Кет-Капский, 3 – Аимо-Токинский, 4 – Толукский, 5 – Учуро-Майский, 6 – Уянский, 7 – Билякчанский; 16 – надвиги: 8 – Нельканский надвиг; 17 – структурные скважины: 1 – Уянская скважина № 1, 2 – Лахандинская скважина, 3 – Мокуйская скважина № 100; 18 – границы Учуро-Майской впадины: а – достоверные, б – предполагаемые



Разрез по линии А-Б





**Рис. 4.** Схематическая геологическая карта южной части Учуро-Майской впадины

1 – кристаллический фундамент; 2 – вулканогенные отложения палеопротерозойского Улканского вулканогенного прогиба; мезопротерозойские отложения: 3–5 – отложения калиммиана, уянская серия (3 – биридинская, 4 – конкулинская, 5 – адаргайская свиты); 6, 7 – учурская серия (6 – гонамская свита, 7 – омахтинская и эннинская свиты нерасчлененные); 8 – эктазилан-тонланские отложения нерасчлененные; 9 – эдикерий-нижекебрийские образования нерасчлененные; 10 – юрские угленосные отложения; 11 – меловые вулканы; 12 – палеопротерозойские гранитоиды улканского интрузивного комплекса; 13 – неопротерозойские интрузии центрального типа; 14 – меловые гранитоиды; 15 – крутопадающие разрывные нарушения; 16 – надвиги; 17 – геологические границы.

Буквенные обозначения: впадины, прогибы (Т – Токинская впадина, Ул – Улканский вулканогенный прогиб); террейны кристаллического фундамента (ГР – Тырканский, ИХ – Идюмо-Хайканский, Б – Батомгский)

гональная сеть разломов проявлена в магнитном поле. По комплексу геофизических признаков и геологическим данным в пределах описываемой территории с севера на юг выделены субширотные Кет-Капская и Толукская зоны разломов, субмеридиональные Уянская и Нельканская зоны (см. рис. 2).

Морфология и вещественный состав меридиональных разломов изучены в пределах Тырканского и Идюмо-Хайканского террейнов. Это широкие, от 10 до 30–40 км, полосы сближенных субпараллельных, кулисообразных, нередко ветвящихся крутопадающих зон катаклаза, брекчирования с признаками древнего заложения и неоднократного подновления. В ряде случаев эти нарушения выступают в роли глубинных блокоразграничивающих разломов. Интенсивно проявлена диагональная сеть разломов. Из крупнейших нарушений северо-западного простирания выделяется Дыгдинская, северо-восточного – Аимо-Токинская и Учуро-Майская зоны разломов (см. рис. 2).

### Осадочный чехол юго-востока Сибирской платформы

Мезопротерозойский этап развития территории юго-востока Сибирской платформы ознаменовался заложением на ее пенеппенизированном основании обширной впадины, которая заполнялась осадочными породами свыше одного млрд. лет.

В составе платформенного чехла выделяются доплитные и плитные комплексы осадочных пород [6, 18]. Доплитные комплексы целиком сложены породами мезо-неопротерозоя. К плитным комплексам относятся образования верхнего неопротерозоя (эдикерия) – силура и мезозоя.

**Мезо-неопротерозойские отложения доплитного чехла.** Эти образования юго-востока Сибирской платформы изучались М.А. Семихатовым, С.Н. Серебряковым [29], С.В. Нужновым [21], Л.П. Карсаковым, В.А. Гурьяновым, М.В. Горошко [18], А. К. Худолеем [36] и другими. В результате этих исследований разработана схема расчленения мезо-неопротерозойских толщ и изучены

взаимоотношения стратиграфических подразделений друг с другом.

На этой территории выделено шесть мезо-неопротерозойских доплитных комплексов пород: мезопротерозойские уянский, учурский, аимчанский и керпыльский и неопротерозойские лахандинский и уйский, разделенные между собой перерывами и несогласиями, знаменующими важнейшие этапы осадконакопления (см. рис. 3).

По мнению М.А. Семихатова, начало формирования мезо-неопротерозойского осадочного чехла на юго-востоке Сибирской платформы приходится на период  $1650 \pm 50$  млн. лет [29]. По этим же данным и данным других исследователей [2, 18, 21], уянский и учурский комплексы формировались в интервале 1650–1400 млн. лет, аимчанский – 1320–1200 млн. лет, керпыльский – 1200–1000 млн. лет, лахандинский – 1000–850 млн. лет и уйский 730–665 млн. лет.

Согласно международной геохронологической шкалы для мезо-неопротерозоя, осадконакопление доплитного платформенного чехла протекало в течение пяти геологических периодов: мезопротерозойских: калиммиана (уянская и учурская серии), эктазилана (аимчанская серия), стенлана (керпыльская серия) и неопротерозойских: тонлана (лахандинская серия) и криогениана (уйская серия)).

**Породы уянской серии калиммиана** залегают с резким структурно-стратиграфическим несогласием и с красноцветными корами в основании на породах палеопротерозойского фундамента. Для нижней части разреза уянской серии (бириндинская свита, рис. 4) характерно переслаивание красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов с покровами миндалекаменных базальтов. В базальных горизонтах свиты наблюдаются галька и валуны палеопротерозойских вулкаников. Песчаникам свойственен невысокий титановый модуль, что свидетельствует об их образовании не только за счет материала коры выветривания, но и за счет продуктов базальтового вулканизма и магматизма [16]. Фиолетовая и красная окраска терригенных пород указывает на преобладание в них окисного железа над закисным, жаркий климат и окислительную обстановку осадконакопления. Базальты по своему химическому составу отвечают субщелочным оливинным базальтам калиево-натриевой серии и отличаются от таковых только пониженными содержаниями окиси титана и повышенной железистостью [16]. В кровле базальтовых потоков наблюдаются довольно мощные шлаковидные (пузыристые и миндалекаменные) зоны, свидетельствующие о наземных условиях излияния лав. Мощность бириндинской свиты 100–600 м.

Накопление осадков происходило в условиях мелкого внутриматерикового бассейна, окружен-

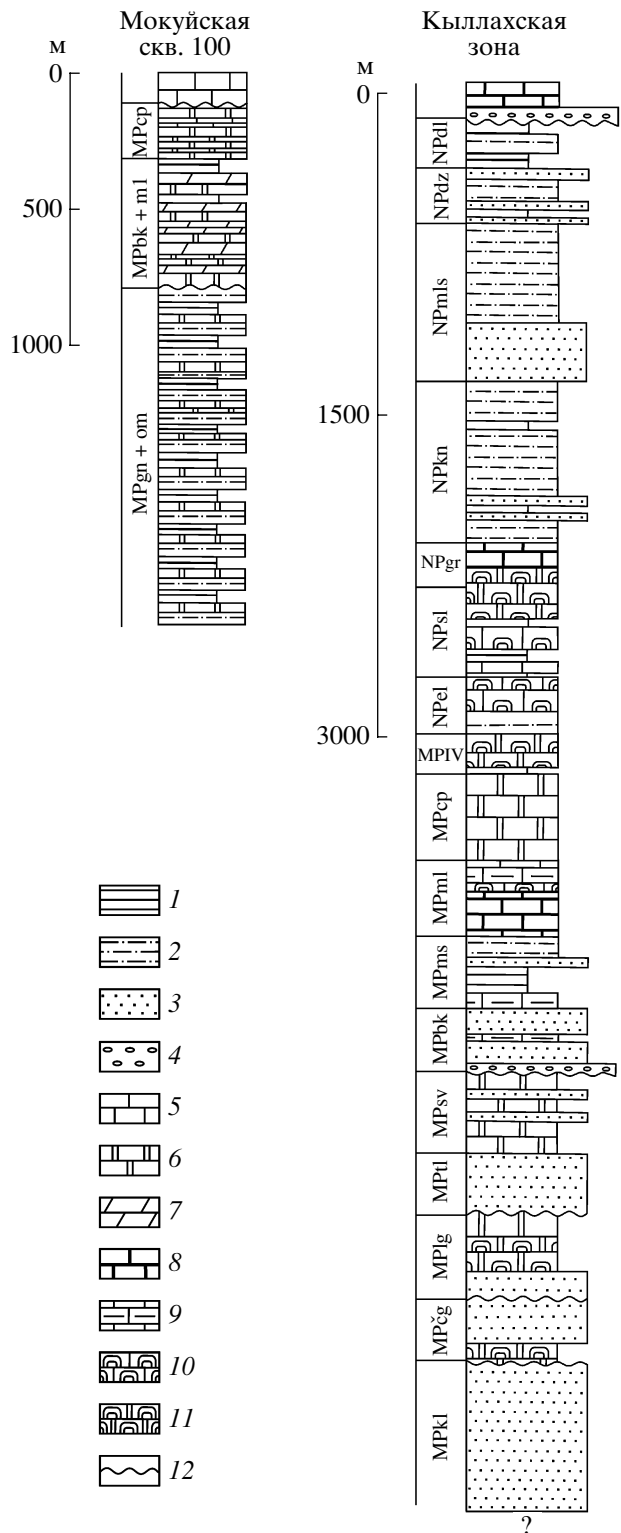
ного выравненной суши, в руслово-дельтовых, литоральных и сублиторальных условиях. На это указывают вулканогенно-обломочный состав пород, их плохая сортировка, преобладание среди них аркозов с трещинами усыхания и отпечатками капель дождя, широкое распространение косягой грубой слоистости, волноприбойных знаков, знаков ряби и быстрая смена фаций.

