

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
масштаба 1 : 200 000

Серия Тунгусская
Лист О-47-IV (Пуня)

МОСКВА
2019

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Управление по недропользованию по Красноярскому краю
(Красноярскнедра)

Открытое акционерное общество «Красноярскгеолсъёмка»
(ОАО «Красноярскгеолсъёмка»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Тунгусская

Лист О-47-IV (Пуня)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК [55:528]
ББК 26
Г72

Авторы

*А. С. Варганов, Н. Н. Попова, В. А. Алясев, О. В. Сосновская, И. А. Кузьмин, Н. Б. Донова,
О. Д. Кажаяева, А. В. Левен*

Редактор *Е. И. Берзон*

Рецензенты

канд. геол.-минерал. наук **Е. К. Ковригина**
канд. геол.-минерал. наук **А. К. Иогансон**
А. Д. Матюшков

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Тунгусская. Лист О-47-IV (Пуня). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А. С. Варганов, Н. Н. Попова, В. А. Алясев и др.; Минприроды России, Роснедра, Красноярскнедра, ОАО «Красноярскгеолсъемка». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (100 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-542-8 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-543-5

Г72

Составлен комплект Госгеолкарты-200 второго издания листа О-47-IV (Пуня), включающий геологическую карту дочетвертичных образований, карту неоген–четвертичных образований, карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения масштаба 1 : 200 000. Систематизированы сведения о полезных ископаемых по состоянию на 01.01.2011 года, проведена оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых площади: алюминия, железа, титана, ниобия, редких земель и алмазов. Обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым. Выделены новые закономерности размещения полезных ископаемых, оценены перспективы размещения полезных ископаемых и выделенных минерагенических площадей. Комплект представляет интерес для недропользователей при поисках, оценке и разведке полезных ископаемых и геологических исследователей.

Табл. 24, илл. 21, список лит. 180 назв., прил. 7.

УДК [550:528]
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 25 сентября 2012 г.

ISBN 978-5-93761-542-8 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-543-5

© Роснедра, 2019
© ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2012
© Коллектив авторов и редакторов, 2012
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ	15
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	73
ТЕКТОНИКА	101
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	108
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	112
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	117
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	137
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	149
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	154
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	157
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	159
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-47-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000.....	166
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), россыпей проявлений (Р), шлиховых ореолов (ШО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП) полезных ископаемых листа О-47-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000	167
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений.....	173
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	174
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления Геолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов.....	175
<i>Приложение 6.</i> Список буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований.....	176
<i>Приложение 7.</i> Список горных выработок и буровых скважин, показанных на карте неоген-четвертичных образований.....	177

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-47-IV (Пуня) с координатами 59°20' и 60°00' с. ш., 99°00' и 100°00' в. д. расположена в Кежемском и Богучанском районах Красноярского края, относится к южной части Среднесибирского плоскогорья. Рельеф слабо расчленен, абсолютные высотные отметки меняются в пределах 200–531 м над уровнем моря. Относительные превышения водоразделов над днищами долин колеблются в пределах 50–110 м, составляя в среднем 60–70 м. Водоразделы плоские, часто слабо выраженные, иногда всхолмленные.

Основой гидрографической сети территории являются водотоки системы рек Чадобца, Пуни, Пунчи, Терины, Правого и Левого Енболака, Хурламо, Нембы. Река Чадобец является притоком р. Ангары, р. Немба – р. Подкаменной Тунгуски. Реки мелководны, часто подболочены с редкими перекатами. Плавание на мелкосидящих лодках возможно по р. Чадобцу весь летний период, по р. Терине и Пуне во время паводка, продолжающегося 10–15 дней. Остальные реки не пригодны для сплава и подъема на лодках ввиду их маловодности и завалов.

Весь район работ интенсивно задернован, лишь в долинах крупных рек: Чадобца, Терины, Пуни встречаются коренные обнажения пород.

Климат района резко континентальный с продолжительной холодной зимой и коротким жарким летом. Самый холодный месяц январь со средней температурой –24...–25 °С. Самый теплый – июль со средней температурой +17...+19 °С. Средняя годовая температура составляет около –4 °С. Максимальная отрицательная температура достигает –58 °С в декабре–январе, положительная +40 °С – в июле. Среднегодовое количество осадков сравнительно не велико и составляет 340–350 мм. Снежный покров устанавливается в начале октября и сходит в первой половине мая. Мощность снежного покрова 0,6–1,0 м, на заболоченных участках отмечается островная многолетняя мерзлота.

Растительность типично таежная. Широким распространением на водоразделах пользуются сосновые леса. Лиственница, ель, пихта, кедр преимущественно растут на склонах. В поймах рек и заболоченных местах растут карликовая береза, ольха, ива, черемуха, осина, мелкий безеняк.

В экономическом отношении район не развит. Местное население отсутствует. На р. Чадобец, около устья р. Пуни, расположен заброшенный поселок геологоразведчиков Пуня. Имеется посадочная площадка для вертолетов. Старые заброшенные дороги между разведанными месторождениями бокситов Пуня-2, Ибджибдек, Центральный, пригодны только для вездеходного транспорта. Ближайший населенный пункт д. Яркино находится в 30 км от южной границы района работ. В зимнее время функционирует санно-тракторная дорога Пуня–Яркино–Зеледево.

Площадь листа расположена на территории Нижнего Приангарья в 140 км севернее Богучанской ГЭС, входит в территорию правительственной программы по освоению Нижнего Приангарья.

Одной из задач которой является дальнейшее расширение добычи твердых полезных ископаемых, поиски и разработка нефтегазоносных месторождений, развитие лесной отрасли.

Эколого-геологическая обстановка на территории листа благоприятна.

В основу комплекта Госгеолкарты-200 положены результаты доизучения площади масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200), проведенного в 2008–2010 гг. Вороговской партией ОАО «Красноярскгеолсъемка». При составлении геологической карты учтены результаты геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [59] и 1 : 50 000 в пределах Чадобецкого поднятия [82], а также поисково-разведочных работ на бокситы, ниобий и редкие земли [81, 140]. Геологическая карта составлена в соответствии с утвержденной легендой Тунгусской серии с использованием геохимической, геофизической и дистанционной основ.

Геохимическая основа создана по результатам донного опробования с привлечением материалов картирования потоков рассеяния, полученных при алмазопроисловых работах [107] и геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в пределах Чадобецкого поднятия [82].

Интерпретация геофизических данных базируется на материалах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 [163], аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 [153], результатов наземной магнито- и гравиразведки масштаба 1 : 25 000 на участках и площадях поисков бокситов, площадных сейсморазведочных работ, выполненных при нефтепоисловых исследованиях, комплексных геофизических материалов, проведенных по региональному сейсморазведочному профилю «Рассечка».

Для дистанционной основы использовались АФС масштабов 1 : 47 000, 1 : 50 000 и материалы космической спектральной съемки LANDSAT ETM масштаба 1 : 200 000 удовлетворительного качества.

Комплект карт сопровождается базой первичных данных, сформированной в соответствии с ГИС-Атлас Российской Федерации.

В производстве полевых и камеральных работ принимали участие: А. С. Варганов (отв. исполнитель), В. А. Алясев, Н. Н. Попова, А. Л. Сергеев, Т. С. Серб (2009 г.); И. А. Кузьмин, А. В. Левен, В. Ф. Соловьев, А. Н. Приходько, М. С. Курбатов (2010 г.); В. Е. Обух. Работы по подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 выполнены А. С. Варгановым, Н. Н. Поповой, В. А. Алясевым, А. В. Левеным, Н. Б. Доновой, О. В. Сосновской, О. Д. Кажяевой.

Для создания дистанционных основ привлекались сотрудники специализированных подразделений экспедиции: Геофизической партии – ведущий геофизик Т. А. Вшивкова, партии АСОИ – ведущий геолог В. М. Глушков, ведущий геолог Т. Н. Кореньевская, ведущий геолог О. А. Невьянцев (электронная база данных).

Лабораторные исследования проводились в Центральной лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка» (начальник лаборатории С. Д. Сидорас). Спектральный полуколичественный анализ выполняли инженеры-спектрометристы I категории В. Ф. Августиневич, Т. С. Борисевич; силикатный анализ – ведущий инженер-химик Н. А. Свинтицкая. Палинологические исследования проведены палинологом II категории Т. Г. Прошиной и геологом II категории Б. Н. Доновой. Минералогические анализы шлиховых проб, проб-протоочек выполнены минералогами I категории Е. А. Макеевой, Н. С. Курбатовой; литологический анализ – литологом I категории Н. И. Петуховой. Петрографическое описание прозрачных шлифов выполнено петрографами I категории Г. И. Качевской, Г. И. Лавровой; минералогическое описание аншлифов – Н. С. Курбатовой. Рентгеновский анализ концентрата валовых и мелкообъемных проб проведен инженером-химиком Т. В. Добрачевой. Техническая редакция комплекта карт проведена Е. Г. Гайнцевой. Составитель единой цифровой модели комплекта Госгеолкарты-200 – ведущий математик партии АСОИ ОАО «Красноярскгеолсъемка» А. В. Слюсарь.

Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам ОАО «Красноярскгеолсъемка», оказавшим помощь и содействие при проведении работ и составлении комплекта Госгеолкарты-200.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

До начала шестидесятых годов прошлого века геологические исследования на площади носили маршрутный характер. Первые сведения о щелочно-ультраосновных породах в бассейне р. Терина принадлежат А. С. Хоментовскому, который в 1938 г. обнаружил жилы пород интрузивного облика с высоким содержанием P_2O_5 . Первые публикации о щелочно-ультраосновных и основных породах Чадобецкого поднятия появились в печати в 1960 г. [42, 154]. В 1950 г. Н. С. Зайцевым впервые высказано мнение о Чадобецком поднятии как о единой структуре с Иркинеевской антиклиналью, разделенных полем палеозойских отложений, вследствие ундуляции ее шарнира. В 1958 году М. Н. Благовещенская составила геологическую карту листа О-47 масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительную записку к ней. Впервые сделано предположение об образовании Чадобецкого поднятия в результате внедрения ультраосновных пород [4]. К этим годам относятся первые находки бокситов, выявлены проявления фосфора и редких земель в щелочно-ультраосновных породах [118]. В 1959 г. геофизиками Н. Н. Дашкевичем и Г. С. Стародубовым открыто Чуктуконское ниобий-редкоземельное месторождение [102].

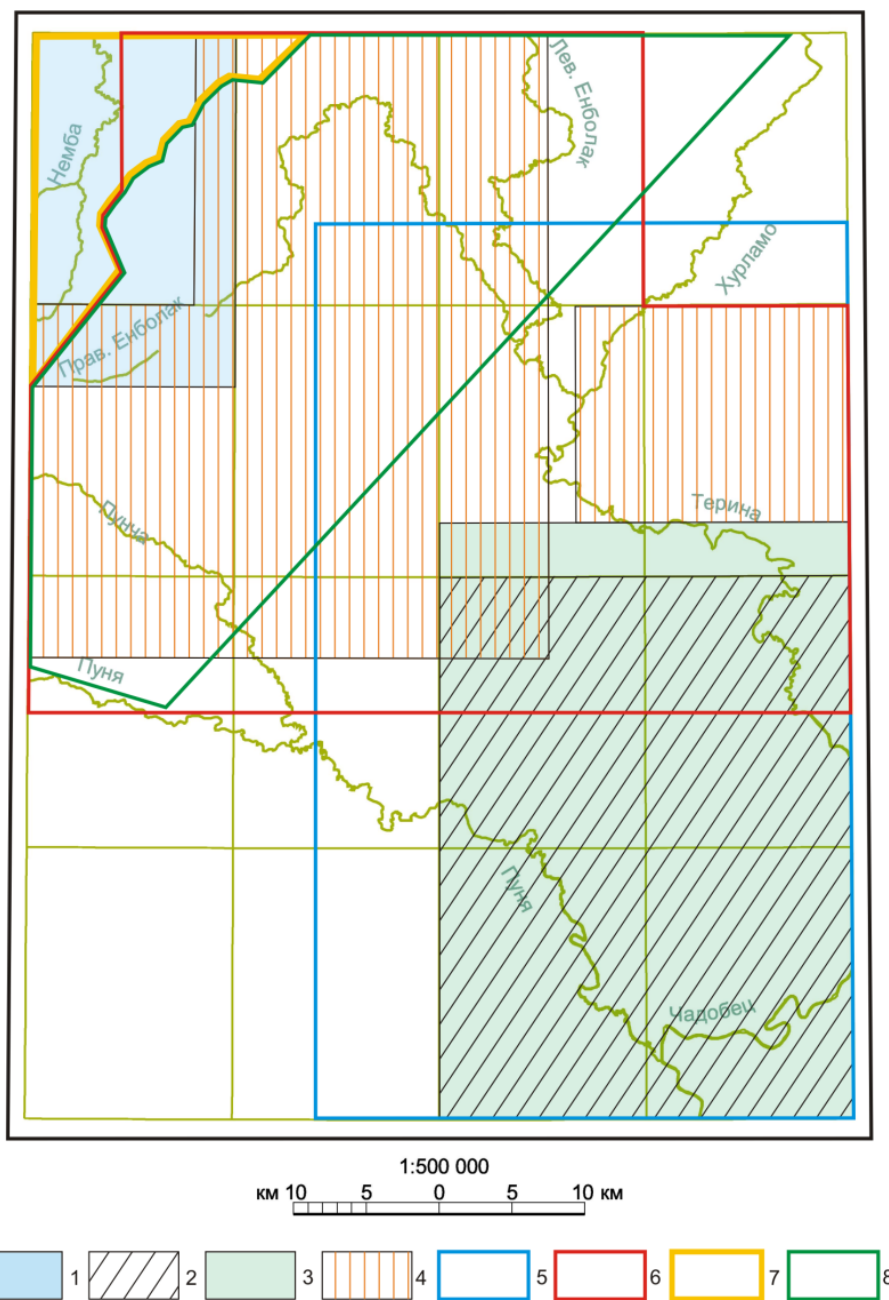
В 1960–1962 годах на площади листа О-47-IV проводится геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 [164, 172]. На первых этапах работ, в процессе геологической съемки Р. Я. Скляровым для расчленения осадочных образований рифея разработана местная стратиграфическая схема. Выделены чадобецкая, семеновская, дольчиковская, чуктуконская, теринская, жерновская, бруская, медведковская, тогоньская свиты. Магматические образования подразделены на три комплекса: чадобецкий комплекс ультраосновных щелочных пород рифей–раннекембрийского возраста, формацию Сибирских траппов раннетриасового возраста и кимберлитовые породы среднетриасового возраста.

В 1964 г. по материалам геологосъемочных работ составлена Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000, включающая также карту полезных ископаемых и пояснительную записку. Комплект геологических карт и объяснительная записка изданы только в 1971 г. [59]. В этой работе на площади Чадобецкого сводового поднятия протерозойские породы расчленены. В соответствии со схемой выделены пенченгинская (карбонатная), кординская, горбилонская, удерейская, погорюйская (терригенные), Карточки, аладынская (карбонатные) и потоскуйская (терригенно-карбонатная) свиты. Верхнепротерозойско–нижнекембрийские отложения разделены на три свиты: алешкинскую, чистяковскую и мошаконскую. Среди отложений палеозойской группы установлены нижний, средний–верхний отделы кембрийской системы (карбонатно-терригенные отложения) и средний–верхний отделы каменноугольной системы в составе катской свиты (угленосные отложения). Отложения мезозоя представлены туфами основного состава с потоками базальтов (корвунчанская свита) и верхнемеловыми глинами, песками, галечниками и бокситами. В отложениях кайнозойской группы закартированы верхнеолигоценные–нижнемиоценовые рыхлые отложения (пески, глины, галечники, бокситы) и верхнечетвертичные–современные аллювиально-делювиальные и озерно-болотные образования (пески, глины, галечники, супеси, суглинки, торф) (рис. 1).

По вещественному составу и возрасту магматические образования района подразделены на два комплекса: верхнепротерозойский–нижнекембрийский комплекс ультраосновных пород и триасовый комплекс. Первый представлен бесполовошпатовыми ультраосновными породами, а второй – эколгитовыми и кимберлитовыми породами, а также формацией сибирских траппов (ангарский комплекс). К интрузивно-метасоматическим породам отнесены карбонатиты. Абсолютный возраст ультраосновных пород, по определению М. И. Волобуева – 516 млн лет [96].

Перспективы района на полезные ископаемые авторы, в основном, связывают с магматическими образованиями – с ультраосновными породами связана фосфоритная и редкометалльная минерализация, с кимберлитами – алмазы, с карбонатизированными кимберлитами и карбонатитами – редкие земли. В региональном тектоническом плане докембрийский этап развития структур Чадобецкого поднятия рассматривается, как единое целое с Иркинеевским выступом

Енисейского кряжа, на границе перехода геосинклинальной области в платформенную, на что было указано М. М. Тетлевым (1961 г.).



- 1 - геолого-минералогическое картирование масштаба 1:200 000 (Божко, 1995);
- 2 - геологическое доизучения площадей масштаба 1:50 000 (Анучин, 1992);
- 3 - тематические работы масштаба 1:50 000 (Амосов, 1978);
- 4 - геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 (Забинов, 1967);
- 5 - общие поиски на алмазы (Юркин, 1964);
- 6 - поиски месторождений алмазов (Мкртычян, 2001, 2005);
- 7 - геолого-минералогическое картирование масштаба 1:500 000 (Мкртычян, 2008);
- 8 - нефтепоисковые работы на Исчухском лицензионном участке (Чусов, 2011)

Тематические и специализированные работы,
полностью перекрывающие лист:
ГС-200 - Скляр; 1971; ГДП-200 - Варганов, 2010
Сапронов, 1995; Крюков, 1992

Рис. 1. Схема геологической изученности (сост. Т. С. Серба).

В 1960–1962 гг. на Чадобецком поднятии проводила работы Теринская геофизическая партия Северо-Енисейской геофизической экспедиции под руководством Е. К. Германова и В. А. Ахметшина [83, 98]. Были продолжены работы Богучанской партии [102] по поискам редкоземельных карбонатитов и бокситов в центральной части Чадобецкого поднятия. Использовалась магниторазведка, радиометрия, металлометрия, эманационная съемка, геологические маршруты с проходкой шурфов и бурение скважин. Работы проводились на геологической основе, не соответствующей масштабу работ. Проведена оценка Чуктуконского редкоземельного месторождения, определены прогнозные запасы редких элементов. В южной части выявлены бокситы. Авторы генетически связывают бокситы с корами выветривания.

В 1959 г. на Чадобецком поднятии проводятся работы Чадобецкой ПРП под руководством А. Д. Руденко и А. Д. Абрамова [160] с целью поисков бокситов. К началу геологосъемочных (1963 г.) работ масштаба 1 : 50 000 на Чадобецкой площади поисково-разведочной партией открыты и разведаны месторождения Центральное, Пуня и Ибджибдек. Выявлены проявления: Верхне-Теринское, Чуктуконское, Полпод, Нокуми, Горелый, Накита. В этот период Ф. Г. Пасовой (ВИМС), А. Д. Слукимым (ИГЕМ АН СССР), М. С. Каштановым (Казанский университет), Е. И. Пельтеком (Тематическая экспедиция КГУ) проводятся тематические исследования по изучению кор выветривания с целью решения вопросов генезиса бокситовых месторождений, определения источника свободного глинозема и происхождения рудовмещающих котловин. Авторы не пришли к единой точке зрения, многие вопросы носят дискуссионный характер.

В 1963 г. на площади Чадобецкого поднятия начаты геологосъемочные работы по созданию геологической основы масштаба 1 : 50 000 [116].

В 1961–1963 гг. Чадобецкой партией Геологосъемочной экспедиции с целью выяснения перспектив площади на коренные и россыпные месторождения алмазов проведены поисковые работы [179]. Применена методика поисков алмазов, принятая в Якутской алмазонасной провинции. Это были первые целенаправленные поисковые работы на алмазы в пределах Чадобецкого поднятия. Поисковые работы проводились с использованием геофизической основы масштаба 1 : 25 000. В ходе работ проверено 62 магнитные аномалии, из которых 22 не подтвердились, на 21 вскрыты жилы и дайковые тела ультраосновного состава и 19 оказались кимберлитовыми телами трубчатого типа. В пределах южной части Чадобецкого поднятия на трубках Большая, Малая, Верхне-Чуктуконская отобраны и обработаны пробы объемом, соответственно, 93, 27 и 14 м³. В центральной части поднятия крупнообъемное опробование проведено на трубках Фигурная (77 м³), Брусская (27,4 м³). Крупнообъемным опробованием аллювия р. Терины обнаружены два зерна алмаза: одно – ниже руч. Семенов Дольчик, второе – в 7 км ниже устья р. Исчухи. В процессе геолого-поисковых работ детально изучены вскрытые с поверхности типы пород щелочно-ультраосновного комплекса, дана их петрохимическая и минералогическая характеристика. Схема расчленения магматических пород до сегодняшнего времени практически не претерпела изменений. Детальное изучение кимберлитовых брекчий, находки среди кимберлитов обломков углей и траппов позволили авторам время образования трубок взрыва отнести к мезозойскому посттрапповому возрасту, дана минералогическая характеристика минералов-спутников алмаза. По комплексу поисковых признаков кимберлиты Чадобецкого поднятия на предмет промышленной алмазонасности признаны бесперспективными. В работе не освещена роль и место ультраосновного магматизма в развитии Чадобецкой сводовой структуры. Остался открытым вопрос – почему чадобецкие кимберлиты не содержат алмазов. Не изложены на то время новые данные по стратиграфии поднятия. Не разобраны критерии отрицательной оценки алмазонасности.

В 1967–1968 гг. на Центральном месторождении проведена детальная разведка бокситов, дана технико-экономическая оценка и утверждены постоянные кондиции. На месторождениях Ибджибдек и Пуня в эти годы закончена предварительная разведка. В 1978 г. сдан в ГКЗ окончательный отчет [81], согласно которому месторождение Центральное отнесено к разряду крупных месторождений, в этом же отчете дана оценка всех известных объектов Чадобецкого бокситоносного района. По рекомендациям ГКЗ проведены исследовательские работы [132] по комплексному использованию бокситов. По результатам промышленных испытаний получены положительные данные не только по извлечению из бокситов глинозема, но и металлопродукта в виде Al, Ti, V, Ga.

В 1979–1981 гг. впервые составлена «Карта алмазонасности Красноярского края» масштаба 1 : 500 000 [126] и выделена на границе Байкитской антеклизы и Тунгусской синеклизы кимберлитоконтролирующая Ковино-Кординская зона. Перспективы алмазонасности связываются с прогнозируемыми в зоне кимберлитами среднепалеозойского возраста. Поисковые работы рекомендуется продолжить в Тычанском, Ковинском и Чадобецких районах.

В 1983–1985 гг. на Чуктуконском месторождении редких земель проведены общие поиски [117]. В 1988–1993 гг. месторождение доизучено и отнесено к разряду крупных [138, 139, 140].

В 1980–1984 гг. А. В. Крюковым [128] проведены ревизионные поисковые работы вдоль зоны Ковино-Кординского разлома. Одним из участков алмазописковых работ являлась Чадобецкая площадь. Выделено 5 кустов кимберлитовых трубок. Установлена слабая алмазонасность трубки Брусская. В ней в мелкообъемной пробе, в классе 0,5 мм найдено два осколка бесцветного алмаза. В шлихах из аллювия руч. Семенов Дольчик в 5,0 км от центральной группы трубок Теринского выступа найдено 10 мелких (0,1–0,5 мм) алмазов импактного облика, представленных пластинчатыми, оскольчатыми зернами гексагональной формы, серого, красноватого и голубоватого цветов. В процессе опробовательских работ из концентратов мелкообъемных проб были отобраны для изучения пиропы. Исследования состава пиропов показали, что они представлены малокальциевыми разновидностями, в том числе и дунит-гарцбургитового парагенезиса, единичные – алмазной ассоциации. Авторы рекомендовали продолжить поисковые работы на алмазы в пределах Чадобецкого поднятия путем использования бурения глубиной до 300 м на известных кимберлитовых трубках, магнитной съемки и глубинного картирования масштаба 1 : 50 000.

В 1991–1994 гг. Красноярской геологосъемочной экспедицией проводятся тематические работы с применением специализированного аэрофотокосмического дешифрирования. Составлены мелко- и среднемасштабные карты геологической интерпретации результатов дешифрирования МАКС кимберлитовых районов юга Сибирской платформы. Составлены структурно-тектоническая схема масштаба 1 : 500 000 юго-западной части Сибирской платформы и Тычанского алмазонасного района масштаба 1 : 200 000, отражающие пликативные, дизъюнктивные и инъективные дислокации [161]. Для сравнительного анализа Тычанского с известными алмазонасными районами разработана рабочая гипотеза о вулканоструктурах Далдыно-Алакитского кимберлитового района Якутской алмазонасной провинции. Сделан вывод, что кимберлитовые поля схожи с трапповыми структурами, образующие совместно с последними многоцентровые, фестончато-кольцевые сооружения многоактного и полихронного формирования. Выделена Байкитская вулканоплутоническая система, являющаяся кимберлитовмещающей структурой ранга провинции. В пределах ее определено два типа предполагаемых кимберлитовмещающих структур ранга поля: Чадобецкий и Хортицкий. К первому отнесены магматические диапиры многоактного формирования. К главным кимберлитовмещающим структурам отнесены разломы северо-восточного простирания, являющиеся составной частью Ангаро-Вилуйской региональной зоны разломов, и зоны разломов северо-северо-западного простирания: Ковино-Кординской и Муторайско-Ванаварской.

В 2001–2005 гг. в пределах Енбалакской площади проведены поисковые работы на алмазы в бассейне рек Правого и Левого Енболака, Исчухи, в верхнем течении р. Нембы и Тарыдака, а также на северо-западной части Чадобецкого поднятия [147]. На участке р. Исчухи вскрыт и опробован пиропсодержащий промежуточный коллектор, приуроченный к отложениям тычанской свиты. Магнитной съемкой в пределах участка Теринского и Восточно-Теринского выявлены и детализированы более 30 локальных аномалий. В результате заверки перспективных аномалий выявлено две кимберлитовые трубки и ряд субпластовых, лополитообразных тел кимберлитов. В одном из объектов выявлено два обломка кристаллов алмаза в классе –4+2. Выделены две перспективные площади на поиски алмазов: Теринская и Исчухинская. Даны авторские прогнозные ресурсы алмазов по площадям; по Теринской площади – 100 млн карат, и по Исчухинской – 100 млн карат. На участке Теринском рекомендовано продолжить прямые поиски алмазов, на Исчухинской площади провести глубинное картирование.

В пределах Чадобецкого поднятия проведена геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 [116] и геологическое доизучение с общими поисками того же масштаба [82]. Составлены карты: геологическая, полезных ископаемых, четвертичных образований масштаба 1 : 50 000. Получен и обобщен большой фактический материал по стратиграфии, магматизму и полезным ископаемым. Для расчленения стратиграфических подразделений использована схема, предложенная Р. Я. Скляровым и основанная на выделении местных стратиграфических подразделений. Магматические образования расчленены на 2 комплекса: чадобецкий щелочно-ультраосновной и тычанский комплекс формации Сибирских траппов. Дана отрицательная оценка алмазонасности известных кимберлитовых трубок. Авторы отмечают интенсивную проработку магматических пород процессами корообразования и метасоматоза и отмечают некорректность, в большинстве случаев, петрохимических исследований для расчленения магматических образований. Геологическая карта лишена элементов тектоники, соответствующей вулканическим структурам центрального типа, которые выделяются по региональной и наземной геофизике и всех видов аэро- и космических съемок.

В 2010 г. на Исчухской лицензионной площади (ООО «Харьяга») закончено бурение нефтепоисковой скважины ИС-1 глубиной 2 360 м. При испытании скважины получен приток горючего газа. Определены геологические запасы газа по категориям C_1 и C_2 по лицензионной площади [176].

Начиная с 1964 г. с целью поисков железных руд, бокситов, кимберлитов и в помощь геологическому картированию проводились аэромагнитные съемки масштаба 1 : 25 000 [112, 122] и масштаба 1 : 50 000. Среднеквадратичная погрешность съемки 1 : 50 000 составляет $\pm 2,6$ нТл. В результате работ составлены карты магнитного поля, выделены перспективные участки для поисков бокситов, железа, магнитные аномалии предположительно «трубчатого» типа. По результатам съемки, проведенной в 2002 году, и ранее выполненных работ составлены карты магнитного поля в графиках и в изолиниях на весь лист О-47-IV [153] (рис. 2).

В 2005–2008 гг. в южной части Эвенкийского автономного округа проведено геолого-минерагеническое картирование на алмазы масштаба 1 : 500 000 [149]. Работы проведены небольшим объемом буровых, горнопроходческих работ, мелкообъемного и валового опробования. В результате исследований составлены прогнозно-минерагеническая карта территории масштаба 1 : 500 000, планы прогнозируемых поисковых участков, оценен суммарный потенциал прогнозируемых алмазоносных полей и Тычанской непромышленной россыпи категории P_3 – 705 млн карат, даны рекомендации по проведению работ следующего этапа исследований.

Следует отметить, что обобщен и проанализирован весь материал предшествующих алмазоносных работ, но полевые работы оказались малоэффективными, детальность геологической основы использованной при составлении «Прогнозно-минерагенической карты» схематична, значительно завышены прогнозные ресурсы алмазов.

Над всей площадью выполнены региональные аэромагнитные съемки масштаба 1 : 100 000 [134], с использованием прибора «Джеометрикс», высота полета – 1 200 и 1 800 м, среднеквадратичная погрешность – от $\pm 2,4$ до $\pm 3,16$ нТл; аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 [174] на абсолютной высоте 700 м, станции «КАМ-28», «ММ-305», «ММС-214 с». В результате работ вся площадь разделена на блоки, отличающиеся по составу пород, выполнен прогноз суммарной мощности траппов, определена их морфология и условия залегания, проведено выделение и классификация тектонических нарушений, определена глубина залегания фундамента.

Кондиционная гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 [163] перекрывает всю площадь и является основой для составления сводной гравиметрической карты, а также построения структурно-тектонических схем по фундаменту и чехлу платформы. По данным гравиметрических съемок площадь характеризуется ярко выраженным блоковым строением и широким проявлением вулcano-магматических структур. По мнению авторов, Чадобецкое поднятие является куполовидно-блоковой структурой, под которой на глубине 5 км находится магнитный объект, вероятно, массив ультраосновного щелочного состава.

В пределах Чадобецкого поднятия проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000 Б. А. Жураковский [113], на Огоньской площади – Б. В. Шибистов [178]. Составлены гравиметрические карты в редукции Буге в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 100 000. На площади Центрального и Чуктуконского месторождений в масштабе 1 : 25 000, карты поля силы тяжести, пересчитанного на высоты 2,5 и 5,0 км, карты остаточных аномалий. Составлены интерпретационные разрезы, схемы и карта кор выветривания. Тела коры выветривания, выявленные на карбонатитовых массивах, охарактеризованы оценками массы и объема. Выявлена группа аномалий, предположительно обусловленных трубками взрыва среди массива долеритов (Огоньская площадь), подтверждено Исчухское поднятие. Линейные зоны разуплотнения прослежены на кембрийских отложениях в связи с растворением солей.

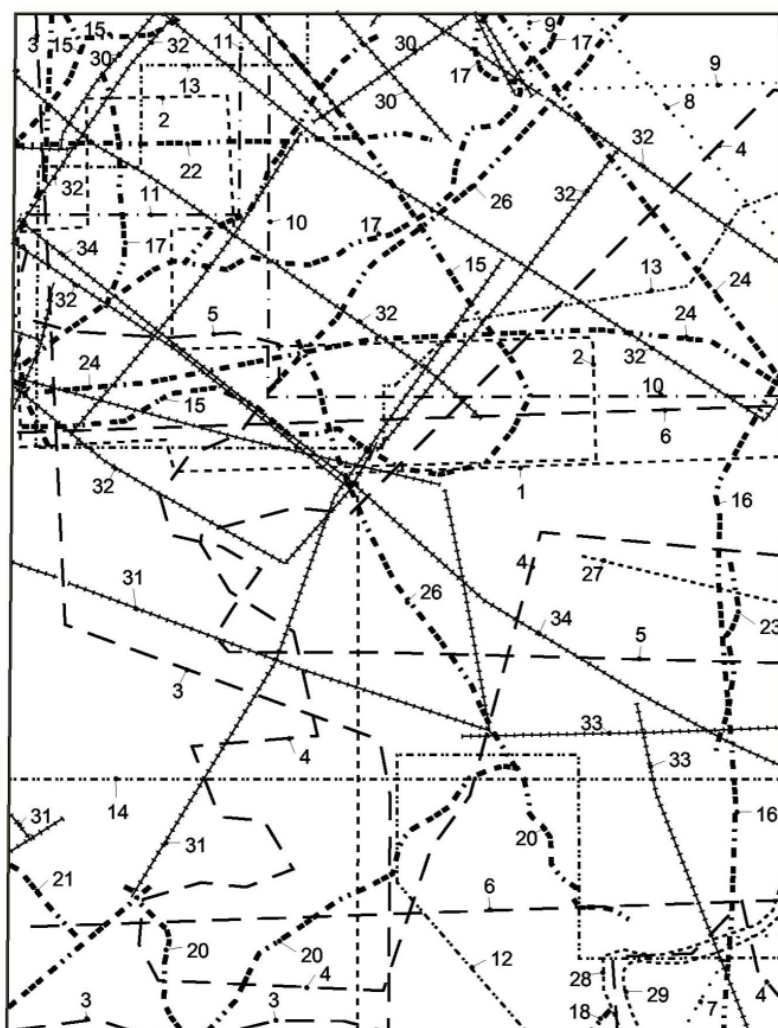
С целью изучения неоднородностей верхней части разреза выполнены профильные гравиметрические работы [97] по сейсмическим профилям. Установлена значительное изменение мощности траппов по латерали.

В 1973–2004 гг. на площади широко применялись сейсморазведочные работы, как в площадном, так и в профильном вариантах, в различных модификациях (рис. 2): метод отраженных волн (МОВ) – с применением аппаратуры «ПОИСК-1-48-МОВ-ОВ», «СМОВ-0-24», метод общей глубинной точки (МОГТ) – сейсмостанции «Прогресс-2, 3», с 1993 года стали использоваться станции «Прогресс-48, 96», «СМОВ-0-24». Точность работ МОГТ ± 75 –115 м.

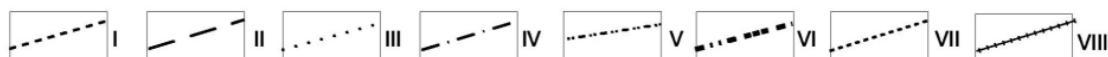
По материалам сейсморазведки построены сводные структурные карты по сейсмическим горизонтам в кембрии: K_1 , K_2 (подошва верхнебельской подсвиты) и Б (верхи собинской свиты) [124]; R_2 (подошва семеновской свиты) [105]. Для района характерно согласное залегание поверхности фундамента и слоев в осадочном чехле.

В 2004 г. по профилю «Рассечка» [111] использовался широкий комплекс методов: сейсморазведочные наблюдения МОГТ; разновысотная аэромагнитная (на высотах 100, 750, 2 000 м) и

аэрогеохимическая съемки (по метану и пропану) в полосе шириной 10 км, гравиметрическая съемка и электроразведочные работы МТЗ.



км 10 5 0 5 10 км



I – гравиметрическая съемка масштаба 1:50 000: 1 – Жураковский Б.А., 1991; 2 – Шибистов Б.В., 2004; II – аэромагнитные съемки масштаба 1:25 000: 3 – Ялунин Б.И., 1964; 4 – Никитин А.Г., 1973; 5 – Клокас В.И., 1995; масштаба 1:50 000: 6 – Писарев В.Г., 2002; III – площадные сейсморазведочные работы масштаба 1:500 000: 7 – Кошук Е.П., 1973; 8 – Сапожников Л.Б., 1974; 9 – Сарвилов А.Д., 2004; IV – площадные электроразведочные работы масштаба 1:200 000: 10 – Тоболов В.К., 1982; 11 – Тоболов В.К., 1983; V – комплексные площадные геофизические работы: 12 – Киселев Ю.М., 1962 (МР, ЭР 1:25 000); 13 – Германов Е.К., 1971 (МР, ЭР 1:200 000); 14 – Дека А.А., 1997 (ЭР, СР 1:200 000); VI – профильные сейсморазведочные работы масштаба 1:100 000, 1:200 000: 15 – Сергеева Т.Н., 1973; 16 – Кузнецов В.Л., 1977; 17 – Шепиленко А.М., 1982; 18 – Лычко Т.П., 1983; 19 – Сергеева Т.Н., 1984; 20 – Душкин С.В., 1986; 21 – Яшин Н.Л., 1988; 22 – Душкин С.В., 1989; 23 – Дека А.А., 1996; масштаба 1:500 000: 24 – Бормотова С.В., 1980; 25 – Бормотова С.В., 1981; 26 – Душкин С.В., 1987; 24 – Евграфов А.А., 2003; VII – профильные электроразведочные работы: 27 – Шпак И.П., 1966 (1:100 000); 28 – Мачульский А.М., 1981 (1:200 000); 29 – Тоболов В.К., 1985 (1:200 000); VIII – профильные комплексные геофизические работы: 30 – Мишин О.Ф., 1985 (СР, ЭР 1:100 000); 31 – Дека А.А., 1990 (СР, ЭР 1:200 000); 32 – Гейда М.В., 1991 (СР, ГР 1:200 000); 33 – Дека А.А., 1993 (СР, ЭР 1:200 000); 34 – Евграфов А.А., 2004 (СР 1:500 000; ЭР 1:100 000; ГР, АМС 1:500 000)

Примечание: 1 – геофизическая изученность приведена от 1963 года; 2 – вся площадь перекрыта гравиметрическими съемками масштаба 1:1000 000 – Четвергов А.П., 1964 г.; масштаба 1:200 000 – Семенов Б.Г., 1963 г.; аэромагнитными съемками масштаба 1:100 000 – Лапина Е.Г., 1978 г.; масштаба 1:50 000 – Чапурин А.К., 1986 г., электроразведочными работами масштаба 1:200 000 – Тоболов В.К., 1986 г.

Рис. 2. Геофизическая изученность (сост. Т. А. Вшивкова).

Построены модели глубинного строения земной коры и верхней мантии, отражающие распределение сейсмических границ, плотности, намагниченности и проводимости. Сделан вывод, что Чадобецкое поднятие располагается в узле пересечения Оскобинской и Кординской линейных зон. Обоснована модель корреляции отражающих горизонтов рифея чадобецкой фациальной зоны с близкими по литологическому составу образованиями тунгусского стратиграфического района. Рассмотрена история геологического развития Чадобецкого поднятия [111].

Электроразведочные исследования проводились в помощь поискам нефти и газа, алмазов, с целью изучения глубинного строения, выделения проводящих зон глубинных разломов. Работы проводились с использованием различных методов: зондирования становления поля в ближней зоне (ЗСБЗ) с аппаратурой «Цикл-1, 2», глубинность исследования – 3–4 км; магнитотеллурических методов МТЗ – аппаратура «ЦЭС-2»; ТТ – аппаратура «МТЛ-71». Точность работ ЗСБ – 8–15 %.

По электроразведочным данным В. К. Тоболова [168, 169, 170] составлены карты параметров теллурического поля масштаба 1 : 200 000, схема рельефа фундамента, изучен прогноз осадочного чехла по суммарной проводимости подсолевых отложений. Выделены три уровня проводящих горизонтов. Первый приурочен к отложениям нижнего ордовика, второй – к верхам ангарской и бельской свит нижнего кембрия, третий – к нижнемотской подсвите нижнего кембрия. С образованиями третьего комплекса связана основная доля проводимости осадочного чехла.

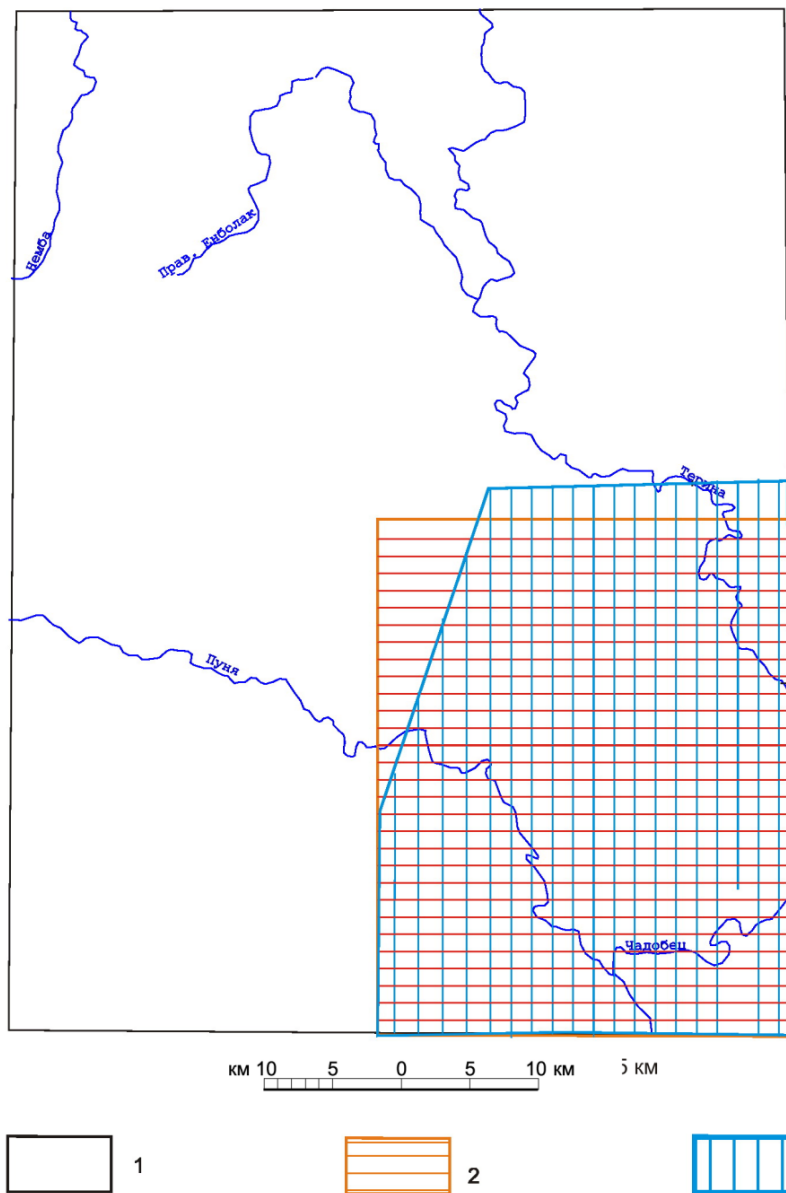
В 1997 г. А. А. Дека проводит тематические работы по обобщению материалов сейсморазведки МОГТ и электроразведки ЭСБ. В результате построены сводные карты суммарной проводимости верхней части разреза (ВЧР), низов венд–кровли рифея и схема геологического строения эрозионной поверхности рифея. Сделан вывод о положительных результатах комплексирования МОГТ, ТС, ЭСБ и профильной гравиразведки [105].