В средней части разреза, представленного конкулинской свитой (рис. 4), залегают красноцветные однообразные кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, нередко косослоистые, с галькой и прослоями конгломератов и гравелитов в нижних горизонтах. Реже встречаются прослой темно-бурых алевролитов. Породы средней части разреза с красноцветными корами в основании залегают на нижней толще или на породах фундамента, что свидетельствует о расширении бассейна осадконакопления в этот период. Мощность отложений до 950 м. Геодинамическая обстановка осадконакопления сохранялась, т.е. породы толщи отлагались в прибрежно-морских и дельтовых обстановках за счет перемыва химически выветрелых пород палеопротерозойского фундамента Сибирской платформы. Часть песчаников, особенно с неявно выраженной или не проявленной слоистостью, имеет, вероятно, эоловое происхождение. В породах наблюдаются волноприбойные знаки, следы дождевых капель, трещины усыхания, заполненные материалом вышележащих слоев.

Возраст обломочных цирконов из пород серии 2025–2065 млн. лет [32], что указывает на снос терригенного материала с территории Алдано-Станового щита. Присутствие в средней толще валунов и галек вулкаников кислого состава указывает, что размыту подвергались и породы расположенного южнее Улканского вулканогенного прогиба с возрастом 1850–1700 млн. лет (Sm/Nd и U/Pb методы, определения ИГГД) [16].

Верхняя часть разреза (адаргайская свита) представлена пестроцветными песчаниками, алевролитами, кремнистыми доломитами, редко туфами основного состава. Мощность свиты 20–180 м. Породы отлагались, скорее всего, во время максимальной морской трансгрессии с частыми эвстатическими колебаниями уровня моря. Мощность отложений уянской серии до 1650 м.

По данным количественной интерпретации геофизических аномалий [14], в западной части поля распространения мезопротерозойских толщ установлено погружение пород уянской серии под образования учурской серии. Фрагменты этих отложений выходят на поверхность из-под пород учурской серии в приподнятых блоках в бассейнах рек Амуликан и Юрехтэ, где их мощность достигает 300 м. Выделенные по геофизическим данным погружения фундамента (см. рис. 3) с



мощностью мезопротерозоя до 1.5–2.5 км обязаны, скорее всего, увеличению мощности отложений уянской серии до 600–900 м, залегающей под образованиями учурской.

К уянскому комплексу отнесены дайки и силлы щелочных высококалийевых базальтов и трахибазальтов гарындинского интрузивного комплекса [10].

Мелководно-морская, прибрежно-континентальная природа отложений уянской серии, волнисто-слоистый и косо-слоистый рисунок отложений, а также их слабая дислоцированность позволяют относить эти образования к протоплатформенному чехлу Сибирской платформы.

**Породы учурской** серии на юге впадины залегают с размывом на породах уянской, а там, где они отсутствуют, непосредственно на породах фундамента. В нижней части они представлены красноцветными песчаниками, алевролитами и строматолитовыми доломитами с редкими прослоями лав и туфов кислого состава. В средней части наблюдаются строматолитовые доломиты с прослоями алевролитов и песчаников на доломитовом цементе. Верхняя часть разреза сложена сероцветными кварцевыми песчаниками с прослоями доломитов и алевролитов. Мощность отложений от 350 до 1100 м.

Породы учурской серии вскрыты Мокуйской скважиной № 100 в районе устья р. Май (рис. 5). Они с несогласием перекрыты породами стенлана мощностью 350 м и представлены толщиной алевролитов и мергелей с далеко не полной мощностью в 1200 м.

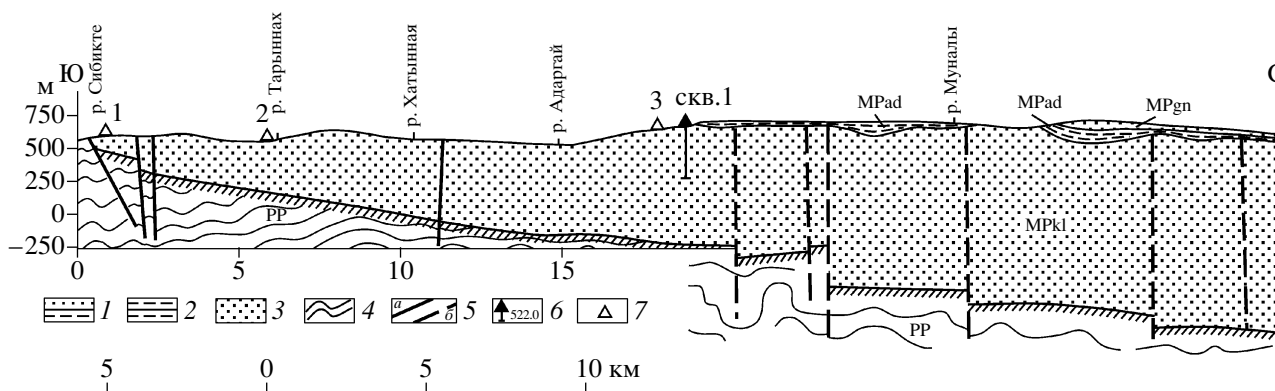
Учурская серия в Кыллахской зоне (см. рис. 5) представлена пестроцветными, внизу преимущественно терригенными, сверху терригенно-карбонатными, ритмично-слоистыми отложениями мощностью свыше 1500 м с признаками мелководных обстановок формирования (косая слоистость, знаки ряби, внутрiformационные брекчии).

На крайнем юго-востоке территории, на границе с палеопротерозойским Билякчанским вулканогенным прогибом (см. рис. 3), одновозрастная учурская билякчанская серия сложена песчаниками, алевролитами, доломитами, аргиллитами, известняками, гравелитами, конгломератами, кварц-серицит-хлоритовыми сланцами мощностью до 1500–2000 м.

**Рис. 5.** Стратиграфические колонки мезо-неопротерозойских отложений северной части Учуро-Майской впадины, по [33]

1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – гравелиты; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – мергели; 8 – битуминозные известняки; 9 – глинистые известняки; 10 – органогенные известняки; 11 – органогенные доломиты; 12 – несогласное залегание пород.

Свиты: калиммиан: MPgn + om – гонамская и омахтинская нерасчлененные, MPk1 – кыллахская, MPcg – чагдалинская, MPblg – билегиченская; эктазиан: MPtl – талынская, MPSv – светлинская; стенлан: MPbk + m1 – бикская + малгинская, MPbk – бикская, MPms – мускельская, MPml – малгинская, MPcp – цыпандинская, MPv1 – вильская; тонлан: NPe1 – ельдиканская, NPs1 – саларская, NPgr – гренская; криогениан: NPkn – кандыкская, NPmls – малосахаринская, NPdz – джоронская, NPdl – далындинская



**Рис. 6.** Геологический разрез по сейсмическому профилю вдоль левого борта р. Уян

1–3 – отложения платформенного чехла: 1 – гонамская свита (МРgn), 2 – адаргайская свита (МРад), 3 – конкулинская свита (МРк1); 4 – палеопротерозойский (РР) кристаллический фундамент; 5 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; б – скважина № 1 колонкового бурения и ее глубина в метрах; 7 – точки стояния сейсмостанций

Породы учурской серии отлагались в крупном эпиконтинентальном бассейне в несколько иных условиях, чем уянская, на что указывает более тонкоритмичное переслаивание терригенных и карбонатных пород, мелкозернистый характер обломочного материала, заметная роль алевролитов и аргиллитов в ее разрезе и большое участие в составе цемента доломита. Значительное количество глауконита свидетельствует об их накоплении в более холодном, чем в уянское время, климате, глубине бассейна до 1000 м и слабой восстановительной среде [16]. Присутствие псевдоморфоз по каменной соли в нижней части разреза говорит о накоплении их в застойном бассейне с повышенной соленостью вод. Появление карбонатных фаций в средней части разреза осадочных пород фиксирует максимум развития трансгрессии.

К учурскому времени отнесены габбро-долеритовые дайки сиваглинского интрузивного комплекса, редко встречающиеся в породах учурской серии, но широко распространенные в домезопротерозойском фундаменте обрамления мезопротерозойских отложений. Наиболее древний возраст даек, по данным Е.П. Миронюка [5], 1486 млн. лет.

Отличительной особенностью мезопротерозойских (калиммианских) отложений является присутствие в них в качестве второстепенных членов вулканитов и туфов базальтового и риолитового составов. Их появление связано с мезопротерозойскими коллизионными процессами на границе Становой гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алдано-Станового щита [34].

Судя по палеорекострукциям [24, 29], источники сноса учурских отложений были расположены несколько западнее и северо-западнее, в пределах Сибирской платформы.

Длительное время считалось, что в юго-восточной части поля распространения мезо-неопротерозойских отложений образования калиммиана отсутствуют, а выше залегающие комплексы осадочных пород ложатся непосредственно на кристаллический фундамент [5, 6, 10], но последующими геологическими и поисковыми работами выявлены иные взаимоотношения. Так, в северном обрамлении Преддугдурского мезозойского вулканогенного прогиба и на юго-западной границе Билякчанского палеопротерозойского прогиба нашими работами закартированы калиммианские образования мощностью до 1500–2000 м (см. рис. 3), которые на существующих геологических картах масштаба 1 : 1000000–1 : 200000 не отображены. Отсутствуют они и в северном обрамлении Батомгского “выступа” фундамента. Дорифейские образования здесь перекрываются отложениями эктазила и стенлана с изотопным возрастом 1270–1000 млн. лет [7, 15]. В то же время на севере впадины, в Мокуйской скважине и в Кыллахской зоне (см. рис. 5), под стенланскими отложениями залегают достоверно установленные отложения калиммиана [29], а выходы “фундамента” в районе впадения р. Уян в р. Учур находятся практически на одном гипсометрическом уровне с калиммианскими отложениями мощностью свыше 1500 м (рис. 6, см. рис. 3) без видимых тектонических контактов между ними.

Обнаружение останца тектонического покрова (клиппа) риолитовых порфиров позднего палеопротерозоя, залегающего на породах учурской серии на правом берегу нижнего течения р. Уян (рис. 7), дало ключ к объяснению указанных выше противоречий. На основании этих данных нами сделан вывод, что раннерифейские отложения в этом районе присутствуют, но перекрыты аллохтонными пластинами домезопротерозойских образований. В составе тектонического покрова участвуют гнейсы, риолитовые порфиры, граниты, гранит-порфиры, диориты, широко распро-



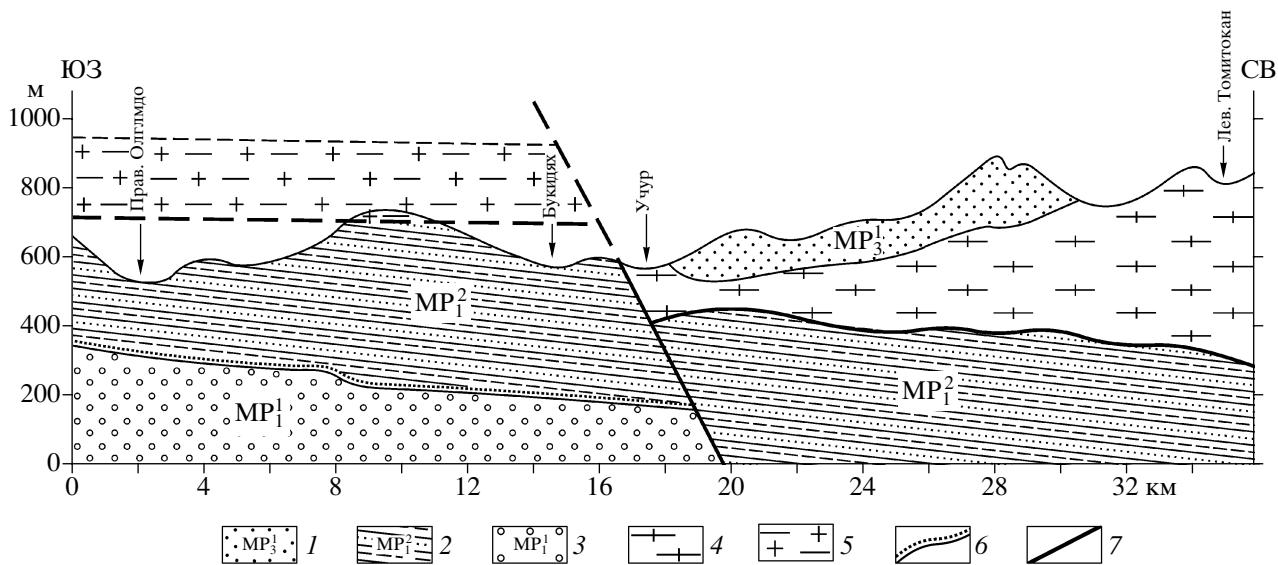


Рис. 7. Геологический разрез по линии р. Олгомдо–р. Большой Томтокан

1 – каллимиан, песчаники; 2 – то же, переслаивание песчаников и алевролитов; 3 – стенлан, мелко- и среднезернистые песчаники; 4 – гнейсы, гранитогнейсы, граниты палеопротерозоя; 5 – риолиты; 6 – несогласия; 7 – тектонические нарушения

страненные к юго-востоку, за пределами основного поля мезо-неопротерозойских осадочных пород.

Возраст тектонического покрова доэктазиланский, так как он залегает на каллимианских образованиях и повсеместно перекрывается породами эктазилана или стенлана с возрастом около 1270–1000 млн. лет [7, 8]. Мощность аллохтона в нижнем течении р. Учур около 200 м (см. рис. 7). В подошве клиппа наблюдаются милонитизированные катаклазированные и аргиллизированные песчаники и алевролиты учурской серии. Движение тектонического покрова было направлено с юго-востока на северо-запад по азимуту 330–340°.

По всей вероятности, каллимианские образования залегают и под дорифейскими метаморфическими образованиями в интервале между мезозойским Преддзугджурским вулканогенным прогибом на юге и границей эктазилан-стенланских образований на севере (см. рис. 2, 3). На дневную поверхность они выходят только в эрозионных окнах или приподнятых блоках. Так, на низком уровне эрозионного среза (правый борт р. Учур ниже его слияния с р. Улкан), под тектонизированными гнейсами подошвы аллохтона в коренном залегании наблюдаются катаклазированные, милонитизированные кварцевые гравелиты, рассланцованные алевролиты каллимиана и березитизированные риолиты позднего палеопротерозоя (неопубликованные данные). Предполагаемая мощность аллохтона в этом месте до 400 м. Севернее, в днище долины правого притока

р. Хоюнда, буровыми работами вскрыты черные метаалевролиты и метапесчаники, выше которых в бортах долины притока залегают палеопротерозойские гнейсы.