Геохимические поиски на площади листа проводились многими исследователями (рис. 3). Впервые, в 1959 г. Богучанской аэрогеофизической партией [102] при наземной проверке радиометрических аномалий на участке «Чуктукон» была проведена металлометрическая съемка масштаба 1 : 25 000 с целью обнаружения ореолов повышенного содержания цветных и редких металлов. По результатам работ были выявлены ореолы рассеяния сложного комплекса элементов, включающих редкие земли, цветные и редкие металлы. На участке было рекомендовано провести детальные геолого-геофизические и буровые работы. В 1960 г. Теринской геофизической экспедицией [98] при проведении комплекса геолого-геофизических работ выполнено металлометрическое опробование участка «Теринский». В результате работ выявлен сложный комплекс редких земель, цветных и черных металлов. В 1960–1961 гг. при проведении геологической съемки масштаба 1 : 200 000 Теринской геологосъемочной партией [164] проведено попутное металлометрическое опробование. В 1960 г. металлометрическое опробование проводилось через 500 м по ходу геологических маршрутов, а затем в 1961 г. было заменено методом поисков по потокам рассеяния. В 1961 г. на юго-западе Чадобецкого поднятия Средне-Чадобецкой геофизической партией [121] проведена металлометрическая съемка масштаба 1 : 25 000 по сети 250×100 м. По результатам работ была выявлена комплексная аномалия Р, Nb, Ni, Be размером 900×1 500 м в урочище Кривляки (р. Чадобец, участок «Кривоколенный»). В 1962 г. Теринской геофизической партией [83, 98] проведена металлометрическая съемка масштаба 1 : 50 000 с отбором проб по сети 500×100 м. В 1963–1967 гг. [116] при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000, для оценки меденосности эвенкийской свиты и для выявления других возможных рудных горизонтов, было проведено металлометрическое опробование по трем профилям. В 1983–1985 гг. [117] при проведении общих поисков месторождений ниобия на Чуктуконском поднятии, литогеохимические поиски проводились с целью оконтуривания вторичных ореолов ниобия к северу и востоку от площади ранее проведенных работ [102]. В результате работ выявлены ореолы Nb, которые оконтуривают выходы карбонатитов и карбонатизированных пород. Аномальные содержания Р, Mn, Ba, Ce, Sr соответствуют ореолам Nb, что подчеркивает комплексное оруденение карбонатитов.

В пределах Чадобецкого поднятия проведена металлометрическая съемка Л. Г. Анучиным по сети 500×50 м на листах О-47-20-А, Б, В, Г и -21-А, В [82]. Пробы проанализированы на Pb, Cu, Zn, Ni, Ti, Mn, Mo, Sn, Ba, Be, Sr, Zr, Nb, В, Р, W, Y. Составлены карты результатов литогеохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния.

В процессе групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на Тарыдакской площади в 1992–1995 годах в северо-западном углу листа О-47-IV было отобрано 520 литогеохимических проб по потокам рассеяния [106]. Пробы проанализированы полуколичественным спектраль-

ным анализом в лаборатории ГП «Красноярскгеолсъемка», материалы использованы при построении геохимической основы Чадобецкой площади.



- 1 - ГС-200 первого издания, полностью перекрывающий лист (Скляров, 1962);
2 - Геологическое доизучение площадей масштаба 1:50 000 (Анучин, 1992);
3 - Металлометрическая съемка масштаба 1:50 000 (Ахметшин, 1961)

Рис. 3. Схема геохимической изученности (сост. Т. Н. Корневская).

В 2001–2005 гг. в пределах Енболакской площади пробурены картировочные скважины с литогеохимическим опробованием по первичным ореолам [147]. Материалы использованы для геохимической характеристики магматических и осадочных пород.

СТРАТИГРАФИЯ

На площади листа О-47-IV представлены стратифицированные отложения от среднего рифея до голоцена включительно. Их расчленение произведено в соответствии с легендой Тунгусской серии листов масштаба 1 : 200 000 [137] и дополнений к ней [92, 93].

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Верхнепротерозойские отложения представлены рифейской энотемой и вендской системой. Они обнажены на Чадобецком поднятии, за его пределами и вскрыты в глубокой скв. 8 (ИС-1).

РИФЕЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Рифей на площади листа представлен среднерифейской и верхнерифейской эратемами. Согласно Тунгусской легенде [137] выделяются два стратиграфических района: Чадобецкий и Турухано-Катангский. Рифейские отложения Чадобецкого района обнажаются на поверхности, а также вскрыты многочисленными неглубокими скважинами. В Турухано-Катангском районе одновозрастные отложения установлены в глубокой скв. 8, так же их наличие предполагается по геофизическим данным [111]. Кроме того, они вскрыты на северо-западе за пределами листа, но непосредственно у его рамки, в скважине Хр-1.

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Представлена в Чадобецком стратиграфическом районе семеновской и дольчиковской свитами. Предшественниками [116, 164] ниже семеновской свиты выделена еще одна – чадобецкая свита. Она описана Р. Я. Складчиковым в 1961 г. на левом борту р. Терина, в 5 км выше устья руч. Брус. Здесь, под терригенными породами семеновской свиты, им обнаружена пачка серых глинистых известняков с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев мощностью 50 м. Выше указан пласт мощностью 25 см пород из обломков кремнистых сланцев, сцементированных фосфатизированным известняком (P_2O_5 – до 10 %), который был принят за базальные отложения семеновской свиты. В 1964 г. вышеупомянутое обнажение было переизучено Ю. Я. Забириным и др. [116] и выяснилось, что за известняки принимались прожилки и межпластовые тела интенсивно доломитизированных и карбонатизированных интрузивных пород ультраосновного состава.

В 1962 г. в скважине, расположенной в среднем течении р. Терина, в 10–10,6 км выше устья руч. Семенов Дольчик (месторождение Центральное), под мел-палеогеновыми отложениями в грабене были вскрыты светло-серые скрытокристаллические массивные и брекчированные известковистые доломиты. Обломки подобных пород встречены, кроме того, в керна ряда скважин на северном фланге месторождения Центральное. Первоначально они были сопоставлены с чадобецкой свитой, однако вскоре появились сомнения на этот счет. Так, ряд исследователей [154, 155] относят карбонаты скв. 34 к магматическим карбонатитам, обосновывая это тем, что в ряде случаев они имеют несколько необычный состав. Другие исследователи [77] считают, что, учитывая сложное тектоническое строение Чадобецкого поднятия, наличие на месторождении более древних, чем семеновская свита, карбонатных отложений не является единственно возможным: в основании грабена могут быть захоронены и не подвергнутые эрозии более молодые породы. Учитывая дискуссионный характер чадобецкой свиты, в легенду Тунгусской серии подразделение не внесено и в данной работе не рассматривается.

Тем не менее, по сейсмическим данным и по результатам моделирования в разрезе рифея ниже семеновской свиты действительно устанавливается осадочная толща, предположительно карбонатного состава, со средней плотностью равной $2,70 \text{ г/см}^3$. Ее возраст, положение в разрезе и состав могут быть установлены только после проведения достаточного объема буровых работ.

Семеновская свита выделена Р. Я. Скляровым в 1962 г. За стратотип принимается разрез на р. Терина выше устья руч. Брус, поскольку он указан при первичном описании.

Первоначально в строении семеновской свиты Р. Я. Скляров выделял три пачки [164]. В более поздней работе [59], в полях ее развития им закартированы кординская и горбилокская свиты объединенные, соответствующие первой пачке свиты, удерейская и погоруйская свиты объединенные, включающие 2 и 3 ее пачки. Последующими работами [82] проведено бурение двух профилей поисковых скважин глубиной 300 м в западной (бассейн руч. Семенов Дольчик) и юго-восточной части Теринского купола, что позволило уточнить состав и строение подразделения.

Свита закартирована в среднем течении р. Терина, слагает центральную часть Теринского (Северного) купола, но значительная часть ее перекрыта молодыми (мел–олигоцен) образованиями мощностью 20–180 м. Подстилающие семеновскую свиту отложения достоверно не установлены, с перекрывающими известняками дольчиковской свиты контакт согласный (постепенный через переслаивание).

В целом, для семеновской свиты характерно переслаивание алевролитов, аргиллитов, песчаников. Карбонаты отсутствуют. Наблюдается определенная закономерность в распределении вышеуказанных разновидностей (в нижнесеменовской подсвите преобладают более грубозернистые породы, чем в верхнесеменовской), что позволило разделить ее на подсвиты [82]. Граница между подсвитами установлена в подошве первой снизу, мощной (до 220 м) пачки аргиллитов, выше которой разрез имеет преимущественно глинистый состав.

Нижнесеменовская подсвита (RF_2sm_1) вскрыта многочисленными скважинами и представлена переслаиванием алевролитов аргиллитистых (алевро-глинистые сланцы [82]) темно-серых, песчаников и алевролитов кварцевых серых и светло-серых, песчаников кварцитовидных серых с прослоями аргиллитов (глинистые сланцы [82]) темно-серых. Мощность подсвиты 490–535 м.

Верхнесеменовская подсвита (RF_2sm_2) вскрыта в скважинах и горными выработками. Состав подсвиты достаточно однороден и представлен преимущественно темно-серыми до черных аргиллитами, редко – алевролитами аргиллитистыми. Отмечаются прослои алевролитов и песчаников. Мощность подсвиты 410–530 м.

Общая мощность семеновской свиты – до 1 065 м.

Алевролиты аргиллитистые обладают алевропелитовой структурой, слоистой текстурой, обусловленной послойной ориентировкой алевролитовых обломков и чешуек кластической слюды, присутствием алевролитовых и пелитовых слойков. Алевролитовые слойки сложены кварцем, полевыми шпатами (плагиоклаз, микроклин) с примесью чешуек хлорита, серицита. Глинистые слойки состоят из параллельных ориентированных глинистых частиц, чешуек хлорита и серицита с примесью кварца алевролитовой размерности. Границы между слойками четкие, резкие.

Кварцевые и кварцитовидные песчаники сложены изометричными зернами кварца с полигональными прямолинейными контурами. Песчаники представлены угловато-окатанными, плотно сдвинутыми зернами кварца. Цемент – гидроокислы железа. Отмечаются разновидности кварц-полевошпатовых песчаников с железистым цементом и примесью хлорита и серицита.

Алевролиты серые, светло-серые кварц-полевошпатовые с содержанием кварца – более 50 % и полевых шпатов – менее 10 %. Цемент кремнисто-глинистый, глинистый. Размер частиц – 0,1–0,5 мм. Иногда в алевролитовых прослоях отмечаются зерна глауконита (до 5 %) размером 0,2–0,4 мм.

Глауконитовые алевролиты выполнены кварцем, полевым шпатом, слюдой, глауконитом. Структура blastoalevritовая, текстура – слоистая. В составе пород резко преобладает кварц, имеются обломки полевого шпата (менее 10 %) и примерно 10 % чешуек слюды, около 5 % карбоната. До 50 % состава породы составляют глобулы зеленого с голубоватым оттенком глауконита.

Породы свиты инъецированы силлами щелочных пикритов и секущими прожилками карбоната.

Силикатным анализом отмечается высокое содержание в глинистых сланцах Al_2O_3 (до 20 %). Высокое содержание SiO_2 , вероятно, обусловлено присутствием свободного кремнезема. Содержание P_2O_5 составляет от сотых до десятых долей процента и достигает иногда 1,75 %.

В аргиллитах семеновской свиты содержится довольно обширный комплекс малых элементов.

По магнитным свойствам все породы, слагающие семеновскую свиту, относятся к группе практически немагнитных образований с плотностью – от 2,47 г/см³ (аргиллиты) до 2,67 г/см³ (песчаники). Средняя плотность в целом составляет 2,64 г/см³. На геологическом разрезе участка развития свиты, интенсивно насыщенные (до 50 %) ультраосновными образованиями, имеют плотность – 2,76 г/см³, а в зоне дезинтеграции – до 2,36 г/см³. Такая пониженная плотность отмечена, например, у пород, вскрытых шурфами на правом берегу р. Терина. Отложения свиты в самостоятельный тип поля не выделяются, но они создают понижение как гравитационного, так магнитного полей.

По результатам геохимических исследований построен ряд подвижности химических элементов для отложений свиты: Ti(GaVAl)Ba-ZrSrMg-Si-(PbCa)Cu(NiFeMn) [84].

Изотопный возраст глауконита из песчаников верхнесеменовской подсвиты составляет 835, 895, 1 030, 970 млн лет, т. е. соответствует началу позднего рифея [84]. Органические остатки из нижнесеменовской подсвиты представлены микрофоссилиями: *Leiosphaeridia rifeica* (Tim.), *L. effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *Symplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Protosphaeridium densum* Tim., *Pterospermopsimorpha* sp. 1, в комплексе подтверждающими рифейский (не древнее среднего рифея) возраст вмещающих их отложений [77].

В соответствии с утвержденной легендой принята корреляция семеновской свиты с погорюйской свитой Енисейского кряжа. Однако этот вариант дискусионен. Такой корреляции противоречит тот факт, что разрез семеновской свиты представляет собой четко выраженный трансгрессивный цикл, а погорюйской – хорошо выраженный регрессивный цикл. Кроме того, породы семеновской свиты характеризуются высокими содержаниями Al₂O₃, что характерно для разрезов тунгусикской и киргитейской серий, а не для сухопитской серии.

Дольчиковская свита (RF_{2dl}) выделена Р. Я. Скляровым в 1962 г. на р. Терина, в 2,5–3,0 км выше устья р. Брус, названа по руч. Семенов Дольчик. Породы свиты окаймляют в плане выходы семеновской свиты и прослеживаются в виде полосы шириной 1,5–2,0 км от вершины руч. Семенов Дольчик до устья руч. Дольчик и далее по водоразделу ручьев Семенов Дольчик и Накита.

Дольчиковскую свиту слагают сероцветные карбонатные породы, преимущественно известняки. В нижней части разреза отмечаются редкие прослои глинистых известняков, аргиллитов известковистых (известково-глинистые сланцы [82]) и мергелей известковых. В верхней части встречаются мощные пачки известняков доломитистых, мергелей, реже – доломитов.

Карбонатный состав свиты служит хорошим отличительным признаком от подстилающих терригенных пород семеновской свиты. Граница между свитами наблюдалась в канаве 169 [116] и коренном обнажении (левый борт р. Терина, в 500–600 м выше устья руч. Дольчик), где был встречен постепенный (через переслаивание) переход от терригенных пород семеновской свиты к карбонатным отложениям дольчиковской свиты. С вышележащей терригенно-карбонатной толщей чуктуконской свиты граница так же постепенная и проводится по появлению первого прослоя зеленоватых аргиллитов.

Изучение разреза свиты производилось, в основном, по данным горных выработок и скважин колонкового бурения. Наиболее полный разрез дольчиковской свиты изучен на водоразделе руч. Семенов Дольчик и р. Накита [82] (снизу):

1. Известняки темно-серые микрозернистые полосчатые, за счет переслаивания карбонатных разностей с карбонатно-глинистыми.....	140 м
2. Переслаивание известняков кремво-серых тонкозернистых массивных с известняками глинистыми серыми, серо-коричневыми с редкими прослоями аргиллитов алевритистых.....	110 м
3. Известняки темно-серые окремненные массивные, реже – слоистые, за счет переслаивания более светлых и темных оттенков. В середине пачки прослой известковых конгломератов, в которых обломки представлены известняками в базальном карбонатном цементе.....	80 м
4. Известняки доломитистые, глинистые серые мелкозернистые массивные с прослоями доломитов серых пелитоморфных, мелкозернистых неяснослоистых.....	20 м
5. Переслаивание известняков серых тонко-, мелкозернистых массивных с известняками зелено-серыми глинистыми плитчатыми с редкими прослоями известняков доломитистых.....	100 м
6. Известняки доломитистые темно-серые до черных мелкокристаллические массивные с прослоями известняков и доломитов мелкозернистых массивных и с редкими прослоями алевролитов аргиллитистых и мергелей.....	50 м
7. Известняки глинистые кремво-тонкозернистые слоистые с линзами и конкрециями черных кремней.....	20 м

Общая мощность дольчиковской свиты – 520 м.

Известняки имеют микрокристаллическую, гранобластовую структуру, размер зерен – 0,01–0,02 мм, текстура массивная, реже – слоистая. Состав пород: кальцит – 98 %, гидроокислы Fe – до 2 %, в единичных зернах встречен апатит, кварц.

Известняки доломитистые характеризуются микрокристаллической, гранобластовой структурой, размер зерен – 0,02–0,03 мм, текстура массивная. Породы сложены кальцитом (88 %), доломитом (10 %), рудными (2 %).

Доломиты имеют микрокристаллическую, гранобластовую структуру, размер зерен – 0,1–0,15 мм, текстура массивная. Состав пород: доломит – 95–96 %, халцедон, кварц – 2 %, гидроокислы Fe – 1–2 %, глинистый материал – менее 1 %.

По данным термических анализов карбонатные породы состоят, в основном, из кальцита, а также из кальцита с примесью доломита. Встречаются и чистые доломиты. Химическим анализом в известняках установлены повышенные содержания SiO_2 (до 21,04 %), Al_2O_3 (до 6,61 %), K_2O (до 3,18 %), что может свидетельствовать о значительной роли глинистого материала в составе толщи.

Карбонатные и глинистые породы характеризуются довольно убогим набором микроэлементов в низких содержаниях в сравнении с терригенными образованиями семеновской толщи.

Известняки имеют объемную массу – 2,70 г/см³ и практически немагнитны (средняя магнитная восприимчивость – $55 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Из-за широкого распространения пикритов породы свиты в самостоятельный тип поля не выделяются, но они создают понижение как гравитационно, так и магнитного полей.

Возраст дольчиковской свиты условно, но с учетом ее положения в разрезе, определяется среднерифейским. В соответствии с легендой Тунгусской серии она коррелируется со свитой Карточка и аладьинской свитой. Однако, по мнению А. Ф. Бабинцева и др. [84], наиболее вероятен вариант корреляции ее с джурской свитой, сложенной сходными сероцветными карбонатными породами.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЕ ЭРАТЕМЫ

Представлены в Турухано-Катангском стратиграфическом районе камовской серией. Серия на территории листа вскрыта в скв. 8 и опознается также по геофизическим данным.

Камовская серия ($\text{RF}_{2-3} \text{km}$) выделена в самостоятельную стратиграфическую единицу Е. П. Бутаковым и др. в 1978 г. [9]. Ее отложения известны вблизи рамки листа на северо-западе в скважине Хр-1 (интервал 2 338–2 558 м).

В целом, серия имеет глинисто-карбонатный состав. Она сложена преимущественно разнообразными доломитами, в том числе глинистыми, и аргиллитами; во многих скважинах перекрывается несогласно красноцветной карбонатно-терригенной ванаварской свитой.

Для пород серии характерна высокая (до 9 мкР/ч) естественная гамма-активность; значение наведенной радиоактивности изменяется от 1,8 до 2,0 условных единиц. Удельный вес пород – 2,76–2,84 г/см³, открытая пористость – от 1,5 до 5,8 %. Содержание карбонатов – 10–19,3 %, углерода органического – 0,07–0,13 %, хлороформенного битума – до 0,0002 %. По материалам различных авторов [97, 112] доломиты камовской свиты практически немагнитны, средняя плотность – 2,76 г/см³, что учитывалось при моделировании разреза.

На изучаемой территории в глубокой скв. 8 в интервале 2 260–2 360 м была вскрыта верхняя часть камовской серии, которая сложена преимущественно зелено- и темно-серыми, черными аргиллитами доломитовыми, мергелями и доломитами глинистыми. Мощность вскрытого разреза 100 м.

Учитывая данные по профилю «Рассечка», в прогибе близ Чадобецкого поднятия мощность серии намного превышает вскрытый разрез.

Возраст серии устанавливается средне-позднерифейским на основании изотопных данных и находок в ее отложениях комплекса рифейских микрофоссилий [64]. Корреляция ее в целом и отдельных частей (толщ) со свитами Чадобецкого поднятия неоднозначна. Здесь принят вариант корреляции, отраженной в легенде Тунгусской серии. Серия сопоставлена с отложениями от семеновской до териновской свит включительно.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Представлена в Чадобецком стратиграфическом районе чуктуконской, териновской, брусской, медведковской, безымянной свитами.

Чуктуконская свита (RF₃čk) выделена Р. Я. Скляровым в 1962 г. Стратотип не указан, но первоначально характеристика свиты приведена при описании опорного разреза докембрийских отложений по левому борту р. Терина в 0,7–2,0 км выше устья.

Отложения чуктуконской свиты закартированы по р. Терина, ее притокам и в бассейне руч. Чуктукон, где окаймляют в плане выходы дольчиковской свиты кольцом шириной 1 км. Разрез свиты сложен терригенно-карбонатными отложениями, которые сменяют преимущественно карбонатные отложения дольчиковской свиты. Терригенные разности присутствуют в качестве слоев подчиненного значения. Среди карбонатов основную роль играют доломиты, доломитистые известняки, редко – известняки. В доломитах встречаются конкреции и прослои кремней. Фациальные изменения заключаются в частичном замещении известняков доломитами по простиранию. Терригенные породы представлены аргиллитами и алевролитами аргиллитистыми, реже – алевролитами и песчаниками. Свита согласно, с постепенным переходом, залегает на отложениях дольчиковской свиты. С вышележащей териновской свитой граница четкая, резкая и проводится по появлению мощного горизонта травяно-зеленых аргиллитов. Общая мощность пород чуктуконской свиты 280 м.

Доломиты имеют гранобластовую, микрозернистую структуру и сложены зернами карбоната размером 0,02–0,03 мм с ромбоэдрическим сечением. В качестве примесей в них встречаются рудные минералы (до 1 %), реже – зерна кварца, микроклина.

Известняки доломитистые обладают гранобластовой, микрозернистой структурой с размером зерен – 0,01–0,02 мм. Кальцит в них составляет 93–95 %, доломит – 5–7 %.

Аргиллиты состоят из пелитового глинистого материала с мельчайшими чешуйками зеленоватого хлорита, удлинённых параллельно ориентированных чешуек серицита и мельчайших зерен кварца.

Алевролиты имеют алевролитовую структуру (размер зерен – 0,02–0,04 мм) и контактово-поровый, иногда карбонат-гидрослюдистый цемент, составляющий 30 % породы. Текстура прожилковая. Сульфиды отмечаются в микротрещинах.

Аргиллиты алевролитистые состоят из пелитового материала и из алевролитовых угловато-окатанных зерен кварца, реже – полевого шпата (микроклин) размером 0,02–0,09 мм. Нередко пелитовый и алевролитовый материал распределен в виде слоев, что придает породе слоистый облик.

По данным термических анализов карбонатные породы чуктуконской свиты представлены, преимущественно, доломитами, реже – доломитистыми известняками. В аргиллитах отмечаются минералы группы монтмориллонита, каолинита, гидрогетита.

По данным химического анализа в доломитах содержание нерастворимого остатка составляет 5,63 %. Основная его часть представлена, вероятно, свободным кварцем (SiO₂ – до 55,72 %). В аргиллитах обращает на себя внимание высокий процент Al₂O₃ (до 21,78 %), что роднит их со сланцами шунтарской свиты.

Карбонатные разновидности пород свиты характеризуются низкими содержаниями и ограниченным комплексом малых элементов; терригенные разновидности характеризуются обширным спектром малых элементов. Присутствие в породах редких (бериллий, ниобий и др.) и редкоземельных элементов, видимо, обусловлено влиянием послойной импрегнации щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Чадобецкого комплекса.

Определения физических свойств доломитов чуктуконской свиты по 15 образцам показало, что они практически не магнитны (магнитная восприимчивость в среднем равна $56 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ [82]); объемная масса составляет 2,75 г/см³ [113].

Возраст свиты определяется условно позднерифейским. В аргиллитах из ее основания по р. Терина В. Ю. Шенфилом и др. [77] обнаружены микрофоссилии: *Leiosphaeridia rifeica* (Tim.), *L. effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *L. ternata* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Pterospermopsimorpha* sp. 1, *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), *Satka granulosa* Jank., *S. elongata* Jank., *S. squamiferens* Pjat., *Symplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Leiothrichoides typicus* Herm. Перечисленные формы характерны для среднего и верхнего рифея.

Териновская свита (RF₃tr) выделена в 1962 г. Р. Я. Скляровым на левобережье р. Терина, в 1 км выше устья р. Брус. Позднее [164] она рассматривалась в составе потоскуйской свиты. Отложения териновской свиты прослежены узкой полосой 600–700 м в верховьях руч. Семенов Дольчик, вдоль левого борта долины руч. Брус и вдоль восточного крыла Чадобецкого поднятия (между рр. Терина и Цемба). Они известны в бассейне верхнего течения р. Чуктукон.

Первоначально свита делилась на две части. Нижняя часть (200 м) сложена алевролитами песчанистыми и песчаниками красно-желтыми с прослоями песчаников вишнево-красных тон-

козернистых, которые вверх по разрезу сменяются песчаниками кварцевыми зеленовато-серыми, иногда бурыми, разнозернистыми с глинисто-лимонитовым или кремнисто-лимонитовым цементом. Верхняя часть (300 м) свиты, существенно карбонатная, представлена известняками, доломитами и мергелями светло-серыми, серыми и темно-серыми. Известняки и доломиты массивные, тонкоплитчатые скрытокристаллические, часто строматолитовые и онколитовые. Первоначально эти части разреза картировали как самостоятельные териновскую и жерновскую свиты [164]. Позднее было установлено, что по простиранию терригенные породы фациально замещаются карбонатными, поэтому в дальнейшем данные отложения стали рассматривать как единое подразделение – териновская свита. По мнению Ю. В. Шенфиля и др. [77], карбонаты жерновской свиты в ее стратотипе по р. Жерновому относятся, вероятнее всего, к безымянной свите.

При отсутствии коренных обнажений разрез теринской свиты изучался в колонковых скважинах и горных выработках. В целом, свита сложена аргиллитами, известняками, доломитами, песчаниками, мергелями, алевролитами, фациально замещающими друг друга. Общая окраска пород – пестроцветная, отмечаются аргиллиты с характерным зеленым, травяно-зеленым цветом. Контакт с подстилающими и перекрывающими отложениями четкий, резкий, что обусловлено существенным изменением состава пород на границах свит. Так, на доломитах чукуконской свиты налегает пачка аргиллитов териновской свиты, а аргиллиты брусской свиты ложатся на строматолитовые известняки териновской свиты. Общая мощность свиты 210 м.

Аргиллиты состоят из тонкочешуйчатого агрегата, представленного зеленым хлоритом, серицитом и пелито-глинистым веществом (70–90 %) с примесью алевритового материала (10–25 %). Алевритовая составляющая (размер обломков – 0,01–0,001 м) представлена зернами кварца, полевого шпата. В серицит-хлоритовом агрегате иногда отмечаются микропятна углеродистого пелита (5–8 %) и пелитисто-карбонатно-глинистые включения (до 5 %). Структура пород алевропелитовая, текстура массивно- и тонкослоистая, подчеркивается линейным расположением чешуек слюдистых минералов. Термическим анализом в глинистых сланцах установлены минералы группы хлорита, примесь гидрослюд, кальцита, серицита, гидрогетита.

Аргиллиты алевритистые имеют алевритовую структуру, слоистую и неяснослоистую текстуру. Слоистость создается чередованием алевритового материала и пелитового серицит-хлоритового агрегата. Ширина слойков – до 1–3 мм.

Алевролиты характеризуются алевритовой или алеврито-псаммитовой структурой и массивной текстурой. Состоят из зерен (размер – 0,05–0,2 мм) кварца (основная масса), альбита, микроклина. В единичных зернах встречаются циркон, турмалин, рудные, апатит, мусковит. В алевролитах отмечается примесь (до 30 %) криптозернистого серицит-хлоритового агрегата в виде цемента, из-за чего, видимо, алевролиты имеют более темную окраску.

Доломиты представляют собой средне-, мелкозернистые породы массивной, иногда линзовидной текстуры. Порода состоит из доломита (основная масса) с размером зерен – от 0,05 до 0,5–0,8 мм ромбэдрического облика, без двойников, нередко содержащего бурый железистый пелит. По контактам зерен доломита и внутри их – включения кристаллов лимонитизированного пирита.

Кремни имеют гранобластовую структуру с размером зерен – 0,1–0,01 мм. Отмечается вкрапленность псевдоморфоз лимонита по пириту размером – 0,01 мм.

Известняки гетеробластовой, участками криптозернистой в сочетании с гранобластовой структуры, текстура массивная, иногда полосчатая, обусловленная чередованием полос с различной зернистостью. Порода состоит существенно из кальцита (размер зерен – 0,1–0,5 мм), примеси доломита (до 40 %), отмечаются микролинзочки халцедона, алевритовой примеси (≤ 5 %), представленной кварцем, иногда призматическими кристаллами полевых шпатов. Линзы кремней в доломитах и известняках имеют существенно халцедоновый состав с примесью доломита и кальцита.

Силикатным анализом в карбонатных породах определено повышенное содержание кремнезема (до 30 %), что обусловлено наличием в них линзовидных включений кремней и кварца. Спектральным анализом в породах установлен довольно обширный комплекс малых элементов, содержания которых, в целом, за исключением бария, марганца, титана, соответствует кларковым значениям.

Средняя магнитная восприимчивость карбонатных пород толщи равна $50 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а плотность в среднем составляет $2,66 \text{ г/см}^3$ (35 определений). Над отложениями теринской свиты не наблюдается самостоятельного типа магнитного и гравитационного полей. Они сглаживают изрезанность магнитного поля.

По результатам геохимических исследований предшественников [84] построен ряд подвижности химических элементов для отложений свиты: (VFePb)NiCuTiZr-AlSi-MnGaSrBa(CaMg).

Ю. А. Заби́ровым [116] в известняках на левобережье р. Терина обнаружены и описаны проблематичные образования (рис. 4), определенные как «*Suvorovella*». По заключению К. Н. Коношкова (ВСЕГЕИ), возможно, они могут быть сопоставлены с некоторыми вендскими окаменелостями. По мнению Д. А. Гражданкина, ведущего научного сотрудника ИНГиГСО РАН (г. Новосибирск), данные образования имеют неорганическую природу и являются конкрециями диссипативного типа. Кроме того, в известняках, в кровле толщи, встречены желваково-столбчатые строматолиты *Compactacollenia* cf. *sarmensis* Korol., распространенные в отложениях среднего и верхнего рифея Прибайкалья. В. Ю. Шенфи́лем и др. [77] из пород свиты выделены микрофоссилии: *Leiosphaeridia rifeica* (Tim.), *L. effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *L. ternata* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Pterospermopsimorpha* sp. 1, *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), *Satka granulosa* Jank., *S. elongata* Jank., *S. squamiferens* Pjat., *Symplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Leiothrichoides typicus* Herm., такие же как в териновской свите. Добавлена только одна форма *Dictiotidium* (?) *terinum* sp. nov. Перечисленные формы характерны для среднего и верхнего рифея. Возраст свиты принят поздне-рифейским.



Сборы - Ю.А. Заби́ров (1967 г)
 Определения - К.Н. Коношкова ВСЕГЕИ (1967 г.) Д.А., Гражданкина ИНГиГСО РАН г. Новосибирск (2011 г.)

Рис. 4. Конкреция диссипативного типа в известняках териновской свиты (правобережье р. Терина).

Брусская свита (RF_{3br}) выделена М. Н. Благовещенской в 1959 году [5]. Стратотип находится на правом берегу р. Терина в 50 м ниже устья р. Брус. Отложения свиты встречены на двух участках вокруг Теринского выступа (за исключением северной части) полосой от 250 до 900 м и в центральной части Чуктуконского (Южного) купола.

Во время проведения геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [59] данные отложения отнесены к алешинской свите.

Существуют различные представления относительно взаимоотношений свиты с подстилающими отложениями. По мнению одних [82, 84, 116] бруская свита согласно залегает на осадках териновской свиты. По данным других [5, 16, 120, 164] взаимоотношения свит несогласные. Авторы склоняются ко второй точке зрения, так как по данным предшественников [16] в бассейне р. Терина, в зоне контакта свит, в низах брусской свиты присутствуют кварцитовидные песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, обломочный материал которых представлен кварцитами, филлитовидными сланцами, карбонатными породами подстилающих толщ.

В пределах Чуктуконского купола свита вскрыта многочисленными скважинами [82, 116] почти на всю ее мощность, но ее отложения представлены здесь глубоко проработанными корами выветривания каолинового состава и лишь в краевых частях купола – глинизированной дресвяно-щепнистой корой, участками структурной корой, залегающей на доломитах и известняках териновской свиты. Коренные обнажения брусской свиты встречены в правом борту р. Терина (Брусское обнажение) в 50 м ниже устья р. Брус, где был изучен состав ее верхней

части. Нижняя часть свиты вскрыта на водоразделе рек Терина и Брус и по левому борту р. Терина.

Свита представлена ритмичным переслаиванием аргиллитов темно-серых до черных и алевролитов зелено-серых с прослоями песчаников кварцевых серых и линзами доломитов и сидеритов. Вверх по разрезу количество терригенного материала возрастает. В основании свиты встречаются прослои песчаников кварцитовидных, гравелитов, конгломератов мелкогалечниковых. Общая мощность свиты 350–400 м.

Глауконит, кроме горизонта максимально им обогащенного в верхней части брусской свиты, присутствует в небольших содержаниях и в низах свиты – в аргиллитах.

Аргиллиты состоят из пелитового материала с тонкочешуйчатым агрегатом хлорит-серицитового состава (60–70 %) и алевролитового материала (до 20 %), представленного, в основном, кварцем и незначительным количеством полевого шпата. Кварц распределяется неравномерно, иногда образует микролинзочки (0,1–1 мм); размер зерен – до 0,03 мм. Пятнами распределен и пелитово-глинистый материал (до 20 %) с лимонитовыми ромбоэдрическими псевдоморфозами, возможно, по железистому карбонату (до 5–7 %); присутствует глауконит в виде мелких рассеянных зерен (до 5 %). Структура алевропелитовая.

Кварцитовидные песчаники и алевролиты имеют псаммит-алевролитовую и алевролитовую структуру и массивную текстуру. Состав: кварц (преобладает), примесь полевых шпатов, турмалина, кластической слюды, циркона. Размер обломков в алевролитах – 0,02–0,05 мм, до 0,09 мм, в песчаниках – 0,1–0,9 мм. Цемент в алевролитах крипто-мелкочешуйчатый серицит-хлорит-пелитовый с примесью гидроокислов железа, в кварцитовидных песчаниках цемент (до 8 %) сложный – слюдисто-пелитовый регенерационный, неравномерно распределенный. Регенерационный кварц встречается в виде контактовых ореолов вокруг зерен. В отдельных шлифах в цементе присутствует карбонат (до 2–3 %).

Химическим анализом в породах брусской свиты Ю. А. Забириным [116] установлены высокие содержания кремнезема: в алевролитах – до 85,34 %, кварцитовидных песчаниках – до 87,5–94,0 %, глинистых сланцах – до 63,5 %, в последних отмечается Al_2O_3 с содержанием до 12,04 %. По минеральному и химическому составу, структурно-текстурным характеристикам бруская свита похожа на удоронгскую свиту Енисейского края.

Спектральным анализом в породах брусской свиты устанавливается довольно обширный комплекс малых элементов. В груботерригенных разновидностях отмечаются несколько повышенные значения циркония, фосфора, бария, иногда марганца, стронция, иттрия, что связано с присутствием в них циркона, турмалина, апатита. В глинистых разновидностях повышен титан, встречается молибден, германий, относительно повышена полиметаллическая группа элементов.

Породы брусской свиты практически немагнитны: магнитная восприимчивость составляет в среднем $13 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, средняя плотность – $2,57 \text{ г/см}^3$ (28 образцов). Над отложениями брусской свиты устанавливается сложное положительное поле интенсивностью 50–100 нТл, обусловленное интенсивно импрегнированными щелочными пикритами.

В. Ю. Шенфилом и др. [77] из пород свиты выделены микрофоссилии: *Leiosphaeridia rifeica* (Tim.), *L. effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *L. ternata* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Pterospermopsimorpha* sp. 1, *Nucello-sphaeridium nordium* (Tim.), *Satka granulosa* Jank., *S. elongata* Jank., *S. squamiferens* Pjat., *Symphlassosphaeridium tumidulum* Tim., *Leiothrichoides typicus* Herm., такие же как в териновской свите. Дополнительно к ним определены *Dictiotidium* (?) *terium* sp. nov., *Pterospermopsimorpha pileiformis* (Tim.), *Valeria lophostriata* (Jank.), *Trachysphaeridium laminaritum* (Tim.). В целом, комплекс включает остатки, характерные для среднего и позднего рифея.

Изотопный возраст глауконита из нижней части брусской свиты составляет 885 млн лет, из верхней ее части – 645 млн лет (р. Терина, обнажение Брусское). Таким образом, возраст свиты определяется поздним рифеем.

Медведковская свита (RF₃md) выделена Р. Я. Складовым в 1962 г. и названа по руч. Медведково – правому притоку р. Чадобец, расположенному за рамкой листа. Породы свиты слагают значительные площади на водоразделах ручьев Семенов Дольчик, Брус, Чуктукон и р. Тогоня, а так же узкие (до 0,7–0,8 км) полосы субмеридионального направления на междуречье Терины и Цембы, Накиты и руч. Семенов Дольчик.

Свита сложена песчаниками светло-серыми, зелено-серыми, розово-серыми до вишневых с прослоями аргиллитов, алевролитов. В ее основании в пределах первых метров отмечаются песчаники кварцевые крупнозернистые до гравелитов. Стратотип свиты изучен [164] по единичным разобщенным коренным выходам на р. Терина в 700–1 000 м ниже руч. Брус (за рамкой листа) и элювиально-делювиальным высыпкам. Последующими работами [82, 116] породы

медведковской свиты вскрыты многочисленными профилями скважин колонкового бурения и горными выработками на водоразделах ручьев Семенов Дольчик и Кипель, Семенов Дольчик и р. Тогоня, руч. Чуктукон и р. Тогоня, ручьев Жерновой и Чуктукон. Предшественниками [116] канавой в правом борту р. Терина в 750 м ниже устья р. Брус установлено согласное залегание осадков медведковской свиты на брусской свите.

От подстилающей брусской свиты отложения медведковской свиты отличаются более грубо-терригенным составом. Общая мощность свиты 150–200 м.

Песчаники обладают blastopсаммитовой, равномернозернистой структурой, массивной, иногда полосчатой текстурой. Состав преимущественно кварцевый (до 80–90 %), отмечаются зерна турмалина, полевого шпата, циркона, рудного минерала. Цемент поровый, по составу – кремнистый с примесью слюды. На плоскостях напластования песчаников обычны слюда и глауконит, а также отмечаются волноприбойные знаки и трещины усыхания.

Кварцитовидные песчаники представлены тонкозернистым кварцем с примесью регенерированного цемента; присутствуют турмалин, циркон, рудный минерал.

Алевролиты имеют псаммито-алевролитовую и алевролитовую структуру, сланцевато-тонкополосчатую текстуру. Они состоят из кварца (основная масса), примеси полевого шпата (альбит – до 15 %), слюды (1–5 %, до 10–15 %); акцессорных минералов – циркона, турмалина. Цемент регенерационный, иногда (в слюдистых алевролитах) базальный микрослюдистый.

Состав и структура аргиллитов и алевролитов аргиллитистых отвечает характеристике подобных пород в других, ранее описанных свитах.

Отложения свиты импрегнированы маломощными жилами щелочно-ультраосновного состава.

Для пород свиты характерен более обширный комплекс микроэлементов, чем для подстилающих глинисто-карбонатных толщ. В то же время, содержание большинства из них относительно более низкое. Возможно, присутствие элементов редкоземельной группы и редких элементов обусловлено влиянием щелочно-ультраосновного магматизма.

Изучение физических свойств 17 образцов из грубо-терригенных разновидностей пород показало, что средняя магнитная восприимчивость составляет $5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а плотность колеблется от $2,40 \text{ г/см}^3$, что объясняется выветрелостью исследуемых образцов, до $2,60 \text{ г/см}^3$ [112]. Над свитой самостоятельного типа полей как гравитационного, так и магнитного не выделяется.

В. Ю. Шенфилом и др. [77] из пород свиты выделены микрофоссилии: *Leiosphaeridia sinica* (Tim.), *L. effusa* (Schep.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Pterospermopsimorpha* sp. 1, *Leiothrichoides typicus* Herm. рифейского возраста.

Изохронный возраст пород медведковской свиты составляет 860 и 885 млн лет [84].

Безымянная свита (RF₃bz) выделена Ю. А. Забировым и В. И. Стрелевым в 1969 г. и названа по руч. Безымянному, притоку р. Чадобец. Терригенно-карбонатные отложения свиты прослеживаются полосой 1,0–1,1 км в западной и 750–250 м в юго-восточной части Чадобецкого поднятия, окаймляя медведковскую свиту. В северной и северо-восточной части они перекрыты молодыми отложениями.