Широкое развитие надвигов в восточной части Алдано-Станового щита подтверждено геологическими наблюдениями во многих местах. В палеопротерозойском Улканском вулканогенном прогибе такой надвиг изучен скважинами на контакте гранитоидов с риолитами. Падение надвига юго-восточное под углами 15–30°. Южнее, в Кун-Маньенской интрузии архейских ультраосновных пород при поисковых работах откартирована система надвигов, контролирующая медно-никелевую минерализацию. Таким образом, доступные визуальному наблюдению метаморфические породы Батомгского террейна не что иное, как крупная аллохтонная пластина, надвинутая на мезопротерозойские породы юго-востока Сибирской платформы в результате разрядки напряжений, возникших в мезопротерозое при взаимодействии Евроазиатской и Охотоморской плит. При их взаимодействии возникали энергетические очаги [26], которые вызывали разноглубинные горизонтальные срывы, в том числе и в верхних горизонтах земной коры, чем и объясняется широкое развитие тектонических покровов в этом регионе. Различное современное гипсометрическое положение подошвы аллохтонных образований объясняется последующими, в том числе и неотектоническими, вертикальными движениями.

На образованиях каллимиана с несогласием в основании на севере или на корях выветрива-

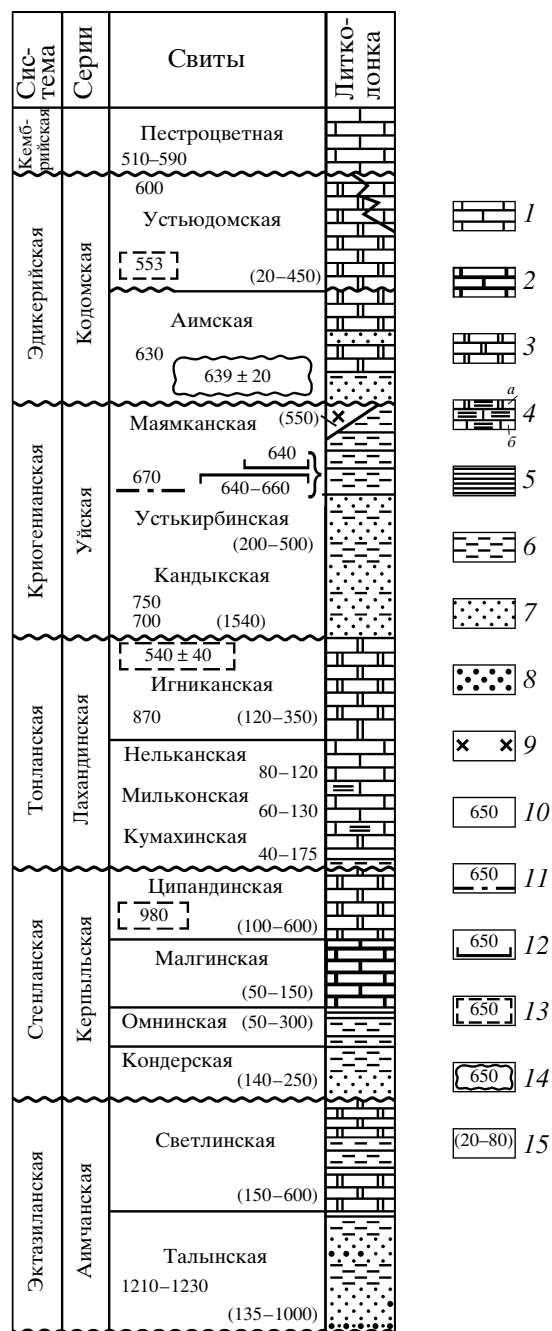
ния палеопротерозойских пород тектонического покрова на юге залегают породы эктазилана и стенлана. Возраст калиммиан-эктазиланской границы М.А. Семихатовым [29] оценивается в  $1350 \pm 50$  млн. лет.

**Отложения эктазилана** (аимчанская серия) несогласно залегают на отложениях калиммиана, а там, где они отсутствуют, непосредственно на метаморфических образованиях палеопротерозоя (рис. 8, см. рис. 3). Они представляют собой крупный седиментационный трансгрессивный ритм, который состоит из двух толщ: нижней терригенной и вышележащей карбонатно-терригенной. В нижней толще появляются битуминозные грубозернистые и гравелитовые песчаники [7]. Породы обладают широким набором мелководных текстур (волноприбойные знаки, трещины усыхания). Последние наиболее часто встречаются в пластах чередования песчаников и алевролитов. Это указывает на мелководно-морской (латеральный и сублатеральный, с постепенным углублением бассейна) режим осадконакопления. Мощность отложений увеличивается с запада на восток от 130 до 1050 м.

**Отложения стенлана** (керпыльская серия) трансгрессивно, с гравелитами в основании, перекрывают эктазиланские отложения (см. рис. 3, 8). Они представлены мелководно-морскими терригенными и карбонатными породами, иногда углеродистыми. Калий-аргоновый возраст эктазила-но-стенланской границы около 1200 млн. лет [29]. Породы характеризуются слабой фациальной изменчивостью при некотором увеличении содержания известняков и уменьшении грубости зерна в восточном направлении при одновременном увеличении мощности от 340 до 1300 м.

Изотопный возраст пород (калий-аргоновый метод по глаукониту) 1179–980 млн. лет [29]. Возраст пород верхов разреза, представленного ципандинской и малгинской свитами (см. рис. 8) по Rb–Pb изохроне  $980 \pm 20$  млн. лет [29]. Возраст обломочных цирконов из пород стенлана 2060–1820 млн. лет [36]. Следовательно, наряду с метаморфитами Сибирской платформы, существовал и южный источник сноса терригенного материала, скорее всего, с территории Улканского вулканогенного прогиба.

**Тонланские отложения** (см. рис. 3, 8) несогласно, с корами выветривания в основании, перекрывают породы стенлана и представлены пестроцветными преимущественно строматолитовыми известняками и доломитами (нередко битуминозными) с прослоями и пачками аргиллитов и алевролитов (лахандинская серия) [24, 27, 29] суммарной мощностью 300–775 м. Вывод М.А. Семихатова о принадлежности этих образований к неопротерозою опирается на согласующиеся палеонтологические и изотопно-геохронологические



**Рис. 8.** Стратиграфическая колонка эктазиланских–криогенианских и эдikerий-кембрийских отложений юга Учуро-Майской впадины (по [29] с дополнениями авторов)

1–8 – преобладающие типы пород: 1 – известняки, 2 – водорослево-слоистые пестроцветные известняки, 3 – доломиты, 4 – чередование аргиллитов с доломитами (а) и известняками (б), 5 – аргиллиты, глинистые сланцы, 6 – алевролиты, 7 – песчаники, 8 – гравелиты; 9 – интрузии щелочных ультраосновных пород; 10–14 – изотопный возраст: 10, 11 – К-Аг метод (10 – по глаукониту, 11 – по валовым пробам глинистых пород), 12 – по валовым пробам магматических пород, 13 – Rb/Pb-изохронный по доломитам, график с конкордией, 14 – Rb-Sr-изохронный метод по глинистым породам; 15 – мощность свит в метрах

данные [27]. Возраст стенлан-тонланской границы по Pb–Pb методу оценивается в  $1025 \pm 40$  млн. лет, а время формирования пород тонлана – от 1025 до 850 млн. лет [27, 29]. Породы тонлана сформировались в мелководно-морских, лагунно-морских и реже континентальных условиях [24, 29]. В криогениане (см. рис. 3, 8) на юго-востоке Сибирской платформы на рубеже 800–840 млн. лет [29, 36] заложился Юдомо-Майский авлакоген (см. рис. 3). Он представляет собой узкий прогиб субмеридионального простирания шириной от 40 до 60 км и протяженностью до 600 км. Авлакоген отличается значительным раздвигом земной коры и появлением магматических пород, характерных для формаций континентальных рифтов. Рифтогенезу не предшествовало региональное поднятие территории, и, следовательно, он развивался по модели пассивного рифтогенеза [36].

В современной структуре региона **криогенианские образования (уйская серия)** сохранились почти исключительно в Юдомо-Майском авлакогене (см. рис. 3), где их мощность достигает 3500 м [5]. Они трансгрессивно залегают на породах тонлана и с региональным несогласием перекрываются плитным комплексом эдикерий-силурийского возраста. Эти образования имеют терригенный состав, и только в верхней его части разрез надстраивается пестроцветными вулканогенно-терригенными отложениями [5, 24, 36]. Отложения характеризуются резкой фациальной изменчивостью, указывающей на наличие нескольких источников сноса. Кроме палеопротерозойских датировок обломочных цирконов, в них установлено много U–Pb датировок [36] с возрастом 1050–1500 млн. лет, природа которых объясняется размывом магматических пород, расположенных на востоке [36].

Для нижней части криогенианских отложений характерны мелководно-морские, реже дельтовые и флювиальные обстановки осадконакопления. Средняя и верхняя части комплекса содержат пачки с градиционной слоистостью, подводно-оползевыми складками и другими признаками осадконакопления на склоне относительно глубоководного прогиба. Накопление пород контролировалось литрическими сбросами, реактивированными при позднепалеозойском и мезозойском тектогенезе как крупные надвиги [36].

Комплекс характеризуется микрофитолитами неопротерозоя [29]. Максимальный Rb–Sr возраст пород средней части разреза по валовым пробам аргиллитов  $730 \pm 80$  млн. лет, K–Ar – 665 млн. лет [2].

Неопротерозойские субвулканические тела улахан-бамского интрузивного комплекса достаточно широко развиты в Юдомо-Майском авлакогене [2, 3, 33, 37] и представлены силлами и дайками габбро-долеритов мощностью от первых

метров до первых сотен метров. Силлы залегают согласно с напластованием пород. Магматиты относятся к типично континентальным платобазальтам. Возраст диабазов из силлов улахан-бамского интрузивного комплекса по самарий-неодимову методу  $942 \pm 19$  млн. лет, по K–Ar методу (роговая обманка) –  $970 \pm 100$  млн. лет [22], что говорит о неопределенности стратиграфического положения проанализированных проб и, возможно, их принадлежности к тонлану. В конце криогениана Юдомо-Майский авлакоген претерпел инверсию, сопровождавшуюся складчатостью [5]. Последняя фиксируется в размывах и угловых несогласиях между криогенианским и выше залегающим плитным эдикерий-кембрийским комплексом пород.

Между формированием криогенианских и эдикерийских отложений существовал значительный перерыв в осадконакоплении, в течение которого внедрялись интрузии ультраосновных щелочных пород (см. рис. 3) и дайки ингилитов (кимберлитов). Они относятся к магматитам субаэральных областей внутриплитного магматизма и рифтогенеза начальной стабилизации региона. Некоторые из них перекрыты эдикерийскими отложениями. K–Ar и U–Pb возраст пород ультраосновных щелочных интрузий 640–670 млн. лет [29]. Калий-аргоновый возраст флогопита из ингилитов 680–740 млн. лет [29].

Таким образом, мезо-неопротерозойские отложения формировались во внутриконтинентальном морском бассейне Сибирской платформы в мелководно-морских, лагунных и прибрежно-континентальных условиях, реже – в удаленных от береговой линии обстановках шельфа, в жарком аридном или семиаридном климате. Терригенный материал поступал с окружающих районов, сложенных палеопротерозойскими метаморфическими и вулканогенными образованиями с изотопным возрастом 2100–1800 млн. лет. Возраст обломочных цирконов из осадочных отложений криогениана варьирует в пределах 1050–1500 млн. лет, что свидетельствует о поступлении терригенного материала в криогенианское время и с востока, так как магматические породы такого возраста на Сибирской платформе имеют незначительное распространение.

**Ортоплатформенный (плитный) чехол** [6]. Плитный чехол с несогласием перекрывает не только отложения доплитных комплексов пород чехла, но и домезопротерозойский фундамент Сибирской платформы далеко к западу и северу от выходов мезо-неопротерозойских отложений. Он подразделяется на позднебайкальский и кимберийско-альпийский структурные комплексы [6].

**Позднебайкальский структурный комплекс** несогласно залегают на неопротерозойских образованиях и сложен преимущественно терригенно-

карбонатными толщами эдикерия–кембрия (см. рис. 4, 8) мощностью до 1000 м. В восточной части платформы незначительно распространены ордовикские и силурийские отложения. Мощность отложений увеличивается в направлении Юдомо-Майского прогиба (авлакогена). Эдикерийские отложения (юдомская серия) мощностью до 280 м, с корами выветривания в основании, трансгрессивно перекрывают более древние толщи и отделены от кембрия внутрiformационным размывом. Они обладают стабильным литологическим составом и сложены доломитовыми известняками с отдельными прослоями песчаников и пачек битуминозных доломитов. В основании разреза залегают грубозернистые терригенные породы. В массовых количествах в них встречаются микрофитолиты юдомского комплекса [29]. По данным М.А. Семихатова, рубидий-стронциевый возраст нижней части эдикерийских отложений  $639 \pm 20$  млн. лет [29], а возраст верхнеэдикерийских карбонатных отложений в координатах Рb 207/204–Рb 206/204 равен  $553 \pm 23$  млн. лет [28].

Отложения нижнего–среднего кембрия мощностью 665 м отлагались во время максимальной трансгрессии в результате углубления юдомского моря. Они представлены известняками, доломитами, доломитистыми известняками, мергелями, битуминозными известковистыми доломитами максимальной мощностью до 630 м. Эдикерийские и ниже-среднекембрийские шельфовые отложения по направлению к востоку перекрываются глубоководными склоновыми отложениями верхнего кембрия (известняки, доломиты, кремнистые алевролиты, песчаники), которые вверх по разрезу вновь сменяются мелководно-карбонатными толщами среднего, верхнего ордовика и силура.

Характерной особенностью верхнебайкальского структурного комплекса является присутствие горючих сланцев, битуминозных известняков и аргиллитов с повышенными содержаниями фосфора, ванадия и обогащенных сапропелевым веществом.

Структура востока Сибирской платформы в среднем палеозое оказалась разрушенной, и на пассивной окраине континента сформировалась Аллах-Юнская синклиальная зона Верхояно-Колымского складчатого пояса (см. рис. 3). Она наложена на позднебайкальский плитный комплекс краевой части Сибирской платформы преимущественно карбонатного состава и сложена терригенными породами глубоководного шельфа и континентального склона.

**Киммерийско-альпийский структурный комплекс** представлен преимущественно юрскими песчаниками мощностью до 200 м, залегающими с корами выветривания в основании на различных горизонтах эдикерий-кембрийских отложений.

На хребте Кет-Кап ограниченно распространена юрская бокурская серия вулканогенно-осадочных отложений мощностью до 700 м, выполняющая остатки небольших (десятки квадратных километров) кальдер в пределах позднемезозойских вулканоплутонических полигенных структур [7].

Мезозойский субаэральный внутриплитный магматизм и рифтогенез поздней юры-раннего мела является результатом резкой активизации в позднем мезозое тектоно-магматических процессов, охвативших, по сути, весь регион. Мезозойские интрузии слагают мелкие штоки трубчатой формы, лакколиты, силлы, хонолиты, бисмалинты, гарполиты, рои и пояса даек, контролируемые субширотными и северо-восточными глубинными разломами. На хр. Кет-Кап они представлены сиенитами, граносиенитами, диоритами, монцодиоритами, монцонитами, малиньитами, фергуситами, нефелиновыми сиенитами, дайками тингуаитов, пуласкитов и базанитов.

#### **Основные черты тектоники мезо-неопротерозойских образований**

В связи с тем, что мезо-неопротерозойские комплексы пород на значительной территории перекрыты плитным комплексом эдикерия, нижнего палеозоя и мезозоя значительной мощности, для определения границ их распространения в доэдикерийское время использованы материалы предыдущих геологических, геофизических исследований и буровых работ в юго-восточной части Республики Саха (Якутии) [9, 17, 20, 21, 25, 31, 33, 34, 37]. Эти данные позволили выделить на юго-востоке Сибирской платформы Учуро-Майскую впадину площадью свыше 200000 км<sup>2</sup>, выполненную мезо-неопротерозойскими отложениями калиммиана–криогениана.