Безымянная свита сложена переслаивающимися доломитами, известняками, аргиллитами, аргиллитами алевритистыми, песчаниками, алевролитами. Карбонатные разности незначительно преобладают. Для них характерны серые тона окраски, мелко- и тонкозернистые структуры, массивная и строматолитовая (пластово-столбчатая) текстуры. Терригенные породы серого, зелено-серого цвета, реже – пестрой окраски. В качестве прослоев отмечаются серые мелкозернистые песчаники и алевролиты. Среди карбонатных пород преобладают известняки. В аргиллитах нижней части свиты встречена убогая вкрапленность глауконита. От медведковской и тогоньской свит отложения безымянной свиты отличаются преимущественно карбонатным составом.

В пределах изучаемой площади, в связи с развитием площадной коры выветривания, известно лишь одно естественное обнажение свиты по р. Терине в 1,2–1,3 км выше устья р. Брус, поэтому ее разрез изучался, в основном, по материалам колонкового бурения и горных выработок. Взаимоотношения с подстилающими отложениями медведковской свиты согласные. Общая мощность безымянной свиты до 220 м.

Карбонатные породы (известняки и доломиты) имеют тонко- и крупнозернистую структуру и массивную текстуру; количество карбонатных минералов в них составляет 80–90 %. Из примесей присутствуют угловатые зерна кварца и глинистые минералы, нередко псевдооолитовые образования, сложенные криптозернистым кальцитом. Основная же масса пород сложена мелкими зернами карбоната.

Аргиллиты и алевролиты аргиллитистые характеризуются алевропелитовой и пелитоалевритовой структурой и сланцеватой текстурой. Состав их представлен преимущественно глинистыми минералами, серицитом, хлоритом и кварцем; иногда встречаются зерна полевого шпата, рудных минералов.

Спектральным анализом в карбонатных породах установлен бедный комплекс малых элементов с низкими содержаниями. В терригенных разновидностях отмечаются редкоземельные элементы, что, вероятно, связано с проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма.

Средняя плотность терригенных и карбонатных разновидностей пород безымянной свиты (16 образцов) составляет 2,56 г/см³, средняя магнитная восприимчивость – $5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Возраст свиты определяется по положению в разрезе позднерифейским. Свита коррелируется с дашкинской свитой Енисейского кряжа.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Венд представлен нижним и верхним отделами. На территории листа выделяются два стратиграфических района: Куюмбинский и Чадобецкий. Куюмбинский район характеризуется распространением ванаварской, оскобинской, катангской и собинской свит. Их отложения на поверхность не выходят, но вскрыты глубокой скв. 8. Венд Чадобецкого стратиграфического района представлен тогоньской свитой, породы которой создают обнажения, а также вскрыты многочисленными скважинами и горными выработками.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Куюмбинском стратиграфическом районе нижний отдел венда представлен ванаварской свитой.

Ванаварская свита (V₁v_{1n}) выделена Ю. А. Жуковым в 1983 г. и названа по пос. Ванавара. Стратотипом считается разрез скважины Ванаварская-1 (интервал 3 115-3201 м), но во многих работах в качестве типовых упоминаются скважины Собинская-6 и -7, имеющие более полный выход керна.

На изученной территории свита вскрыта нефтяной скв. 8 и распознается на сеймопрофиле «Рассечка» [111]. Вблизи Чадобецкого поднятия, но за пределами листа, отложения ванаварской свиты и ее аналоги встречены во всех глубоких скважинах.

Свита с размывом, угловым и стратиграфическим несогласием залегает на различных уровнях рифея, гранитоидах фундамента и согласно перекрывается породами оскобинской свиты. Сложена она аргиллитами красно-бурыми, алевролитами и песчаниками полевошпатово-кварцевыми зеленовато-серыми, полимиктовыми красно-коричневыми, коричнево-серыми, серыми, реже – песчаниками крупнозернистыми до гравелитов и конгломератов. В верхней части отмечаются прослой ангидритов.

Разрез ванаварской свиты вскрыт скв. 8 в интервале 2 158,4–2 260,0 м, где верхняя часть (около 26 %) пройдена с отбором керна. Разрез верхней части интервала 2 158,8–2 182,7 м следующий (снизу):

1. Алевролиты красно-серые, коричнево-красные, серо-зеленые слабослюдистые волнистослоистые ..8,8 м
2. Песчаники кварцевые серые, красно-серые известково-глинистые, алевритистые, слабослюдистые мелкозернистые тонкогоризонтальнослоистые с тонкими редкими прослойками аргиллитов зелено-серых ..1,45 м
3. Аргиллиты красно-коричневые, коричневые горизонтальнослоистые с редкими линзами ангидритов красно-серых, розово-белых мелкокристаллических сахаровидных. В нижней половине (3,4 м) – аргиллиты темно-зеленые, серо-зеленые тонкоослоистые. В подошве (0,15 м) – песчаники кварцевые светло-серые доломитово-глинистые тонкозернистые пологоволнистослоистые с тонкими редкими прослойками аргиллитов зелено-серых.....6,95 м
4. Ангидриты серо-белые доломитово-глинистые мелкокристаллические сахаровидные с тонкими прослоями аргиллитов серо-зеленых. В подошве (0,4 м) – песчаники кварцевые серые, коричнево-серые глинистодоломитовые косослоистые с тонкими редкими прослойками аргиллитов зелено-серых, серо-зеленых и мелкими включениями ангидрита белого, серо-белого мелкокристаллического сахаровидного2,6 м

Выше залегают доломиты ангидритистые оскобинской свиты. Вскрытый разрез составляет 101,6 м, с керном – 27,7 м. Общая мощность свиты более 105,0 м.

На графиках каротажа скважин песчаники отличаются низкими (до 2,5 мкР/ч), аргиллиты повышенными (до 12 мкР/ч) значениями естественной гамма-активности. Наведенная радиоактивность пород изменяется от 1,8 до 3,0 условных единиц. Породы ванаварской свиты практи-

чески немагнитны, объемная масса равна $2,63 \text{ г/см}^3$, что понижает значения магнитного и гравитационного полей при моделировании геологического разреза.

Песчаники свиты содержат углерода органического 0,02–0,16 %, хлороформенного битума – 0,06–0,16 %, карбонатов – менее 8 %. Общая пористость их – 10–33 %, открытая пористость – до 12 %, проницаемость – 0,09–34 мкм².

Возраст свиты принимается ранневендским. Она рассматривается в составе непского горизонта нижнего венда [56]. Свита коррелируется с нижнетогоньской подсвитой Чадобецкого стратиграфического района и алешкинской свитой Иркиннеево-Тасеевского стратиграфического района.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

В Чадобецком стратиграфическом районе к венду относится тогоньская свита.

Тогоньская свита выделена Р. Я. Скляровым в 1962 г. на р. Тогоня (приток р. Пуня) [62, 164]. Первоначально [164] под тогоньской свитой понималась маломощная (до 150 м) пестроцветная терригенная толща, но в последующей работе [59] эти же отложения закартированы как мошаковская свита (рис. 5). Позже объем свиты увеличился до 4 пачек (480–670 м) за счет включения в ее состав карбонатных пород [116]. Л. Г. Анучин и др. [82] оставили в составе тогоньской свиты 3 пачки (320–400 м). В работе А. Ф. Бабинцева и др. [84] тогоньскую свиту выделяют как аналог закартированных здесь ранее Р. Я. Скляровым [59] алешкинской, чистяковской и мошаковской свит тасеевской серии. В Региональной схеме [55] подразделение принято в объеме трех пачек общей мощностью до 400 м. Авторы выделяют в составе тогоньской свиты три подсвиты.

Отложения тогоньской свиты прослеживаются в виде полосы шириной от 1,2 до 3,6 км вдоль Чадобецкой структуры от верховьев р. Накита до устья руч. Жернового. Большое изменение ширины выхода свиты объясняется различными углами падения ее пород в пределах Чадобецкой структуры и трансгрессивным залеганием вышележащей тогоньской свиты.

Коренные выходы отложений тогоньской свиты на территории листа, за исключением небольших элювиально-делювиальных развалов, не встречены. Разрез свиты изучен многочисленными поисково-разведочными скважинами, шурфами и канавами [82, 116].

В целом, свита сложена красноцветными, реже – сероцветными, разнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов вишневых, зеленовато-серых с глауконитом, известняками с прослоями тех же алевролитов и аргиллитов, переслаиванием пестроцветных алевролитов и аргиллитов и сероцветных известняков. В ее основании отмечаются линзовидные прослои гравелитов и конгломератов. По литологическим признакам тогоньская свита делится на три подсвиты: нижнетогоньскую пестроцветную терригенную, среднетогоньскую сероцветную терригенно-карбонатную, верхнетогоньскую пестроцветную терригенную.

Нижнетогоньская подсвита (V_1tg_1) со стратиграфическим перерывом и небольшим угловым несогласием залегает на различных горизонтах безымянной свиты. Подсвита сложена песчаниками кварцевыми разнозернистыми светло-серыми с редкими прослоями алевролитов вишневых и голубовато-серых, песчаников кварцевых мелкозернистых. В ее основании отмечаются линзовидные прослои гравелитов, конгломератов.

Наиболее представительный разрез подсвиты вскрыт скважинами (рис. 6) [82] в бассейне р. Чадобец в приустьевой части руч. Жернового (снизу):

1. Песчаники кварцевые серые, светло-серые до белых разнозернистые с редкими прослоями алевролитов глинистых вишневых, алевролитов голубовато-серых, песчаников вишневых, зеленоватых мелкозернистых с глауконитом. Мощность прослоев от первых метров до 10–12 м. В подошве (первые десятки сантиметров) – линзовидные прослои гравелитов, конгломератов. Состав обломков представлен кварцевыми песчаниками и доломитами, цементированными железисто-глинисто-псаммитовым материалом.....80–110 м

2. Песчаники кварцевые серые, зелено-серые разнозернистые с частыми прослоями алевролитов аргиллитовых зелено-голубовато-серых горизонтальнослоистых, алевролитов и аргиллитов вишневых. Мощность прослоев от первых десятков сантиметров до первых метров40 м

Мощность нижнетогоньской подсвиты 120–150 м.

Среднетогоньская подсвита (V_2tg_2) согласно с постепенными переходами залегает на отложениях нижнетогоньской подсвиты. Подсвита представлена неравномерным переслаиванием известняков серых, алевролитов и аргиллитов зелено- и голубовато-серых, вишневых.

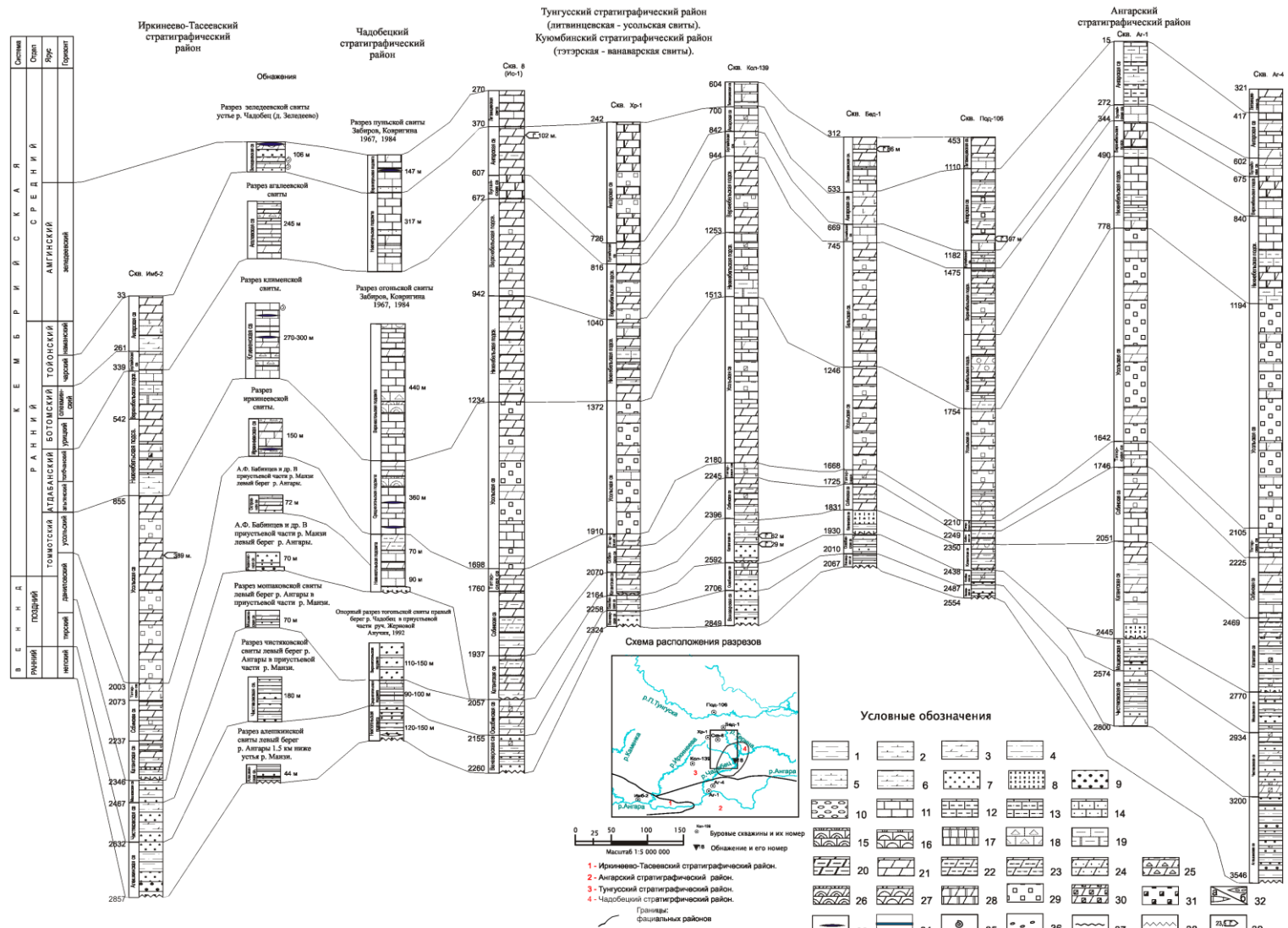


Рис. 6. Схема сопоставления венд-среднекембрийских отложений с соседними площадями (сост. В. А. Алясев).

Верхнетогоньская подсвита (V_2tg_3) согласно залегает на отложениях среднетогоньской подсвиты. Она сложена песчаниками сероцветными кварцевыми с прослоями аргиллитов и алевролитов вишневых горизонтальнослоистых.

Достаточно полный разрез подсвиты вскрыт скважинами [82] там же, где и среднетогоньская подсвита и надстраивает последнюю. Разрез представлен песчаниками кварцевыми серыми, светло-серыми разномасштабными массивными с прослоями кварцитов и кварцитоподобных песчаников, аргиллитов вишневых, алевролитов аргиллитовых вишневых горизонтальнослоистых. Мощность 110–150 м.

Общая мощность тогоньской свиты 320–400 м.

Кварцевые и кварцитовидные песчаники тогоньской свиты имеют мелкозернистую структуру, неявнослоистую, беспорядочную, пятнистую (обусловленную неравномерным распределением псаммитового и пелитового материала) текстуру. Состав обломочной составляющей: кварц – 95 %, аксессуарии (эпидот, циркон, полевой шпат, турмалин) – 2–3 %. Кварц бесцветный, мутный за счет пылеватых включений с размером зерен – 0,05–0,3 мм. Цемент регенерационный поровый, представленный глинисто-серицитовым агрегатом. Регенерационные каймы достигают 0,1 мм. По данным термического анализа в глинистой составляющей присутствует монтмориллонит, гидрослюда и гидроокислы железа.

Алевролиты аргиллитовые тонкогоризонтальнослоистые, состоящие из существенно алевролитовых слоев, сложенных кварцем, полевыми шпатами и турмалином с примесью хлорит-серицитовой составляющей. Рудные – до 1–2 %; отмечаются единичные знаки апатита.

Известняки тонкозернистые (0,001 мм) массивные, участками мелкокомковатые. Примесь: алевролитовые частицы (кварц, плагиоклаз) – до 1 %.

Доломиты мелко- и среднезернистые (0,1–0,7 мм) массивные, сложенные доломитом (85–90 %), кварцем (1–2 %), серицитом (2–3 %), рудными (5–7 %). По последним развиваются гидроокислы железа.

Аргиллиты состоят из гидрослюда (преобладает), монтмориллонита и гидроокислов железа, имеют слоистую, в том числе микрослоистую, текстуру. Все минералы прокрашены гидроокислами железа в красные тона. Алевролитовая примесь представлена кварцем, слюдой, обломочным кварцитом. В аргиллитах, по данным предшественников [116], отмечаются высокие содержания глинозема – до 19,9 %, P_2O_5 – 0,15 %, валового железа – до 9 %.

Отложения тогоньской свиты характеризуются низкой степенью окатанности обломочной составляющей. Полевые шпаты характерны для низов свиты, а кварц – для ее верхней части. Широким распространением в терригенных разновидностях пользуются рудные минералы, причем вверх по разрезу содержание их уменьшается. Они представлены, в основном, ильменитом, гематитом, реже – маршаллитом, редко присутствует хромит и магнетит. По всему разрезу отмечается турмалин, минералы группы эпидота. В верхней части разреза встречаются барит и лейкоксен.

Исследования физических свойств пород тогоньской свиты показали [116], что их объемная масса варьирует в пределах 2,40–2,48 г/см³. Возможно, что все образцы взяты из коры выветривания. Породы практически немагнитны: магнитная восприимчивость равна $4 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Они сглаживают изрезанность магнитного поля и понижают гравитационное поле в разрезе.

На КС тогоньская свита имеет пятнисто-ячеистый фоторисунок с крутыми врезанными долинами водотоков. В виду хорошей устойчивости пород свиты к выветриванию образуются положительные округло-увалистые формы рельефа, контрастно выделяющиеся между подстилающими и перекрывающими существенно карбонатными отложениями, менее устойчивыми к выветриванию. На АФС кольцо отложений свиты распадается на несколько мелких полос, отвечающих различным пачкам свиты.

Окаменелости, изученные из отложений свиты по р. Терине В. А. Рудавской, представлены микрофоссилиями: *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* Tim. (современные названия *Leiosphaeridia aperta* (Schep.), *L. effusa* (Schep.)). По данным В. Ю. Шенфиля и др. [77], в нижней части свиты (в объеме, принятым Ю. А. Забировым) [116] содержатся *Leiosphaeridia pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim.; в верхнетогоньской подсвите – *Leiosphaeridia pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *L. sp. 1*, *L. gigantea* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Pterospermopsimorpha sp. 1*, *Leiothrichoides typicus* Herm., *Rugosopsis tenuis* Tim. et Herm. По мнению В. Ю. Шенфиля и др. [77], этот комплекс свидетельствует о принадлежности вмещающих его пород юдомиию (венду).

Возраст отложений нижнетогоньской подсвиты по глауконитам составляет 572 млн лет [116]. По этим и палеонтологическим данным возраст всей свиты определяется вендским.

Состав и трехчленное строение тогоньской свиты позволяют скоррелировать ее подсвиты со свитами тасеевской серии (рис. 6) – алешкинской, чистяковской, мошаковской (Иркинеевско-

Тасеевский стратиграфический район) и с ванаварской и оскобинской свитами (Тунгусский стратиграфический район). По положению в разрезе и с учетом корреляции с подразделениями других районов нижнетогоньская подсвита помещается на уровень нижнего венда, средне- и верхнетогоньская подсвиты – верхнего венда.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В Куюмбинском стратиграфическом районе к верхнему отделу венда относятся оскобинская, катангская и собинская свиты.

Породы всех трех свит практически немагнитны, объемная масса пород оскобинской и собинской свит равна $2,63 \text{ г/см}^3$, катангской свиты – $2,70 \text{ г/см}^3$. Первые две свиты понижают значения магнитного поля и гравитационного поля силы тяжести при моделировании геологического разреза, последняя – повышает.

Оскобинская свита (V_{20S}) выделена Н. В. Мельниковым в 1982 г. и названа по пос. Оскоба. В качестве стратотипа выбран разрез скважины Оскобинская-1 в интервале 2 125–2 192 м.

На изучаемой площади отложения оскобинской свиты вскрыты скв. 8 и определяются по геофизическим данным на сейсмопрофиле «Рассечка». Свита согласно залегает на пестроцветных карбонатно-псаммитово-глинистых отложениях ванаварской свиты, но по составу достаточно резко отличается своим сульфатно-карбонатным составом. Она представлена глинисто-сульфатно-доломитовой брекчией («оскобиты»), сульфатными аргиллитами, алевролитами, реже – песчаниками, доломитами, доломито-ангидритами с прослоями аргиллитов.

Отложения оскобинской свиты вскрыты нефтяной скв. 8 в интервале 2 065,0–2 158,4 м, где почти половина (около 49 %) пройдена с отбором керна (снизу):

1. Доломиты ангидритистые, доломито-ангидриты серые, кремво-серые мелкокристаллические горизонтальнослоистые с тонкими редкими прослоями аргиллитов серо-зеленых, зеленых. В кровле (1,7 м) – переслаивание доломитов серых, темно-серых, кремво-серых ангидритистых мелкокристаллических и аргиллитов зелено-серых. По интервалу линзы и гнезда ангидрита белого, серо-белого мелкокристаллического сахаровидного5,8 м
2. Доломиты ангидритистые, доломито-ангидриты серые, коричнево-серые мелко-, среднезернистые тонкопологоволнистослоистые с тонкими прослоями аргиллитов темно-серых, коричнево-серых. В верхней половине (3,0 м) – переслаивание доломитов серых, темно-серых, зелено-серых глинистых мелкозернистых и аргиллитов зелено-серых, серо-зеленых. По интервалу линзы, гнезда ангидрита белого, серо-белого мелкокристаллического сахаровидного5,8 м
3. Проходка без керна38,4 м
4. Доломиты ангидритистые, доломито-ангидриты серые, темно-серые, серые мелкозернистые горизонтально-, редко пологокосослоистые с прослоями аргиллитов темно-серых до черных. По интервалу линзы, гнезда ангидрита белого, серо-белого, розово-белого мелкокристаллического11,0 м
5. Проходка без керна9,1 м
6. Доломиты светло-серые, темно-серые, серые ангидритистые, редко – окремненные мелкозернистые горизонтальнослоистые с тонкими прослоями аргиллитов. В подошве (0,72 м) – тонкое переслаивание доломитов глинистых серых, темно-серых, бурых горизонтально-волнистослоистых11,3 м

Мощность вскрытого разреза 93,4 м, где 45,9 м пройдено с отбором керна. Общая мощность свиты до 95,0 м.

Песчаники олигомиктово- или полевошпатово-кварцевые мелкозернистые, участками – разномзернистые, со средней степенью сортировки и окатанности. Состав: кварц – 45–80 %, калиево-полевые шпаты – 10–30 %, мусковит – 1–5 %, обломки пород кремнистого состава – 1–15 %. Цемент битуминозно-глинистый, карбонатный. Акцессорные минералы: лейкоксен, турмалин, циркон, ильменит, рутил. Состав алевролитов аналогичен, но в них увеличивается количество слюд. Высокая естественная радиоактивность обусловлена битуминозностью, глинистостью и наличием полевых шпатов. Слоистость линзовидно-прерывистая, волнистая.

Аргиллиты темно-серые с включениями голубовато-серого ангидрита и примазками битумов на плоскостях напластования.

Доломиты пелитоморфные коричнево-серые и бурые мелко- и среднезернистые, комковатые, брекчиевидные, неяснослоистые, водорослевые. Содержат примесь глинистых минералов (до 15 %), ангидрита (до 17 %) и алевролитовых частиц (кварц, серицит, мусковит, циркон, лейкоксен) (до 2 %). По плоскостям напластования наблюдаются примазки битума. Доломито-ангидриты серые, темно-серые мелкозернистые.

Терригенно-сульфатно-карбонатные породы («оскобиты») – доломиты, доломито-ангидриты, ангидриты, алевролиты, аргиллиты. Породы темно-серые, зелено-серые, буро-зелено-серые;

текстура комковато-пятнистая, полосчато-пятнистая, линзовиднослоистая; структура разноразмерная, обломочная.

На графиках каротажа скважин породы нижней и верхней частей свиты характеризуются низкими (до 2 мкР/ч) значениями естественной гамма-активности, высокими значениями наведенной радиоактивности (до 4,2 условных единиц) и удельного электрического сопротивления. Для средней части свиты характерны дифференцированные значения естественной и наведенной радиоактивности.

Органические остатки на площади листа не обнаружены. За его пределами в отложениях свиты и ее стратиграфических аналогах установлены микрофоссилии венда. Возраст свиты принимается поздневендским. Она рассматривается в составе тирского горизонта верхнего венда [56].

Катангская свита (V_2kt) выделена Н. В. Мельниковым в 1982 г. и названа по р. Катанга. В качестве стратотипа выбран разрез свиты в скважине Ванаварская-1 (2 923–3 038 м).

Отложения катангской свиты вскрываются в скв. 8 и выявляются на сейсмопрофиле «Расчечка».

Свита со стратиграфическим несогласием залегает на различных уровнях оскобинской свиты и согласно перекрыта отложениями собинской свиты [44].

Катангская свита сложена серыми, темно-серыми, коричнево-серыми, коричневыми, бурокоричневыми, бурыми доломитами, доломитами глинистыми, ангидритистыми, кремнистыми, аргиллитами доломитистыми, ангидритистыми, мергелями доломитовыми, алевролитами аргиллитистыми с редкими прослойками и линзами ангидрита светло-серого, серо-белого.

Представительный разрез катангской свиты получен в нефтяной скв. 8 (ИС-1) в интервале 2 065,0–1 937,8 м, где верхняя и нижняя часть свиты были пройдены с отбором керна (52 %). Нижняя часть свиты интервала 2 065–2 015 м представлена следующими породами (снизу):

1. Доломиты темно-серые, темно-коричневые, черные глинисто-битуминозные горизонтальнослоистые, массивные со стилолитовыми швами с редкими линзами ангидрита серо-белого. В кровле (4,2 м) – аргиллиты доломитистые и алевролиты глинистые серые, темно-серые горизонтальнослоистые. В нижней половине (11,6 м) – доломиты светло-серые ангидритистые. Породы при ударе с запахом углекислого газа (УВ).....27,4 м
2. Доломиты темно-серые до черных массивные, горизонтальнослоистые, при ударе со слабым запахом УВ. В кровле (0,4 м) – аргиллиты черные волнистослоистые с линзами и прослойками ангидрита голубовато-серого тонкокристаллического1,6 м
3. Ритмичное переслаивание аргиллитов доломитистых, редко – ангидритистых, от светло-серых до темно-серых горизонтальнослоистых1,6 м
4. Переслаивание аргиллитов серых, темно-серых до черных горизонтальнослоистых с конкрециями кальцита11,0 м
5. Доломиты серые, темно-серые до черных глинистые, кремнистые, редко – хлоритизированные, участки – со слабым запахом УВ с прослоями мергелей буроватых горизонтальнослоистых. В кровле (4,95 м) – аргиллиты серые, темно-серые до черных доломитистые массивные, горизонтальнослоистые10,9 м
6. Тонкое переслаивание мергелей доломитовых с доломитами кремнистыми. Мергели серые, темно-серые. Доломиты кремнистые серые, коричнево-буро-серые мелко-среднезернистые. В верхней части с конкрециями кальцита. В подошве породы имеют сильный запах УВ.....8,1 м

Далее проходка без керна 60,6 м.

Разрез верхней части свиты (с отбором керна) в интервале 1 937,8–1 954,4 м следующий (снизу):

7. Переслаивание доломитов бурокоричневых, коричневых и мергелей доломитовых коричнево-серых. Породы горизонтальнослоистые с едва уловимым запахом УВ. В кровле (2,7 м) – доломиты серые, темно-серые до черных горизонтальнослоистые7,5 м
8. Доломиты бурокоричневые, темно-серые до черных глинистые горизонтальнослоистые с линзовидными прослоями мергелей доломитовых со слабым запахом УВ5,55 м
9. Доломиты коричневые, темно-коричневые горизонтальнослоистые. В кровле (0,55 м) – переслаивание аргиллитов слабоуглеродистых серых, коричнево-серых плотных и мергелей доломитовых бурокоричневых, коричневых горизонтальнослоистых. В подошве (0,8 м) – мергели доломитовые темно-серые, участками – коричневатые горизонтальнослоистые со слабым запахом УВ.....2,95 м

Выше залегают доломиты глинистые собинской свиты. Мощность вскрытого разреза 127,2 м, где 66,2 м пройдено с отбором керна. Общая мощность свиты 130,0 м.

Отложения свиты на графиках каротажа выделяются повышенными значениями естественной радиоактивности и интенсивно дифференцированными кривыми естественной и наведенной радиоактивности.

Возраст отложений определяется поздневендским, свита рассматривается в составе даниловского горизонта верхнего венда [56].

Собинская свита (V_2sb) выделена Ю. А. Жуковиним в 1982 г. и названа по р. Соба. Стратотипом является разрез скважины Сб-6 в интервале 2 295–2 401 м.

Отложения собинской свиты вскрыты в скв. 8 и выявляются на сейсмопрофиле «Рассечка». Свита согласно с постепенным переходом залегает на катангской и перекрывается отложениями тэтэрской свиты.

Отложения собинской свиты представлены коричневыми, коричнево-серыми доломитами, доломитами глинистыми, ангидритистыми, кремнистыми, мергелями доломитовыми с прослоями аргиллитов доломитовых коричнево-серых, зелено-серых, темно-серых.

Свита вскрыта скв. 8 в интервале 1 760–1 936 м, где ее нижняя часть пройдена с отбором керна (около 27 %). Разрез нижней части свиты в интервале 1 890,5–1 937,8 м следующий (снизу):

1. Доломиты серо-коричневые, светло-коричневые кремнистые, глинистые горизонтальнослоистые плотные крепкие с пропластками кремней коричнево-серых. В кровле (0,2 м) – аргиллиты светло-коричневые доломитистые с галькой того же состава. В подошве (0,6 м) – доломиты коричневые, темно-коричневые, темно-серые до черных, прослоями – глинистые горизонтальнослоистые. Отмечается слабый запах УВ 5,4 м
2. Доломиты темно-коричневые до черных массивные. В верхней половине (3,85 м) – аргиллиты углеродистые темно-серые до черных горизонтальнослоистые с редкими прослоями доломитов глинистых серо-коричневых 6,45 м
3. Мергели доломитовые серые, коричнево-серые, темно-серые до черных. В кровле (1,15 м) – прослой доломитов серо-коричневых глинистых массивных, участками – горизонтальнослоистых. В подошве (0,35 м) – аргиллиты коричнево-серые массивные плотные. Отмечен слабый запах УВ 9,0 м
4. Мергели доломитовые светло-коричневые, темно-коричневые слоистые, участками – массивные. В кровле (1,4 м) – доломиты серо-коричневые, коричнево-серые до черных массивные, брекчированные с обломками мергелей доломитовых черных. Отмечен сильный запах УВ 7,25 м
5. Доломиты известковистые темно-коричневые, коричнево-серые. В кровле (0,55 м) – аргиллиты серо-коричневые, темно-коричневые, участками – до черных доломитистые. Отмечен запах УВ 3,65 м
6. Мергели доломитовые темно-коричневые до черных массивные слоистые. В кровле (0,8 м) – аргиллиты коричнево-серые, зелено-серые до темно-серых слоистые. В подошве (0,8 м) – доломиты темно-коричневые до черных. Участками – с запахом УВ 9,1 м
7. Аргиллиты темно-серые. В нижней части (0,9 м) – доломиты серо-коричневые глинистые. В подошве с прослоями аргиллитов темно-серых. Отмечен слабый запах УВ 2,0 м

Мощность вскрытого разреза 177,8 м, где 47,3 м пройдено с отбором керна. Общая мощность свиты до 180,0 м.

На графиках каротажа отложения свиты отличаются от выше и ниже залегающих пород изменением естественной радиоактивности от 2 до 6 мкР/ч и значением наведенной радиоактивности – 2,2–9,4 условных единицы. Верхняя граница свиты проводится по снижению значений естественной радиоактивности до 0,5–1,01 мкР/ч.

На листе органические остатки не изучались. Возраст отложений принят поздневендским, свита рассматривается в составе даниловского горизонта верхнего венда [56].

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ–ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМЫ

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, КЕМБРИЙКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К этому стратиграфическому уровню в Курумбинском стратиграфическом районе отнесена тэтэрская свита, в Чадобецком стратиграфическом районе – нижнеогоньская подсвита огоньской свиты.

Тэтэрская свита (V_2-C_1tt) выделена на итоговом совещании в г. Новосибирске в 1989 г. коллективом авторов [56], названа по р. Тэтэрэ – притоку р. Катанги. Стратотип выбран в скважине Ттр-278 в интервале 1 888–1 950 м.

Отложения свиты вскрыты глубокой скв. 8 в интервале 1 698–1 760 м. Ее верхняя граница устанавливается в подошве подосинской пачки усольской свиты, нижняя граница – неоднозначна и проводится условно.

Тэтэрская свита представлена доломитами, в нижней части – известковистыми с включениями ангидрита. Доломиты серые мелкозернистые массивные фитогенные. В средней части свиты присутствуют прослои мергелей доломитовых темно-серых. Ангидрит белый, в виде многочисленных тонких прослоев, линз и гнезд. В верхней части отмечаются включения галита. Мощность свиты составляет до 65 м.

На каротажных диаграммах подразделение характеризуется низкими (0,7–2,01 мкР/ч) значениями естественной гамма-активности и средними значениями НГК (3–4 условные единицы) со

слабой дифференциацией кривой. Доломиты свиты практически немагнитны, средняя плотность равна 2,70 г/см³.

Открытая пористость пород – менее 1 %, проницаемость – до 0,01 мкм², содержание углерода органического – 0,04–0,15 %.

На площади листа окаменелости не обнаружены. Возраст свиты устанавливается на основании палеонтологических данных смежных территорий как поздний венд–ранний кембрий. Подразделение рассматривается в составе даниловского горизонта [56].

Огоньская свита выделена Ю. А. Забириным на Чадобецком поднятии [116]. Стратотип составной и собирается из нескольких фрагментов разрезов свиты.

В целом ее выходы соответствуют общему структурному плану Чадобецкого поднятия. Они закартированы по левому борту р. Огонь, огибают южный купол поднятия до приустьевой части р. Пуни, протягиваются в бассейн р. Чадобец и уходят за территорию листа. Разрез свиты изучен по разрозненным коренным обнажениям, горным выработкам и колонковым скважинам (рис. 7).

Свита сложена известняками, известняками доломитовыми, строматолитовыми, песчанистыми, битуминозными, доломитами глинистыми, водорослевыми, известковыми, строматолитовыми, в нижней части встречаются прослойки пестроокрашенных мергелей, аргиллитов, алевролитов, в подошве (первые 20 м) разрез представлен песчаниками, аргиллитами, гравелитами, конгломератами. По литологическому признаку огоньская свита делится на три подсвиты: нижнеогоньскую терригенно-карбонатную, среднеогоньскую известково-доломитовую, верхнеогоньскую доломито-известковистую.

Нижнеогоньская подсвита ($V_2-C_1og_1$) с перерывом и угловым несогласием залегает на различных горизонтах тогоньской свиты. В приустьевой части р. Брус наблюдается разница в углах падения между отложениями тогоньской свиты (в среднем – 12–14°) и нижнеогоньской (5–7°) подсвиты [82]. По правому борту р. Чадобец, выше р. Пуня, установлено залегание доломитов нижнеогоньской подсвиты на всех трех подсвитах тогоньской свиты [82, 116]. В нижней части подсвиты в верховье руч. Медведково встречена базальная красноцветная терригенная (псаммито-псефитовая) пачка [116].

Подсвита представлен неравномерным переслаиванием доломитов, известковистых доломитов и известняков, участками – микрофитолитовых серых, светло-серых массивных, неяснослоистых, доломитов и известняков темно-серых битуминозных, среди которых встречаются линзы темно-серых и черных кремней, прослойки аргиллитов известковистых пестроцветных, редко – глинистых известняков, алевролитов и песчаников. В нижней части подсвиты, в интервале 0–201 м, эпизодически встречается пачка песчаников олигомиктово-кварцевых красноцветных, в подошве которой присутствуют красноцветные конгломераты и гравелиты мощностью 1,0–1,5 м. У предшественников эти отложения включались в нижнюю пачку огоньской свиты [16, 116] или островную свиту [82].

Наиболее полный разрез подсвиты получен по линии картировочных скважин на левом борту р. Чадобец напротив устья руч. Жернового (рис. 7) [82], который и принимается за ее стратотип (лектостратотип). Однако здесь не вскрыта подошва свиты и, соответственно, контакт с подстилающими отложениями тогоньской свиты.

Разрез нижнеогоньской подсвиты (снизу):

1. Аргиллиты пестроцветные (зелено-серые, фиолетовые, желто-бурые).....	5,0 м
2. Доломиты серые массивные битуминозные, в верхней части – водорослевые, частые линзы и прослойки кремней.....	30,0 м
3. Аргиллиты известковистые с прослоями известняков.....	10,0 м
4. Известняки светло-серые массивные с прослоями мергелей.....	8,0 м
5. Аргиллиты пестроцветные известковистые с прослоями песчаников мелкозернистых и алевролитов.....	40,0 м
6. Известняки серые, светло-серые неяснослоистые, массивные с прослоями мергелей; линзы и линзовидные прослойки черных кремней.....	25,0 м
7. Аргиллиты известковистые светло-бурые, кремневые, коричневые неяснослоистые с прослоями алевролитов.....	12,0 м
8. Доломиты серые, светло-серые мелкозернистые массивные с прослоями битуминозных известняков и многочисленными линзовидными прослойками темно-серых кремней.....	40,0 м

Мощность вскрытого разреза 170 м. Выше залегают мелкозернистые известняки среднеогоньской подсвиты. Общая мощность подсвиты изменяется от 70 до 200 м, что, вероятно, связано с фациальной изменчивостью данных отложений и с напряженной тектоникой.

Отложения нижнеогоньской подсвиты хорошо коррелируются с редколесной (терригенная составляющая) и островной (терригенно-карбонатная часть разреза) свитами Иркинеевского-Тасеевского стратиграфического района (Стратиграфические аналоги бельской свиты – климинская свита и верхнеогоньская подсвита огоньской свиты) (рис. 7) и с некоторой долей условности с катангской, собинской и тэтэрской свитами Куюмбинского стратиграфического района.

Возраст подсвиты, с учетом принятых корреляций, устанавливается поздневендско–раннекембрийским (раннетоммотским). Подсвита соответствует верхней части даниловского горизонта.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрий на территории листа представлен всеми тремя отделами: нижним, средним и верхним. Выделяются два стратиграфических района: Тунгусский и Чадобецкий. В Тунгусском районе большая часть свит (усольская, бельская, булайская, ангарская, литвинцевская) вскрыты глубокой скв. 8 (ИС-1), они отражены на разрезе к геологической карте. Свиты, входящие в эвенкийскую серию (оленчминская, черноостровская, вельминская), обнажены на поверхности. Эвенкийская серия по литологическому составу и пестрой, с преобладанием красной, окраске резко отличается от перекрывающих и подстилающих пород. В Чадобецком стратиграфическом районе закартированы среднеогоньская и верхнеогоньская подсвиты огоньской свиты и пуньская свита.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Огоньская свита. *Среднеогоньская подсвита* ($\text{Є}_{ог_2}$) согласно залегает на нижнеогоньской. Граница между ними установлена по кровле черных битуминозных доломитов с линзами и конкрециями кремней верхней части нижнеогоньской подсвиты. Верхняя граница подсвиты проводится по кровле обломочных доломитов, залегающих в верхней ее части, а также общей смене доломитового разреза известковым (рис. 7).

Разрез подсвиты изучен по отдельным коренным обнажениям и горным выработкам. Подсвита сложена доломитами, доломитами глинистыми серыми, светло-серыми, реже – известняками доломитистыми и известняками серыми, желто- и розовато-серыми, доломитами и известняками строматолитовыми, карбонатными брекчиями, мергелями, прослоями и линзами темно-серых кремней.

Наиболее полный разрез подсвиты вскрыт в скв. 16 (Ен-17) [147] в интервале 45,6–200,0 м (снизу):

1. Доломиты коричневые, светло-коричневые кремнистые мелкозернистые массивные, прослоями неясно-слоистые, редко – кавернозные6,6 м
2. Неравномерное переслаивание доломитов зеленых, зелено-серых глинистых мелкозернистых тонковолнистослоистых и доломитов коричневых кремнистых мелкозернистых массивных. В подошве отмечаются редкие уплощенные обломки15,7 м
3. Доломиты коричневые, светло-коричневые, темно-коричневые мелко- и среднезернистые массивные, в верхней части – слабоволнистослоистые, участками – с прослоями кремней коричневых. В нижней части – прослой конгломератов мелкогалечных, сложенных округлыми обломками кремней и доломитов, сцементированных кремнисто-доломитовым цементом.....14,4 м
4. Доломиты коричневые, красно-коричневые, зеленые, к подошве – светло-серые, серые, черные слабоволнисто- и косослоистые с прослоями кремней. В кровле (3,4 м) – переслаивание доломитов зеленых глинистых обломочных и доломитов коричневых кремнистых мелкозернистых массивных с прослоями кремней коричневых.....11,8 м
5. Доломиты строматолитовые коричневые с белыми и черными пятнами, прослоями кремнистые. В подошве доломиты голубовато-серые глинистые тонкоплитчатые1,01 м
6. Доломиты коричневые кремнистые массивные мелкозернистые. В нижней части – прослой доломитов голубовато-серых, зеленоватых глинистых массивных, обломочных кремнистых с прослоями кремней коричневых. В подошве – два прослоя доломитов строматолитовых пестроцветных кремнистых11,9 м
7. Доломиты коричневые, зелено-коричнево-серые глинистые, кремнистые с прослоями кремней коричневых. В средней части – два прослоя доломитов обломочных. В подошве (1,0 м) – доломиты строматолитовые красно-коричневые пятнистые кремнистые слабокавернозные7,8 м
8. Доломиты красно-коричневые, зелено-коричневые, зелено-серые массивные, косослоистые. В верхней

части – прослои доломитов голубовато-серых обломочных, в нижней – прослои кремней коричневых и стяжений пирита.....	19,1 м
9. Доломиты комковатые пятнистые (коричневые с белыми пятнами). В подошве (5,4 м) – доломиты светло-желто-коричневые, зелено-желтые, желтые мелкозернистые пористые, кавернозные, массивные, обломочные.....	25,6 м
10. Доломиты светло-коричневые, темно-коричневые, желто-коричневые мелкозернистые участками – кремнистые, глинистые массивные, редко – горизонтальнослоистые. В верхней части с прослоями аргиллитов светло-голубовато-зеленых.....	33,7 м

Выше залегают известняки верхнеогоньской подсвиты. Мощность вскрытого разреза составила 145,5 м. Общая мощность среднеогоньской подсвиты до 250 м.

Карбонатные породы подсвиты содержат многочисленные микрофитоциты: *Nubecularites punctatus* Reitl., *N. catagraphus* Reitl., *Hieroglyphites mirabilis* Reitl., *Glebosites glebosites* Reitl. и фрагменты скелетных организмов, в том числе мелкораквинной фауны (SSF) (определения О. В. Сосновской). Перечисленные микрофитоциты относятся к группе сгустковых катаграфий. Набор их совершенно типичен, начиная с пограничных отложений венда–нижнего кембрия и выше, как для Сибирской платформы, так и для других регионов. Сочетание микрофитоцитов фанерозойского облика и SSF, при отсутствии «высоких» форм организмов, например, трилобитов, которые появляются только с атдабанского века, может свидетельствовать о наличии в разрезе среднеогоньской подсвиты отложений томмотского яруса нижнего кембрия. Появление многочисленных трилобитов в скв. 16 фиксируется уже выше ее верхней границы. Таким образом, возраст подсвиты принимается раннекембрийским. Она коррелируется (рис. 6) с иркинеевской свитой Иркинеево-Тассеевского стратиграфического района и усольской свитой Тунгусского стратиграфического района и соответствует усольскому горизонту.

Верхнеогоньская подсвита (Є₁ог₃) согласно залегает на среднеогоньской. Граница между ними проводится по общей смене доломитового состава известковым и по кровле пачки обломочных доломитов в верхней части среднеогоньской подсвиты.

Отложения верхнеогоньской подсвиты изучались по отдельным коренным обнажениям, горным выработкам и колонковым скважинам. Сводный разрез верхнеогоньской подсвиты представлен сероцветными известняками, доломитами, карбонатными брекчиями, водорослевыми, строматолитовыми известняками и доломитами, известковыми песчаниками, прослоями и линзами темно-серых кремней.

Общая мощность подсвиты 550 м.

Карбонатные породы подсвиты содержат обильные сгустковые микрофитоциты: *Nubecularites catagraphus* Reitl., реже – *N. punctatus* Reitl., *N. parvus* Z. Zhur., *Glebosites glebosites* Reitl., водоросли *Renalcis* sp. разной морфологии и размеров, обломки скелетных организмов, в том числе трилобитов и SSF, что свидетельствует о послетоммотском возрасте верхнеогоньской подсвиты в целом (заключение О. В. Сосновской). На восточном крыле поднятия в известняках подсвиты С. С. Воскресенским найдены неопределимые ядра беззамковых брахиопод. М. Н. Благовещенской по р. Чадобец, ниже устья р. Терина, обнаружены археоциаты плохой сохранности. Она же указывает на находки в верхней части разреза (верхнеогоньская подсвита) трилобитов: *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. prima* Lerm., *B. taseevica* Rep., которые определяют принадлежность вмещающих их отложений толбачанскому горизонту верхней части атдабанского яруса нижнего кембрия (определения Л. Н. Репиной). Таким образом, возраст подсвиты определяется раннекембрийским (атдабанским).

Ниже представлен литологический состав огоньской свиты.

Доломиты и известняки огоньской свиты пелитоморфные, мелкозернистые, реже – среднезернистые, органогенные: с микрофитоцитами и обломками разнообразных скелетных организмов (трилобиты, мелкораквинная фауна и др.). Карбонат (доломит, кальцит) с незначительной примесью гидроокислов железа и кварца. Текстура пород пятнистая, массивная.

Кремни (халцедон) серые, темно-серые представлены криптокристаллическими и микросферолитовыми образованиями. Сферолиты имеют радиально-волокнистое и радиально-листоватое строение, размеры сферолитов – до 0,2 мм в диаметре. Структура криптокристаллическая, сферолитовая.

Конгломераты и гравелито-конгломераты коричнево-бурые, вишнево-красные состоят из полуокатанного гравия и гальки (до 5 см) песчаников, алевролитов, кремней. Цемент песчано-глинистый красноцветный.

Песчаники оранжево-красные, кирпичные, серые, желто-серые, зелено-серые олигомиктово-кварцевые мелко-, среднезернистые косослоистые доломитистые.

По данным литологического анализа песчаников в составе легкой фракции преобладает кварц – 95,1–98,2 %, обломки пород (кремнистые, сланцы) – 1,4–3,7 %, слюда – до 0,7 %, еди-

ничные зерна калишпатов. В тяжелой фракции обнаружен лейкоксен – 39,6–60 %, анатаз – до 10,7 %, турмалин – 11,6–38,1 %, циркон – 5,3–9,2 %, рутил – 1,3–2,2 %, ильменит – до 3,8 %, эпидот – 1,8–2,5 %, актинолит – до 1,3 %, гематит – до 1,5 %, лимонит и слюды – до 1 %. В единичных зернах присутствуют сфен, пироксены, магнетит, гранаты, халькопирит.

Химический состав по анализу четырех проб доломитов следующий: CaO – 25,52 %, MgO – 17,6 %, п.п.п. – 40,65 %, Si – 9,98 %, Al₂O₃ – 2,69 %, Fe₂O₃ – 1,44 %, TiO₂ – 0,22 %, MnO – 0,11 %, FeO – 0,47 %, Na₂O – 0,13 %, K₂O – 0,58 %, P₂O₅ – 0,08 %.

По данным Б. А. Жураковского, породы огоньской свиты имеют среднюю плотность – 2,65 г/см³, практически немагнитны – магнитная восприимчивость равна $4 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Сглаживают изрезанность магнитного поля и понижают поле силы тяжести в разрезе.

Анализируя общее строение свиты, можно отметить, что вверх по разрезу уменьшается терригенность, красноцветность и увеличивается карбонатность отложений. В целом, свита представляет собой трансгрессивный цикл, в котором «мористость» фаций возрастает вверх по разрезу: от красноцветных терригенно-карбонатных осадков лагунно-морских (закрытый шельф) фаций до карбонатных отложений нормально морского (открытый шельф) бассейна с фауной.

У сольская свита (*Sus*) выделена Я. К. Писарчик в 1955 г. близ г. Усолье Сибирское Иркутской области. Ее отложения вскрыты скв. 8 в интервале 1 234–1 698 м.

Свита сложена переслаиванием доломитов, доломито-ангидритов, доломитов глинистых и солей с прослоями известняков, аргиллитов, мергелей. По литологическому признаку она делится на три пачки: галогенно-карбонатную подосинскую (1 654–1 698 м), бессолевого осинский горизонт (1 579–1 664 м) и галогенно-карбонатную надосинскую (1 234–1 579 м).

Отложения подосинской пачки представлены переслаиванием пластов каменной соли (прозрачной крупнокристаллической) с доломитами серыми до темно-серых разнокристаллическими неравномерно глинистыми и ангидритистыми. Участками отмечается очень тонкое чередование доломитовых и доломитово-ангидритовых прослоев и линзочек мощностью до 0,1–1,0 см. К прослоям доломитового состава приурочены примазки бурого битума. Мощность пачки – 44 м.

Осинский горизонт представлен доломитами и известняками светло-серыми, серыми, темно-серыми или слабо-коричневыми разномерными, неравномерно глинистыми плотными кавернозными ангидритистыми с прослоями до 0,5 м ангидрито-доломитов и ангидритов. Встречаются прослои известняков и доломитов водорослевых, микрофитолитовых, комковато-сгустковых, органогенных, часто битуминозных. В практике нефтегазопромысловых работ эта часть разреза выделена в осинский нефтегазоносный горизонт, который прекрасно распознается в керне и на каротажных диаграммах и является основным маркирующим горизонтом для нижнего кембрия юга Сибирской платформы. Мощность горизонта 75 м.

Надосинская пачка представлена чередованием пластов каменной соли и доломитов, в верхней части встречаются известняки. Доломиты и известняки серые, светло-серые, иногда с коричневым оттенком мелко и среднезернистые массивные, линзовиднослоистые, комковатые, неравномерно глинистые с прослоями аргиллитов и мергелей, участками неравномерно засоленные, ангидритистые кавернозные. Каменная соль прозрачная, бесцветная, белая, розово-белая крупнокристаллическая с частыми тонкими горизонтальными прослоями доломитов засоленных, ангидритистых. Мощность пластов соли изменяется от 1 до 26 м. Мощность пачки 345 м. Верхняя граница проводится по исчезновению в разрезе пластов соли.

Вскрытая мощность свиты в скв. 8 составляет 464 м. Общая мощность свиты – 465 м.

Средняя плотность свиты равна 2,55 г/см³, породы практически немагнитны. Подошва свиты является опорным горизонтом при построении геолого-геофизических разрезов. Породы свиты понижают уровень поля силы тяжести.

На площади листа органические остатки в отложениях свиты не обнаружены. За его пределами в осинском горизонте известны археоциаты, водоросли, хиолительминты и другие окаменелости. Возраст свиты раннекембрийский. Она рассматривается в составе усольского горизонта нижнего кембрия и соответствует томмотскому (без нижней части) и нижней части атдабанского ярусам [56].

Стратиграфические аналоги усольской свиты – иркинеевская свита и среднеогоньская под-свита огоньской свиты (рис. 6).

Бельская свита выделена В. С. Карпинским в 1952 г. на р. Белая – левом притоке р. Ангары. На территории листа вскрыта скв. 8 в интервале 672–1 234 м.

Свита согласно залегает на отложениях усольской свиты. Она сложена доломитами, доломитами глинистыми, ангидритистыми, известковистыми с включениями гипса и ангидрита, в верхней части – с пластами каменной соли, доломито-ангидритами, с маломощными прослоями аргиллитов и мергелей доломитовых, в нижней части – известняков доломитовых. Нижняя гра-

нища проводится по подошве мощной пачки карбонатных пород (известняки доломитовые, доломиты) с редкими прослоями каменной соли.

Свита по литологическому признаку делится на две подсвиты: существенно карбонатную нижнебельскую (942–1 234 м) и галогенно-карбонатную верхнебельскую (672–942 м).

По магнитным свойствам подсвиты не различаются между собой и относятся к группе практически немагнитных пород. Карбонатная подсвита имеет объемную массу равную $2,74 \text{ г/см}^3$, галогенно-карбонатная – $2,66 \text{ г/см}^3$.

Нижнебельская подсвита (C_1bs_1) сложена неравномерно переслаивающимися доломитами, доломитами глинистыми, известковистыми и известняками доломитовыми. Породы серые, темно-серые с буроватым оттенком мелкозернистые массивные, реже – тонкоплитчатые, брекчированные с комковато-пятнистыми включениями гипса и ангидрита, встречаются стилолитовые швы и тонкие горизонтальные трещины: открытые или частично выполненные темно-серым до черного глинисто-битуминозным веществом. Вскрытая мощность подсвиты 292 м, общая – 295 м.

По промыслово-геофизическим данным разрез подсвиты характеризуется относительно низкими значениями ГК (1–2 мкР/ч) и высокими НГК (до 5,2 условных единиц). Кровля проводится по появлению повышенной глинистости и, соответственно, увеличению показаний ГК и уменьшению НГК.

Верхнебельская подсвита (C_1bs_2) представлена переслаивающимися доломитами, доломито-ангидритами с пластами и прослоями каменной соли с маломощными прослоями аргиллитов темно-бурых плитчатых и мергелей серых доломитовых. Доломиты серые, темно-серые, коричнево-серые массивные, неяснослоистые, комковато-пятнистые, иногда известковистые, в различной степени засоленные и ангидритизированные, неравномерно глинистые. Каменная соль бесцветная, розово-белая, крупнокристаллическая. Мощность подсвиты 270 м.

Подсвита в соленосных пластах имеет низкие значения ГК (1,5 мкР/ч) и повышенные НГК (4,8 условных единиц), в глинистых разностях – повышенные значения ГК (до 6 мкР/ч), значения НГК – до 3,4 условных единиц.

Верхняя граница свиты проводится по исчезновению солей в разрезе.

Возраст свиты – ранний кембрий. Органические остатки на площади листа не изучены, за его границами в отложениях свиты известны трилобиты и археоциаты. Свита рассматривается в составе эльгянского и толбачанского горизонтов атдабанского яруса нижнего кембрия.

Стратиграфические аналоги бельской свиты – климинская свита и верхнеогоньская подсвита огоньской свиты (рис. 6).

Булайская свита (C_1bl) выделена М. Н. Бондаренко в 1934 г. на р. Белой у с. Булай. Ее отложения вскрыты скв. 8 в интервале 607–672 м. Свита с постепенным переходом залегает на бельской свите. Она сложена доломитами серыми, темно-серыми глинистыми, известковистыми, ангидритистыми, водорослевыми с прослоями ангидрито-доломитов, ангидритов, известняков. Мощность 65 м.

В нижней части свиты резко возрастает естественная радиоактивность за счет незначительной примеси содержащих уран и торий минералов. В подошве свиты отмечен хороший коротажный репер, характеризующийся резко повышенными значениями ГК. Верхняя граница свиты проводится по несколько пониженным значениям ГК. Естественная гамма-активность пород булайской свиты повышенная в нижней пачке (от 1 до 7,5 мкР/ч). В целом для свиты это значение отличается монотонностью и низкими цифрами. Диаграмма НГК резко дифференцирована (от 1,7 до 4,6 условных единиц) с преобладанием высоких значений. Доломиты и известняки булайской свиты имеют среднюю плотность – $2,66 \text{ г/см}^3$, по магнитным свойствам они практически немагнитны. Понижают значения полей как магнитного, так и гравитационного при моделировании геологического разреза.

Возраст свиты – ранний кембрий. Вне листа в ее отложениях известны трилобиты и брахиоподы. Булайская свита рассматривается в составе урицкого и олекминского региональных горизонтов ботомского яруса нижнего кембрия.

В Чадобецком районе аналогом булайской является нижняя часть пуньской свиты, в Иринееско-Тасеевском районе – нижняя часть агалевской свиты (рис. 6).

Ангарская свита (C_1an) выделена Н. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой в 1945 г. Стратотип находится в верховье р. Ангары. В Тунгусском стратиграфическом районе свита вскрыта скв. 8 в интервале 370–607 м (исключая интервал 413–515 м, представленный долеритами).

Свита сложена переслаивающимися доломитами серыми, темно-серыми, коричнево-серыми, реже – зелено-серыми засоленными, неравномерно глинистыми и ангидритистыми, доломитами известковистыми, известняками серыми, темно-серыми до черных с подчиненными просло-

ями алевролитов зелено-серых, красно-бурых, аргиллитов зелено-серых, ангидритов и пластов каменной соли бесцветной, серой, розово-серой крупнокристаллической. Мощность – 135 м.

Свита характеризуется дифференцированными кривыми ГК и НГК. Значения их изменяются соответственно 1,0–8,01 мкР/ч и 2,2–9,4 условных единиц. Верхняя граница проводится по резкому увеличению значений ГК и снижению НГК, смене карбонатно-галогенных пород на карбонатно-терригенные.

Возраст свиты – ранний кембрий. Вне листа в ее отложениях известны трилобиты чарского горизонта тойонского яруса. В Иркинеевско-Тасеевской зоне аналогом ангарской свиты является верхняя часть агалевской свиты, в Чадобецком – средняя часть пуньской свиты.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

К этому стратиграфическому уровню отнесены литвинцевская свита Тунгусского стратиграфического района и пуньская свита Чадобецкого района.

Литвинцевская свита (\mathcal{C}_{1-2lt}) выделена В. П. Масловым в 1932 г. на р. Илим, у пос. Литвинцево. В Тунгусском стратиграфическом районе ее отложения вскрыты скв. 8 в интервале 270–370 м.

Свита согласно, с постепенным переходом перекрывает отложения ангарской свиты. Она сложена доломитами и известняками серыми, светло-серыми, темно-серыми с прослоями красноцветных мергелей и аргиллитов. Мощность 100 м.

Отложения характеризуются дифференцированными значениями естественной и наведенной радиоактивности. Доломиты и известняки имеют среднюю плотность, равную 2,63 г/см³, по магнитным свойствам они практически немагнитны. Понижают значения полей как магнитного, так и гравитационного при моделировании геологического разреза.

Возраст подразделения – ранний–средний кембрий. Вне листа в свите известны трилобиты наманского и зедеевского горизонтов, соответственно, нижнего и среднего кембрия.

В Чадобецком районе аналогом литвинцевской свиты является верхняя часть пуньской свиты (рис. 6).

Пуньская свита (\mathcal{C}_{1-2pn}) выделена Ю. Я. Забиным [116] и названа по р. Пуня, правому притоку р. Чадобец. Ее отложения в плане окаймляют огоньскую свиту и прослежены вверх по течению р. Чадобец до устья р. Пуня, по бортам рек Ибджибек, Пуня, руч. Ламнана и до р. Терина ниже устья руч. Накита. Наибольшим распространением свита пользуется на правом берегу р. Пуня.

Отложения свиты согласно с постепенным переходом залегают на огоньской свите. Пуньская свита по литологическому (существенно известняковому) составу хорошо отличается от нижнеогоньской (аргиллиты пестроцветные, доломиты, известняки) и среднеогоньской (доломиты) подсвит, но близка к верхнеогоньской подсвите. Граница между ними достаточно условная. Она установлена между пачкой доломитов и известняков с маркирующим пластом водорослевых известняков в кровле верхнеогоньской подсвиты и подошвой пачки известняков серых с коричневыми и розоватыми оттенками нижней части пуньской свиты.

Выходы пуньской свиты часто перекрыты мел–палеогеновыми отложениями.

Свита сложена известняками, известняками доломитистыми, обломочными, песчанистыми, редко – доломитами серыми, желто-серыми, розовато-серыми с прослойками и линзами темно-серых кремней. Разрез свиты изучен по данным колонкового бурения, горным выработкам и редким коренным выходам. Общая мощность свиты достигает 500 м.

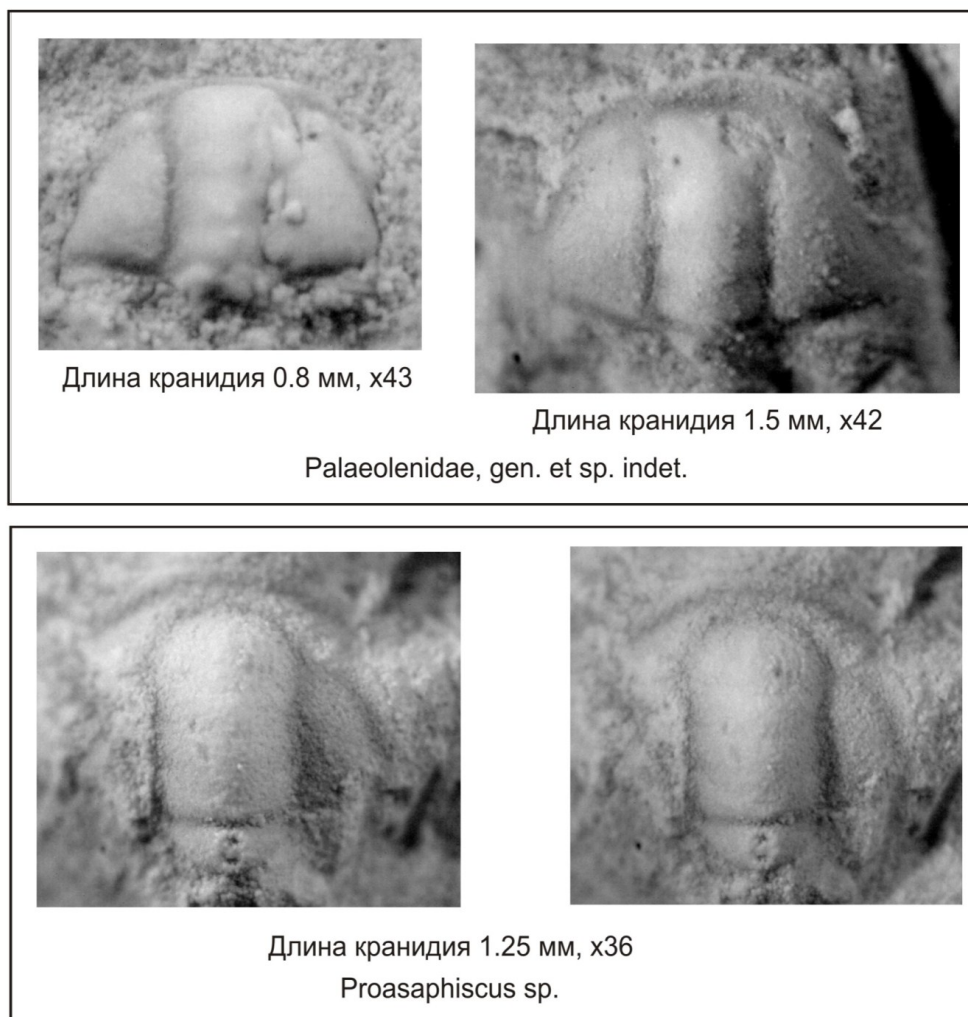
Известняки имеют мелко- и среднезернистую структуру, массивную, реже слоистую или брекчиевидную текстуру. В отдельных интервалах разреза в них часто встречаются онколиты и панцири трилобитов. Химический состав массивных и слоистых известняков: CaO – 53,5–58,5 %, MgO – 0,5–1,5 %, п.п.п. – 42,64–48,9 %, SiO – 0,14–0,96 %, FeO – 0,22–0,92 %. Химический состав обломочных известняков: CaO – 29,0 %, MgO – 10,2 %, п.п.п. – 32,2 %, SiO – 26,1 %, FeO – 1,2 %.

Известняки практически немагнитны, со средней плотностью – 2,63 г/см³.

Спектральным анализом из отложений огоньской и пуньской свит установлено присутствие Co (0,001–0,01 %), Ni (0,001–0,01 %), Mn (0,1–1,0 %), Cu (0,001–0,01 %), Pb (0,001–0,01 %), Zn (0,001–0,01 %), V (0,001–0,01 %), Ti (0,001–0,005 %), Sr (0,001–1,0 %), Ba (0,001–1,0 %), Cr (0,001–0,01 %), Zr (0,001–1,0 %), P (0,01–1,0 %), Ge (0,01–0,1 %), Y (0,01–0,1 %), La (0,001–0,01 %) [116].

В северо-западном крыле Чадобецкого поднятия, по материалам предшественников [16], в плитчатых темно-коричневых сильно песчанистых известняках, примерно, в 100 м от кровли обнаружены остатки трилобитов: *Proasaphiscus sibiricus* N. Tschern., *P. clarus* N. Tschern.,

Schistocephalus aff. *antiquus* N. Tschern., *Elrathia* (?) sp., характерные для амгинского яруса среднего кембрия. В нижележащей пачке пятнистых известняков содержатся остатки трилобитов: *Bathynotus namanensis* Lerm., *Namanoia namarensis* Lerm., брахиоподы *Kutorgina* sp., характерные для наманского горизонта ленского яруса нижнего кембрия. В обнажении по левому борту р. Терина в темно-серых массивных известняках нами была собрана фауна трилобитов *Palaeolenidae*, по определению Т. В. Пегель (СНИИГГиМС), вероятно, одного вида, но разных стадий роста. Еще один кранидий отнесен к роду *Proasaphiscus* Resser et Endo (младенческая форма). Возраст вмещающих отложений определен как начало амгинского века среднего кембрия. Изображения трилобитов приведены на рисунке 8.



Сборы - В.А. Алясев

Определение - Т.В. Пегель (СНИИГГиМС), О.В. Сосновская (ОАО «Красноярскгеолсъемка»)

Рис. 8. Фауна трилобитов, пуньская свита (правый борт р. Терины).

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Представлены эвенкийской серией, распространенной на всей площади листа. Серия расчленяется на три свиты (снизу вверх): оленчиминскую и черноостровскую среднекембрийского возраста и вельминскую позднекембрийского возраста.

Отложения серии первоначально выделены в ранге свиты Г. И. Кириченко в 1950 г. В качестве серии они стали рассматриваться в соответствии с решением совещания по разработке стратиграфических схем Средней Сибири [54].

Эвенкийская серия по литологическому составу и пестрой, с преобладанием красной, окраске резко отличается от перекрывающих и подстилающих пород.

Оленчиминская свита (C_{2ol}) выделена в 1969 г. Р. Б. Карпинским и Л. К. Качевским. Стратотип расположен в скважине на р. Вельмо, в устье р. Оленчимо. Предшественники на

территории листа картировали отложения свиты как нижнюю пачку нижеэвенкийской [116] или нижеверхоленской [82] подсвит (рис. 5).

Свита на дневную поверхность выходит на юго-востоке: в верховьях р. Нокуни, ручьев Ибджибдек и Ламнан, в бассейне р. Великанда. Она со стратиграфическим несогласием залегает на породах пуньской свиты нижнего–среднего кембрия.

Состав свиты: пестроцветные мергели, аргиллиты, доломиты, известняки. В основании встречаются: примесь гравийного материала, гравелиты, гравелито-конгломераты. Нижняя граница резкая, проводится по смене монотонных сероцветных карбонатных отложений пуньской свиты на пестроцветные карбонатно-терригенные породы оленчиминской свиты. Верхняя граница условная, проводится по смене пестроцветных терригенно-карбонатных пород на красноцветные.

Свита изучена по материалам колонкового бурения и горных выработок. Наиболее полный разрез получен за пределами, но рядом с рамкой листа, на юго-востоке в бассейне р. Великанда [82, 116], где на серых массивных доломитах с прослоями известняков пуньской свиты залегают (снизу):

1. Гравелито-конгломераты известковистые загипсованные; в обломках – доломиты известковистые, алевролиты.....	0,4–0,5 м
2. Алевролиты известковистые кирпично-красные плитчатые	12,0 м
3. Аргиллиты известковистые красноцветные плитчатые с прожилками гипса	8,0 м
4. Известняки водорослевые серые с прослоями (0,5–1,0 м) доломитов желто-серых, в верхней части с включениями малахита	7,0 м
5. Аргиллиты известковистые красноцветные	8,0 м
6. Доломиты светло-серые массивные с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов известковистых; в доломитах обильная вкрапленность и примазки малахита.....	7,0 м

Вскрытая мощность разреза 42,5 м. Выше залегает красноцветная пачка карбонатно-терригенных пород черноостровской свиты.

На северо-западе в верховьях р. Конякит [119] и на севере на р. Подкаменная Тунгуска [66] строение и состав свиты не изменяется, но мощность увеличивается (рис. 9). Общая мощность свиты 40–95 м.

В отложениях свиты органические остатки не обнаружены. Возраст принимается среднекембрийским по положению в разрезе – выше отложений литвинцевской свиты, охарактеризованных в верхней части трилобитами среднего (амгинский ярус) кембрия [56].

Черноостровская свита (Є₂б₀) выделена В. Э. Кырвел в 1972 г. на р. Подкаменная Тунгуска, о. Черный. В целом, свита по объему и составу отвечает нижней подсвите эвенкийской свиты, выделенной Г. И. Кириченко [29]. Данные отложения в разное время картировались как верхняя часть нижеэвенкийской [116] или нижеверхоленской подсвит [82] (рис. 5).

Небольшие разрозненные выходы пород черноостровской свиты встречены на северо-западе листа, в бассейне р. Немба. Отдельные делювиально-элювиальные высыпки прослежены на юго-востоке по обрамлению Чадобецкого поднятия. Разрез изучался, в основном, по материалам колонкового бурения и горным выработкам [82, 116]. Состав свиты представлен красноцветными карбонатно-терригенными отложениями: мергелями, аргиллитами известковыми, алевролитами, доломитами и известняками глинистыми с линзами и прослойками гипса и ангидрита. В верхней части встречен горизонт строматолитовых доломитов и известняков (III горизонт по Н. С. Кырвел, А. Е. Мирошникову) [34]. Нижняя граница постепенная, в достаточной степени проведена условно, верхняя граница проводится по подошве двойного маркирующего горизонта (IV горизонт по Н.С. Кырвел, А. Е. Мирошникову) [34].

Наиболее представительный разрез получен по горным выработкам и скв. 3 [65, 82], пройденным в бассейне руч. Ибджибдек, где на сероцветных доломитах оленчиминской свиты залегают (снизу):

1. Переслаивание аргиллитов и алевролитов известковистых красноцветных плитчатых с прослоями (1–5 см) известняков серых глинистых с тонкой вкрапленностью малахита.....	68,0 м
2. Аргиллиты красноцветные известковистые массивные, реже со слабовыраженной тонкой слоистостью	38,0 м
3. Переслаивание аргиллитов и алевролитов красно-бурых с редкими пятнами зеленоватого цвета известковистых	70,0 м

Мощность вскрытого разреза 176,0 м. Выше залегают известняки доломитистые с вкрапленностью малахита, выделяемые в меденосный горизонт регионального значения (IV горизонт по Н. С. Кырвел, А. Е. Мирошникову) [34]. Общая мощность свиты до 180 м.

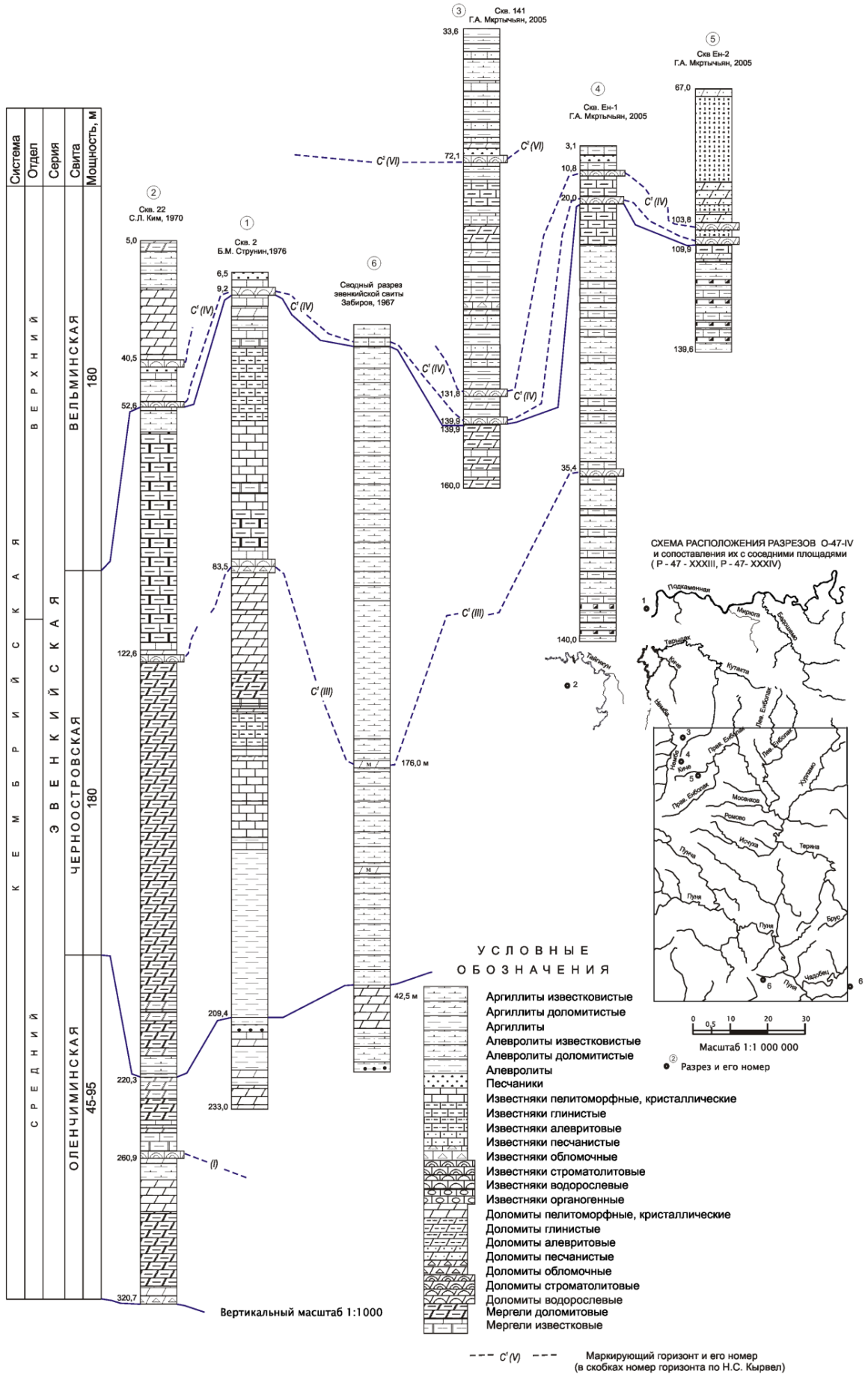


Рис. 9. Схема сопоставления средне-верхнекембрийских отложений (сост. В. А. Алясев).

Органические остатки в отложениях свиты не обнаружены. Возраст принимается среднекембрийским по положению в разрезе – ниже отложений вельминской свиты, охарактеризованной остатками трилобитов верхнего кембрия [56].

Вельминская свита (С₃vl) выделена В. Э. Кырвел и др. в 1972 г. на р. Вельмо, в интервале от р. Енгида до устья. В целом, свита отвечает нижней половине верхнеэвенкийской подсвиты, выделенной Г. И. Кириченко. Ее отложения картировались также в составе верхнеэвенкийской подсвиты [116] или верхней подсвиты верхоленской свиты [82].

Породы свиты известны на северо-западе в бассейне р. Немба, где изучены по небольшим разрозненным обнажениям, делювиально-элювиальным высыпкам с использованием материалов горных работ и колонкового бурения скв. 3, 5, 6 [147].

Состав свиты: пестроцветные карбонатно-терригенные отложения, представленные алевролитами, известняками, доломитами, мергелями, аргиллитами, песчаниками кварцевыми. В нижней части присутствуют два маркирующих горизонта (IV и V горизонты по Н. С. Кырвел, А. Е. Мирошникову) [34] строматолитовых известняков. Нижняя граница свиты проводится по подошве нижнего двойного горизонта (IV горизонт по Н. С. Кырвел).

Наиболее полный разрез свиты получен по материалам бурения скв. 3 в интервале 139,9–33,6 м [147], где на алевролитах черноостровской свиты залегают (снизу):

1. Двойной горизонт доломитов строматолитовых известковых светло- и темно-серых. В средней части (5,8 м) – мергели известковистые вишнево-красные с прослоями аргиллитов и алевролитов голубовато- и зеленовато-светло-серых известковых, известняков бордово-вишневых8,1 м
2. Переслаивание известняков коричнево-вишневых глинистых, аргиллитов и алевролитов бордово-вишневых. В верхней части (2,3 м) – мергели вишневые известковистые массивные, обломочные. В подошве (1,5 м) – известняки серые, коричнево-серые, коричнево-вишневые волнистослоистые с тонкими прослойками аргиллитов светло-серых7,3 м
3. Переслаивание мергелей красно-вишневых и аргиллитов бордово-вишневых. Встречаются редкие тонкие прослойки известняков серых и коричнево-серых песчаных массивных. В подошве (1,7 м) известняки серые, пепельно-серые массивные горизонтальнослоистые гравелитистые. Гравийный материал представлен хорошо окатанным кварцем и кремнями молочно- и розово-белыми16,8 м
4. Неравномерное переслаивание пестроцветных аргиллитов, мергелей, алевролитов, реже – известняков и доломитов, редко с прослоями известняков обломочных песчаных серых. В основании (1,2 м) – известняки серые, светло-серые горизонтальнослоистые, массивные, обломочные с тонкими прослойками доломитов серых известковых14,6 м
5. Мергели известковистые красно-вишневые с тонкими прослойками алевролитов серо-зеленых известковых, песчаных и известняков серо-коричневых. В основании (3,0 м) – известняки серо-вишневые, коричнево-вишневые глинистые с тонкими прослойками аргиллитов вишнево-бордовых8,0 м
6. Мергели красно-вишневые, в верхней части – пятнами голубовато-светло-зеленые с редкими тонкими прослойками известняков коричнево-вишневых и алевролитов серых, светло-зеленовато-серых известковистых. В основании (0,9 м) – известняки коричнево-вишневые, розово-коричневые глинистые тонковолнистослоистые с тонкими прослойками аргиллитов бордово-красно-коричневых8,3 м
7. Алевролиты зелено-серые волнистослоистые с редкими прослоями известняков серых, коричнево-серых песчаных массивных с тонкой вкрапленностью пирита. В кровле (0,8 м) – тонкое волнистое переслаивание алевролитов светло-зеленых известковых, аргиллитов голубовато-светло-зеленых, известняков коричнево-серых. В подошве (0,7 м) – известняки темно-серые, коричнево-серые строматолитовые4,1 м
8. Тонкое волнистое переслаивание алевролитов зелено-серых известковистых, аргиллитов голубовато-светло-зеленых, редко – известняков серых песчаных плотных массивных, обломочных. В кровле (2,0 м) – известняки серые, коричнево-серые песчаные. В подошве (1,1 м) – известняки серо-коричневые песчаные массивные с тонкой вкрапленностью пирита17,4 м
9. Известняки коричневые, коричнево-серые массивные, участками – обломочные с прослоями алевролитов зелено-серых с тонкой вкрапленностью пирита. В кровле (1,8 м) – алевролиты светло-зелено-серые косо-волнистослоистые с редкими тонкими прослоями алевролитов зелено-серых известковых6,0 м
10. Алевролиты серые, светло-зеленовато-серые известковистые с тонкими прослоями аргиллитов светло-зеленых, голубовато-светло-зеленых. В подошве (2,2 м) – известняки серые песчаные массивные8,8 м
11. Аргиллиты серые, светло-зеленовато-серые массивные, волнистослоистые, участками – с обломками аргиллитов голубовато-серых. В кровле (2,6 м) – переслаивание алевролитов серых, светло-зеленовато-серых известковых волнисто-, косослоистых и аргиллитов голубовато-светло-зеленых6,7 м

Мощность вскрытого разреза 106,3 м. Выше залегают рыхлые палеоген–неогеновые отложения бельской свиты. Полная мощность вельминской свиты 180 м. В ее подошве залегают двойной маркирующий горизонт строматолитовых известняков и доломитов (IV горизонт по Н. С. Кырвел) [34] мощностью до 10 м. Второй горизонт (VI горизонт по Н. С. Кырвел) [34], сложенный водорослевыми известняками и доломитами, мощностью около 1,0 м, залегают в 60 м выше первого (рис. 9). Строматолитовые постройки пластовые, желваковые, столбчатопластовые.

На площади листа в отложениях свиты органические остатки, кроме строматолитов, не обнаружены. В соседних районах она охарактеризована трилобитами верхнего кембрия. Возраст свиты принимается позднекембрийским.

Ниже дана литологическая характеристика пород эвенкийской серии.

Конгломераты мелкогалечниковые, гравелитистые. Обломочный материал угловато-окатанной и округлой формы представлен доломитами серыми мелкокристаллическими, доломитами буро-серыми алевритистыми, аргиллитами красно-бурыми алевритисто-доломитовыми и мергелями кирпично-красными. Цемент глинисто-доломитовый открыто-поровый, базальный.

Песчаники полевошпатово-кварцевые мелко-среднезернистые, состоят из угловато-окатанных и угловатых обломков средней степени сортировки. Терригенная составляющая представлена кварцем, реже – полевыми шпатами, кварцитами, кремнями, обломками карбонатных пород, сланцами, единичными зернами гранатов, магнетита, турмалина, циркона, глауконита, лейкоксена, рутила, анатаза, брусита и апатита. Цемент карбонатный, глинисто-карбонатный базальный, поровый.

Алевролиты состоят из угловатых, угловато-окатанных обломков средней степени сортировки. Обломочная составляющая (50–65 %) представлена преимущественно кварцем, реже – полевыми шпатами, кремнями, редко – чешуйками слюд и рудными минералами. Цемент (35–50 %) базальный, поровый карбонатный, реже – глинистый. По данным термического анализа в породе присутствуют гидрослюды, карбонат соответствует кальциту.

Аргиллиты доломитистые состоят из пелитоморфной карбонатно (доломит, кальцит)-глинистой (гидрослюды, монтмориллонит, редко – каолинит) массы. Присутствует алевритистая примесь (не более 15 %), представленная кварцем, полевыми шпатами, кремнями, глауконитом, магнетитом, гематитом, турмалином, рутилом, лейкоксом.

Мергели известковистые и доломитистые сложены карбонатом (кальцит и доломит) и глинистой составляющей (гидрослюды, монтмориллонит, иллит, редко – каолинит) с примесью алевритовых обломков кварца, реже – полевых шпатов, кремня, чешуек хлорита и гидрослюды.

Доломиты и известняки пелитоморфные, мелкокристаллические, реже – среднекристаллические. Терригенная примесь представлена преимущественно кварцем, реже – полевыми шпатами, кремнями, слюдами. В единичных зернах отмечен магнетит, лимонит, гематит, пирит, сфен, циркон, турмалин, эпидот, хлорит, рутил, анатаз, авгит, апатит, глауконит, флюорит. В строматолитовых разностях присутствует малахит, азурит и тонкая вкрапленность пирита.

Гипс обычно бесцветный прозрачный, иногда светло-розовый, светло-зеленый, образует волночленистые и радиально-лучистые агрегаты.

Для пород эвенкийской серии характерны глинисто-карбонатный состав пород, пестроцветная, в том числе красноцветная окраска, трещины усыхания, волноприбойные знаки, псевдоморфозы по галиту, следы оползания, внутриформационные размывы, редкие прослои и линзы гипсов и ангидритов, что свидетельствует о лагунных условиях осадкообразования. В то же время на определенных уровнях серии встречаются известняки и доломиты строматолитовые, онколитовые, водорослевые. Таким образом, формирование пород происходило в трансгрессивно-регрессивном режиме. В регрессивную часть цикла происходило накопление толщи известково-доломитовых глин и образовывались фации закрытого шельфа – лагун (пестроцветные мергели, аргиллиты, алевролиты). В трансгрессивных частях циклов в условиях открытого шельфа отлагались строматолитовые, онколитовые, водорослевые, оолитовые известняки и доломиты, иногда с примесью алевропелитового и песчаного материала, часто меденосные, фации открытого шельфа – баров, рифовых построек. Отложения эвенкийской серии являются полигенетическим телом сложного строения и большой мощности и распространены на обширной территории.