Впадина сформировалась в условиях внутриплитного растяжения, не приведшего к существенной перестройке окраинных и внутренних областей платформы. В предлагаемых контурах (см. рис. 3) восточный борт Учуро-Майской впадины ограничен выступом палеопротерозойского фундамента в западном борту Ульяновского позднемезозойского вулканогенного прогиба (см. рис. 3). На северо-востоке мезо-неопротерозойские образования впадины перекрыты породами плитного комплекса эдикерия–силура и миогеосинклинальными каменноугольно-пермскими отложениями Аллах-Юнской синклиальной зоны Верхояно-Колымского складчатого пояса. На севере мезо-неопротерозойские отложения постепенно выклиниваются по направлению к Якутскому поднятию кристаллического фундамента, вплоть до их полного исчезновения. На северо-западе и западе граница впадины проводится вдоль правого борта долины р. Амги, по Алдано-Амгинскому водоразделу и Легденскому глубинному разлому. На юге

отложения впадины со структурно-стратиграфическим несогласием и с корами выветривания в основании залегают на породах палеопротерозойского возраста, слагающих выступы фундамента Алдано-Станового щита (см. рис. 2, 3). На юго-востоке отложения учурской и уянской серий калиммиана перекрыты тектоническим покровом палеопротерозойских образований, из под которого они выведены на поверхность в северном обрамлении позднемезозойского Преддзуджурского вулканогенного прогиба вследствие интенсивных эрозионных процессов при поднятии территории, предшествовавшем мезозойской вулканической деятельности (см. рис. 3).

Учуро-Майская впадина представляет собой ассиметричную по отношению к области максимального прогибания в районе Юдомо-Майского авлакогена структуру. Ассиметрия выражена в различных градиентах нарастания мощности мезо-неопротерозойских отложений – более резким в восточной части впадины и менее значительным – в западной.

Юдомо-Майский авлакоген [14, 31, 33, 36, 37] является линейным грабеном, вытянутым в меридиональном направлении на 600 км при ширине 40–60 км. Южный край грабена выклинивается в пределах платформы, а северный уходит в “тело” Верхояно-Колымского складчатого пояса (см. рис. 3). Глубина залегания кристаллического фундамента в наиболее опущенных блоках превышает 6 км. В позднем палеозое–мезозое на месте авлакогена сформировалась Нельканская чешуйчато-надвиговая зона [15] с системой кулисообразно расположенных надвиговых и взбросо-надвигов, которые наклонены к востоку под углами 25–70° и прослеживаются с юга на север практически по всему авлакогену (см. рис. 3).

На данном уровне знаний тектоники Учуро-Майской впадины синседиментационных поднятий, опусканий, валов, ограничивающих зоны осадконакопления с различным формационным составом выполняющих отложений, не установлено. Для этого требуются более детальные исследования. Более уверенно выделяются крупные наложенные структуры, сформированные на более поздних этапах ее геологического развития.

Тектоника различных частей впадины изучалась многими исследователями [1, 2, 4, 5, 7, 8, 9, 11, 12, 15, 20, 29, 31, 32–34, 36]. По различным данным [7, 9, 13, 14, 17, 20–22, 33, 34, 37], породы мезо-неопротерозоя отличаются очень незначительными углами падения к северу и востоку. Общее спокойное залегание чехла нарушается лишь в отдельных участках, обычно в связи с разломами, а в междуречье Большого Айма и Учюра – и в связи с внедрением диапировых интрузий мезозойских гранитоидов. Однако и здесь углы падения пород редко превосходят 10–15°. Более крутое

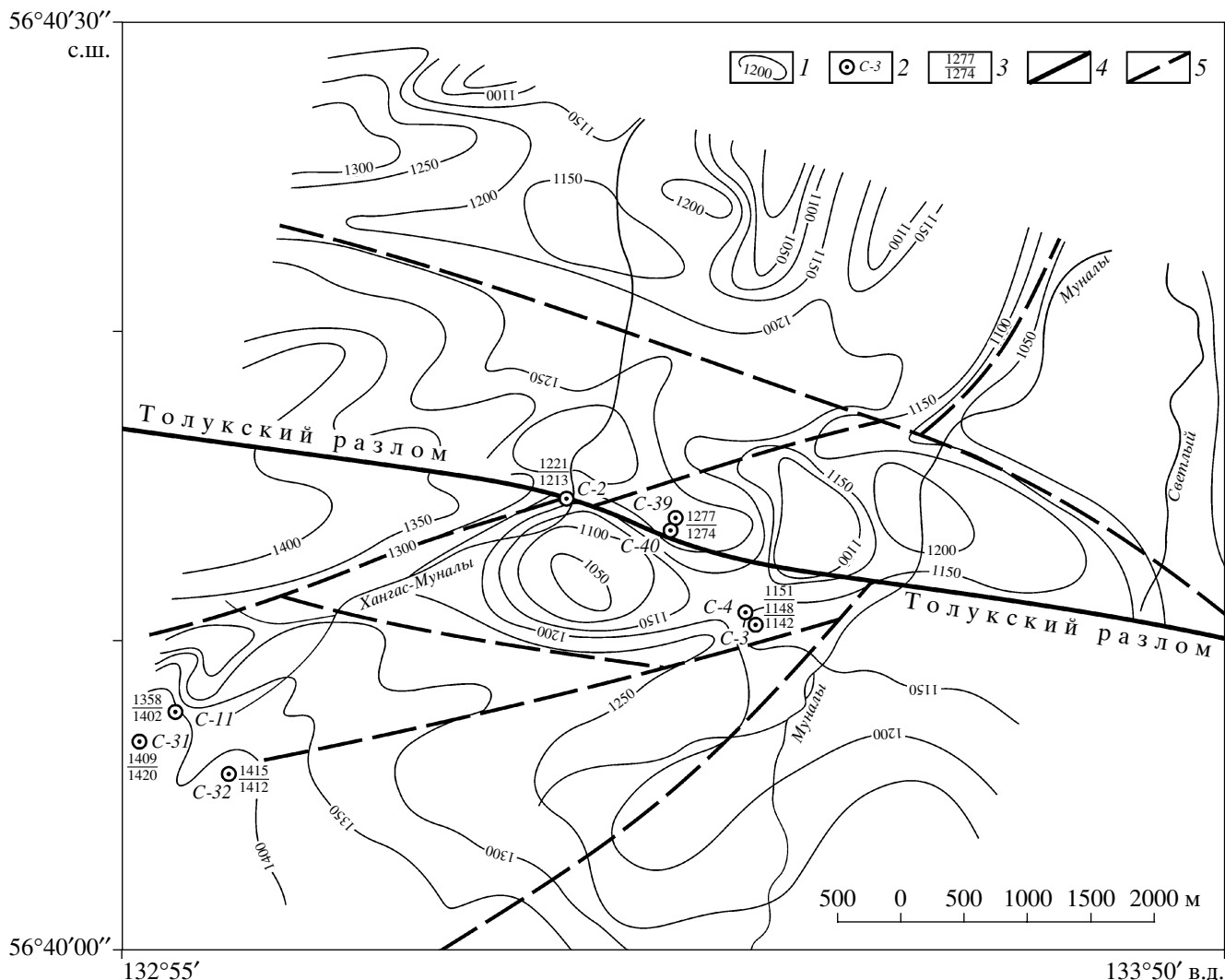
(до 60–90°) залегание пород мезо-неопротерозоя наблюдается только в пределах кольцевых структур, генетически связанных с внедрением предэдирийских ультраосновных щелочных интрузий.