Доломиты, известняки эвенкийской серии практически немагнитны, со средней плотностью равной $2,63 \text{ г/см}^3$. При построении разреза они понижают значения гравитационного поля.

Отложения эвенкийской серии были полностью вскрыты в нефтепоисковой скважине ИС-1, в интервале 107,0–270,0 м (проходка без отбора керн) [176].

Выходы кембрийских отложений образуют ступенчатый микрорельеф, обусловленный чередованием в разрезе в различной степени устойчивых к денудации пород. На АФС породы серии отражены серым фототонном и тонкополосчатым рисунком. Маркирующие горизонты создают уступы, фрагментарно следящиеся по простиранию.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Континентальные терригенные и терригенно-угленосные каменноугольные отложения слагают до 30 % площади листа. На поверхности они вскрываются в эрозионных «окнах» среди пермь–триасовых туфогенных и интрузивных образований, картируемых на обрамлении Чадобецкого поднятия и на южных склонах контура Немба-Тарыдакского поднятия. Отложения представлены двумя стратиграфическими уровнями: нерасчлененным нижним–средним карбоном (тычанская свита) Тычано-Чунского стратиграфического района и нерасчлененным средним–верхним карбоном (чинокская и катская свиты) Тунгусского и Ангарского стратиграфических районов.

По характерной палинофлоре и литологическим признакам выделяются терригенные подугленосные отложения визейского яруса и угленосные отложения катского биостратиграфического горизонта Сибирской платформы. Выделяемые типы разрезов соответствуют формациям двух подсистем каменноугольной системы Азиатской России – миссисипия и пенсильвания, на границе которых обоснован крупнейший стратиграфический перерыв в объеме серпуховского яруса нижнего карбона и нижней части башкирского яруса среднего карбона [20, 21, 22]. Ранее эти образования выделялись в составе разреза базальных пород верхнего палеозоя в качестве нерасчлененного нижнего–среднего карбона в объеме турнейского, визейского и башкирского ярусов [32, 48, 120, 137, 136, 151]. В настоящее время на Сибирской платформе в составе верхнепалеозойской угленосной формации выделяется также янготойский биостратиграфический горизонт среднего карбона, как наиболее древний элемент в цикле седиментогенеза регрессивной направленности [8, 55]. Но в то же время образования, датируемые янготойскими палинокомплексами, не имеют своего четкого места в легенде Тунгусской серии и входят в состав тычанской свиты. На сопредельной с севера Тарыдакской площади эти отложения выделяются в качестве угленосной пачки Б [107].

На площади листа получили палинологическое и литологическое обоснование нижеследующие местные стратиграфические подразделения.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Тычанская свита ($C_{1-2}i\check{c}$) выделена А. В. Крюковым и др. в среднем течении р. Тычаны [32]. В пределах листа свита закартирована на локальных участках в бассейне верхних течений рек Нембы, Правого Енболака, Исчухи. Она с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием залегает на отложениях среднего и верхнего кембрия и со стратиграфическим несогласием перекрывается угленосно-терригенной чинокской свитой среднего–верхнего карбона.

Разрез тычанской свиты на площади листа изучен по горным выработкам в верховьях р. Лев. Исчуха, кроме того, свита вскрыта скв. 11, 12 (скв. 6 и 7 Енболакского профиля [147]). На сопредельной с севера площади свита вскрывается в скважинах ТР-10, 11, 52, 57 [107] в объеме нижней и верхней пачек (А и Б), соответствующих двум осадочным циклам, один из которых, нижний (пачка А), является «подугленосным» и, по заключению Л. Н. Петерсон, охарактеризован наиболее древними спорами раннекаменноугольного возраста с присутствием янготойских видов [51, 151, 152].

Свита сложена песчаниками кварцевыми, алевролитами, аргиллитами. В верхней части – углистым алевролитами и аргиллитами. В основании – линзы песчаников гравелитистых, гравелитов и конгломератов.

Ниже приводится разрез нижней, наиболее древней части тычанской свиты, вскрытый скв. 12 в интервале 31,5–81,0 м (снизу):

1. Песчаники серые, грязно-серые полимиктовые мелкозернистые с обилием растительного детрита в тонком горизонтальном переслаивании с алевролитами грязно-серыми до черных3,6 м
2. Песчаники серые с зеленоватым оттенком полимиктовые мелко-среднезернистые горизонтально-косослоистые с тонкими прослойками слюдистых алевролитов9,4 м
3. Алевролиты темно-серые глинистые горизонтальнослоистые с тонкими прослойками песчаников серых полимиктовых слюдистых с обломками известняков серых мелкозернистых2,0 м
4. Аргиллиты темно-серые массивные с раковистым изломом и обломками известняков. Из аргиллитов извлечены споры визейского возраста5,5 м
5. Алевролиты серые до темно-серых горизонтальнослоистые тонкоплитчатые0,8 м
6. Песчаники грязно-серые полимиктовые мелко-среднезернистые горизонтально-волнистослоистые полосчатые в тонком переслаивании с алевролитами темно-серыми горизонтальнослоистыми. Песчаники известковистые2,1 м
7. Алевролиты серые до темно-серых тонкогоризонтальнослоистые полосчатые4,6 м
8. Переслаивающиеся песчаники и алевролиты серые, темно- и светло-серые полосчатые горизонтально- и

косослоистые известковистые	0,5 м
9. Песчаники пепельно-серые полимиктовые мелкозернистые тонкогоризонтальнослоистые известковистые с прослойками темно-серого алевролита с белой слюдкой на плоскостях наслоения. Из алевролитов извлечены споры визейского возраста	3,0 м
10. Аргиллиты серые до темно-серых массивные	2,1 м
11. Алевролиты серые горизонтальнослоистые тонкоплитчатые. Из алевролитов извлечены споры визейского возраста	1,4 м
12. Песчаник светло-серый полимиктовый мелко-среднезернистый полого-косослоистый слабоизвестковистый	0,1 м
13. Аргиллиты зеленовато-серые тонкогоризонтальнослоистые полосчатые с тонкими прослойками алевролита светло-серого полого-косослоистого	2,4 м
14. Алевролит зеленовато-серый тонкогоризонтальнослоистый с редкими прослойками алевролита пепельно-серого полимиктового известковистого. Из алевролитов извлечены споры визейского возраста	2,7 м
15. Песчаники зеленовато-серые полимиктовые мелко-среднезернистые полого-косослоистые известковистые с тонкими прослойками зеленовато-серых алевролитов с элементами белой слюдки по наслоению	5,7 м
16. Алевролиты темно-зеленовато-серые тонкогоризонтальнослоистые слюдистые по наслоению. В низах интервала отмечаются тонкие прослойки песчаников серых полимиктовых мелкозернистых известковистых	2,6 м
17. Аргиллиты зеленовато-серые	1,0 м

Мощность свиты по скв. 12 составляет 49,5 м. Выше, с перерывом залегает терригенный комплекс пород чинокской (?) свиты среднего–верхнего карбона, представленный в основном светло-голубовато-серыми песчаниками кварц-полевошпатового состава. Мощность перекрывающих отложений 27,0 м.

Фациальный состав отложений данного разреза отличается от грубообломочного типа разреза, выделенного в бассейне р. Тарыдак, более тонким терригенным составом.

Из разреза тычанской свиты, вскрытой скв. 12 (интервалы 43,2, 47,3, 63,8, 65,1 м), Л. Н. Петерсон определен палинокомплекс, в котором преобладают (до 59 %) споры лепидофитов: *Lycospora echinata* Lub., *L. granulata* Kos., *L. pusilla* (Ibr.) Somers, *L. sp.*, *Densosporites acerosus* Peters., *Vallatisporites notabilis* Peters., до 8% составляют гладкие споры *Leiotriletes plicatus* Waltz, *Punctatisporites platyrugosus* (Waltz) Sulliv. и 1% – мелкобугорчатые *Verrucosporites verrucosus* Naum., *V. rotundus* Naum., до 10% разнообразны переотложенные девонские споры родов *Retusotriletes*, *Archaeozonotriletes*, *Hymenozonotriletes*, *Stenozonotriletes*. Характерными для визейских комплексов являются виды *Spelaeotriletes baculus* Peters. (до 9%), *Hymenozonotriletes kurungurachus* Pashk. (1%), *Grandispora luteola* (Naum.) Avchim. (3–25%), *G. rugosiusculus* Kedo (3%). Выделенный споровый комплекс типичен для нижнего карбона Кузнецкого бассейна, Якутии и Тычанского района Центральной Сибири.

Раннекаменноугольный возраст нижней части тычанской свиты дает основание сопоставлять ее с «подугленосными» терригенно-грубообломочными отложениями северной части Тычанского алмазонасного района (бассейны рек Ханаун, Ханули и Кирамкимы), которые охарактеризованы позднеурнейско–ранневизейскими палинокомплексами [151]. Такие сопоставления позволяют предполагать на территории Чадобецкой площади наличие более древних отложений с «тычанским» типом промежуточного коллектора алмазов. Такие данные, удревняющие положение «подугленосной» части в разрезе Тычанской депрессии, дали основание О. В. Ваагу в Тычанском районе выделить их в качестве нижней подсвиты тычанской свиты [10].

Разрезы, вскрытые в эрозионных окнах среди триасовых туфогенных и интрузивных образований по горным выработкам (линии шурфов 13125–13131, 23202/4–23202, 23205–23207, 13150–13152, 23190–23191, 13150–13151, 23205, 23190, канава К-13120) [93], несут поисковую направленность с целью обнаружения коллекторов кимберлитовых минералов. В пределах западного окна, на правобережном водоразделе р. Лев. Исчуха отложения, относимые к тычанской свите, залегают на породах оленчиминской свиты среднего кембрия. Размеры выходов вскрытых отложений в плане составляют 150×30 м, мощность до 5 м. Разрез имеет двучленное строение.

Нижняя пачка представлена грубообломочными слоями, представленными кремнево-кварцевыми гравелитами и гравелито-конгломератами мощностью от 0,3 до 0,9 м, представляющими собой коллектор кимберлитовых минералов, в т. ч. алмазов. Из коллектора, по данным минералогического анализа, установлено преобладание в легкой фракции почти исключительно зерен кварца округлой формы. Особенностью тяжелой фракции является предельно малое содержание моноклинных пироксенов, единичные обломки фосфатов, глауконита, цирконов. Из тяжелой фракции в аксессуарной части преобладают розовые и оранжевые гранаты альмандин-андрадитового ряда. В качестве кимберлитовых минералов определяются пиропы, хромиты, пикроильмениты.

Верхняя пачка сложена песчаниками кварцевыми светло-серыми, зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми до разномзернистыми мощностью до 3,5 м.

В грубых разностях преобладают угловатые до остроугольных обломки кремней (окремненных пород цоколя). Часто встречаются многогранники предположительно ветрового (эолового) происхождения с гладкими зашлифованными поверхностями. Имеют место «фигурные» гальки, представленные окремненными породами. Сортировка грубых пород практически отсутствует, так же как и обработка псефитов. Отдельную группу обломков составляют щебень и дресва глинисто-карбонатных пород цоколя, которые отмечаются главным образом в подошве слоя.

Ниже по течению, на левом берегу р. Лев. Исчуха, закартированы отложения терригенно-угленосной пачки мощностью около 5 м, представленной сероцветными мелко-среднезернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми алевролитами (линии шурфов 23135–23138, 13083/1–13084) [93]. Из отложений этой пачки Н. Б. Доновой установлены спорово-пыльцевые спектры, датируемые среднекаменноугольным возрастом. Таксономический состав характеризуется преобладанием спор над пылью голосеменных и представлен видами, типичными для янготойского палинокомплекса среднего карбона Сибирской платформы, с присутствием катских элементов *Florinites katskaiensis* Medv., что указывает все же на более молодой – катский возраст осадков. Палинокомплекс представлен *Cyclobaculisporites trichanthus* Lub., *C. pallens* Pashk., *Verrucosiporites phaleratus* Lub., *V. rubiginosus* Lub., *V. verrucosus* Ibr., *Turrisporites pyramidalis* Lub., *T. planiusculus* Lub., *T. sinuasus* Lub., *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Hart et Harr., *P. mirabilis* Hart et Harr., *Lycospora carbonica*, *L. sp.*, *Dictyotriletes sp.*, *Punctatisporites punctatus* (Ibr.) Pot. et Kr., *P. platyrugosus* (Waltz) Sulliv., *Apiculiretusispora ciliaris* Peters., *Retusotriletes septalis* Kedo, *R. simplex* Naum., в объеме до 30 % – спорами архаичного девонского (*Stenozonotriletes sp.*, *Leiotriletes nigratus* Naum.) и раннекаменноугольного облика (*Endoculeospora pallentis* Pashk., *Densosporites sp.*), до 8 % – пылью голосеменных (*Florinites katskaiensis* Medv., *F. longus* (Kov.) Lub., *Cordaitina rotata* (Lub.) Samoil., *C. stiptica* (Lub.) Samoil., *Baskanisporites verus* (Sadk.) Lub., *Vestigisporites pliciformis* Peters.). Такой состав позволяет сопоставлять его с верхнеянготойским палинокомплексом [151] и лишь условно отнести отложения к пачке Б тычанской свиты.

Таким образом, мощность тычанской свиты в пределах листа варьирует от 5–10 до 50 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения представлены в Тунгусском стратиграфическом районе чинокской свитой, в Ангарском – катской свитой.

Чинокская свита ($C_{2-3} \text{чн}$) выделена Ю. С. Глуховым со стратотипом по рекам Чинок и Нижней Чунку в бассейне р. Чуни [15, 99]. Свита закартирована в центральной части площади листа в бассейнах рр. Исчухи, Пуни, Пунчи, Чапири, пространственно облекая с юга контуры Немба-Тарыдакского поднятия и северную часть Чадобецкого поднятия. Отложения приурочены к Катангской зоне поднятий и имеют субширотное простирание. На площади листа чинокская свита представлена неугленосными существенно терригенными породами с преобладанием песчаников кварц-полевошпатового состава. Свита вскрыта скважинами колонкового бурения 6 и 7 под четвертичными отложениями [148]. Мощность свиты в пределах позднепалеозойских прогибов увеличивается от 18,1 м (скв. 11), 27 м (скв. 12) до 83,9 м (скв. ТР-3), выклиниваясь на приподнятых древних участках, в частности – на сводах Немба-Тарыдакского поднятия (рис. 10). Залегает свита со стратиграфическим перерывом на отложениях нижней части тычанской свиты.

Ниже приводится описание разреза свиты по скв. 12 в интервале 4,5–31,5 м (снизу):

1. Песчаники серо-зеленые кварц-полевошпатовые мелко-среднезернистые с тонкими прослойками алевролита зеленого горизонтальнослоистого 1,5 м
2. Алевролиты серо-зеленого цвета горизонтальнослоистые. В низах интервала в алевролитах наблюдается тонкий прослой песчаников кварц-полевошпатового состава со следами внутриформационных размывов (консидиментационная брекчия)..... 3,3 м
3. Песчаники светлые голубовато-зеленоватого цвета кварц-полевошпатовые мелко-среднезернистые плосчатые горизонтально-волнистослоистые. На плоскостях напластования отмечается светлая слюдка 9,7 м
4. Песчаники светлые голубовато-зеленоватого цвета горизонтально-волнистослоистые слюдистые слабоизвестковитые в редком тонком переслаивании с темно-зелеными глинами. По наслоению осадка отмечается тонкая вкрапленность пирита 12,5 м

Мощность свиты по скважине составляет 27 м.

Наиболее полный стратиграфический объем чинокской свиты с полным фаціальным составом вскрыт на сопредельной с севера Тарыдакской площади скважиной ТР-3 в районе стрелки рек Бедошемо–Левый Хой.

Чинокская свита представлена в качестве двух угленосных подсвит: нижнечинокской более алевритоглинистой и верхнечинокской песчанистой. Каждая подсвита характеризуется собственным палинокомплексом и крупномерными растительными остатками [51, 107]. Образование ее с более или менее четкими границами размыва залегают на различных горизонтах верхней угленосной части тычанской свиты (пачки Б) и также с размывом перекрываются в основном неугленосными терригенными породами еробинской свиты нижней перми, либо – туфогенными – учамской свиты нижнего триаса. Мощность чинокской свиты в объеме двух подсвит составляет 83,9 м. Мощность свиты для листа принимается 40,0–80,0 м.

Катская свита (C_{2-2kt}) выделена Н. Н. Чернышевым в 1932 г. по р. Кате – притоке р. Ангары [62]. Свита фрагментарно закартирована в южной части площади в бассейне нижнего течения р. Пуны на юго-западном крыле Чадобецкого сводового поднятия в поле развития туфов учамской свиты нижнего триаса и в виде протяженных с севера на юг вытянутых контуров обрамляют Чадобецкое поднятие. Со стратиграфическим перерывом залегают на породах оленчиминской свиты среднего кембрия.

Отложения катской свиты представлены песчаниками, алевролитами, слюдистыми алевролитами, аргиллитами, часто известковистыми светло-серого, желтовато-серого цвета. Отмечаются пропластки углистых алевролитов с прослоями каменных углей (0,2–3,4 м).

По данным маршрутных наблюдений и горных выработок, пройденных в долине р. Ибджибдек (скв. 248–249; 567–579) [82, 116], сводный разрез представлен (снизу вверх):

1. Песчаники желто-серые мелкозернистые слюдистые с прослоями до 1–2 м углефицированных песчаников. Отмечаются конкреции бурого железняка, линзы гравелитов	80 м
2. Аргиллиты серые с прослоями (0,2–0,3 м) каменного угля	0,5 м
3. Песчаники зеленовато-серые известковистые с прослоями каменного угля	6,0 м
4. Аргиллиты углистые с пропластками (0,2 м) углей	13,0 м
5. Алевролиты углистые с прослоями каменных углей (0,1–0,2 м)	12 м
6. Аргиллиты зеленовато-серые с прослоями алевролитов серых с пропластками (до 0,5 м) каменных углей	15–18 м
7. Песчаники желтовато-серые полимиктовые с прослоями алевролитов	10–15 м
8. Песчаники темно-серые известковистые в переслаивании с темно-серыми аргиллитами с отпечатками флоры	2 м

Мощность разреза составляет 136,5 м, мощность свиты изменяется от 85,0 до 137,0 м. Разрез перекрывается бургуклинской свитой нижней перми.

Растительные остатки в разрезе представлены *Pecopteris* sp., *Rufloria theodorii* Tschirk. et Zal., характерными для катского биостратиграфического горизонта Сибирской платформы.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения на площади листа выделяются впервые и представлены угленосно-терригенными породами еробинской и бургуклинской свит нижнего отдела перми и кербовской свитой среднего отдела перми.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Представлен: в Тунгусском стратиграфическом районе еробинской свитой, в Ангарском – бургуклинской свитой.

Еробинская свита (P_{er}) выделена В. И. Будниковым в 1976 г. в среднем течении р. Чуни по фрагментарным обнажениям [8]. Парастратотип описан Н. Г. Вербицкой и Ю. С. Глуховым в 1981 г. в скважине К-18 в бассейне р. Ероба [15, 99]. Свита закартирована в северо-западной и северо-восточной частях площади листа (верховье рек Лев. и Прав. Енболак, руч. Курлямо, Хурлямо, Исчуха).

Свита с внутриформационным размывом залегают на чинокской и перекрывается кербовской свитой. Контакты с чинокской и кербовской свитами на изучаемой территории не вскрыты, но были изучены на листе Р-47-XXXIV [92]. Нижняя граница проводится по пачке полимиктовых песчаников и появлению вулканогенно-осадочного и пирокластического материала риолит-дацитового состава.

Свита сложена песчаниками полимиктовыми, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфами, туффитами риолит-дацитового состава (рис. 10).

Разрез еробинской свиты был вскрыт на водоразделе руч. Исчуха, Ромово и р. Терина в скв. 17 (интервал 163,5–200,0 м), где снизу вверх залегают:

1. Туффиты алевро-псаммитовые литовитрокластические риодацитового состава светло-зелено-серые с редким углистым детритом горизонтальнослоистые слюдистые, отмечаются тонкие прослойки и линзочки каолиновой глины.....4,2 м
2. Тонкое переслаивание углистых туфоалевролитов, туфоаргиллитов и туфопесчаников мелкозернистых. Отмечаются намывы глинистого материала (каолинового) зелено-серого с углистым детритом, прослойки каменных углей (до 0,5 см) с мелкими сульфидами. Слоистость горизонтальная, волнистая.....3,1 м
3. Туфы алевро-псаммитовые, псаммитовые среднезернистые кристалловитрокластические риолит-дацитового (андезитодацитового) состава светло-зелено-серые слабокарбонатизированные с остатками углефицированной растительности, слюдистые. Нижняя граница отчетливая волнистая.....5,2 м
4. Переслаивание углистых туффитов пепловых, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфопесчаников мелкозернистых. Прослойки от 0,5 до 3,0–5,0 см, слоистость горизонтальная, волнистая. Встречаются намывы светло-коричневых глин.....6,1 м
5. Туфы алевритовые, алевро-псаммитовые кристалловитрокластические риодацитовые серо-зеленые слабоизвестковистые слюдистые. Встречаются участками скопления округлых, плоских галек подстилающих пород углистых алевролитов. Нижний контакт резкий под углом 20° к оси зерна.....11,6 м
6. Туфы пелито-алевритовые, псаммитовые витролитокластические, участками – спекшиеся, с углефицированными растительными остатками волнистослоистые.....0,8 м
7. Переслаивание углистых туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфопесчаников мелкозернистых. Породы волнистослоистые, горизонтальнослоистые слабослюдистые трещиноватые, в нижней части – косослоистые, участками – ороговикованы, отбелены.....5,5 м

Мощность вскрытого разреза 36,5 м. Принятая мощность свиты до 40,0 м.

Туфы риодацитового состава витролитокластические алевро-псаммитовые, иногда со следами спекания. По составу преобладают обломки кристаллов кварца, кислых плагиоклазов (альбит-олигоклаз), калиевых полевых шпатов, биотита, гидробиотита, мусковита. В меньшем количестве встречаются: обломки пород кислых эффузивов (риодациты, дациты), кислых туфов (иногда спекшиеся); обломки витрофира удлиненные причудливой рогульчатой формы, иногда со следами спекания. В небольших количествах встречается ксеногенный материал – пелиты, обломки обугленной древесины. Цемент (5–25 %) гидрослюдисто-хлоритовый. Вторичные изменения – карбонатизация, глинизация.

Туфогенно-осадочные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты) сложены (до 50–75 %) кварцем, полевыми шпатами, обрывками углистого детрита (до 50 %) переотложенной кислой пирокластикой, кислым плагиоклазом, биотитом, риодацитом фельзитовым, риолитом фельзитопорфировым (до 40 %). Цемент карбонатный, гидрослюдисто-глинистый.

В составе тяжелой фракции пород свиты присутствуют: моноклинный пироксен, амфибол, оливин, ильменит, рутил, магнетит, пирит. Породы свиты характеризуются, в основном близким к кларковым содержаниям основных элементов, но с повышенным содержанием Р и пониженным – Cu, Sr, Co, Ni. По химическому анализу [92] туфы еробинской свиты относятся к кислым породам нормального ряда калиевой, калиево-натриевой серии и соответствуют составу риодацитов.

Из свиты на листе Р-47-XXXIV сопредельной площади (скв. ТР-3, интервал 12,2–40,4 м; скв. ТР-12, глубина 43,1 м) Л. Н. Петерсон выделен палинокомплекс: *Cordaitina* spp., *Acanthotriletes parvispinus* (Lub.) Isch., *A. rectispinus* (Lub.) Isch. var. *rotundus* Lub., *Entylissa caperata* (Lub.) Isch. и *E. tunguskensa* (Lub.) Isch., *Zononoletes turboreticulatus* (Sadk.) Sam. Палинокомплекс характерен для нижней части бургуклинского горизонта Сибирской платформы и сопоставляется с верхнебелоярским комплексом Минусинского прогиба и палинокомплексами промежуточного и ишановского горизонтов нижней перми Кузбасса [51, 107].

Бургуклинская свита (P_{1br}) выделена Г. П. Радченко, Н. А. Шведовым в 1940 г. на р. Бургукла, притоку р. Ниж. Тунгуска [62]. Позднее на р. Горбиячин был изучен более полный и хорошо обнаженный разрез и предложен в качестве парастратотипа (Баранов, Будников, 1971; Сухов, 1969; Бетехтина, 1966; Рассказова, 1958 и др.) [8].

На территории листа свита выделяется впервые из состава каменноугольных отложений. Она закартирована на юго-западе изучаемой территории в бассейне руч. Бива, Нерюнда, Дулиса, Зеленый, Чапиря, Кива, Феоконда. Залегает с внутриформационным размывом на угленосно-терригенных отложениях катской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрывается туфогенными отложениями учамской свиты. Разрез свиты изучен по горным линиям, скважинам колонкового бурения [82, 116]. Нижняя граница проводится по мощной (от 9 до 34 м) пачке песчаников серо-зеленых, светло-серых полимиктовых известковистых. Сложена

свита песчаниками полимиктовыми, алевролитами, аргиллитами, углистыми алевролитами и аргиллитами, прослоями каменных углей. Свита отвечает регрессивному мезоритму, в составе двух микроритмов. Нижняя часть ритма сложена карбонатно-терригенными отложениями фаций малоподвижного мелководного бассейна (рис. 10). Венчают ритмы осадки углисто-глинисто-алевролитовые фаций застойных зарастающих водоемов и торфяных болот. Представительный разрез бургуклинской свиты был вскрыт на водоразделе руч. Ибджибдек и Прав. Чива в скв. 27 (скв. 249 [116]) в интервале 41,7–102,0 м, где на алевролитах катской свиты залегают (снизу):

1. Песчаники полимиктовые зелено-серые мелкозернистые слаболитифицированные. В кровле – прослой (0,3 м) аргиллита углистого черного с прожилками пирита34,3 м
2. Алевролиты зелено-серые грубозернистые песчаные, участками – с отпечатками флоры16,7 м
3. Аргиллиты углистые темно-серые, участками – зеленоватые, с отпечатками обугленной флоры6,3 м

Выше встречены интрузивные брекчированные породы. Вскрытая мощность разреза 57,3 м. Принятая мощность свиты до 60,0 м.

Песчаники кварц-полевошпатовые зелено-серые, серые, темно-серые мелко-, среднезернистые массивные и слоистые. Состоят из угловатых, угловато-окатанных зерен (%): полевых шпатов (40–60), кварца (20–25), кремнистых пород (до 5), кальцит (10–15); из аксессуарных установлены единичные зерна апатита, циркона, граната, эпидота, турмалина, рутила, сфена. Цемент (20–25 %) базальный, поровый глинисто-карбонатный, карбонатный, глинистый.

Алевролиты по составу обломочного материала, цемента аналогичны песчаникам, структура алевролитовая.

Аргиллиты пепельно-серые, черные с раковистым изломом массивные, тонкослоистые.

Каменные угли залегают в виде прослоев мощностью до 2,7 м.

Анализ литологических особенностей и палиноформ описанных выше отложений позволил выделить из состава верхней части каменноугольных отложений бургуклинскую свиту нижней перми. Для палинокомплекса отмечено преобладание одномешковой пыльцы и наличие характерных видов *Entylissa tunguskensis* (Lub.) Samoil., *Raistrickia macrura* Lub., свойственных бургуклинскому биостратиграфическому горизонту Сибирской платформы.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Представлен в Тунгусском стратиграфическом районе кербовской свитой.

Кербовская свита (P_2kr) выделена Н. Г. Вербицкой, Ю. С. Глуховым, Н. П. Ильяхиной в 1970 г. на левобережье р. Таймуры у пос. Кербо. Свита закартирована в центральной части отчетной площади в среднем течении руч. Пунчи. Разрез свиты изучен по скважинам колонкового бурения 9 и 11.

Свита с внутриформационным размывом залегает на породах [93] еробинской свиты нижней перми и со стратиграфическим несогласием перекрываются туфогенными отложениями учамской свиты нижнего триаса. Контакт с отложениями еробинской свиты, на изучаемой территории не вскрыт. На соседнем листе Р-47-XXXIV [92] граница кербовской и еробинской свит была вскрыта и изучена (рис. 10). Нижняя граница проводится по пачке полимиктовых песчаников гравелитистых.

Свита сложена песчаниками полимиктовыми, алевролитами, аргиллитами, углистыми алевролитами и аргиллитами, с прослоями гравелитов, гравелито-конгломератов, туфами. Свита отвечает мезоритму регрессивной направленности.

Представительный разрез вскрыт в скв. 11 в интервале 152,6–200,0 м, где залегают (снизу):

1. Алевролиты пепельно-темно-серые углистые волнистослоистые с прослоями песчаников кварцевых зелено-серых слюдяных трещиноватых. В подошве прослой гравелито-конгломератов. Обломочная составляющая – кремни, кварц, доломит, известняк округлой, овальной формы. Цемент известковый1,5 м
2. Переслаивание углистых алевролитов и аргиллитов, песчаников кварцевых мелкозернистых слюдяных. По всему интервалу встречен углистый детрит. Породы волнисто-, пологокосослоистые1,3 м
3. Углистые алевролиты черные, участками – зелено-серые, с тонкими прослоями песчаников слюдяных волнистослоистых6,9 м
4. Песчаники темно-серые, черные углистые слюдяные слаболитифицированные с редким детритом и растительными остатками с прослоями углистых аргиллитов с остатками углефицированной древесины волнисто- и горизонтальнослоистые5,7 м
5. Песчаники кварцевые светло-зелено-серые с редким углистым детритом и углефицированными остатками растительности, горизонтальнослоистые с прослоями углистых аргиллитов19,6 м
6. Углистые алевролиты зелено-серые, участками – черные12,4 м

Выше залегают туфы учамской свиты. Вскрытая мощность 47,4 м. Общая мощность кербовской свиты 50,0 м.

В геохимическом спектре пород отмечены повышенные содержания Mn и P и пониженные – Co, Sr, Ni, Ba.

Из кербовской свиты на площади листа по скважинам Енболакского профиля (скв. 9, интервалы 83,0–101,0, 146,5 м; скв. 11, интервалы 169,0, 193,0, 197,0 м) Н. Б. Доновой выделен палинокомплекс: *Nigrisporites marginatus* (Portn.) Drjag., *Neoraistrickia multangula* (Andr.) Krugov., *Raistrickia cornuta* (Andr.) Lub., *R. alligodonta* (Andr.) Lub., *Acanthotriletes parvispinus* (Lub.) Isch., *A. rectispinus* (Lub.) Isch., *A. facerus* (Andr.) Roman., *Cordaitina disulcata* Tr. [23]. Этот палинокомплекс типичен для низов пеляткинского биостратиграфического горизонта Сибирской платформы и сопоставляется с палинокомплексом из нижней части средней перми Кузбасса (старокузнецкий–ускатский горизонты).

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Низы триаса на территории листа представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями учамской свиты. Ранее они картировались под названием «корвунчанская свита» [82, 116, 164].

Учамская свита (Туџ) выделена в 1960 г. В. П. Белозеровым и Г. Н. Садовниковым по р. Учами, притоку р. Ниж. Тунгуска из состава корвунчанской свиты. В пределах листа ее отложения широко распространены и отсутствуют лишь на Чадобецком и Тарыдак-Нембинском поднятиях.

Свита залегают со стратиграфическим несогласием на угленосных отложениях верхнего палеозоя. В ее состав входят туфы псаммитовые, гравийные, пелитовые, лапиллиевые, агломератовые; туффиты псаммитовые, гравийные; туфопесчаники и туфоалевролиты. Общий цвет пород – темно-серый с зеленоватым, коричневатым и буроватым оттенками. Разрез свиты изучен по скв. 9, 10, 11, горным выработкам, единичным коренным обнажениям и элювиально-делювиальным высыпкам.

Для свиты характерна изменчивость состава как по разрезу, так и по латерали. В ее нижней части преобладают более грубообломочные псефитовые туфы, реже – ксенотуфы, с прослоями пепловых туфов и туффитов. Количество последних вверх по разрезу возрастает, среди них появляются туфопесчаники, туфоалевролиты. Таким образом, снизу вверх проявляется хорошо выраженный переход от грубообломочных разностей на более мелкие. То же самое отмечается и по площади: на юге листа преобладают грубообломочные туфы, на севере – пепловые туфы, туффиты, туфогенно-осадочные породы.

По данным предшественников [164], около устья р. Чапири, верховья р. Пуни и на водоразделе рр. Хурламо и Курлямо установлены жерловые фации вулканических трубок основного состава, представленные агломератовыми туфами. Широкое развитие туфов, их значительные мощности, наличие жерловых фаций, свидетельствуют о том, что вулканогенный комплекс формировался, в том числе, и за счет извержений местных вулканов. Наличие прослоев туфогенно-осадочных пород говорит о периодическом затухании вулканической деятельности, небольшие их мощности указывают на кратковременность этих периодов. В целом, на данной территории туфогенные отложения представлены всеми основными фациями вулканической деятельности: жерловой, промежуточной, удаленной.

Мощность свиты контролируется тектоническими структурами: в отрицательных она достигает 200 м, на положительных – первые десятки метров. Туфогенные отложения нередко пронизаны многочисленными дайками мощностью от первых десятков сантиметров до нескольких метров, что обуславливает грядово-холмистый рельеф и пятнистый фототон на АФС. Участки распространения учамской свиты характеризуются пятнистым, пятнисто-струйчатым, светлого тона рисунком фотоизображения.

Мощность свиты в пределах листа по наиболее представительному разрезу в скв. 10 (интервал 3,4–200,0 м) составляет 196,6 м и принимается нами до 200 м.

Туфы (агломератовые, лапиллиевые, гравийные, псаммитовые) сложены основной вулканокластикой с преобладанием витрокластик, реже – лито- и кристаллокластикой. Ксенолиты представлены обломками базальтового состава, углистых пород, реже – известняков, мергелей, очень редко – метаморфических сланцев и др. Цемент – полуразложившееся хлоритизирован-

ное вулканическое стекло. Вторичные изменения – цеолитизация, реже – карбонатизация, хлоритизация.

Туффы псаммитовые, гравийные, лапиллиевые сложены основным вулканическим стеклом и витробазальтом (50–60 %) с примесью терригенного материала (15–20 %) в виде кварца, полевых шпатов, обломков углей, кремнистых пород, кислой пирокластики. Цемент (20–25 %) представлен глинисто-хлоритовой массой.

Породы нижнего триаса характеризуются широким диапазоном изменения магнитных свойств: магнитная восприимчивость – $(15-435) \cdot 10^{-5}$ СИ, при средней – $7 \cdot 10^{-5}$ СИ; остаточная намагниченность – $(2-270) \cdot 10^{-3}$ А/м, при средней – $14 \cdot 10^{-3}$ А/м. Объемная масса пород крайне изменчива – от 2,02 до 2,30 г/см³ как по вертикали и латерали, сравнительно устойчивы лишь средние значения плотности (2,13 г/см³) для больших объемов синклинальных структур. Они фиксируются площадным развитием знакопеременного, слабоградиентного магнитного поля интенсивностью от –200 до +150 нТл. В гравитационном поле отложения создают отрицательные локальные аномалии различной интенсивности в зависимости от насыщения их интрузивными породами. Значения гамма-активности меняются от 10 до 15 мкР/ч.

По химическому составу витрокластические туфы учамской свиты близки составу долеритов катангского комплекса. По содержанию главных оксидов они относятся к основным породам нормального ряда.

Возраст учамской свиты различными исследователями определяется от позднепермского до раннетриасового. В данной работе возраст свиты, согласно легенде Тунгусской серии, принимается раннетриасовым.

МЕЗОЗОЙСКАЯ–КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМЫ

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА–ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ПАЛЕОЦЕН

Кайнозойскому этапу континентального литогенеза предшествовал мезозойский, на протяжении которого получили развитие коры выветривания, продукты их переотложения и полигенетические карстовые образования.

Коры выветривания. *Образования остаточных кор выветривания* (КВ) широко развиты, в основном, в восточной и юго-восточной частях площади листа. Это связано, во-первых, с благоприятными геологическими предпосылками и условиями сохранности КВ на Чадобецком поднятии, а, во-вторых, с лучшей изученностью этой части территории.

В прежние годы изучением кор выветривания в этом районе занимались различные исследователи в рамках геологосъемочных, тематических и научно-исследовательских работ (М. С. Каштанов, 1965; Е. И. Пельтек, 1967; В. П. Петров, 1967; Ю. А. Забиров, 1967; А. Д. Слукин, 1967–1973; В. И. Юркин, 1969; А. В. Лапин, 1990; Л. Г. Анучин, 1992; Б. В. Шибистов, 2000 и др.), а также в связи с поисками бокситов, фосфатов и редких металлов (М. А. Амосов, 1978; В. С. Власов, 1988; Ю. Д. Сорокин, 1993 и др.). На основе многочисленных материалов горно-буровых работ ими были изучены разрезы, строение и вещественный состав кор выветривания.

Все исследователи придерживались традиционной классификации, разработанной И. И. Гинзбургом (1963 г.), по которой в полнопрофильных разрезах КВ выделялись зоны дезинтеграции, выщелачивания, глинистых продуктов и ферритно-аллитная зона. Традиционно всеми исследователями выделялась и кора выветривания по карбонатным породам. Между тем отмечалось, что представлена она только зоной дезинтеграции, выше которой залегает сероцветная песчано-глинистая толща, содержащая остроугольные обломки свежего известняка, траппов, алевролитов, сланцев и других пород. Так как на многих участках территории корообразование ассоциируется с процессами карста, к производным выветривания, по нашему мнению, ошибочно были отнесены карстовые образования и продукты местного переотложения коры выветривания.

Нами описание КВ района приведено с учетом данных предшественников, новой классификации (Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных отложений к Госгеолкарте-1000/3, 2005) и современных представлений о процессах выветривания. Отдельно охарактеризованы карстовые образования.

Остаточные КВ на территории листа отмечаются площадного и линейного морфологических типов.

Площадные КВ пользуются максимальным развитием. В конце мезозоя–начале кайнозоя интенсивно протекающие процессы выветривания в регионе существенным образом видоизменя-

ли облик практически всех алюмосиликатных коренных пород домелового возраста. Стадийный характер гипергенного преобразования отражен в закономерно построенном профиле коры выветривания с характерной вертикальной зональностью. В полнопрофильных разрезах присутствуют три зоны, связанные постепенными переходами. Такие разрезы сохранились только в пределах Центральной и Чуктуконской впадин и достигают больших мощностей. По данным Ю. А. Забирова, максимальные мощности КВ на отложениях семеновской свиты достигают 110 м, на кимберлитах – до 160 м. В основном же развиты только две нижние зоны гипергенного преобразования пород.

Первая снизу зона дезинтеграции и сапролита характеризуется постепенным переходом от материнских пород, уменьшением вверх по разрезу обломочности, нарастанием глинизации, начальным преобразованием минерального и химического состава породы. Развита она практически на всех породах территории, представлена песчано-глинистой массой с обломками глинизированных, ожелезненных пород фундамента. Основными минералами зоны являются минералы материнской породы, появляются гидрослюда, вторичный карбонат, гидрооксиды железа, марганца. В кимберлитоподобных брекчиях ксенолиты магматических пород и цемент частично замещаются сидеритом, кальцитом, арагонитом, магнезитом, хлоритом и серпентином, по флогопиту развивается хлорит и вермикулит, ильменит частично замещен лейкоксеном [116]. Мощность пород зоны изменяется от 2–3 метров на траппах до нескольких десятков метров на терригенных породах и до 200 и более метров на карбонатитах в пределах Центральной и Чуктуконской впадин [82].

Во второй зоне глинистого элювия, литомаржа происходит извлечение щелочных и щелочноземельных элементов, главным образом Са и Na. Продукты выветривания этой зоны хорошо сохранились в пределах Чадобецкого поднятия и представлены пестроцветными, зеленовато-серыми глинами. Завершается полное замещение породообразующих минералов глинистыми. Плаггиоклазы и слюды первичных пород замещаются гидрослюдами, пироксены, оливин – монтмориллонитом, нонтронитом, гидрослюдами, перовскит лейкоксенизируется, происходит окисление железосодержащих минералов. В зависимости от состава глинистых минералов профиль КВ может быть гидрослюдистым, монтмориллонитовым или каолинистым. По терригенным породам (сланцам, алевросланцам) образуются в основном гидрослюдистые глины, по кварцсодержащим породам – кварц-гидрослюдистые, по туфогенным, основным и ультраосновным магматическим породам – монтмориллонитовые и нонтронитовые глины с примесью гидратированного флогопита. Высокозрелые каолинистые глины встречаются только в пределах Центральной и Чуктуконской впадин по песчаным разностям терригенных пород. На щелочно-ультраосновных породах глины имеют гетит-каолинистый состав. Мощность зоны литомаржа весьма изменчива – от 7 до 168 м в пределах Центральной впадины [82].

Формирование верхней зоны (оксидов и гидрооксидов) связано с разрушением глинистых минералов зоны литомаржа и возникновением алюможелезистых (охры, латериты) горизонтов. Конечным продуктом этой зоны являются бокситы и глиноземистые железные руды. Эта зона довольно хорошо сохранилась в пределах западного и южного борта Центральной впадины и характеризуется появлением гиббсита. Представлена она рыхлыми непластичными породами белого, желтого, буровато-желтого цвета со сгустками, реже – твердыми округлыми конкрециями гидрооксидов железа. На сланцах семеновской свиты это обычно гиббсит-каолинистые и гиббситовые (латеритные) глины [60]. В нижнем гиббсит-каолинистом горизонте основными минералами являются каолинит и гиббсит, который развивается по каолиниту, присутствуют гетит и кварц. Характерной примесью является рутил. Главными минералами верхнего горизонта являются гиббсит и гетит. На ультраосновных породах в зоне оксидов и гидрооксидов также образуются два горизонта: нижний гиббсит-каолинит-гетитовый и верхний гиббсит-гетитовый. Гиббсит-каолинит-гетитовые породы легкие, сыпучие, непластичные, в составе преобладают гетит, каолинит, гиббсит, анатаз, редко отмечаются фосфаты. Гиббсит-гетитовый горизонт сложен каменистыми кавернозными латеритами желто-бурого цвета с реликтовой порфириковой структурой. Минеральный состав: гетит (отмечаются псевдоморфозы по оливину), гиббсит, лейкоксен, остаточный каолинит полностью исчезает [60]. На карбонатитах породы зоны представлены рыхлыми, сыпучими желто-бурыми, буро-черными комковатыми глинистыми охрами. Среди главных минералов отмечаются голландит, гойяцит, горсейксит, рамделлит, в существенных количествах присутствуют барит, монацит, флоренсит. В виде акцессориев появляются кварц, циркон, рутил, анатаз, цеиранит, турмалин и стронцио-, барио-, цеирипиохлоры, которые по сравнению с исходными породами образуют в процессе гипергенных преобразований промышленные концентрации [165]. По мнению А. Д. Слукина [60], бокситовые месторождения Чадобецкого поднятия имеют тесную связь с материнскими породами, которую устанавливает спектральный анализ. Глиноземистые породы месторождения Цен-

трального имеют высокое содержание титана, что указывает на их родство с ультращелочными породами. Бокситы и железные руды месторождения Чуктукон имеют высокие содержания железа, фосфора, марганца, бария, редкоземельных элементов и образовались, в основном, за счет железистых карбонатитов. Глиноземистые породы месторождения Ибджибдек являются продуктами выветривания долеритов [60]. Мощность зоны оксидов и гидроксидов, в основном, не превышает 70 м, на карбонатитах достигает 160 м [165].

Линейные КВ в виде узких протяженных линзовидных тел располагаются вдоль тектонических нарушений, контактовых зон между интрузивными и вмещающими карбонатными и алюмосиликатными породами. Интенсивность физико-химической проработки субстрата в таких зонах увеличивается благодаря повышенной трещиноватости, сульфидной минерализации, что способствует усилению фильтрации и агрессивности поверхностных вод. В районе Центрального месторождения бокситов линейные КВ достигают мощности 500 м [82]. Для линейных КВ характерен «перевернутый» профиль выветривания [81].

О возрасте КВ можно судить по геолого-структурным признакам. Наиболее молодыми породами, на которых установлены КВ, являются нижнетриасовые магматиты. Они, возможно, имеют триас–раннеюрский возраст. На поверхностях выветривания раннемелового возраста КВ не известны. Однако в пределах кайнозойских впадин локально сохранились продукты выветривания, перекрытые отложениями нижнего–верхнего мела, принадлежащие, вероятнее всего, раннемеловой (апт–альбской) эпохе корообразования. Большинство КВ района принадлежат позднемеловой–раннепалеогеновой эпохе. Они сохранились на поверхностях выравнивания этого возраста и перекрываются палинологически охарактеризованными отложениями мурожинской свиты палеоцен–эоцена.

В результате гипергенного преобразования горных пород и минералов происходят привнос, часто мобилизация вещества, его перераспределение и формирование промышленных концентраций целого ряда элементов. Поскольку большинство профилей выветривания богато глинистым материалом, металлы прочно сорбируются глинистыми частицами при широком диапазоне рН, что создает высокие концентрации многих элементов в бурых железняках и красноцветных глинах. Фиксируемые в корах выветривания охристо-лимонитовые (часто с марганцем) прослои, горизонты и линзы являются геохимическими ловушками для большинства металлов, способствуя их сорбции [28].

В связи с этим, многими исследователями выделялись *инфильтрационные КВ*, что связано с их промышленной ценностью. К этому условному типу относились горизонты в разрезах остаточных и переотложенных кор выветривания, обогащенные различными элементами: фосфатными, железомарганцевыми, редкометалльными [82]. В числе основных факторов, приводящих к формированию рудоносных кор выветривания и карстовых образований, большинство исследователей называют климат, структурно-тектонические и геоморфологические условия локализации, стратиграфический и петрографический контроль. Непременным условием формирования элювиальных руд является присутствие полезного компонента в материнской породе, способного привести к рудным концентрациям. Так, для возникновения промышленных месторождений бокситов необходимо содержание 10–20 % Al_2O_3 в алюмосиликатных породах [46]. Сочетание этих факторов определяет интенсивность гипергенных процессов и, как следствие, образование экзогенных рудных месторождений.

По мнению многих исследователей, КВ на территории Чадобецкого поднятия, образованные по щелочно-ультраосновным породам, достигали латеритного профиля выветривания. Об этом свидетельствует наличие промышленных скоплений бокситов в продуктах переотложенных бокситоносных отложений, вплоть до скоплений галек бокситов в четвертичных покровных галечниках. Наибольшей сохранностью высокозрелые КВ характеризуются в пределах центральных частей Центральной и Чуктуконской впадин, испытывавших длительное погружение. По мнению Б. В. Шибистова, «...реликты КВ и бокситоносных отложений свидетельствуют о прошедшем полном цикле жизни бокситовых залежей, от формирования первичных алюминиевых латеритов до разрушения и рассеивания материала» [79].

Помимо изложенной выше, общепринятой, существует другая точка зрения на бокситы карстовой морфологической группы, по которой причину накопления глинозема нужно искать не в выветривании, а в эндогенном источнике. Латеритная и латеритно-осадочная теории происхождения бокситов не разъясняют необычные для осадочных пород обломочные структуры бокситов, связь с разломами, вулканитами, импрессионные структуры и т. д. Даже приверженец классической, изложенной выше точки зрения на происхождение чадобецких бокситов, Б. В. Шибистов, высказывает сомнение в существовании «коры выветривания» в Центральной впадине на глубине более 500 м, что более чем на 250 м превышает уровень Мирового океана [79, с. 167].

По мнению З. Я. Сердюк [57], В. Н. Разумовой [53] и др. бокситы карстовой морфологической группы следует рассматривать, как отложения особого гидротермально-осадочного генетического ряда [53]. Воронкообразные депрессии «карстового» происхождения, по этой теории являются вулканическими трубками, а выполняющие их «карстовые» отложения – глинизированными тектоническими брекчиями. Бобовые и бобово-обломочные структуры бокситов образуются, в таком случае, не в результате выпадения из коллоидного раствора, а путем метасоматического замещения обломков рудным веществом (оксидами и гидроксидами железа и глинозема).

Р. А. Цыкин соглашается с мнением В. Н. Разумовой о связи образования «коры выветривания» Чадобецкого поднятия с гидротермальным процессом [73]. Отнесение к коре выветривания рыхлых подбокситовых образований, по его мнению, условное. Этому противоречит литологический состав (горизонты элювия, блоки осадочных образований, залежи фосфоритов), за пределами для действия нисходящих вадозовых вод являются и глубины свыше 500 м. На этом основании рудовмещающая толща Центрального месторождения отнесена им к числу гидрогенных эксфильтрационных метасоматитов и связана с деструктивной работой низкотемпературных гидротерм, вызывающих формирование аномально глубоких котловин Чадобецкого поднятия.

Г. Н. Черкасов [76] интерпретирует рудоносные карсты в карбонатных отложениях Средней Сибири как рудные тела взрывного происхождения. В пользу этой гипотезы им приводятся следующие факты:

- наличие воронкообразной, трубчатой, грибовидной формы залежей с ножкой, уходящей на глубину более 200 м и до конца не вскрытой;
- брекчированный характер рудных залежей;
- наличие слепого бокситового карста (Муустахское, Мурун-Тасское проявления);
- температура гомогенизации жидких включений в диаспоре бобовин Порожинского проявления, которая по жидким включениям составила 290–295 °С, по газовым – 380–385 °С [76].

Большинство приведенных фактов в пользу иного, не латеритно-осадочного генезиса, фиксируется и на проявлениях Чадобецкого района. Это специфическая воронкообразная форма рудоносных отложений и глубина их распространения, превышающая 500 м; наличие слепых подземных карстовых полостей, заполненных рудными образованиями, наличие в этом районе траппового вулканизма, алмазонасных трубок взрыва. На Чуктуконском месторождении Ю. Д. Сорокиным отмечались мелко и среднеобломочные текстуры, объясняемые автором просадочными явлениями [165]. На проявлении Челинском (в бассейне р. Чели – притока р. Чадобец) в пестроцветных глинах помимо глыб каменистого боксита были встречены обломки конгломерато-брекчий [79]. В чадобецких бокситах отмечались пустоты и прожилки, выполненные гидротермальными минералами (вудхаузит, горсейксит) [53]. «Перевернутый» профиль выветривания, отмечаемый рядом исследователей в линейных корях выветривания, в этом случае может быть нормальной степенью гидротермальной проработки пород в зонах разломов, отражающей воздействие восходящего потока термальных растворов и ослабевающей к периферии от подводящего канала.

Полигенетические карстовые образования. Карстовые образования развиты на территории листа по карбонатным породам рифея и кембрия (дольчиковская, чуктуконская, климинская, вельминская свиты). В поле развития этих пород широко проявлены процессы карстификации с образованием котловин, воронок, суходолов и прочих форм, являющихся вместилищем для рыхлых отложений и полезных ископаемых. Такие формы Р. А. Цыкин [72] отнес к покрытому типу карста, назвав их *карстовыми седиментационными коллекторами* (КСК). По его мнению, развитие перечисленных форм в карбонатных породах протекало под покровом водопроницаемых отложений за счет химического воздействия нисходящих (инфильтрационных) и, в отдельных случаях, при сочетании с восходящими (эксфильтрационными) водами.

В осадочном заполнении КСК различается базальный горизонт, который представляет собой скопление конденсированных остатков растворения карбонатных пород и содержащихся в них нерастворимых включений (кварцитов, жильного кварца, лимонита, прослоев пород). В карбонатных породах образуются линзы, гнезда маршаллита, доломитовой «сыпучки», ожелезнения и омарганцевания. Затем происходит полное растворение кальцита, окисление сульфидов, отмечаются вторичные сферолитовые выделения карбонатов. Образуется известковистая песчано-глинистая масса голубовато-, желтовато-серого, белого цвета с обломками интенсивно выветрелых известняков, кремней. В алевритовой фракции преобладает кварц, реже встречаются опал и халцедон. Глинистая масса, по данным термического анализа, гидрослюдистая, редко появляются серицит, галлуазит, каолинит [116].

Выше располагается компенсационный нормально-осадочный горизонт, часто имеющий мощности более 100 м. В наиболее полных разрезах компенсационного горизонта КСК выделяются 3–4 седиментационных ритма. В низах каждого образуются алевроито-песчаные слои с обломками местных пород, выше наблюдается накопление ферриалитного и глинистого материала, а затем – углистых глин и бурых углей.

На фоне ритмичной нормально-осадочной седиментации в компенсационном горизонте КСК проявились процессы брекчирования и засорения инородными компонентами вследствие просядов и провалов части отложений с локальным нарушением стратиграфических последовательностей. Кроме того, происходили неэоловиальные гипергенные преобразования – каолинизация, ожелезнение, аллитизация [75].

Особенно благоприятным для формирования покрытого карста был теплый субтропический с элементами тропического климат мела и раннего–среднего палеогена. В неогене, благодаря снижению палеотемператур и некоторой активизации тектонических движений, его развитие постепенно затухает.

Многие геологи, изучавшие месторождения Чадобецкой группы, объединяли эти отложения в подбокситовую толщу верхнего мела, сопоставляли эти отложения с верхнемеловыми герфедской свитой Енисейского края, сымской свитой Западной Сибири [17, 78, 82]. По данным А. В. Лейпцига и А. Д. Слукина [40, 41, 60] под бокситоносной толщей Центрального и Пуньского месторождений существуют два седиментационных ритма осадочного заполнения КСК, сложенных альб–туронскими (чадобецкий ритм) и маастрихт–датскими осадками (верхотуровский ритм).

Нами, вслед за А. В. Лейпцигом [40, 41], выделены местные стратиграфические подразделения в ранге толщ альб–туронского и маастрихт–датского возраста.

Альбский–туронский ярусы нерасчлененные. Центральная толща ($K_{1-2}cp$) вскрыта наиболее глубокими скважинами на Центральном месторождении бокситов (№ 150, 211, 213, 246, 294 и др.). В основании разреза отмечаются фациально изменчивые отложения – глины бесструктурные бурые, серые, розоватые песчанистые с обломками сланцев и бурых железняков, пески мелко-среднезернистые с обломками сланцев и траппов, интервалами окремнения и фосфатизации (рис. 11). В средней части ритма отмечаются глинистые и каменистые бокситы с прослоями пестрых (сиреневых, красных, белых) глин, выше залегают лигнитовые глины.

Глины в основном каолининовые с примесью мусковита. Легкая фракция песков состоит из кварца, в тяжелой преобладают циркон, рутил, турмалин, отмечаются пиролюзит и гематит.

Толща залегает на коренных породах или коре выветривания, с размывом перекрывается, чаще всего, маастрихт–датскими осадками.

В палинологических пробах из этих отложений Л. Р. Аухадеевой, Г. В. Байкаловой, Н. И. Филиной [40, 41] были получены спорово-пыльцевые спектры (СПС), которые позволяют отнести основную часть разреза к альбу. В них преобладают многие виды глейхениевых, в том числе типичные для альба виды: *Gleichenia triplex* Bolch., *G. radiata* Bolch. Пыльца покрытосеменных присутствует в незначительных количествах. В верхних частях разреза, наряду с раннемеловыми растениями, появляются представители позднего мела (*Chomotriletes reduncus* Bolch. и др.), что позволяет отнести эти отложения к альбскому–туронскому ярусам.

Формирование отложений толщи происходило, скорее всего, при участии коллювиальных, делювиально-пролювиальных и аллювиальных процессов.

Мощность толщи по данным бурения достигает 50 м [82].

Маастрихтский–датский ярусы нерасчлененные. Подбокситовая толща (K_2-P_1pb) сложена преимущественно отбеленными каолининовыми глинами, углистыми, каолинит-бокситовыми глинами. В верхней части отмечаются рудные тела бокситов. Характерным для толщи является наличие в разрезах 2–3 пачек углей и лигнитов суммарной мощностью до 20 м.

Глины в основном, каолинит-гиббситовые с примесью небольшого количества гидрогетита. Бокситы в нижних частях разреза нормально железистые, в верхах – осветлены, каолинизированы.

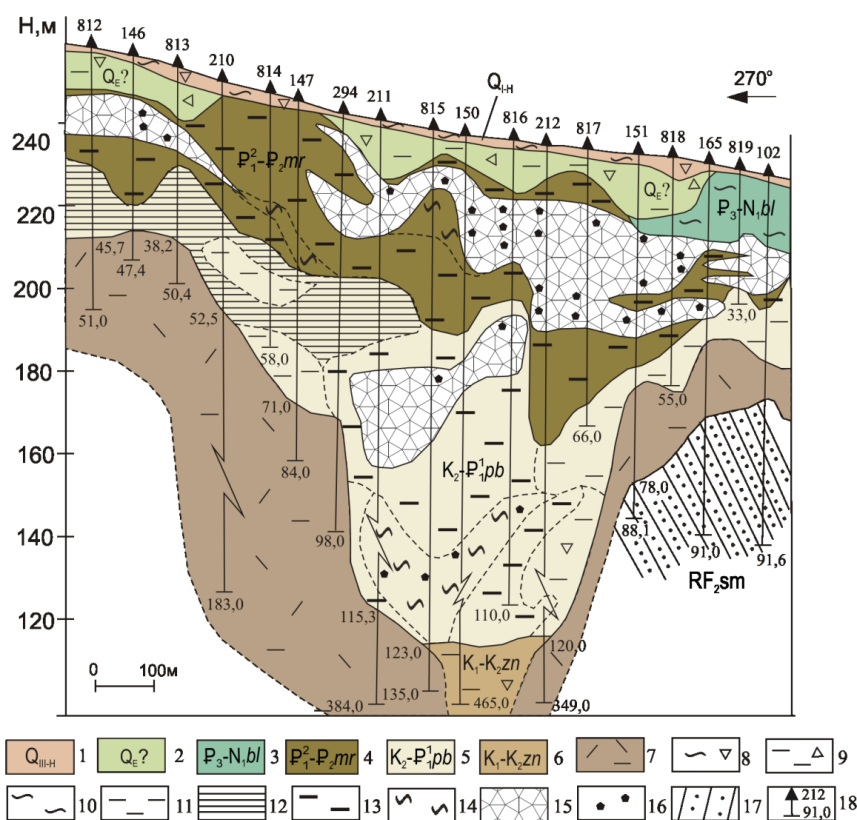
Толща с размывом залегает на альб–туронских отложениях, перекрывается породами муружнинской свиты верхнего палеоцена–эоцена.

При ГДП-50 [82] толща была изучена большим количеством скважин. Типичный разрез вскрыт скв. 25 (прил. 6) на Центральном месторождении бокситов (рис. 11). На отложениях центральной толщи мощностью 5 м залегают (снизу):

1. Боксит желтовато-коричневый рыхлый, в нижней части – рыхло-каменистый, бобовый.....15,8 м
2. Глины бокситовые желтовато-коричневые, прослоями светло-серые, бокситы глинистые15,4 м
3. Боксит рыхлый кирпично-красный бобовый20,2 м
4. Глина бокситовая кирпично-красная, пятнами – желтая песчанистая.....7,8 м

5. Глина лигнитовая черная песчаная с прослоями угля 9,0 м
 6. Глина каолинистая светло-серая жирная, пластичная 3,4 м
 7. Глина лигнитовая серая, пятнами – пестроцветная 2,2 м

Мощность по разрезу 73,8 м.



1 - делювиально-солифлюкционные суглинки, супеси со щебнем; 2 - делювиально-пролювиальные глины со щебнем; 3 - озерные супеси, глины бельской свиты; 4 - глины, бокситы мурожнинской свиты, 5 - глины каолинистые, углистые, бокситовые подбокситовой толщи; 6 - глины бурые, песчаные с обломками пород центральной толщи; 7 - глинистые образования коры выветривания; 8-13 - литология: 8 - суглинки со щебнем, 9 - глины со щебнем, 10 - супеси, 11 - каолиновые глины, 12 - лигнитовые глины, 13 - бокситовые глины; 14-16 - бокситы: 14 - глинистые, 15 - рыхлые, 16 - каменистые; 17 - алевролиты и песчаники семеновской свиты; 18 - скважины, их номера и глубина, м (Л.Г. Анучин, 1992 г.)

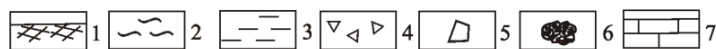
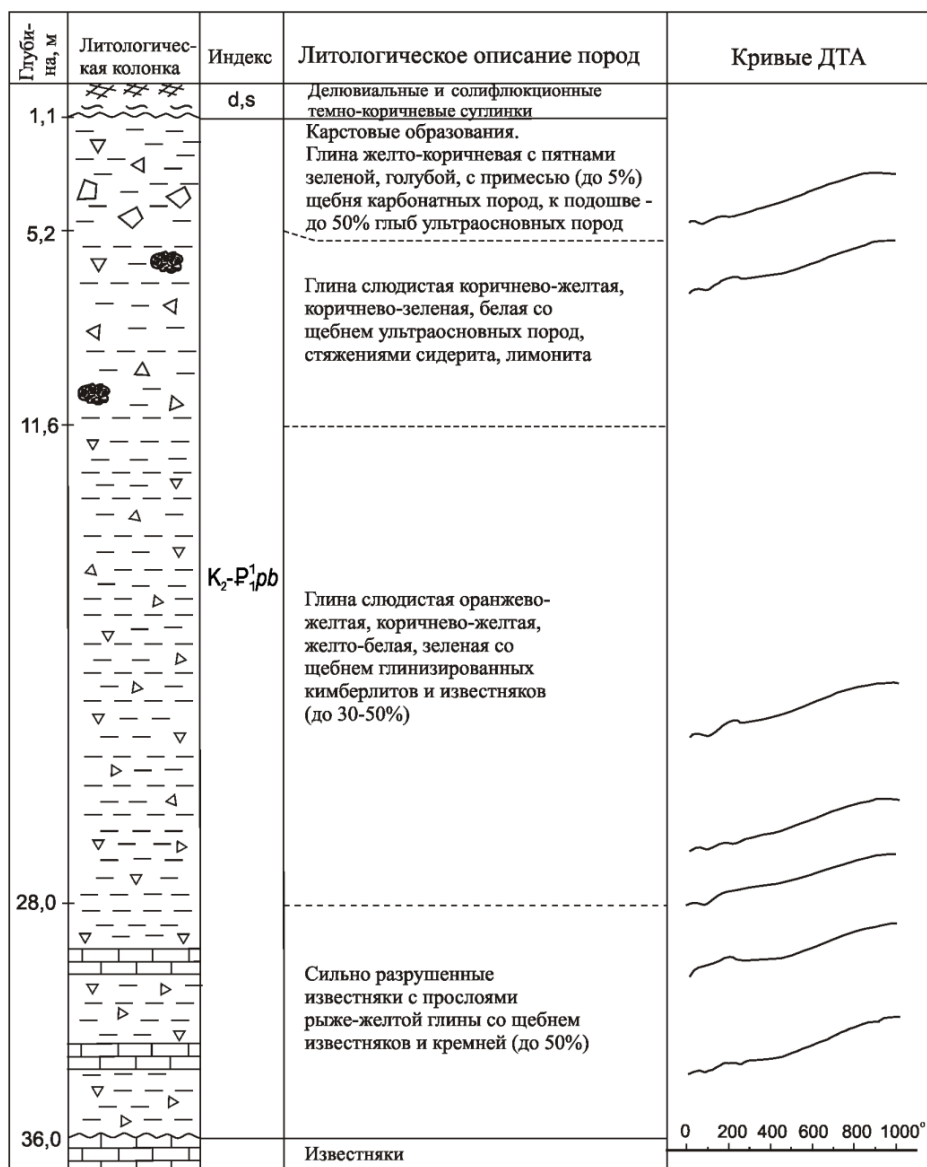
Рис. 11. Геологический разрез по разведочной линии 32 Центрального месторождения бокситов (сост. Н. Н. Попова).

На водоразделе верхних течений рр. Накита и Заптеев Дольчик, по данным Г. А. Мкртычяна, в скважине Ен-16 [147], по данным термического анализа глинистая масса отложений имеет пестрый состав, определен монтмориллонит, гидрослюды, гидроокислы железа и гиббсит (рис. 12).

По данным Л. Г. Анучина, СПС из отложений подбокситовой толщи характеризуются преобладанием пылицы покрытосеменных растений (47,0–63,0 %) с представителями *Proteaceae* (*Beaupreadites*) *elegansiformis* Cook, *Azonia fabaceae* Samoil., *A. recta* (Bolch.) Samoil., *Acer* sp., *Viburnum* sp., *Myricaceae*, *Gothanipollis* sp., *Santaleaceae*, *Liliacidites* sp., *Ericaceae*. Среди споровых растений (37,5–15,0 %) отличаются разнообразием видов папоротники рода *Gleichenia* (*G. laeta* Bolch., *G. umbonata* Bolch., *G. radiata* Bolch., *G. triplex* Bolch., *G. conflexa* Chl.), также отмечены споры *Sphagnum*, *Polypodiaceae*. В составе голосеменных растений (15,5–22,0 %) доминирует семейство *Pinaceae*, в небольшом количестве присутствуют *Cupressaceae*–*Taxodiaceae* и другие хвойные. Возраст их определен как поздний мел.

По результатам проведенного нами ревизионного анализа (палинолог Т. Г. Прошина), эти СПС сопоставляется с таковым из отложений на месторождении Сухое [33] и датируются маастрихт–датом по процентному соотношению групп растений, по составу голосеменных и споровых растений и, в частности, по видовому составу папоротников *Gleichenia*. Кроме того, виды формального рода *Azonia* имеют коррелятивное значение для верхнесенонских и пограничных между верхним мелом и палеогеном отложений, они обогащены также различными видами

протейных, в частности *Beaupreadites*, а формальный род *Gothanipollis* обнаружен в сенонских и мел–палеоценовых отложениях. Обедненный состав комплекса может быть связан с неблагоприятными условиями для захоронения пыльцевого материала.



1 - почвенно-растительный слой; 2 - суглинки; 3 - глины; 4 - щебень, 5 - глыбы, 6 - железисто- карбонатные конкреции; 7 - известняки

Рис. 12. Разрез по скв. 16 (Г. А. Мкртычян, 2005) с результатами термического анализа (ДТА). Дериватограф Q-1500Д, аналитик В. И. Антонова (уменьшено) (сост. Н. Н. Попова).

Формирование толщи происходило, видимо, за счет переотложения продуктов корообразования делювиально-пролювиальным путем в карстовые депрессии. Высокий уровень подземных вод в депрессиях приводил к их периодическому заболачиванию и возникновению прослоев лигнитов и углей.

Таким образом, подбокситовые отложения месторождений Чадобецкой группы представлены альб–туронскими и маастрихт–датскими осадками. В середине верхнего мела (коньяк, сантон, кампан), скорее всего, имел место перерыв в осадконакоплении, о чем свидетельствуют за пределами площади ресилификация бокситов герфедской свиты маастрихт–дата, наличие в кровле нижне-верхнемеловых отложений фации такыровидных глин (месторождения Верхне-туровское, Сухое) [75].

Общая мощность толщи достигает 90 м, максимальные значения отмечаются в центральных частях депрессий, к бортам ее значения уменьшаются, вплоть до выклинивания.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Мурожнинская свита (P_{1-2}^{mr}) широко распространена в пределах всех бокситовых месторождений района и является основной рудовмещающей толщей. Автором мурожнинской свиты является К. В. Боголепов [6], который выделял ее в объеме всего палеоцена и эоцена. В связи с тем, что нижняя граница палеогена перемещена с кровли датского яруса на его подошву (Постановление МСК, вып. 22, 1985) и в палеоцен введен датский ярус, составивший нижнюю его половину, мурожнинская свита в Ангаро-Енисейской серийной легенде ГГК-1000/3 датирована поздним палеоценом–эоценом. К мурожнинской свите отнесена также выделяемая ранее на Чадобецком поднятии ибджибдекская толща, представленная пестроцветными каолинитовыми глинами с линзами бокситов [136].

Мурожнинская свита представлена преимущественно красноцветными каолинит-гидрослюдистыми глинами с обломками выветрелых сланцев, рыхлыми, каменистыми, глыбовыми бокситами, реже – бурыми железняками. Породы свиты с размывом залегают на осадках подбокситовой толщи, образованиях коры выветривания или породах фундамента.

Условно в ней выделяются подрудный и рудный горизонты. Подрудный горизонт сложен песчанистыми каолинит-гидрослюдистыми глинами брекчиевидной структуры с обломками сильно выветрелых сланцев, бурых железняков, иногда кремнистых пород. Песчаная фракция в глинах достигает 35–50 %, представлена, в основном, кварцем. Рудный горизонт представлен преимущественно красноцветными, бурыми глинами каолинитового, гиббсит-каолинитового состава, рыхлыми, рыхло-каменистыми, каменистыми бокситами. Бокситы, в основном, красно-бурые, бобовые, железистые.

Разрез свиты вскрыт скважинами по разведочной линии 32 (рис. 11) на Центральном месторождении [82], где на осадках подбокситовой толщи залегают (снизу):

1. Глина песчанистая пестроцветная.....	1,8 м
2. Боксит рыхлый темно-коричневый бобово-обломочный с мелкими гнездами желтой глины.....	0,8 м
3. Глина бокситовая коричнево-красная с бобовинами и обломками каменистого боксита.....	7,1 м
4. Боксит рыхлый темно-коричневый щебнисто-глыбовый, бобовый с мелкими гнездами желтой глины.....	12,7 м

Мощность по разрезу 22,4 м.

Слабая дифференциация бокситового материала, обломочный характер бокситов, присутствие обломков пестрого состава свидетельствуют о том, что транспортировка продуктов латеритного выветривания из областей сноса в бассейн аккумуляции осуществлялась делювиально-пролювиальным путем.

В районе месторождения Центрального в глинах верхней части свиты СПК характеризуются преобладанием покрытосеменных растений (67–92 %). В палиноспектрах была обнаружена также пыльца вечнозеленых субтропических кустарников: *Myrica*, *Myricaceae*, *Viburnum*, *Casuarina* sp., *Pachysulia* sp., *Procumbetiformis* Samoil., *Proteacidites* sp., *Triporites rhamnoides* (Bolch.), *Sporopollis* sp., *Anacoloidites* sp.; широколиственных пород: *Castanea* sp., *Quercus* sp., *Acer* sp., *Alnus*, *Caprinus* sp., *Corylys* sp. СПК близки выделенным в эоценовых отложениях Мало-Мурожинской впадины [82].

При проведении ГДП-200 в шурфе 299 [93], в ярко-красных пластичных глинах с обломками глинистых бокситов выделен небогатый спорово-пыльцевой спектр, который не является типичным для отложений мурожнинской свиты. В палиноспектрах преобладают голосеменные растения (47,0 %), основное место среди которых принадлежит пыльце ели, а также рода *Pinus* (*P. koraensis*, *P. cembraeformis*, *P. subgen. Haploxyton*, *P. subgen. Diploxyton*), единично встречаются *Cupressaceae–Taxodiaceae*. Пыльца покрытосеменных растений составляет 26,0 %. Она представлена единичными зернами *Triatriopollenites* sp., *Tricolporopollenites* sp., *Myrica*, *Corylus*, *Magnolia*, *Rhus*, *Quercoidites*, *Betula*, *Sterculia* sp. Среди споровых растений (27,0 %) преобладают *Polypodiaceae*, единично отмечены *Cyateaceae*, *Lycopodium*, *Ophyoglossaceae*. Подобный тип спектров для нижнего–среднего эоцена в пределах месторождения бокситов Ибджибдек описывал А. В. Лейпциг [39].

Близкий по составу спорово-пыльцевой спектр выделен при переопробовании желтых глин из скважин, пробуренных при ГДП-50 в левом борту р. Чадобец (уч. Кривоколенный) [82]. В палиноспектрах выделены *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *P. cembraeformis*, часты *Picea* sect. *Eurpicea* и *P.* sect. *Omorica*, *Pinus* subgen. *Diploxylon*, *P. banksianiformis*, вид получивший развитие в мелу, но достаточно типичный для спорово-пыльцевых спектров палеоцена и эоцена, постоянны в небольшом количестве *Podocarpus*, *Abies*, *Cupressaceae–Taxodiaceae*. Споровые растения присутствуют только в нижней части разреза и представлены спорами папоротников *Polypodiaceae*, *Osmunda*, единично спорами плаунов *Lycopodium* и мхов *Sphagnum*. Состав покрытосеменных растений не отличается разнообразием. В небольшом количестве постоянно отмечается пыльца *Betulaceae* (*Betula*, *Corylus*, *Alnus*), *Ulmoidepites*, *Fagaceae*, *Myrica*, *Comptonia*. Наиболее часто встречается пыльца, определенная по искусственной систематике *Triporopollenites* sp., которая вместе с *Triatriopollenites* составляет 16 %. Единично присутствует пыльца *Rhoipites granulatus* (Freder.). Выше по разрезу преобладают пыльца покрытосеменных растений. Возрастает роль *Myrica*, *Comptonia*, *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Ulmus*, появляется в большом количестве *Quercus*. Остается значимой пыльца *Triporopollenites*.

Возраст этого спектра можно определить как эоценовый. Имеется ряд общих черт с нижне-эоценовыми спектрами, описанными И. А. Кульковой и С. А. Лаухиным (1975 г.) на месторождении Порожное на водоразделе рек Иркинеева и Лесной Артюгин, А. Ф. Фрадковой (1995 г.) в нижнем эоцене северо-востока Сибири [33, 70]. Дополнительным подтверждением эоценового возраста осадков является находки среди спор и пыльцы высших растений спор грибов типов *Ceretosporium*, известных в палеоцен–эоцене р. Мурожная и в эоцен–олигоцене у с. Вараковка и *Helmintosporium* (палеоцен–эоцен р. Мурожная) [157]. Таким образом, нами принимается позднепалеоцен–эоценовый возраст мурожнинской свиты.

Тяжелая фракция псаммитов сложена в основном лимонитом (до 86 %), отмечаются гематит, моноклинный пироксен, магнетит, ильменит, анатаз, лейкоксен. В глинистой фракции обнаружены гидрослюды, хлорит, гидрооксиды железа и марганца.

Отложения свиты аналогичны палеоцен–эоценовым делювиально-пролювиальным осадкам алгаштыкской свиты Восточного Саяна, которая также выполняет погребенные депрессии и представлена рыхлыми бокситоносными песчано-глинистыми породами с оглинненными обломками различных пород, с линзами бурых углей и каолинистых глин [74].

Общая мощность мурожнинской свиты весьма изменчива и составляет от 8 до 65 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ОЛИГОЦЕН–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, МИОЦЕН

Бельская свита (P_3-N_{1bl}) занимает обширные площади в верховьях рр. Цемба, Огонь, Накита, на водоразделе рр. Чадобца и Великанды, слагает небольшие участки в пределах Центральной и Чуктуконской впадин. Залегает на породах мурожнинской свиты и представлена озерно-аллювиальными осадками преимущественно зеленовато-серого цвета. В нижней части преобладают озерно-болотные лигнитовые глины, угли, в верхней – озерно-аллювиальные супеси, пески с растительным детритом.

Типичный разрез свиты вскрыт в верховьях руч. Затеев Дольчик скважинами [82] (снизу):

1. Глины песчанистые рыхлые серовато-голубоватые с обломками до 15 % выветрелых алевролитов	8,2 м
2. Глины песчанистые серые, желтоватые рыхлые с галькой кремнистых пород и железистыми стяжениями	7,0 м
3. Глины черные углистые рыхлые	15,0 м
4. Песок мелкозернистый глинистый желтовато-серый, пятнами – обохренный, кварцевый с галькой и валунами кремней	3,0 м
5. Глина песчанистая буровато-коричневая с растительным детритом	3,5 м
6. Суглинок зеленовато-серый, черный с остатками обугленной древесины.....	1,5 м

Слои 1–3 характеризуют нижнюю часть свиты, слои 4–6 – верхнюю. Мощность по разрезу 38,2 м.

В палиноспектрах, выделенных из отложений свиты по скв. 23 (прил. 6), преобладает пыльца покрытосеменных растений (63,5–78,0 %), пыльца голосеменных составляет 6,0–17,0 %, папоротникообразных – 7,5–20,0 %. В целом, комплекс сопоставляется с СПК, выделенными из палеогеновых отложений восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края [6] и относится к олигоцену.

Осадки олигоцена подобного генеза описаны севернее площади на листе Р-47-XXXIV в районе болота Енболак и его северо-западного обрамления, в долинах рек Болак, Левый Енболак, Бедошемо, а также в верховьях реки Полпот [92].

Из отложений свиты в скв. 23 (прил. 6) в правом борту верхнего течения р. Накита [147] на глубине 22,5 м (рис. 13) выделен богатый спорово-пыльцевой спектр (палинолог Т. Г. Прошина), характеризующийся преобладанием пыльцы покрытосеменных растений (60,8 %), среди которых доминируют представители семейств *Fagaceae* (главным образом род *Fagus* – 17,6 %), *Juglandaceae* (род *Juglans* – 13,0 %) и *Ulmaceae* (род *Ulmus* – 7,3 %). В спектре представлена, хотя и в небольшом количестве, пыльца древесных пород теплого и теплоумеренного климата (*Carpinus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Quercus*), а также некоторых тропических и субтропических пород (*Liquidambar*, *Nyssa*, *Hammamelidaceae*, *Ilex*, *Myrica*, *Comptonia*). Пыльца представителей умеренного климата (*Tilia*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*) немногочисленна. Среди голосеменных растений (33,8 %) доминируют сосны *Pinus* subgen. *Haploxyton*, *P.* subgen. *Diploxyton*, в меньшем количестве присутствует пыльца *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Cupressaceae*–*Taxodiaceae*. Содержание спор невелико – 5,4 % (*Polypodiaceae*, *Hepatica*, *Syatheaceae*, *Osmunda*). Данный спектр хорошо сопоставляется с палинокомплексами нижней части бельской свиты, выделенными в Бельско-Рыбинской котловине К. В. Боголеповым [6] и в бассейне р. Чадобец И. А. Кульковой, С. А. Лаухиным [33]; А. П. Левиной [39].

Вверх по разрезу (глубина 12,5 м) в СПК отмечено преобладание голосеменных растений (54,2 %), среди них повышается роль *Picea* и *Abies*. Среди покрытосеменных растений (44,2 %), при сохранившемся доминировании семейства *Juglandaceae*, снижается содержание пыльцы *Fagus* и *Ulmus*, несколько повышается значение пыльцы *Alnus* и *Betula*. Тем не менее, этот спектр также соответствует олигоценовому этапу осадконакопления, поскольку для миоценового этапа характерно доминирование среди покрытосеменных растений пыльцы *Alnus* и *Betula*.

Таким образом, выделенные СПК, скорее всего, соответствуют нижней части бельской свиты и относятся к верхнему олигоцену.

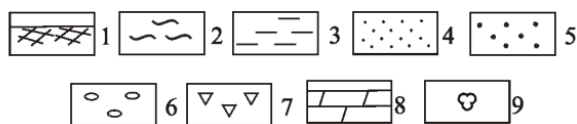
Отложения свиты были изучены по линиям шурфов в правом борту р. Терины (междуречье рр. Терина–Ромова) [93]. Представлены они светло-коричневыми мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песками с прослоями светло-коричневых глин. В СПС преобладает группа голосеменных растений (71,0 %). Разнообразны сосновые: *Pinus* subgen. *Haploxyton* (13 %), *P.* subgen. *Diploxyton* (14 %), *P. cembraeformis* (4 %), *Picea* sect. *Eupicea* (10 %) и *P.* sect. *Omorica* (3 %). Часто встречается пыльца *Tsuga* – 15 %, из них 9 % составляет *Tsuga crispa*, которая сопутствует разнообразному и богатому комплексу различных видов сосен в спорово-пыльцевых спектрах среднего и верхнего олигоцена, нижнего миоцена. Также в составе группы голосеменных растений отмечается пыльца *Cedrus* (5 %), *Podocarpus* (3 %). Пыльца покрытосеменных растений составляет 29 % и представлена в основном пыльцой теплоумеренных видов. Наиболее богато представлено семейство *Juglandaceae* – *Juglans* (7 %), *Pterocarya* (4 %), реже отмечены *Betulaceae* (*Betula*, *Alnus*), *Tiliaceae* (*Tilia*), *Ulmaceae* (*Ulmus*), *Fagaceae* (*Fagus*), *Ericaceae*. В небольшом количестве отмечена пыльца субтропических видов – *Rhus*, *Myrica*, *Comptonia*. Споры растений отсутствуют. Выше по разрезу в спорово-пыльцевом спектре роль доминантной переходит к группе покрытосеменных растений (72 %). Пыльца рода *Juglans* составляет 25 %, *Pterocarya* – 8 %, отмечена пыльца *Carya* (2 %), часто присутствует пыльца *Alnus* (13 %), появляется *Corylus* (3 %), *Ulmaceae* (8 %), *Fagaceae* (2 %). Из субтропических встречается немногочисленная *Myrica*. Из состава голосеменных растений (27 %) исчезают *Cedrus*, *Podocarpus*. Выделенные нами СПС характеризуют отложения нижней подсвиты бельской свиты и указывают на существование в это время хвойно-широколиственных и широколиственно-хвойных лесов с примесью субтропических пород.

Спорово-пыльцевые спектры с высоким содержанием *Betulaceae* и, в частности, *Alnus* при некотором сокращении видового разнообразия широколиственных пород в районе Бельско-Рыбинской котловины Боголепов К. В. [6] объединяет в средний флористический горизонт и относит к верхней подсвите бельской свиты. Палиноспектры, близкие выделенным, И. А. Кульковой и С. А. Лаухиным в Бельско-Рыбинской котловине [33], отнесены к нижней подсвите бельской свиты и сопоставляются с новомихайловской и туртасской свитами Западной Сибири (верхи нижнего–верхний олигоцен). Л. А. Панова описывала спорово-пыльцевые спектры хвойно-широколиственных лесов с большим участием *Alnus*, *Ulmus* и *Picea* для абросимовского горизонта Западной Сибири [50].

На основании всех приведенных данных принят олигоцен–миоценовый возраст бельской свиты.

Общая мощность свиты достигает 50 м.

Глубина, м	Литологическая колонка	Индекс	Литологическое описание пород
1,6		d,s	Делювиальные и солифлюкционные суглинки
4,9		P ₃ -N ₁ b/	Глина зелено-серая с прослоями буро-рыжей, вязкая, плотная, пластичная
			Песок мелкозернистый светло-серый, слабо глинистый с прослоями охристо-рыжего среднезернистого песка мощностью 0,8-2,1 м
12,0			Глина зелено-серая, плотная
12,8			Песок мелкозернистый светло-серый с прослоями охристо-рыжего
15,0			Песок среднезернистый светло-серый с прослоями охристо-рыжего
18,5			Песок среднезернистый буро-серый
22,0			Глина серо-коричневая песчаная с линзами серого песка
24,0			Песок средне- крупнозернистый светло-серый, зелено-серый, в основании с примесью гравия, гальки (до 20-25%)
27,0			Песок мелкозернистый зелено-серый с прослоями охристо-рыжего, слабо глинистый
29,2			K ₁₋₂ zn
33,4		Доломиты	



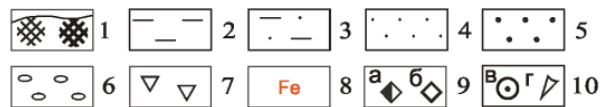
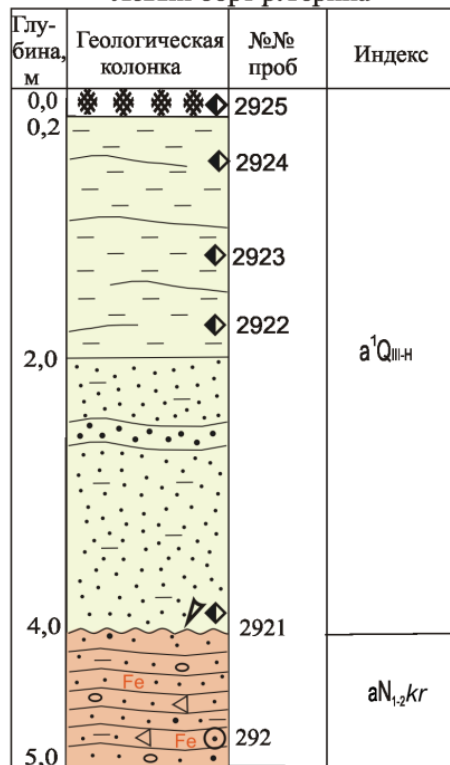
1 - почвенно-растительный слой; 2 - суглинки; 3 - глины; 4 - пески;
5 - гравий; 6 - галька; 7 - щебень; 8 - доломиты; 9 - находки спор и пыльцы

Рис. 13. Разрез бельской свиты по скв. 23 (Г. А. Мкртычян, 2005) (сост. Н. Н. Попова).