Геолого-геофизические данные южной части Учуро-Майской впадины свидетельствуют об устойчивом погружении фундамента на север и восток под углами 3–9° и нарастании мощности мезопротерозойских отложений в этом направлении. Так, по сейсмопрофилю вдоль левого борта долины р. Уян (см. рис. 6) на удалении от южной краевой части впадины на 25 км скважина № 1 глубиной 528 м на левом берегу р. Уян, в междуречье ручьев Адаргай и Муналы, фундамент не вскрыла, а мощность мезопротерозоя, представленного конкулинской свитой уянской серии, оценивается по сейсмическим данным (см. рис. 6) в 950–1000 м. Далее к северу разрез мезопротерозойских отложений наращивается породами адаргайской свиты уянской серии и учурской серией, и в нижнем течении р. Уян, по расчетным данным, их мощность достигает более 1.5 км [14], (см. рис. 6). В бассейне верхнего течения р. Аим расчетная мощность платформенного чехла свыше 2500 м, а в районе с. Усть-Маи, в Мокуйской скважине № 100 [17], вскрывшей отложения учурской и керпыльской серий (см. рис. 5), мощность пород керпыльской серии составляет 750 м, а вскрытая далеко не полная мощность учурской серии свыше 1200 м (см. рис. 5). По геофизическим данным, суммарная мощность уянской и учурской серий в районе скважины не менее 2500 м [33]. В Кыллахской зоне (см. рис. 5) представлены мезо-неопротерозойские отложения общей мощностью более 5250 м [33]. В целом, мощность мезо-неопротерозойских отложений впадины закономерно увеличивается от западной периферии впадины в сторону Юдомо-Майского авлакогена, где она достигает максимальных значений свыше 6000 м.

Закономерное погружение фундамента мезо-неопротерозойских отложений от периферии к центру Учуро-Майской впадины осложнено его мелкоблоковыми перемещениями амплитудой до десятков и первой сотни метров (рис. 9). Пологое залегание осадочных пород в зонах разломов становится более крутым и часто осложняется мелкой складчатостью.

Подновленные в мезо-неопротерозое тектонические нарушения фундамента впадины представлены зонами катаклаза, дробления и милонитизации, сопровождаемыми окварцеванием, гидрослюдизацией, карбонатизацией, баритизацией и сульфидизацией вмещающих пород. Выделяются разломы широтного, субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания (см. рис. 3).

Разломы, проникающие в мезо-неопротерозойский платформенный чехол, часто наследуют



**Рис. 9.** Карта изогипс кровли палеопротерозойского фундамента по данным ВЭЗ и буровых скважин в верхьях р. Муналы, левого притока р. Уян

1 – изогипсы кровли фундамента (сечение через 50 м); 2 – скважины и их номера; 3 – абсолютные отметки фундамента: в числителе – по данным бурения, в знаменателе – по ВЭЗ; 4 – Толукский глубинный разлом; 5 – прочие разломы

разломы кристаллического фундамента (см. рис. 2). Они прослеживаются по простиранию на первые десятки, реже сотни километров. Наиболее часто встречаются разрывы сплошности пород без видимого смещения. Одним из наиболее крупных разломов в осадочном чехле является хорошо выраженный Учуро-Майский разлом северо-восточного простирания протяженностью свыше 250 км (см. рис. 3). Почти на всем протяжении он практически не смещает пород и залечен дайками диабазов палеозойского возраста. На отдельных участках ему сопутствуют зоны интенсивного окварцевания, иногда – кварцевые жилы.

В результате неопротерозойских, среднепалеозойских и позднемезозойских тектоно-магматических процессов произошло усложнение внутреннего строения Учуро-Майской впадины (см. рис. 3).

Сформировались мульды, поднятия, штамповые и диапировые складки, купольные, глыбовые и магматические структуры наложенного характера. Наиболее крупными из них являются Ингилийское, Кыра-Крестяхское, Кет-Капское поднятия, Омнинский купол, Аимское, Алгоминское, Мар-Кюельское и Уяно-Саянское погружения (прогибы).

Ингилийским поднятием [1], сформированным в неопротерозое, называется неконтрастно выраженное, сложно построенное поднятие фундамента северо-восточного простирания площадью около 1200 км<sup>2</sup> в бассейнах верхних течений рек Ингили, Лексена и Куранах (см. рис. 3). По данной интерпретации гравиметрических данных [1], глубина залегания фундамента в центральной ча-

сти поднятия 1.5–2 км. На флангах она увеличивается до 3–4 км.

Ингилийский интрузивный купол является составной частью этого поднятия и обусловлен внедрением в неопротерозое Ингилийской интрузии ультраосновных щелочных пород. Он расположен в краевой северо-восточной части поднятия. Внедрение интрузии вызвало локальные деформации платформенного чехла. Она окружена кольцом “вздыбленных” осадочных пород неопротерозоя с углами падения 75–85°. Далее, по направлению к окраине купола, на расстоянии 3–4 км неопротерозойские отложения выполаживаются и залегают почти горизонтально. Площадь купола около 200 км<sup>2</sup>.

Кыра-Крестяхское поднятие площадью около 1100 км<sup>2</sup> расположено на Юдомо-Майском междуречье в районе впадения р. Юдомы в р. Мая (см. рис. 3). На геолого-структурной схеме Учуро-Майского нефтегазоносного бассейна [12] поднятие выражено сгущением купольных структур второго порядка на уровне позднебайкальского плитного комплекса. По количественным расчетам гравиметрических данных амплитуда поднятия фундамента до 1000 м [12].

В области проявления мезозойской тектономагматической деятельности выделяются Кет-Капское интрузивное поднятие и Омнинская купольная структура.

Кет-Капское поднятие, четко выраженное в отложениях мезо-неопротерозоя и кембрия, представляет собой систему куполов и мульды диаметром до 20 км, имеющих полигенное происхождение. Здесь отмечаются явления раздвига и деформации при формировании мезозойских силлов и лакколитов, интрузивных диапиров, вулканотектонических депрессий и кальдер, штамповые и приразломные складки [7].

Омнинский купол (поднятие) сформировался в узле сочленения субмеридионального Уянского с субширотным Кет-Капским разломом и более мелкими разломами северо-восточного простирания (см. рис. 3). В центральной части поднятия картируются выступы тектонического покрова палеопротерозойских пород, залегающих ниже пород эктазилана–стенлана. Поднятие имеет округлую конфигурацию и насыщено мелкими интрузивными телами мезозойских гранитоидов (см. рис. 3).

На фоне общего плавного погружения пород мезо-неопротерозоя к центру и к востоку впадины выделяются Аимское, Алгоминское, Мар-Кюельское, Аяно-Саянское и другие погружения (прогибы) (см. рис. 3), фундамент в которых, по сравнению с окружающими блоками, опущен на разную глубину. Возрастание мощности осадочного чехла в этих структурах объясняется увели-

чением мощности осадочных пород нижнего мезопротерозоя (калиммиана).

На крайнем юго-востоке Учуро-Майской впадины мезо-неопротерозойские отложения смяты в ряд линейно вытянутых субмеридиональных синклиналий и антиклинальных складок с пологими углами падения крыльев. Складчатость вызвана, скорее всего, коллизионными процессами в зоне стыка Охотского и Алданского супертеррейнов в позднем палеозое и мезозое.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мезо-неопротерозойские отложения юго-востока Сибирской платформы в доэдикерийское время выполняли Учуро-Майскую впадину площадью свыше 200000 км<sup>2</sup>, вытянутую в северном направлении на 750 км при ширине 100–400 км. Они расчленены на шесть серий: уянскую, учурскую, аимчанскую, керпильскую, лахандинскую и уйскую, разделенных между собой перерывами и несогласиями. Породы отлагались в внутриконтинентальном морском бассейне в мелководно-морских, лагунных и прибрежно-континентальных условиях. В уйское время часть отложений, сформированных на стадии континентального рифтогенеза, отлагались на склоне относительно глубоководного прогиба. Уникальность Учуро-Майской впадины заключается в присутствии в ней отложений всех периодов мезо-неопротерозоя. Мощность отложений с запада на восток увеличивается от первых сотен метров до 6000 м в непосредственной близости от Юдомо-Майского авлакогена и в самом авлакогене. В южной части впадины между образованиями каллиммиана и эктазилана–стенлана установлены тектонические покровы пород палеопротерозойского фундамента мощностью от 200 до 400 м. Формирование покровов обусловлено тектоническими горизонтальными напряжениями земной коры на границе Евразийской и Охототоморской литосферных плит.

Внутреннее строение Учуро-Майской впадины осложнено неопротерозойской и позднемезозойской тектономагматической деятельностью, в результате которой возникли поднятия, купола, погружения, штамповые и приразломные складки.