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Кирнаевская свита ($aN_{1-2}kr$) выделена в данном районе впервые по бортам Центральной впадины и в левом борту р. Чадобец. Свита очень специфична, представляет собой древний аллювий, содержащий большой процент продуктов переотложения коры выветривания, за счет чего имеет красноцветный, охристо-бурый цвет. Состав аллювия грубозернистый и очень выдержанный.

Расчистка №292
Левый борт р.Терина



1 - почвенно-растительный слой; 2 - глины; 3 - супеси; 4 - пески; 5 - гравий; 6 - галька; 7 - щебень; 8 - лимонитизация; 9, 10 - место отбора пробы на анализы: спорово-пыльцевой (а), термический (б), минералогический (в), микрофаунистический (г)

Шурфы №№310-312
Левый борт р.Чадобец



Рис. 14. Разрезы кирнаевского аллювия (сост. Н. Н. Попова).

Обобщенный разрез (рис. 14) кирнаевской свиты выглядит следующим образом (сверху вниз):

1. Глины горизонтально-слоистые за счет тонких прослоев черного, коричневого, красного, темно-серого цветов.....0,5–1 м
2. Песок крупнозернистый охристо-рыжий слабо литифицированный с примесью (до 10 %) обохренного гравия, мелкой гальки, щебня. Отмечается субгоризонтальная слоистость за счет ориентации гальки и плоского щебня.....1,0 м
3. Гравелито-галечный конгломерат слабо литифицированный охристо-красного цвета, цемент глинисто-песчаный обохренный. Галька в основном мелкая (1–3 см), единичная до 7 см в лимонитовой «рубашке», в составе песчаники, конгломераты, роговики, бурые железняки1,0–2,0 м

Мощность свиты по разрезам не превышает 4,0 м.

В псаммитовой фракции минералогическим анализом установлены моноклинный пироксен, ильменит, лимонит, гранаты (альмандин, гроссуляр-андрадит) и циркон. Встречаются единичные зерна амфибола, анатаза, гематита, лейкоксена, перовскита, рутила, ставролита, турмалина, хромшпинелида, угловатые обломки и плохо окатанные октаэдры хромшпинелида размерами 0,1–0,35 мм.

В глинистой фракции обнаружены гидрослюды, хлорит, гидроксиды железа, вад-псиломелан, цеолиты.

Предположительно аллювий кирнаевской свиты вскрыт также в скважинах в левом борту р. Тарыдак и в левом борту р. Терина, в 4 км ниже руч. Яктан (прил. 7, № 2, 14) [147] под озерными осадками эоплейстоцена–нижнего неоплейстоцена и кочковским аллювием и на глубине 19,5 и 4,65 м соответственно (рис. 15). Отложения песчаного, песчано-глинистого состава бурорыжего, ржаво-коричневого цвета с плохо окатанной галькой ожелезненных пород. В нижней части отмечается косая слоистость (25–30°) за счет тонких прослоев песка разного цвета. Мощность аллювия достигает 7 м.

В правом борту р. Чадобец, в устье р. Пуни, в одной из скважин (прил. 7, № 20) на трещиноватых известняках залегают ожелезненные пески с галькой и щебнем кремней и известняков мощностью 14,0 м [82]. Отложения, скорее всего, также являются кирнаевским аллювием.

О большой древности аллювия свидетельствует значительная уплотненность пород, а также преобладание весьма устойчивых горных пород и минералов в составе крупнообломочного материала и шлиховой фракции.

Отложения свиты традиционно бедны спорами и пылью, на левом борту р. Чадобец в нижних частях красноцветных песчано-гравийных отложений нами были выделены спорово-пыльцевые спектры слабого насыщения (прил. 7, № 28). Характеризуются они преобладанием в общем составе пыльцы голосеменных растений (90 %), среди которых доминирует пыльца различных сосен *Pinus* (*P. subgen. Haploxylon*, *P. subgen. Diploxylon*, *P. cembraeformis*, *P. aff. silvestris*) и ели *Picea* (палинолог Т. Г. Прошина). Содержание пыльцы покрытосеменных растений составляет 20,0 %, из теплоумеренных и субтропических растений единично обнаружена пыльца *Ulmus*, *Fagus*, *Quercus*, *Betula*, *Asteraceae*, *Corylus*, *Carya*, *Myrica*, *Acer*. Травянистые представлены единственно небольшим количеством пыльцы *Artemisia*. Среди споровых растений (26 %) встречаются споры папоротников семейства *Polypodiaceae* и *Ophyoglossaceae*, плаунов *Lycopodium* [93]. Аналогичные спорово-пыльцевые комплексы были описаны А. П. Левиной [38] в районе Чадобецкого поднятия в миоценовых отложениях. Таким образом, по имеющимся палинологическим данным, закартированные отложения можно отнести к кирнаевской свите.

Согласно Легенде Ангаро-Енисейской серии для ГК-1000/3 [136] авторами принят неогеновый возраст кирнаевской свиты.

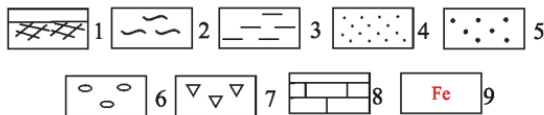
Принятая мощность свиты 14 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования развиты повсеместно и сплошным чехлом покрывают всю площадь листа. Представлены они лимническими осадками, отложениями речных террас и поймы, палюстрием и нерасчлененными элювиальными и склоновыми отложениями.

За основу стратиграфического расчленения четвертичных отложений взята Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) 2009 г. [68], легенда Тунгусской серии Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (второе издание) [137] с учетом дополнений и изменений, внесенных Ангаро-Енисейской серийной легендой Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье издание) [136].

Глубина, м	Литологическая колонка	Индекс	Литологическое описание пород
3,5		d,s	Делювиальные и солифлюкционные темно-коричневые суглинки с прослоями песчанистой глины мощностью 20 см
5,1		1aEkč	Кочковская свита. Песок мелко-среднезернистый серый слабглинистый
7,6			Глина песчанистая с прослоями буро-желтого, зелено-желтого песка
9,2			Песок мелко-среднезернистый серый с прослоями глины мощностью 30 см
10,5			Глина серо-лиловая плотная пластичная
16,6			Песок мелко-среднезернистый светло-серый плохо окатанный, в нижней части с гравием, дресвой доломитов, известняков
18,5		aN _{1,2} kr	Глина светло-серая, палевая плотная пластичная с дресвой, мелким щебнем (до 10%)
19,5			Кирнаевская свита. Глина охристо-бурая плотная пластичная песчанистая с прослоями песка мощностью 10 см, глины с песком, гравием и обожженной галькой, щебнем мощностью 50 см
26,5			
36,4		K ₁₋₂ zn	Карстовые отложения. Глина темно-зеленая, голубовато-зеленая песчанистая слоистая с редкими обломками лимонитизированных пород
			Известняки



1 - почвенно-растительный слой, 2 - суглинки, 3 - глины, 4 - пески, 5 - гравий, 6 - галька, 7 - щебень, 8 - известняки, 9 - лимонитизация

Рис. 15. Геологический разрез по скв. 14 (А. Г. Мкртычян, 2005) (сост. Н. Н. Попова).

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоценовые отложения в изученном районе имеют делювиально-пролювиальный, аллювиальный и озерный генезис и выделены с определенной долей условности.

Делювиально-пролювиальные отложения (дрЕ). На границе неогена и квартера в горном обрамлении Сибирской платформы происходит активизации новейших тектонических движений, очевидно, этот процесс захватывал и относительно спокойные области платформы. В длитель-

но существовавшие эрозионно-тектонические и карстовые впадины в результате плоскостного смыва и действия временных потоков сносился материал со склонов.

При изучении разрезов по горно-буровым линиям, выполненным в результате ГДП-50 на листе О-47-20 [82], выше глинистых осадков мурожнинской и песчано-глинистых отложений бельской свиты иногда картировались зеленовато-серые щелнистые глины (рис. 11, 16). Перекрываются эти осадки четвертичными склоновыми отложениями, паллюстрием и аллювием. Предшественники эти образования на разрезах по скважинам на месторождениях Ибджибдек и Пуня описывали как делювиальные и болотные глины с обломками, однако включали их в состав бельской свиты. Грубый щелнистый состав отложений противоречит озерно-аллювиальному генезису свиты, на основании чего нами эти образования были переинтерпретированы как делювиально-пролювиальные осадки предположительно эоплейстоценового возраста, аналогичные отложениям каспийской свиты Восточного Саяна [52].

Мощность отложений по скв. 25 на месторождении Чуктукон достигает 30 м (прил. 7).

Кочковская свита. *Лимноаллювий* (лЕКџ). В некоторых разрезах предшественников выше неогенового кирнаевского красноцветного аллювия вскрываются сероцветные осадки аллювиального генезиса [147], которые интерпретировались как отложения бельской свиты. В нижнем течении р. Цемба (левого притока р. Терины) в скв. 14 (рис. 15) эти отложения представлены мелко-, среднезернистым серым песком с прослоями песчанистой пластичной глины с примесью дресвы, мелкого щебня (до 10 %) мощностью 16 м (прил. 7, № 14). По положению в разрезе (выше неогеновых осадков) они имеют, скорее всего, более молодой эоплейстоценовый возраст.

За отложения третьей надпойменной террасы предшественниками [82] иногда принимались аллювиальные отложения с гипсометрическими отметками, превышающими высоту этой террасы. Скорее всего, за неоплейстоценовый террасовый аллювий принимались похожие по составу осадки кочковской свиты. Нами в шурфах изучены разрезы подобных отложений.

В районе нежилого пос. Пуня-II шурфом № 3092 вскрыты желто-коричневые плотные, вязкие глины с примесью (до 10 %) песчано-гравийно-галечного материала (прил. 7, № 21). Галька плохо окатана, размером до 10 см, представлена известняками, роговиками, кремнистыми породами. Мощность отложений более 2,8 м. Выделенный палиноспектр характеризуется высоким содержанием пыльцы хвойных растений (70 %). Наряду с видами близкими современным (*Pinus sibirica*, *P. silvestris*) присутствует пыльца экзотических видов сосен *Pinus* subgen. *Haploxydon*, *P. cembraeformis*, *P. subgen. Diploxydon*, *P. aff. silvestris*. Часто отмечена пыльца ели. Споры растения представлены, главным образом, спорами папоротников *Polypodiaceae*, единичны споры плаунов *Lycopodium* и мхов *Sphagnum*. Травянистые немногочисленны (*Compositae*, *Chenopodiaceae*). Выделенный спектр характеризует таежную растительность с участием экзотических сосен, являющейся специфической и существовавшей только в эоплейстоцене.

Близкие спорово-пыльцевые спектры выделены из песчаных глин красно-коричневого цвета с примесью (до 30 %) хорошо окатанной гальки, гравия, щебня кварцитов, кварца, бурых железняков, вскрытых шурфами в левом борту р. Терины (в 3 км ниже устья р. Ромовой) и в правом борту р. Чадобец (в 3 км ниже устья руч. Жерновой) (прил. 7, № 10, 27).

Кочковским аллювием являются, по нашему мнению, и описываемые разными исследователями сероцветные, так называемые «водораздельные галечники», покрывающие плащом пологие склоны и междуречья южнее изученной площади.

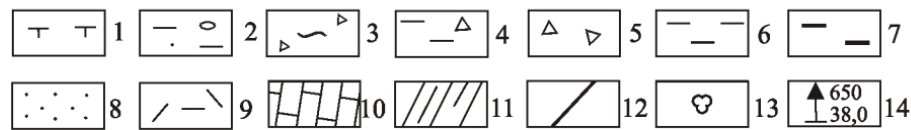
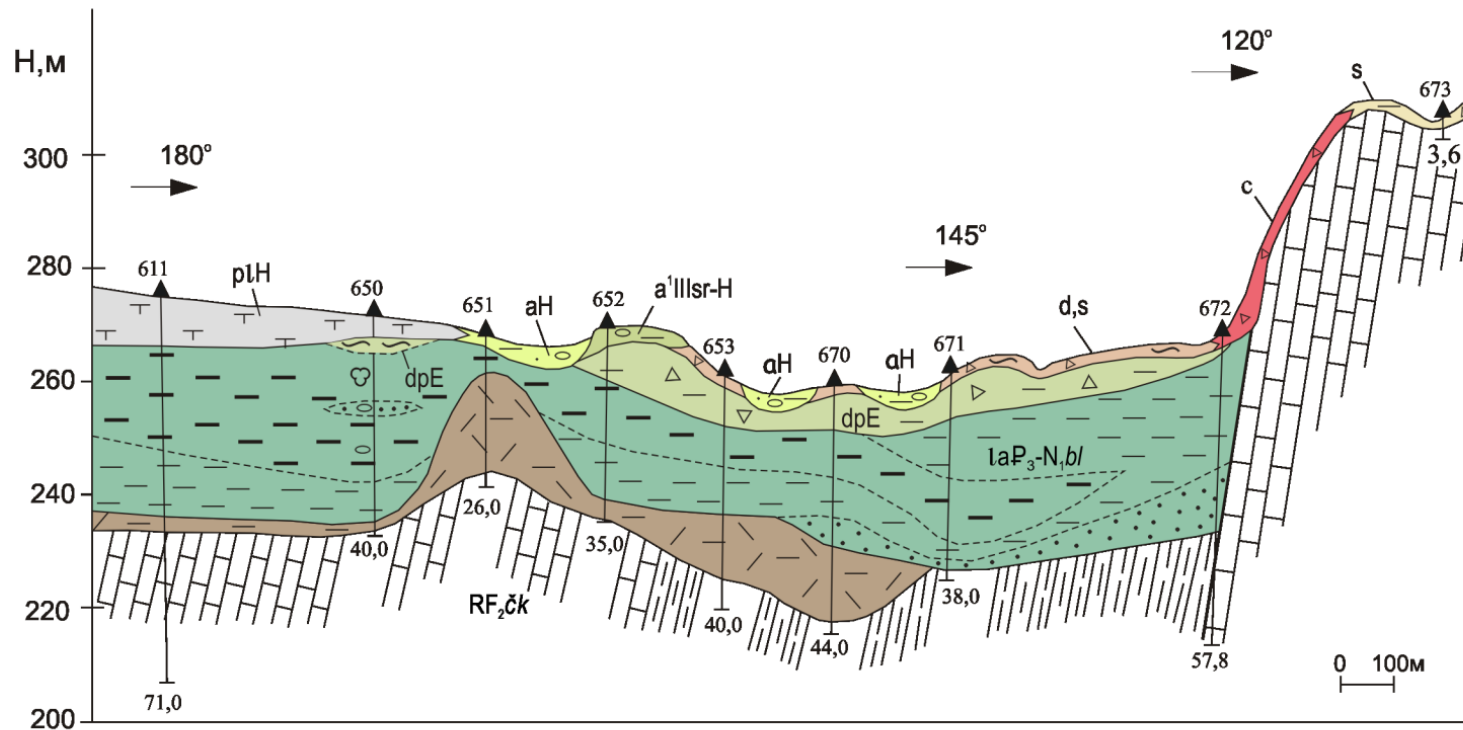
Кочковская свита, преимущественно развитая в приенисейских районах, введена в легенду Ангаро-Енисейской серии к Госгеолкартам масштаба 1 : 1 000 000 (третье издание) в 2008 г. [136]. Согласно легенде и выделенным СПС принят эоплейстоценовый возраст свиты.

Мощность свиты по скважинам достигает 16 м.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Осадки этого возраста представлены *озерными отложениями* (лЕII–I), выделенными в северной части листа.

На листе Р-47-XXXIV, севернее площади работ, в районе болота Енболак профилем буровых скважин [92] под слоем торфа были вскрыты озерные глины мощностью 7,7 м, перекрывающие зеленовато-серые, голубовато-серые пески и глины бельской свиты. Глины желтовато-бурого, серого, голубовато-серого цветов, комковатые с примесью кварцевого песка, гравия, редко гальки кварца.



1 - болотные глины, торф; 2 - аллювиальные глинисто-галечные отложения; 3 - делювиально-солифлюкционные суглинки, супесь со щебнем; 4 - делювиально-пролювиальные глины со щебнем; 5 - коллювиальные древесно-щебнистые отложения; 6-8 - аллювиально-озерные осадки бельской свиты: 6 - глины, 7 - глины детритовые, 8 - пески; 9 - элювий; 10 - известняки; 11 - сланцы; 12 - разлом; 13 - находки спор и пыльцы; 14 - скважины, их номера и глубина (А.Г. Анучин, 1992г.)

Рис. 16. Геологический профиль правого склона р. Терина в верховьях руч. Заптеев Дольчик (сост. Н. Н. Попова).

Из отложений по ряду скважин Л. Д. Гамулевской был выделен палинокомплекс, где преобладают зеленые мхи *Bryales* (53,0–78,0 %), *Sphagnum* (до 50,0 %), *Polypodiaceae* (15,0–37,0 %), печеночные мхи *Riccia* (5,0–7,0 %). Процент древесной пыльцы колеблется от 5,0 до 56 %. Основной фон ее составляет ель (*Picea* sect. *Eupicea*), отмечены зерна ели (экзота из *Picea* sect. *Omorica*), различные сосновые роды *Pinus*, *Betula*. Травянистые составляют 5,0–16,0 %. Количественно в них преобладает мелкая пыльца *Compositae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ephedra*. Такие своеобразные композиции близки спектрам, характеризующим верхние пачки кочковской свиты, и являются показателем развития зеленомошных и сфагновых болот с еловым редколесьем и марево-разнотравными ассоциациями [11]. Возраст на этом основании определен как позднеэоплейстоценовый.

В долинах рр. Тарыдак, Болак, Левый Енболак на листе Р-47-XXXIV были выделены озерные отложения лебедского горизонта неоплейстоцена (llb), приуроченные к гипсометрическому уровню 350 м [92]. Представлены они глиной, серо-коричневым суглинком с прослоями, линзами глинистого песка серого, желтовато-серого цвета. Мощность отложений до 2 м.

Авторы Ангаро-Енисейской СЛ ГГК-1000/3 интерпретируют эти накопления как отложения подпрудных приледниковых бассейнов во время максимального (позднеэоплейстоценового) и более позднего оледенений Сибири, неоднократно затопливающих междолинные пространства [136].

Границы отложений подходят непосредственно к северной рамке листа О-47-IV. В пределах площади листа они выделены как позднеэоплейстоцен–раннеэоплейстоценовые с мощностью до 10 м. Вскрыты они в скважинах в левом борту р. Тарыдак [147], где представлены зеленовато-серым, пепельно-серым мелко-, среднезернистым песком с линзами салатных, зеленовато-серых, темно-коричневых запесоченных глин. Содержат обильный углистый детрит. Осадки залегают на косослоистых буро-ржавых песках кирнаевской свиты или коренных породах. Мощность по скважинам составляет 1,7–2,6 м (прил. 7, № 1, 2).

В верховьях р. Правый Енболак озерные отложения этого возраста вскрыты скважинами [147] и представлены средне-, крупнозернистым зеленовато-серым, буровато-серым полимиктовым песком с примесью до 30 % гравийно-галечного материала песчаников, аргиллитов, кремней. Мощность отложений по скважинам 0,8–2,4 м (прил. 7, № 5, 6).

На листе принята мощность озерных отложений составляет 10 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнее звено

На площади листа отложения представлены аллювием третьей и второй надпойменных террас.

Казанцевский–муруктинский горизонты нерасчлененные представлены *аллювием третьей надпойменной террасы* ($\alpha^3llkz-mr$), который сохранился фрагментарно в приустьевой части р. Заптеев Дольчик, по рекам Пуня, Огонь. Аллювий естественных обнажений не образует, вскрыт многочисленными шурфами и скважинами предшественников. Терраса цокольная, высота уступа – 20–30 м, бровка выражена слабо, площадка имеет уклон 3–5°.

Разрез описан по скв. 340 в правом борту р. Заптеев Дольчик (сверху) [82]:

1. Делювиальные суглинки	0,8 м
2. Песок разномзернистый серый, желтый, ржавый	9,7 м
3. Глина песчанистая зеленовато-серая	2,5 м
4. Суглинки, пески серые темно-серые в основании с галькой песчаников и бурых железняков.....	6,5 м
5. Элювий сланцев	

Мощность аллювия по разрезу 18,7 м.

Минералогическим анализом в отложениях террасы установлены гранаты (альмандин, гроссуляр-андрадит), ильменит, магнетит, лимонит, моноклинный пироксен и циркон. Отмечаются единичные зерна амфибола, анатаза, гематита, лейкоксена, дистена, уваровита, рутила, сфена, ставролита, турмалина, шпинели. Встречаются мелкие серые октаэдры, реже – обломки кристаллов перовскита размерами 0,05–0,12 мм, гладкие октаэдры хромшпинелида размерами 0,1–0,2 мм, угловато-округлые обломки пикроильменита с гладкой смолистой поверхностью. Термическим анализом в составе глин определены гидрослюды, хлорит, гидроксиды железа, марганца, цеолиты (анальцим).

В правом борту р. Терины (в 2 км выше устья р. Затеев Дольчик) отложения террасы представлены серо-коричневой глиной с незначительной примесью гравия и гальки кремней, яшмы

(прил. 7, № 17). В нижней части разреза выделен спорово-пыльцевой спектр, который характеризуется приблизительно равным содержанием древесных и споровых растений – 45,0 % и 48,0 % соответственно (палинолог Т. Г. Прошина). Среди древесных наиболее часто встречается пыльца *Pinus sibirica*, *Picea*, *Betula*, реже – *Pinus silvestris*, *Abies*. Среди споровых доминируют папоротники семейства *Polypodiaceae*, в небольшом количестве споры мхов *Bryales* и *Sphagnum*, споры плаунов лесных *Lycopodium annotinum*, *L. clavatum* и тундровых *L. selago* видов. Из пыльцы травянистых, составляющих лишь 7,0 %, отмечены *Onagraceae*, *Talictrum*. Спорово-пыльцевой спектр отражает существование разреженных таежных лесов (лесотундра), климат был прохладнее современного. Выше по разрезу характер растительности меняется в сторону увеличения облесенности, по-видимому, связанной с потеплением климата. В составе выделенного спектра доминирует древесная группа растений (63,0 %). Наряду с пыльцой кедра и ели многочисленна и пыльца сосны, пыльца березы и пихты единична. Группа споровых растений (30,0 %) представлена теми же видами, что и в низах разреза, отличие в несколько большем содержании спор плаунов за счет уменьшения спор папоротников. Это может быть связано с местными колебаниями в изменении состава растительности. Скорее всего, климат при формировании глин террасы был несколько прохладнее и влажнее современного.

Мощность аллювия до 19,5 м.

Каргинский–сартанский горизонты нерасчлененные представлены аллювием *второй надпойменной террасы* ($\alpha^2\text{IIIkr-sr}$). Терраса хорошо морфологически выражена и широко встречается в долинах основных водотоков. Терраса аккумулятивная, высота уступа – 15–20 м. В составе глинистые мелкозернистые пески светло-коричневые с пропластками пластичной глины, небольшой примесью гравийных зерен (до 5 %), включениями древесного угля. Окатанность хорошая, сортировка слабая.

В псаммитовой фракции минералогическим анализом установлены, в основном, моноклинный пироксен, ильменит, магнетит, лимонит по пириту, гранаты (альмандин, гроссуляр-андрадит) и циркон, единичные зерна амфибола, анатаза, апатита, гематита, корунда, лейкоксена, рутила, ставролита, хлорита, турмалина, эпидота. Встречаются хорошо образованные октаэдры, реже – сростки кристаллов перовскита размерами 0,05–0,1 мм, октаэдрические зерна с шероховатой поверхностью хромшпинелида размерами 0,05–0,35 мм.

В составе глин термическим анализом определены гидрослюды, хлорит, гидроксиды железа и марганца.

В правом борту р. Терины (у пос. Центральный) в отложениях террасы, представленных глинистыми мелкозернистыми песками с прослоями плотной глины, в СПК характерно преобладание древесной группы растений до 82,0 % (палинолог Т. Г. Прошина) (прил. 7, № 18). Преимущественно это пыльца *Pinus sibirica* (36,0 %), *Picea* (32,0 %), часто встречается пыльца *Betula* (13,0 %), редко – *Pinus silvestris*, *Abies*. Содержание травянистых и споровых растений незначительно (8–10 %), видовой состав беден. Спектры характеризуют таежный тип растительности, но в отличие от палинокомплексов из отложений первой террасы, в них значительно выше содержание пыльцы кедра и ниже – споровых растений. Климат при формировании нижних слоев террасы был теплый, но менее влажный. Подобные спектры приводятся Т. Д. Боярской (1967 г.) для отложений второй террасы в верховьях р. Ангары (каргинское время).

В левом борту р. Ангары в пределах палеолитической стоянки Усть-Кова для второй террасы имеются радиоуглеродные даты. Выше устья р. Кова отложения террасы высотой 14–17 м представлены в нижней части разреза песчано-галечными отложениями с валунами, дресвой и глыбами, в верхней – песчано-глинистыми отложениями с псевдоморфозами по полигонально-жильным льдам, солифлюкционными деформациями, скоплениями очажных угольков. Вскрытая мощность отложений 6,8 м. Для двух проб из очажных углей были получены даты 32 865 (СОАН-1690) и 28 050±670 (СОАН-1690) лет, что соответствует каргинскому–сартанскому горизонтам [37].

Мощность аллювия достигает 18,0 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Сартанский горизонт–голоцен. Отложения представлены аллювием *первой надпойменной террасы* ($\alpha^1\text{IIIsr-H}$), развитой в долинах рр. Чадобец, Терина, Пуня. Терраса аккумулятивная с высотой уступа – 9–15 м. В составе галечники, пески, суглинки.

Нами разрез описан в левом борту р. Терина (в 5 км ниже устья руч. Семенов Дольчик) (прил. 7, № 22). В расчистке выше уреза воды отмечаются (сверху):

1. Делювиальные суглинки0,3 м

2. Глина пластичная горизонтальнослоистая за счет тонких (0,1–0,5 см) прослоев черного, красного, темно-серого цветов.....1,7 м
3. Песок мелкозернистый темно-коричневый с прослоями крупнозернистого красно-коричневого песка мощностью 10 см, примесью до 10 % гравия, глины2,0 м
4. Песок крупнозернистый слабо литифицированный красно-коричневый обожженный с примесью гравия, мелкой плохо окатанной гальки (2–3 см), щебня кварца, роговиков, яшмы. Отмечаются фрагменты субгоризонтальной слоистости за счет ориентации плоских галек, щебня более 1,0 м

Мощность аллювия по разрезу более 5,0 м.

В псаммитовой фракции минералогическим анализом установлены, в основном, моноклинный пироксен, ильменит, магнетит, гранаты (альмандин, гроссуляр), единичные зерна оливина, анатаза, лейкоксена, турмалина, эпидота, лимонита, рутила, хромшпинелида, циркона.

Термическим анализом в составе глин определены гидрослюды, хлорит, монтмориллонит, гидрооксиды железа, цеолиты.

В отложениях террасы в низах разреза выделен спорово-пыльцевой спектр с незначительным преобладанием древесной группы растений (57,0 %). Доминирует пыльца березы (66,0 %), почти половину которой составляет пыльца кустарниковых форм, часто отмечена пыльца ели (24,0 %). Единично встречается пыльца кедра, пихты, ольхи. Группа травянистых растений составляет 33,0 % и отличается разнообразием. Отмечена пыльца растений сухих мест обитания: несколько видов *Artemisia* (40,0 %), ряд из которых произрастает преимущественно в северных широтах (*Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Gramineae*). Из пыльцы влаголюбивых растений достаточно часто встречается *Cyperaceae*, отмечаются *Sparganium*, *Talictum*. В небольшом количестве присутствует пыльца разнотравья. Споровые растения немногочисленны (10,0 %), главным образом это споры зеленых мхов *Bryales*, единичны папоротники *Polypodiaceae*, сфагновые мхи *Sphagnum*, *Lycopodium dubium* (*L. pungens*) – растение арктической и альпийской тундры и лесотундры. Спорово-пыльцевой спектр отображает лесотундровую растительность, климат был холоднее современного.

Выше по разрезу происходит изменение в составе растительности. В спорово-пыльцевом спектре содержание древесных резко сократилось (17,0 %), при том же видовом составе. Содержание трав так же несколько сократилось (22,0 %). Преобладающей является группа споровых растений (61,0 %) – это споры папоротников *Polypodiaceae*, зеленых мхов *Bryales*, сфагновых мхов *Sphagnum*, *Lycopodium dubium*. Спектр характеризует тундровую растительность.

Ближние спорово-пыльцевые спектры были выделены в отложениях сартанского горизонта Т. Д. Боярской, Е. А. Малаевой в бассейне р. Ангары [7], С. А. Лаухиным [35] на Ангаре близ устья р. Иркинева [35].

Верхняя часть глинистой пачки накапливалась в условиях более теплых, близких современным. Развитие получила таежная растительность с основной деревообразующей породой елью и богатым покровом из споровых растений – *Polypodiaceae*, *Bryales*, *Sphagnum*.

В составе спорово-пыльцевых спектров из отложений первой и второй террас отмечаются створки диатомовых водорослей. Это представители обитателей пресных водоемов северных широт – род *Eunotia*; пресных, солоноватоводных и соленых водоемов – роды *Amphora*, *Cymbella*, *Fragillaria*, *Pinnularia*, несколько видов *Navicula*, *Hantzschia*, *Melosira*.

В разрезе первой надпойменной террасы р. Чадобец (в 2 км ниже устья руч. Жерновой) (прил. 7, № 26) в глинистых мелкозернистых песках выделены однотипные СПС, которые характеризуются преобладанием древесной группы растений (палинолог Т. Г. Прошина). Среди древесных высокое содержание пыльцы *Picea*, *Pinus sibirica*, *P. silvestris*, меньше *Betula*, *Abies*. Травянистые немногочисленны (не более 5,0 %). Споровые, содержание которых не превышает 30,0 %, представлены *Polypodiaceae*, *Bryales*, *Sphagnum*, лесным видом *Lycopodium annotinum*. Спектры характеризуют таежную растительность, близкую современной, достаточно теплый и влажный климат.

В отложениях террасы южнее изученного района (в д. Яркино на р. Чадобец) известны находки позднечетвертичной ископаемой фауны, принадлежащей *Rinoceros tichorhinus*, *Bison priscus*, *Cervus megaceros*, *Elephas primigenius*, *Eguus caballus* [116].

Терраса встречается редкими обрывками, к тому же отличается от высокой поймы и второй террасы лишь на высоту первых метров. В связи с этим существует трудность ее картирования, некоторые исследователи начинали счет надпойменных террас со второй, принимая ее за первую. Не выделял, скорее всего, первую террасу и С. А. Лаухин, с подачи которого ¹⁴C-дата 24 800±120 лет (ГИН-162) из второй террасы р. Чадобец ошибочно попала в характеристику первой террасы, в результате чего счет террас Ангары был понижен на единицу. Молодые датировки получены действительно из отложений первой террасы. Так, дата 8 960±60 лет (ГИН-

96) определена из пойменной фации аллювия первой террасы в устье левого притока Ангары – р. Белая [71].

С отложениями террасы связаны проявления песчано-гравийного материала. Мощность аллювия достигает 12,0 м.

ГОЛОЦЕН

Отложения представлены палюстрием, аллювием и палюстрием нерасчлененными и аллювием пойменных террас и русел рек.

Палюстрий (рН) на площади листа широко развит в поймах большинства рек, на выположенных склонах, и на водоразделах рек Терины и Цембы, Накиты и руч. Семенов Дольчик, рр. Чадобец и Полпод. Отложения представлены темно-серым илом, в верхней части разреза – буро-коричневыми глинами, черным торфом с включениями растительного детрита. Мощность по скважинам достигает 9 м.

Аллювий и палюстрий нерасчлененные (а,рН) выделены в широких заболоченных долинах с узкой поймой, не выражающейся в масштабе карты. Отложения представлены песками, супесями, буровато-серой глиной со слабо окатанным щебнем кварцитов, кремней, известняков, торфом. В долине р. Чадобец к отложениям приурочено проявление минеральной грязи, представленное черным пахучим вязким илом. Мощность их достигает 10 м.

Аллювий пойменных террас и русел рек (аН) вскрывается выше уреза воды по всем рекам района. Представлен он русловыми (песчано-гравийно-галечными), старичными (супесчано-глинистыми) и пойменными (глинистыми) фациями. Имеются два уровня поймы: низкий (2–3 м) и высокий (4–6 м). Поверхности низкой пойменной террасы часто заболочены, изобилуют озерами, старицами. В связи с этим русла рек в их пределах меандрируют, теряются в широких приустьевых болотинах. Аллювий русловых фаций обнажается реже, например, на левом берегу р. Чадобец, напротив устья р. Пуня, на отрезке 4,5–7,5 м выше устья р. Терина. Элементы слабой сортировки материала появляются только в нижнем течении рек. В местах пересечения трапповых тел в аллювии присутствует плохоокатанный грубообломочный материал со склонов.

Обобщенный разрез аллювия по скважинам [147] выглядит следующим образом (сверху):

1. Суглинок коричневый плотный с тонкими прослоями мелкозернистого песка, в нижней части – гравия 2,5 м
2. Песок полимиктовый коричневый, зелено-серый средне-крупнозернистый плохо окатанный. Отмечаются пропластки песчанистой глины мощностью до 0,2 м, примесь до 30–35 % гравийно-галечного материала песчаников, кварца, дресвы долеритов 1,2–1,7 м
3. Песчано-гравийно-галечные отложения с глиной зеленовато-серой. Галька туфов, песчаников, кварца, отмечается дресва, щебень долеритов, базальтов более 1,2 м

Слой 1 представляет пойменную фацию, слои 2, 3 – русловую.

Минеральный состав глин в основном гидрослюдистый, отмечаются монтмориллонит, пирролизит, хлорит и лимонит.

В тяжелой фракции псаммитов минералогическим анализом установлены магнетит, гранаты (альмандин, гроссуляр-андрадит), моноклинный пироксен, ильменит, циркон, эпидот. Встречаются единичные зерна лимонита, амфибола, анатаза, уваровита, апатита, гематита, дистена, лейкоксена, перовскита, оливина, рутила, ставролита, турмалина, шпинели, хорошо сохранившиеся октаэдры с гладкой поверхностью, сглаженными ребрами хромшпинелида размерами 0,1–0,25 мм.

В долине р. Терина к отложениям приурочены находки пиропов и алмазов, а также проявления песчано-гравийного материала.

Общая мощность отложений достигает 14 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нерасчлененные отложения на площади представлены механогенным элювием и образованиями гравитационного ряда. К гравитационному ряду относятся отложения склоновой денудации, в процессе которой продукты разрушения коренных пород перемещаются под действием силы тяжести. В зависимости от различных механизмов перемещения на площади выделяются несколько генетических типов гравитационных образований: коллювиальный, десерпционный, солифлюкционный и их парагенезы.

Условно принято, что время формирования этих отложений охватывает весь квартал.

Делювий и солифлюксий (d,s) широко развит на пологих склонах по всей площади. Представлен он суглинками, глинами с примесью дресвы и щебня. Подтверждением возраста служат взаимоотношения с другими генетическими типами, а также находка в делювиальных и солифлюкционных отложениях в шурфе на границе и карстовыми отложениями третьего шейного позвонка архара неоплейстоценового возраста (прил. 7, № 13). Мощность отложений достигает 8 м.

Солифлюксий (s). К этому типу относятся отложения, формирующиеся при вязко текучей консистенции грунта и переменном промерзании-оттаивании на склонах крутизной от 2 до 15°. Представлены эти образования суглинками, реже – глинами с примесью неокатанного неотсортированного по размеру обломочного материала местных коренных пород. Отложения характеризуются нередко специфической слоистостью, ориентированной параллельно склону, присутствием торфянистого материала, текстурами течения и смятия. Мощность солифлюксия определяется глубиной сезонного оттаивания грунта и достигает 5 м.

Десерпций (dr) представляет собой обломочный материал, движение которого вниз по склону осуществляется в результате изменения объема обломков под влиянием криогенных факторов. Формирование десерпция происходит на склонах крутизной 5–25°, сложенных породами, которые при выветривании дают крупнообломочный материал. На северных склонах с развитием островной мерзлотой преобладает криогенный десерпций, характерной особенностью которого является льдистость и вертикальная сортировка обломочного материала по крупности. Мощность десерпция достигает 4 м.

Десерпций и солифлюксий (dr,s) приурочен к пологим склонам и представлен суглинками со щебнем и глыбами. Является промежуточным перегенезом между солифлюкционными и десерпционными отложениями. От солифлюксия отличается большим процентом обломочного материала, от десерпция – суглинистого. Мощность отложений достигает 3 м.

Коллювий (c). Отложения развиты по берегам рек на незакрепленных растительностью склонах крутизной не менее угла естественного откоса (35–37°). В районе развит коллювий обвальнo-осыпного генетического подтипа. Осыпной материал (глыбы, щебень, дресва) образует линейные потоки, отдельные конусы или сомкнутые шлейфы у подножия склонов. Здесь же наблюдаются и крупные блоки горных пород, формирующиеся в результате обрушения и дробления крепких пород в нижней части склона. Коллювий развит, в основном, на скальных трапповых склонах долины р. Чадобец, на известняковых склонах долины р. Терины. Мощность накоплений до 3 м.

Элювий (e) отмечается на плоских поверхностях междуречий, образуя остаточные продукты физического выветривания коренных пород. Состав элювия соответствует подстилающим породам. На траппах он представлен бурыми глинами, суглинками, супесями со щебнем и глыбами долеритов, на вулканогенных породах – плотным зеленовато-серым суглинком со щебнем и дресвой туфов, на осадочных породах – мелкообломочным материалом с суглинистым, глинистым заполнителем. Мощность отложений невелика (до 2 м).

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматические породы по составу и возрасту относятся к четырем комплексам:

1. Катангскому долеритовому раннетриасового возраста;
2. Кузьмовскому габбродолеритовому раннетриасового возраста;
3. Агатскому долеритовому среднетриасового возраста;
4. Чадобецкому щелочно-ультраосновных пород мезозойского возраста.

РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Раннетриасовые интрузии района представлены субвулканическими и гипабиссальными образованиями основных пород нормального ряда раннемезозойской толеит-долеритовой формации Сибирской платформы. По петрохимическому и петрографическому составу, контактовым воздействиям на вмещающие породы и металлогенической специализации раннетриасовые интрузии района подразделяются на катангский долеритовый и кузьмовский габбродолеритовый комплексы [42, 137]. Пространственное размещение, морфология и размеры интрузивных тел определяются дизъюнктивными и пликативными структурами территории, а также физическими свойствами вмещающих пород. На современном эрозионном срезе интрузивные образования слагают около 20 % территории (рис. 17).

Катангский комплекс долеритовый (β - $v\beta$, βT_1 , kt) включает слабодифференцированные и недифференцированные интрузии долеритов нормального ряда и относится к группе нерудодносных интрузивных комплексов Сибирской платформы [42]. Интрузии закартированы в северо-западной и юго-западной части площади в бассейне рек Немба, Правого Енболака, верховьях рек Пуни, Бивы и Гайнгды. Распространение интрузий на площади контролируют разломы северо-западного и северо-восточного простираний. В разломах этого направления чаще всего наблюдаются секущие интрузивные тела. По условиям залегания выделяются пластовые, пластово-секущие и секущие тела.