Значительная мощность мезо-неопротерозойских отложений, признаки битуминозности осадочных пород являются благоприятными факторами нефтегазоносности впадины [12]. Наиболее перспективной в нефтегазоносном отношении является восточная часть Учуро-Майской впадины, в пределах которой битуминозные комплексы погружены на глубину более 1000 м, а мощность чехла достигает 6000 м. Здесь выявлены 23 брахиаткиналийные и купольные структуры высоких порядков [12]. Прямые признаки нефтегазоносности Учуро-Майской впадины установлены

на восточном берегу р. Май в бассейне ее правого притока Большого Лаханда. Здесь Лахандинской скважиной [25] на глубине 511–513 м вскрыты кавернозные доломиты, каверны которых заполнены капельно-жидкой нефтью светло-желтого цвета.

В южной части впадины известны урановая, золото-серебряная, медно-молибденовая и баритовая минерализации [11, 12, 14, 25], локализованная в зоне предкалиммианского структурно-стратиграфического несогласия и в калиммианском платформенном чехле.

Металлогения Учуро-Майской впадины имеет черты, близкие к металлогении внутриплатформенных мезо-неопротерозойских впадин Северо-Американской, Австралийской, Южно-Африканской и Восточно-Африканской платформ [19, 23]. Впадина перспективна на уран, золото, медь, молибден и полиметаллы [11, 12, 14, 23, 32]. Их поиски необходимы сосредоточить как в зонах структурно-стратиграфического несогласия на границе палеопротерозоя и мезопротерозоя, так и в мезопротерозойском платформенном чехле по периферии впадины.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 07-05-00726-а и ДВО РАН 06-1-0НЗ-110.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буряк В.А., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н., Зарубин В.А., Троян В.Б. Новый геолого-промышленный тип циркониевого оруденения (условия образования, перспективы использования). Хабаровск: ЗАО “Антар”, 1999. 215 с.
- Виноградов В.И., Вейс А.Ф., Буякайте М.Т., Головин Д.И., Муравьев В.И. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований докембрийских отложений Юдомо-Майского прогиба Восточной Сибири и проблема возраста гипостратотипа рифея // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 2. С. 168–180.
- Войткевич Г.В., Волкодав И.Г., Кокин А.В., Старников А.И. Возраст магматизма антиклинория Сетте-Дабан по радиологическим данным (Восточная Якутия) // Геологическая интерпретация данных геохронологии. Тез. докл. XX юбил. сессии. Иркутск: Институт Земной коры СО РАН, 1977. С. 18–19.
- Волкодав И.Г., Ян-Жин-Шин В.А. Некоторые особенности тектоники, металлогении и истории развития Южного Верхоянья // Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Тез. докл. на XIII сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск: Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 1980. С. 214–216.
- Гаврильев Н.Н. К литологии отложений верхнего рифея Юдомо-Майского прогиба // Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. Якутск: Институт алмаза и благородных металлов СО РАН, 1972. С. 34–40.
- Гарецкий Р.Г. Типы чехлов платформенных областей // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 507–510.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000. Лист 0-52, (53). Объяснительная записка / Редактор Е.П. Миронюк. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1980. 126 с.
- Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 2500000 / Гл. редактор М.В. Мартынюк. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
- Геология Якутской АССР / Гл. ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1981. 300 с.
- Горошко М.В. Основные черты тектоники и металлогении Улканского вулканогенного прогиба Алданского щита // Тихоокеанская геология. 1991. № 4. С. 78–85.
- Горошко М.В. Рифейские депрессионные структуры древних платформ и массивов юго-востока России и их ураноносность: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Хабаровск. Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 2001. 47 с.
- Горошко М.В., Варнавский В.Г., Мальшиев Ю.Ф. Минеральные богатства юго-востока Сибирской платформы и проблемы их освоения // Вестник Приамурского отделения РАЕН. 2005. № 3. С. 12–25.
- Горошко М.В., Кириллов В.Е., Артюхов В.В. О рудоносности зон докембрийских структурных несогласий // Советская геология. 1991. № 4. С. 8–15.
- Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Опыт использования аэрогамма-спектрометрической съемки при металлогеническом районировании юго-восточной части Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 6. С. 70–87.
- Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист 0-(53), 54 (Охотск) / Ред. А.Л. Ставцев. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Гурьянов В.А. Геология и особенности металлогении Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Сибирской платформы): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 2001. 25 с.
- Давыдов Ю.В., Колосов Н.Н., Авдеева В.И. Стратиграфический разрез верхнего докембрия Мокуйской скважины (юго-восточная Якутия) // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1982. С. 6–9. Бюл. НТИ ЯФ АН СССР.
- Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов Сибирского гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. № 1. С. 47–61.
- Лаверов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 320 с.
- Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
- Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 159 с.
- Павлов В.Э., Галле И., Петров Ю.П., Журавлев Д.З., Шацлло А.В. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района (изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния) // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
- Пакульнис Г.В., Шумилин М.В. Месторождения типа “несогласия” района Атабаска (Канада) // Минеральное сырье. 2005. № 17. 102 с.



24. Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. Глинистые отложения сибирского гипостратотипа рифея и венда: химический состав, Sm-Nd систематика и этапы формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 397–418.
25. Потапов С.В., Лобанова А.Ф. Разрез Лахандинской скважины // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971. С. 208–212.
26. Пуцаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.
27. Семихатов М.А., Овчинников Г.В., Горохов Б.М. и др. Изотопный возраст границы верхнего и среднего рифея: Rb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. АН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
28. Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Rb-Pb изотопный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. АН. 2003. Т. 39. № 3. С. 83–87.
29. Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.
30. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И., Шкодзинский В.С. Вклад лаборатории петрологии литосферы ИГАБМ в изучение Алданского щита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). С. 31–36.
31. Ставицев А.Л. Некоторые вопросы тектонического районирования юго-востока Сибирской платформы и сопредельных областей // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971. С. 161–169.
32. Ставицев А.Л. О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон в обрамлении древних платформ // Геология рудных месторождений. 1976. № 1. С. 29–45.
33. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
34. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1 : 500000 / Авт. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. и др. Владивосток–Хабаровск, 2005. 264 с.
35. Хераскова Т.Н. Значение работ Н.С. Шатского по тектонике древних платформ и их нефтегазоносности в свете современных взглядов // Геотектоника. 2005. № 4. С. 3–24.
36. Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере востока окраины Сибирской и западной окраины Северо-Американской платформ): Автореф. дис. ... док-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2003. 35 с.
37. Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: Якутский филиал СО РАН, 1987. 139 с.

Рецензент: А.А. Щипанский

## Meso- and Neoproterozoic Complexes of the Cover in the Southeastern Siberian Platform: Formation Conditions and Main Tectonic Features

M. V. Goroshko and V. A. Gur'yanov

*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Division, Russian Academy of Sciences,  
ul. Kim Yu. Chena 65, Khabarovsk, 680000 Russia  
e-mail: goroshko@itig.as.khb.ru*

**Abstract**—The large (more than 200000 km<sup>2</sup>) Uchur–Maya Meso- and Neoproterozoic intracontinental basin is delineated for the first time in the southeastern Siberian Platform, including the territory overlapped by the Ediacaran to Cambrian plate complex. The tectonic elements of higher orders—uplifts, domes, and deeps formed during the Neoproterozoic and Late Mesozoic tectonomagmatic activity—are outlined. The tectonic nappes of Paleoproterozoic rocks from 200 to 400 m thick were established between the Calymmian and Ectasian to Stenian rocks in the southeastern portion of the basin. The thickness of sedimentary rocks increases toward the Yudoma–Maya Aulacogen. The considerable thickness of Meso- and Neoproterozoic rocks and bitumen contents in sedimentary rocks are favorable factors testifying to the petroleum resource potential of the basin. The southern part of the basin is promising for ore deposits (primarily, uranium and gold) in zones of structural and stratigraphic unconformities and within the sedimentary cover itself. This study may serve as a background for further, more detailed tectonic investigations and substantiation of strategic lines of geological exploration.

Сдано в набор 30.11.2007 г.

Подписано к печати 12.02.2008 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Цифровая печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 3.4 тыс.

Уч.-изд. л. 11.9

Бум. л. 6.0

Тираж 275 экз.

Зак. 1001

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Издатель: Академиздатцентр “Наука”, 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/Интерпериодика”

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099 Москва, Шубинский пер., 6