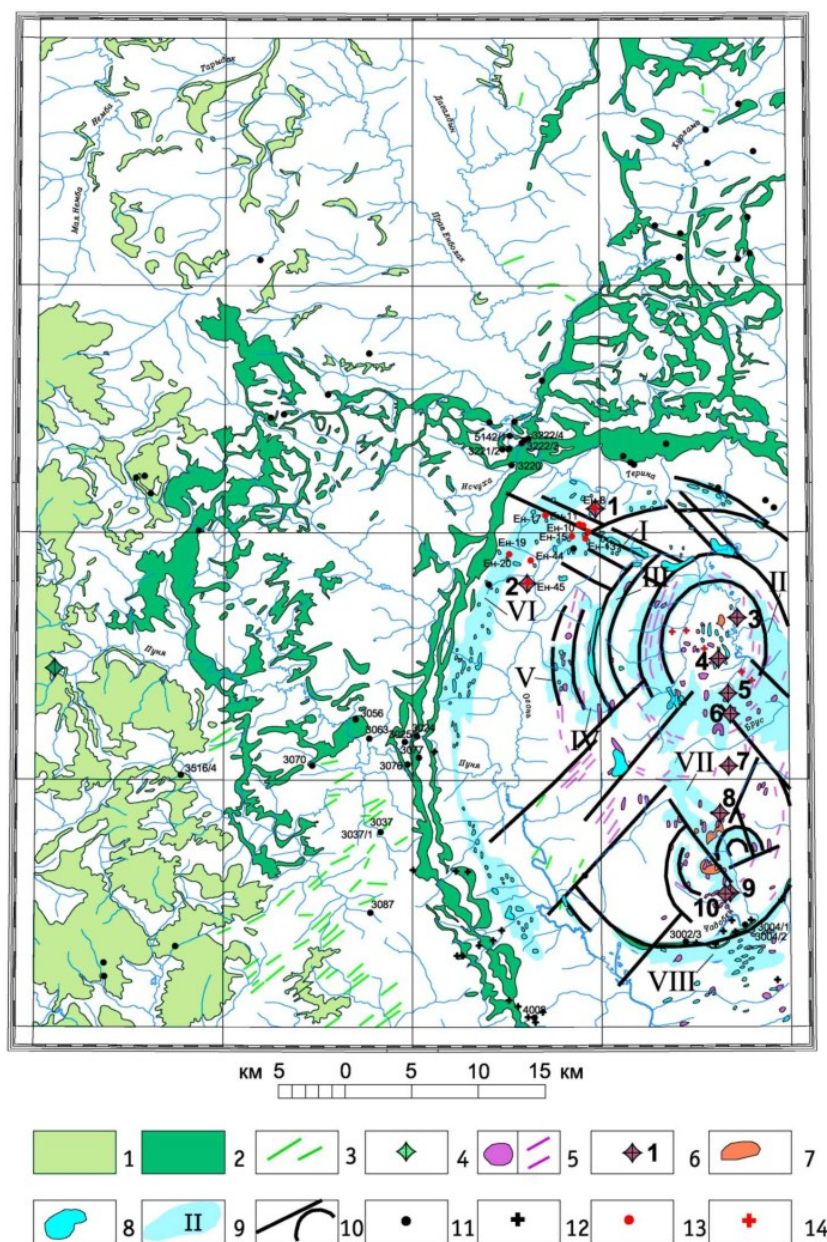
Выдержанные по мощности пластовые интрузии – силлы приурочены к областям развития слоистых терригенно-угленосных отложений перми и карбона. Эта часть стратиграфического разреза наиболее насыщена пластовыми интрузиями комплекса. Мощность силлов изменяется от нескольких метров до 100–120 м. В отложениях венда и кембрия пластовые интрузии долеритов составляют не более 10 % мощности разреза.

Тела сложной морфологии и дайки, в основном, развиты в областях развития туфогенных отложений триаса, интрузии в плане имеют неправильную извилистую, дугообразную, кольцевую форму. Мощность даек меняется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. В рельефе дайки образуют узкие протяженные гряды. На их вершинах встречаются останцы вмещающих пород. В руслах рек и ручьев, которые пересекают дайки, образуются перекаты, в бортах – скальные обнажения. Пластовые интрузии, чаще всего, бронируют вершины пологих гор, на склонах которых образуют ступенчатые уступы высотой 1–3,0 м с небольшими выходами долеритов.

Участки распространения интрузий катангского комплекса, независимо от их формы и мощности, характеризуются положительным средне- и высокоградиентным магнитным полем интенсивностью от нескольких десятков до 1 000 нТл.

Для интрузивных тел комплекса характерна однородность и постоянство состава. Недифференцированные интрузии сложены безоливиновыми и оливинсодержащими долеритами с пойкилоофитовой структурой. В нижних и средних частях слабодифференцированные интрузии сложены оливиновыми долеритами, верхняя часть – безоливиновыми долеритами и габбродолеритами. В эндоконтактных зонах недифференцированных и слабодифференцированных ин-

трузий развиты афанитовые долериты, мелкокристаллические порфиroidные долериты незначительной мощности.



1 - Пластовые, пластово-секущие недифференцированные интрузии долеритов катангского комплекса; 2 - пластово-секущие, секущие дифференцированные интрузии кузьмовского комплекса; 3 - дайки долеритов агатского комплекса; 4 - трубки взрыва сложенные брекчиями, туфобрекчиями основного состава; 5-7 - интрузии чадобецкого комплекса щелочно-ультраосновных пород; 5 - пластово-секущие тела - дайки, жилы, штоки пикритов, слюдяных перидотитов, кимберлитов (без подразделения), 6 - трубки взрыва сложенные кимберлитовыми брекчиями и их номер на схеме (1 - Верхне-Теринская, 2 - Накитская, 3 - Моховая, 4 - Центральная, 5 - Фигурная, 6 - Брусская, 7 - Верхне-Чуктуконская, 8 - Чуктуконская, 9 - Большая, 10 - Малая), 7 - штоки карбонатитов; 8 - наземные положительные магнитные аномалии отражающие магматические образования щелочно-ультраосновного состава (пикриты, перидотиты, кимберлиты) выходящие на поверхность, а также скрытые под четвертичными образованиями или перекрытые продуктами кор выветривания; 9 - площадки с насыщением осадочного чехла магматическими образованиями щелочно-ультраосновного состава и их номер на схеме (I - Верхне-Теринская, II - Семеново-Дольниковская, III - Водораздельная, IV - Верховая, V - Лево-Накитинская, VI - Кольцевая, VII - Чуктуконская, VIII - Чадобецкая); 10 - разрывные нарушения выделенные по геофизическим данным, контролирующие размещение щелочно-ультраосновных пород в пределах Чадобецкого поднятия; 11, 12 - изученные разрезы интрузий основного состава: 11 - работы ГДП-200 и их номер, 12 - материалы предшественников; 13, 14 - изученные разрезы пород щелочно-ультраосновного состава: 13 - работы ГДП-200 и их номер, 14 - материалы предшественников

Рис. 17. Схема расположения магматических образований (сост. А. С. Варганов).

Порфиroidный мелкозернистый долерит состоит из вкрапленников плагиоклаза среди полнокристаллической основной массы, представленной лейстовидным плагиоклазом, в интерстициях которого кристаллизуется пироксен и небольшое количество магнетита. Порфиroidные вкрапленники имеют таблитчатые призматические кристаллы (0,4–1,0 мм), представлены лабрадором, иногда зонального строения. Основная масса породы состоит из лейстовидного сдвойникового лабрадора (0,05–0,2 мм), интерстиции плагиоклаза заполнены сростками клинопироксена (0,02–0,15 мм), который образует ксеноморфные зерна (0,02–0,05 мм) и составляет 1–2 %. Клинопироксен и плагиоклаз в долеритах развиты примерно в равных количествах (70–80 %), оливин чаще всего замещен боулингитом (10–20 %). Из аксессуарных материалов отмечается сфен, титаномагнетит.

Безоливиновые и оливинсодержащие (оливин до 5 %) долериты, чаще всего, сложены лейстовидными, сдвойникованными кристаллами лабрадора размером 0,2–1,2 мм в интерстициях которого кристаллизуются изометричные кристаллы бурого боулингита (0,5–1,0 мм) или агрегаты зеленовато-серого хлорита, образуя офитовую структуру. Зерна светло-коричневого пироксена (авгита) имеют более крупные ксеноморфные зерна размером 1,5–3,5 мм. Клинопироксен выполняет отдельные интерстиции или, чаще всего, образует ксеноморфные зерна с пойкилоофитовой структурой. Магнетит кристаллизуется в удлинённых зернах размером 0,02–0,1 мм. Из аксессуарных минералов в породе отмечаются циркон и апатит, присутствующие в качестве включений (0,01–0,02 мм) в зернах плагиоклаза. Оливин в долеритах образует овальные, округлые идиоморфные зерна (0,15–0,3 мм), замещённые, чаще всего, боулингитом, и составляет в оливинсодержащих породах 2–5 %. Минеральный состав безоливиновых и оливинсодержащих долеритов достаточно постоянный: плагиоклаз – 30–40 %, пироксен – 40–45 %, оливин – 0–5 %; вторичные минералы: боулингит – 5–20 %, хлорит – 1–5 %; рудные минералы представлены ильменитом, реже – титаномагнетитом и магнетитом, и составляют 1–3 %.

Слабодифференцированные интрузии катангского комплекса распространены в западной части площади в верховьях рек Пунчи, Пуни, Бивы. Мощность интрузий измеряется первыми десятками метров. Интрузии в краевых частях, как и недифференцированные тела, сложены афанитовыми порфиroidными породами. Основная часть интрузий состоит из пойкилоофитовых и офитовых, реже – порфиroidных, темно-серых безоливиновых и оливинсодержащих долеритов. Нижние части интрузий содержат шпирь и горизонты долеритов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 10–20 м. В оливиновых долеритах проявлены элементы офито-коккитовой структуры. В пластовой интрузии рр. Бива, Феоконда, Нерюнда отличительной особенностью оливинсодержащих и оливиновых долеритов является присутствие небольшого количества (до 1 %) кварца, который образует мелкие ксеноморфные кристаллы размером 0,02–0,03 мм среди боулингита, развивающегося по трещинам в оливине. В верхних частях слабодифференцированных интрузий долеритов часто наблюдается появление шпиров и мало-мощных горизонтов крупнозернистых безоливиновых габбродолеритов с редкими выделениями зерен кварца, а также горизонтов толеитовых долерит-пегматитов. Особенностью габбродолеритов являются более крупные размеры кристаллов и приблизительно одинаковая степень идиоморфизма во взаимоотношениях плагиоклаза с моноклинным пироксеном. Для пород характерно невысокое содержание оливина или полное его отсутствие.

Толеитовые долериты, долерит-пегматиты слагают небольшие участки в интрузиях верхнего течения р. Пуни и бассейне р. Бивы. Приурочены они к кровлям интрузий. Среди них выделяются среднекристаллические, порфиroidные долериты и долерит-пегматиты. Наиболее распространены среднекристаллические долериты с толеитовой, участками верлитовой или интерсертальной структурой, состоящие из оливково-бурого стекла (1–10 %), лабрадора, авгита и в небольших количествах оливина-гортонолита, большей частью замещённого илдингситом.

Габбродолериты встречаются в верхних частях интрузий. Характерными особенностями габбродолеритов являются более крупные размеры кристаллов и приблизительно одинаковая степень идиоморфизма во взаимоотношениях плагиоклаза с моноклиальным пироксеном. Для пород характерно невысокое содержание оливина или полное его отсутствие.

Микродолериты и афанитовые долериты, образующиеся в краевых частях интрузий, характеризуются приблизительно тем же составом, что и безоливиновые и оливиновые долериты, но отличаются от них микроаллотриоморфнозернистой структурой с порфиroidными выделениями плагиоклаза, реже – оливина, присутствием отдельных зерен кварца, окруженных зернами моноклинного пироксена и обломками вмещающих пород. Структуры микробрекчиевые, атакитовые.

Химический состав пород катангского комплекса близок составу долеритов по Р. А. Дели и среднему составу траппов по А. П. Лебедеву. Содержание основных окислов и их взаимоотно-

шения позволяют относить породы комплекса к группе основных пород нормального ряда натриевой серии (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав интрузивных пород катангского комплекса по скв. 9 (секущая интрузия)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ
1	47,63	1,26	15,79	4,57	5,89	0,20	4,78	12,33	1,95	0,32	0,15	4,28	99,16
2	46,66	1,15	15,20	4,74	6,32	0,19	4,96	12,87	1,76	0,29	0,14	4,51	99,51
3	48,07	1,13	15,80	4,80	5,75	0,15	5,78	11,72	1,83	0,32	0,14	4,36	99,85
4	49,50	1,01	15,72	3,85	6,18	0,13	5,07	11,56	1,76	0,28	0,13	3,96	99,15
5	46,71	1,01	16,61	3,24	8,41	0,18	6,12	11,80	1,74	0,28	0,13	2,49	98,72
6	47,58	1,05	16,81	2,39	9,34	0,18	5,58	11,82	1,70	0,29	0,14	2,55	98,80

Примечание: 1, 2, 3, 6 – долериты оливиновые; 4, 5 – долериты оливинсодержащие.

По величине коэффициента глиноземности породы относятся к умеренно-глиноземистым. Коэффициент фракционирования (железистость) колеблется в пределах 60–70 %. По величине цветового индекса М породы комплекса относятся к мафическим и мафисалическим.

Породы комплекса имеют незначительный диапазон изменения плотности от 1,72 до 2,14 г/см³, при среднем значении – 1,95 г/см³, характеризуются низкими значениями гамма-активности (до 4 мкР/ч). Диапазоны изменения магнитной восприимчивости и естественного намагничивания для большей части изученных образцов составляют, соответственно, (200–2 000)·10⁻⁵ ед. СИ и (200–5 000)·10⁻³ А/м.

Породы комплекса характеризуются повышенным относительно кларка для основных пород средним содержанием Cu, Y, Се и пониженными – Pb, Zn, Co, V, Ni, Cr, Sn, Sr, Nb, P, Mn, La, Li. Наблюдается устойчивая прямая зависимость между содержанием Cu, Zn и Ni; Co, Mo и Ni; P, Cu и Zn; Mo и V; Be, Ti и Zr; La, Ce, Nb, Li, Ag и Y, обратная зависимость между Ti и Ni; Ni и Be (табл. 2).

Наиболее поздними образованиями, прорванными интрузиями на территории листа, являются туфогенные образования учамской свиты нижнего триаса. Определения калий-аргоновым методом пород толеитовой формации не дают однозначного результата. Абсолютные возраста пород из одной интрузии противоречивы и колеблются от 158 до 380 млн лет [137]. Возраст по вышеперечисленным причинам и в соответствии с легендой Тунгусской серии принят как раннетриасовый.

Кузьмовский комплекс габбродолеритовый (β-qv,βT,kz) объединяет интрузии, прошедшие внутрикамерную дифференциацию, в результате которой образована непрерывная серия пород, отличных по петрохимическому составу – от троктолитовых, оливиновых долеритов до оливинсодержащих и безоливиновых габбродолеритов, обогащенных железом, кремнеземом и щелочами [137].

Дифференцированные интрузии комплекса в пределах территории распространены в центральной и северо-восточной части в бассейне реки Исчухи, среднем течении рек Огонь, Пуня, нижнем течении реки Пунча, в верховьях р. Терина и по ее притокам – р. Хурламо и руч. Богатый. Дифференцированная кольцевая интрузия ограничивает вулканотектоническую структуру Чадобецкого поднятия. Площадь выходов на поверхность дифференцированных интрузий составляет около 450–500 км², или 10–12 %. Они приурочены к тектонически активным положительным структурам, образование которых связано с региональными зонами разломов северо-западного и северо-восточного простираний – Ангаро-Тунгусской и Ангаро-Виллюйской. В пределах площади такими структурами, в первую очередь, является Чадобецкое поднятие, Сользаводская горст-брахиантиклиналь с инъективным поднятием руч. Богатого, образующих Сользаводской вал. Преобладающей формой интрузий кузьмовского комплекса являются пластовые тела с мощными дайками, имеющими характер трещинных интрузий. В таком сочетании интрузии образуют сложнопостроенные каркасные пластово-секущие магматические структуры значительной мощности. Мощность отдельных пластовых интрузий составляет не более 100–130 м, секущих тел – от первых метров до 80–150 м. Суммарная мощность интрузий в подобных вулканотектонических структурах достигает 250–300 и более метров. Наиболее насыщена интрузиями верхняя часть стратиграфического разреза, сложенного терригенно-угленосными породами карбона и перми. В этих частях разреза преобладают тела пластовой формы.

Средние содержания химических элементов в магматических породах

№ п/п	Элемент	Порог обнаружения, $\text{п} \cdot 10^{-3} \%$	Кларк* в ЗК, $\text{п} \cdot 10^{-3} \%$	Долериты	Пикриты и кимберлиты										Кимберлиты [139, 140]			
				выборка	скв. Ен-8	скв. Ен-10	скв. Ен-11	скв. Ен-15	скв. Ен-19	скв. Ен-20	скв. Ен-44		скв. Ен-45	Тр. Фигурная		Тр. Брус- ская	Тр. Тайга (лист Р-47- XXXIII)	
					инт. 50- 127 м	инт. 117-178 м	инт. 37-169 м	инт. 115-173 м	инт. 92-114 м	инт. 15-166 м	инт. 24- 60 м	инт.		инт. 76-100 м	скв. 1	скв. 3	скв. 2	выб. 21
												84-118 м	134-182 м					
Основные породы	29 проб	17 проб	25 проб	8 проб	30 проб	10 проб	48 проб	15 проб	18 проб	15 проб	13 проб	127 проб	178 проб	143 проб	54 пробы			
1	Pb	0,1**	0,8	0,6	0,5	0,2	0,2	0,5	0,5	0,2	1	0,8	0,8	1	6	6	5	0,3
2	Cu	0,1	10	20	5	3	3	5	3	3	6	6	6	4	6	6	4	4
3	Zn	2	13	15	10	5	8	10	10	10	10	15	10	8	15	15	8	10
4	Co	0,1	4,5	4	6	5	6	10	5	6	6	6	6	5	3	3	3	4
5	V	0,1	20	20	10	8	10	8	8	8	15	15	20	8	15	15	10	6
6	Cr	0,1	20	10	30	20	30	30	15	15	30	20	30	20	30	50	20	30
7	Ni	0,3	16	6	30	30	30	30	15	15	20	20	20	15	20	30	30	30
8	Ti	1	900	500	800	800	800	600	800	800	>1000	>1000	>1000	>1000	1000	1000	600	800
9	Mn	1	200	100	150	80	100	200	150	150	200	150	200	150	300	300	150	80
10	Mo	0,06	0,14	0,3	0,15	0,1	0,1	0,1	0,15	0,15	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1
11	Sn	0,1	0,15	0,4	0,4	0,15	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,1
12	Ba	10	30	30	40	80	30	60	100	40	60	60	200	80	600	600	300	80
13	Be	0,1	0,04	0,1	0,2	0,1	0,1	0,15	0,3	0,15	0,3	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1
14	Sr	10	44	15	60	30	20	30	60	30	100	100	150	100	40	40	60	40
15	Zr	1	10	15	15	10	10	15	20	15	30	30	30	50	20	20	10	8
16	Nb	0,8	2	0,8	3	1	1,5	2	2	3	3	3	4	4	2	2	1,5	1
17	B	0,5	0,5	0,8	1	2	3	3	1	3	2	3	2	0,6	x****	x	x	2
18	P	40	140	100	100	150	300	400	400	400	300	400	300	200	150	150	60	80
19	Y	1	2	2	3	1	1	1	2	0,01	3	3	4	4	2	2	3	0,5
20	La	3	2,7	-***	6	3	3	5	6	1	6	8	15	10	20	20	10	x
21	Ce	8	0,45	-	8	8	-	8	8	-	6	8	10	10	20	20	30	x
22	Sc	0,6	2,4	1,5	0,8	-	-	-	1	5	1	0,8	1,5	1,5	x	x	x	0,5
23	Li	1	1,5	1,5	4	2	1,5	2	6	8	4	5	2,5	2	2	2	0,8	3
24	K	0,6	0,83	0,6	0,4	1	1,5	1,5	1	-	0,8	0,8	0,8	0,6	3	3	0,6	x

№ п/п	Элемент	Порог обнаружения, п. 10 ⁻³ %	Кларк* в ЗК, п. 10 ⁻³ %	Долериты	Пикриты и кимберлиты									Кимберлиты [139, 140]				
				выборка	скв. Ен-8	скв. Ен-10	скв. Ен-11	скв. Ен-15	скв. Ен-19	скв. Ен-20	скв. Ен-44		скв. Ен-45	Тр. Фигурная		Тр. Брус- ская	Тр. Тайга (лист Р-47- XXXIII)	
					инт. 50- 127 м	инт. 117-178 м	инт. 37-169 м	инт. 115-173 м	инт. 92-114 м	инт. 15-166 м	инт. 24- 60 м	инт.		инт. 76-100 м	скв. 1	скв. 3	скв. 2	выб. 21
					84-118 м		134-182 м											
Основные породы				29 проб	17 проб	25 проб	8 проб	30 проб	10 проб	48 проб	15 проб	18 проб	15 проб	13 проб	127 проб	178 проб	143 проб	54 пробы
25	Na	0,1	1,94	1,5	0,1	0,15	0,1	0,15	-	1,5	0,3	0,4	0,5	-	0,8	0,8	0,4	х
26	Ca	0,1	6,72	1,5	>10	>10	4	5	>10	1	8	8	>10	>10	10	10	х	х
27	Mg	0,1	4,5	2	3	4	6	8	8	0,2	10	10	8	6	8	8	х	х
28	Al	0,1	8,76	8	3	0,2	0,1	0,6	0,8	5	4	4	5	3	3	3	1,5	х
29	Fe	0,1	8,56	8	6	4	4	5	5	10	6	6	6	6	5	5	6	х

Примечания. * Кларки в земной коре (ЗК) приведены по данным А. П. Виноградова (1962 г.). ** Содержания микроэлементов даны в п. 10⁻³ %; петрогенные К, Na, Са, Mg, Al, Fe, Si – в п. %. *** Содержания элементов ниже порога обнаружения. **** Элементы не анализировались.

На площади интрузии фиксируются высокоинтенсивными отрицательными магнитными аномалиями (полями) интенсивностью от нескольких десятков до 1 000 нТл, каркасные интрузии создают переменное высокоградиентное магнитное поле, которое довольно четко выделяется в материалах аэромагнитной съемки.

Для интрузий Кузьмовского комплекса, как и для интрузивных тел катангского, характерна та же последовательность дифференциации пород по разрезу. Нижние части интрузий сложены оливиновыми долеритами. Выше по разрезу наблюдается постепенный переход оливиновых пород к оливинсодержащим и безоливиновым габбродолеритам с кварцем и гранофиром и далее к пегматоидным габбродолеритам и феррогаббро. Типичных феррогаббро, которые характерны для полнодифференцированных интрузий в «стратотипических» разрезах р. Кузьмовки [42], в пределах исследованного района не встречено.

Секущие и пластово-секущие интрузии комплекса сложены оливинсодержащими, оливиновыми долеритами. Пегматоидные долериты, кварцсодержащие габбродолериты, троктолитовые долериты в этих интрузиях встречаются в виде маломощных горизонтов и шпиров. Секущие интрузии, чаще всего, в своем разрезе не имеют крайних дифференциатов.

В пластовых интрузиях, в бассейне рек Исчухи и Пунчи, образующих Исчуха-Пуньскую вулканотектоническую структуру, в оливиновых и оливинсодержащих долеритах в верхних частях разреза повсеместно наблюдаются шпирь и горизонты пегматоидных габбродолеритов мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров.

В верхнем течении р. Хурламо изучены фрагменты фронтальной части Сользаводской дифференцированной интрузии. Нижние горизонты интрузии не обнажены. Интрузивное тело сложено оливиновыми долеритами. Выше по разрезу наблюдается постепенный переход к оливинсодержащим долеритам и габбродолеритам. Феррогаббро с кварцем и к гранофиром и пегматоидные габбродолериты приурочены к кровле интрузии. В приконтактной зоне установлены гранат-магнетитовые скарны. Видимая мощность интрузии около 70–80 м.

Кольцевая интрузия по периферии Чадобецкого поднятия представляет собой серию сближенных пластовых интрузий, соединенных вертикальными дайками, залечивающими структурообразующие разломы Чадобецкого поднятия. Ширина выходов на дневную поверхность пластовых интрузий меняется от 2,0 до 3,5 км. В юго-западной части поднятия в бассейнах рек Ибджибек и Накуми закартированы три разрозненных субпластовых тела в различных горизонтах карбонатных отложений. Мощность тел меняется от 40 до 60 м. Интрузии сложены оливиновыми долеритами. В верхних частях интрузий, на водоразделах, в элювиальных развалах встречаются безоливиновые долериты с кварцем и гранофиром.

В верхнем течении р. Ламнан в приподошвенной части пластовой интрузии, залегающей в отложениях оленчиминской свиты среднего кембрия, установлен горизонт троктолитовых долеритов (т. н. 4008 [93]). Верхняя часть пластовой интрузии не обнажена.

В береговых обнажениях р. Пуни выше поселка Пуня-2 кольцевая интрузия образует три разобщенных тела мощностью не более 20–30 м. Нижние две интрузии, залегающие в карбонатных отложениях нижнего и среднего кембрия, сложены оливиновыми и оливинсодержащими долеритами. Верхняя интрузия образует межформационный силл между отложениями кембрия и карбона. Кровля интрузии представлена оливинсодержащими долеритами с кварцем и гранофиром (т. н. 3025 [93]).

В северной части Чадобецкого поднятия кольцевая интрузия образует единое субпластовое тело мощностью около 130 м. Интрузия в нижних частях разреза обогащена оливином до образования троктолитовых разностей, в верхних же частях интрузии появляются шпирь и маломощные горизонты габбродолеритов, разностей с кварцем и гранофиром, кроме того, в кровле интрузии встречаются шпирь оливиновых толеитовых долеритов. Залегание тел в юго-западной и северной частях кольцевой интрузии субгоризонтальное, чаще всего, согласное, полого-секущее. По р. Терине и в северном борту поднятия падение интрузии на северо-запад и север под углом 30°.

Во внутренних частях Чадобецкого поднятия установлена только одна интрузия основного состава, закартированная в береговых обнажениях р. Чадобец выше и ниже по течению от устья руч. Жернового. Она представляет собой маломощное тело на границе венда и нижнего кембрия и, возможно, залечивает кольцевой разлом. Тело прослеживается по материалам наземной магнитной съемки цепочкой знакопеременных аномалий, образующих единую узкую полосу протяженностью порядка 15–16 км, от пос. Пуня до восточной рамки листа. Мощность дайки не превышает 6–8 м. В береговом обнажении на правом берегу р. Чадобца в 5,0 км выше поселка Пуня в интрузии установлены секущие карбонатитовые жилы. Максимальная мощность жил не превышает 15–20 см. Жилы сложены кальцитом и доломитом с примесью биотита, барита,

апатита и гематитизированного рудного вещества. На всем протяжении маломощная интрузия сложена мелкозернистыми оливиновыми долеритами, содержащими слюду (уралит) до 2–5 %.

Долериты во всех изученных обнажениях отличаются постоянством и представлены мелкозернистыми породами темно-серого цвета. Текстура массивная. Структура пойкилоофитовая, офитовая, мелкозернистая, порфирировая. Минеральный состав: моноклинный пироксен – 40–45 %, плагиоклаз – 27–48 %, оливин – 5–7 %, кварц – 1 %; вторичные: боулингит – 1–11 %, уралит – 2–5 %, магнетит – до 1 %; акцессорные минералы: апатит, циркон. Порода состоит из изометричных зерен слабоокрашенного в коричневый цвет клинопироксена размером 2–5 мм с включениями изоморфных лейстовидных сдвойникованных кристаллов плагиоклаза (0,5–1,5 мм) и округлых зерен оливина (1,5–2,0 мм). Клинопироксен представлен авгитом (угол угасания $N_g=44^\circ$, угол $2V=+60^\circ$), в некоторых участках авгит разлагается с образованием волокнистого уралита и тонкой сыпи магнетита. Плагиоклаз представлен лабрадором № 50. Оливин кристаллизуется в овальных трещиноватых зернах (0,5–1,0 мм) в интерстициях плагиоклаза. Апатит и циркон дают тонкие призматические кристаллы 0,02 мм в зернах плагиоклаза.

Обобщенный разрез кольцевой дифференцированной интрузии Чадобецкого поднятия, изученной по естественным обнажениям, с учетом материалов предшествующих работ [82, 115, 179] выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Троктолитовые долериты	0–10 м
2. Оливиновые долериты, зонально с биотитом	30–40 м
3. Оливинсодержащие долериты	30–60 м
4. Оливинсодержащие долериты со шлирами габродолеритов, разности с кварцем и гранофиром	0–10 м
5. Долериты мелкозернистые с микропегматитовым девитрифицированным стеклом в мезостазисе	0–5,0 м

Долерит троктолитовый (шлиф 3125) состоит из зерен клинопироксена неправильной формы (0,4–5 мм), округлых зерен оливина (0,1–0,4 мм), идиоморфных чешуек биотита и идиоморфных призматических сдвойникованных кристаллов плагиоклаза (0,2–1,5 мм), отдельные индивиды плагиоклаза в форме таблитчатых кристаллов размером 2,5 мм. Текстура массивная. Структура пойкилоофитовая, среднезернистая. Минеральный состав: плагиоклаз – 30–50 %, клинопироксен – 25–40 %, оливин – 20–25 %, биотит – 0–4 %; вторичные минералы: хлорит – 8–15 %, боулингит – 1–3 %; рудные минералы: магнетит – 2–3 %; акцессорные минералы: апатит, циркон. Клинопироксен – коричневый авгит, незначительно хлоритизирован, плагиоклаз – лабрадор. Оливин – хризолит с содержанием 88 % форстеритовой молекулы, угол $2V=90^\circ$, по трещинам развивается бурый боулингит. Хлорит образует вокруг оливина тонкие каемки. Биотит бурый, чаще – хлоритизированный. Магнетит дает равномерную вкрапленность кристаллов размером 0,3–0,05 мм. Акцессорные минералы: апатит и циркон присутствуют в плагиоклазе в виде включений размером 0,02 мм.

Оливиновый долерит (шлиф 3199) состоит из каркаса изоморфных, лейстовидных, сдвойникованных кристаллов плагиоклаза – лабрадора (0,5–4 мм), в интерстициях которого кристаллизуются овальные, трещиноватые кристаллы оливина (3,5–4,5 мм) и идиоморфные призматические и таблитчатые кристаллы клинопироксена (0,5–3,5 мм). Части интерстиций нацело заполнены бурым и желтым боулингитом с густой сыпью мелкого магнетита и тонкочешуйчатого хлорита, в который раскристаллизовывается хлорофеин. Интерстиции с боулингитом имеют размер – 0,5–2 мм. Краевые части кристаллов плагиоклаза замещаются тонкочешуйчатым хлоритом. Оливин содержит включения мелких кристаллов плагиоклаза и пироксена. Магнетит образует ксеноморфные зерна размером 0,2–1,0 мм, заполняя интерстиции плагиоклаза. С магнетитом соседствует решетчатый ильменит (до 1,0 мм). Апатит встречается в качестве включений в плагиоклазе. Текстура массивная. Структура офитовая, среднезернистая. Минеральный состав: клинопироксен (30–45 %), плагиоклаз (30–35 %), оливин (5–8 %). Вторичные минералы: боулингит (10–15 %), хлорофеин (3–5 %). Рудные минералы: магнетит (5–6 %), ильменит (1–3 %). Акцессорный апатит – знаки.

Оливинсодержащий долерит состоит из порфирированных вкрапленников таблитчатого плагиоклаза (лабрадора) размером 1–2,5 мм и полнокристаллической мелко-среднезернистой основной массы. Она сложена лейстовидным сдвойникованным плагиоклазом, образующим каркас, в интерстициях которого раскристаллизован мелкий пироксен, оливин и магнетит. Текстура массивная, такситовая. Структура пойкилоофитовая, офитовая, порфирированная. Состав: моноклинный пироксен (40–45 %), плагиоклаз (24–35 %), оливин (0–5 %). Вторичные минералы: боулингит (2–10 %), хлорит (1–3 %), уралит (0–1 %). Рудные минералы: магнетит, ильменит (3–7 %). Акцессорные минералы: апатит – доли процента. Плагиоклаз основной ткани – лабрадор, представлен зернами 0,2–0,5 мм. Оливин образует округлые зерна размером 0,2–1,0 мм, содер-

жит 60 % фаяитовой молекулы. Пироксен – авгит имеет размеры 0,5–5,0 мм. В интерстициях плагиоклаза отмечается небольшое количество кварца в изометричных зернах с неровными корродированными границами, размером 0,1 мм. Кроме того, кварц образует с плагиоклазом микропегматитовые сростки, которые участками деанортозированы до олигоклаза № 15. По трещинам в оливине развивается боулингит. Магнетит образует изометричные зерна размером 0,2–1,0 мм. Титаномагнетит встречается в единичных зернах и образует пластинчатые структуры распада.

Безоливиновый долерит с кварцем и гранофиром (шлиф 3024) наполовину сложен идиоморфным, лейстовидным, сдвойникованным плагиоклазом, образующим кристаллический каркас, в интерстициях которого кристаллизуются единичные монокристаллы клинопироксена, создающие офитовую структуру или несколько кристаллов с гранулитовой структурой. Текстура массивная. Структура офитовая, гранулоофитовая. Минеральный состав: плагиоклаз – 45–60 %, клинопироксен – 30–40 %; вторичные минералы: боулингит – 10–20 %, хлорит – менее 1–2 %; рудный минерал – магнетит; аксессуарный минерал – циркон (единицы знаков). Клинопироксен – авгит дает изометричные удлиненные зерна размером 0,5–1,2 мм, плагиоклаз – лабрадор образует лейсты размером 0,5–2,0 мм. В интерстициях встречаются зерна изометричной формы размером 0,15 мм, состоящие из гранофировых сростков калишпата и кварца. Клинопироксен частично замещен боулингитом. Магнетит образует вкрапленники неправильной формы, повторяя форму интерстиций, которые он выполняет – 0,2–0,8 мм. Циркон встречается в виде мелких призматических включений в кристаллах плагиоклаза.

Габбродолериты – среднезернистые породы обычно лейкократового облика. Структура офито-габбровая. Минеральный состав: плагиоклаз (лабрадор) – 40–60 %, клинопироксен (пижонит, пижонит-авгит) – 30–35 %, оливин – 0–2 %, кварц и микропегматит – 1–3 %; рудные: магнетит, ильменит – 1–5 %; вторичные минералы: роговая обманка, идингсит, боулингит, хлорит, биотит; аксессуарный минерал – апатит. Плагиоклаз и клинопироксен образуют удлиненно-призматические и таблитчатые кристаллы размером до 5 мм. Оливин представлен изометричными кристаллами до 3 мм, содержится в незначительном количестве. Рудные минералы образуют изометрические ксеноморфные кристаллы размером 0,1–1,5 мм.

Феррогаббро характеризуются высоким содержанием магнетита, в пределах 5 % и более. Пегматоидные габбродолериты отличаются крупнозернистым строением.

Контактовые изменения с интрузиями Кузьмовского комплекса во многом зависят от формы, размеров интрузий и состава вмещающих отложений. Более значительным изменениям подвержены карбонатные, глинисто-карбонатные породы на контактах с полно дифференцированными массивами. В этом случае, как правило, образуются зоны скарнов с магнетитовым оруденением. Подобный тип изменения установлен на севере площади во фронтальной части Сользаводской интрузии, где в карбонатизированных туфогенных образованиях триаса наблюдаются скарны с магнетитовым оруденением. В других случаях в приконтактовых зонах интрузии наблюдаются незначительные изменения, которые выражены в ороговикании аргиллитов к алевролитов, слагающих отложения перми и карбона. По ним образуются тонкозернистые, желто-серые пироксен-плагиоклазовые роговики. Иногда, локально, образуются бухиты по песчаникам. В туфах учамской свиты нередко отмечается интенсивная цеолитизация, хлоритизация и карбонатизация. Цеолиты (стильбит и натролит) образуют в туфах гнезда радиально-лучистых агрегатов кристаллов длиной 1–4 см и прожилки – до 1–2 см. В приконтактовых зонах кольцевой интрузии Чадобецкого поднятия наблюдается мраморизация карбонатных пород, по глинистым породам образуются пятнистые роговики. Мощность зон измененных вмещающих пород на контактах интрузий Кузьмовского комплекса варьирует от нескольких см до 1,5–2,0 м. Зоны кальцитизации и цеолитизации в туфах учамской свиты достигают нескольких метров.

Среднее содержание основных окислов в породах Кузьмовского комплекса соответствуют среднему химическому составу катанского комплекса. Это свидетельствует о том, что разнообразие петрографических разновидностей в интрузиях Кузьмовского комплекса обусловлено условиями застывания и кристаллизации расплава в конкретной геологической обстановке и дифференциацией в промежуточных очагах, а не различиями состава исходных расплавов интрузивных комплексов.

Интрузивные образования площади находят свое отражение в материалах аэромагнитной съемки. Катангский комплекс долеритов относится к группе нормально намагниченных траппов. Им соответствуют положительные магнитные аномалии 500–800 нТл. Индуктивная и остаточная намагниченность изменяется в широком диапазоне – от $10 \cdot 10^{-3}$ до $100 \cdot 10^{-3}$ А/м и более. Интрузии Кузьмовского комплекса обладают обратной полярностью вектора намагниченности, создают отрицательные аномалии с высокими градиентами. Значение индуктивной и остаточ-

ной намагниченности достигают $1\ 000 \cdot 10^{-3}$ А/м. Характер и интенсивность магнитного поля зависит от горизонтальной и вертикальной мощностей, формы залегания, а так же от магнитных свойств вмещающих пород. Более однозначно выделяются на площади в магнитном поле одиночные и мощные секущие интрузии. К таким интрузиям относятся кольцевая интрузия Чадобецкого поднятия, Сользаводская интрузия и ряд секущих интрузий в долине рек Нембы и Тарыдака. Над ними фиксируются линейно-вытянутые (или цепочки вытянутых) магнитные аномалии интенсивностью ± 100 нТл и более. Кольцевая интрузия в юго-восточной части (от рамки до р. Пуни) имеет сложное строение и разбивается на два тела прямой и обратной намагниченности. Нижнее тело, вероятно, представлено интрузией катангского комплекса, которая была вскрыта шурфами в районе рр. Великанды и Ламнан. На площадях развития пластовых интрузий наблюдается спокойное или слабо изрезанное магнитное поле различной интенсивности. Таким полем характеризуются субформационные интрузии катангского комплекса в западной и юго-западной части площади в бассейне рек Пуни и Бива. Мощные каркасные интрузии кузьмовского комплекса отражаются высокоградиентными знакопеременными магнитными полями. К ним относится Сользаводская интрузия и интрузии Исчуха-Пуньской вулканоструктуры.

Результаты химических анализов пород кузьмовского комплекса приведены в таблицах 3, 4 и представлены на диаграмме (рис. 18). По вертикальному разрезу химический состав пород кузьмовского комплекса изменяется, характеризуя степень дифференциации. Содержание кремнекислоты в породах комплекса варьирует от 47,67 до 60,47 %, окиси магния – от 1,45 до 9,32 %, сумма щелочей – от 2,16 до 7,84 %.

Таблица 3

Химический состав интрузивных пород кузьмовского комплекса

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	CO ₂	Σ
1	60,47	2,37	13,65	8,83	8,06	0,24	1,45	5,99	5,17	1,67	0,62	-	<0,1	-
2	50,65	1,42	14,87	2,92	8,17	0,18	6,78	10,34	1,93	0,35	0,17	-	-	-
3	50,85	1,41	14,91	3,08	8,24	0,18	6,32	10,38	1,83	0,42	0,17	-	<0,1	-
4	50,67	1,36	15,04	3,55	7,81	0,18	6,41	10,39	2,03	0,33	0,15	-	<0,1	-
5	54,2	1,18	16,82	0,18	9,2	0,21	5,35	7,65	2,01	0,56	0,1	-	<0,1	-
6	50,25	3,37	10,79	9,66	10,06	0,25	1,92	6,74	2,83	1,28	0,45	2,65	0,1	100,25
7	52,29	1,47	13,49	3,3	8,51	0,17	6,19	8,01	2,19	1,38	0,19	3,52	0,1	100,6
8	51,05	1,43	12,77	12,97	9,92	0,25	6,5	10,74	1,19	0,47	0,17	1,3	-	98,54
9	49,83	2,08	15,06	14,31	9,1	0,22	4,47	10,83	2,44	0,72	0,25	1,12	-	100,32
10	50,04	1,87	15,31	12,56	6,64	0,22	4,64	10,62	2,32	0,55	0,18	1,47	-	99,01
11	50,32	1,97	13,94	13,06	7,8	0,23	5,51	10,33	1,99	0,48	0,2	1,66	-	98,79
12	50,68	1,87	15,63	12,44	7,76	0,22	4,1	9,9	2,42	0,57	0,18	1,15	-	98,62
13	49,73	1,67	14,79	13,43	9,1	0,23	5,37	10,96	2,24	0,54	0,18	1,58	-	98,99
14	49,11	0,9	15,84	10,21	7,61	0,18	8,4	10,96	1,74	0,35	0,1	1,75	-	98,53
15	48,4	1,11	16,16	12,97	9,36	0,17	7,36	10,14	2,05	0,39	0,12	2,57	-	99,03
16	47,67	0,91	16,76	12,43	10,04	0,22	9,16	9,49	1,85	0,33	0,1	1,27	-	99,02
17	48,59	0,95	15,52	11,41	9,48	0,21	9,32	10,05	1,83	0,33	0,1	0,87	-	98,71
18	47,72	1,62	8,83	2,28	9,27	0,23	8,32	16,73	1,21	0,63	0,1	2,99	-	99,98
19	50,6	0,8	16,09	2,3	10,22	0,14	6,35	11	2,15	0,59	0,13	-	-	100,32
20	47,9	3	11,03	3,67	17,57	0,38	2,1	7,1	3,04	1,6	0,56	2,07	-	100,2
21	49,37	1,1	16,51	1,17	9,84	0,19	6,08	11,55	1,79	0,33	0,14	2,06	-	99,78
22	52,02	2,87	12,37	11,22	9,56	0,22	1,77	7,05	2,8	1,33	0,43	2,26	-	100,56

Примечание: 1–5 – безоливиновые долериты с кварцем и гранофиром [82], водораздел р. Ибджибек–Ламнан (верхняя часть интрузии) [82]; 6 – феррогаббро, р. Огонь (верхняя часть интрузии) [82]; 7 – оливинсодержащий долерит с кварцем и гранофиром [82]; 8 – долерит безоливиновый с гранофиром (р. Пуня, 3024 [93]); 9 – долерит безоливиновый (руч. Чапира, 3056 [93]); 10 – долерит оливинсодержащий с магнетитом и ильменитом (р. Терина, ниже р. Исчухи, 3221/2 [93]); 11–12 – долерит оливиновый (р. Терина, ниже р. Исчухи, 3220, 3222/4 [93]); 14–15 – долерит оливиновый титан-авгитовый (р. Пуня, выше пос. Пуня-2, 3076, 3025 [93]); 16 – оливиновый долерит (р. Терина, ниже р. Исчухи, 3222/3 [93]); 17 – троктолитовый долерит (руч. Ламнан, 4008 [93]); 18 – долерит троктолитовый (р. Столбовая, лист Р-46-ХІХ, [94]); 19 – кварцевый габбродолерит (р. Подкаменная Тунгуска, [94]); 20 – феррогаббро (р. Кочумдек, лист Р-46-ХІХ [94]); 21 – оливиновый долерит (р. Хой, Сользаводская интрузия, [92]); 22 – феррогаббро с гранофиром (Сользаводская интрузия [92]).

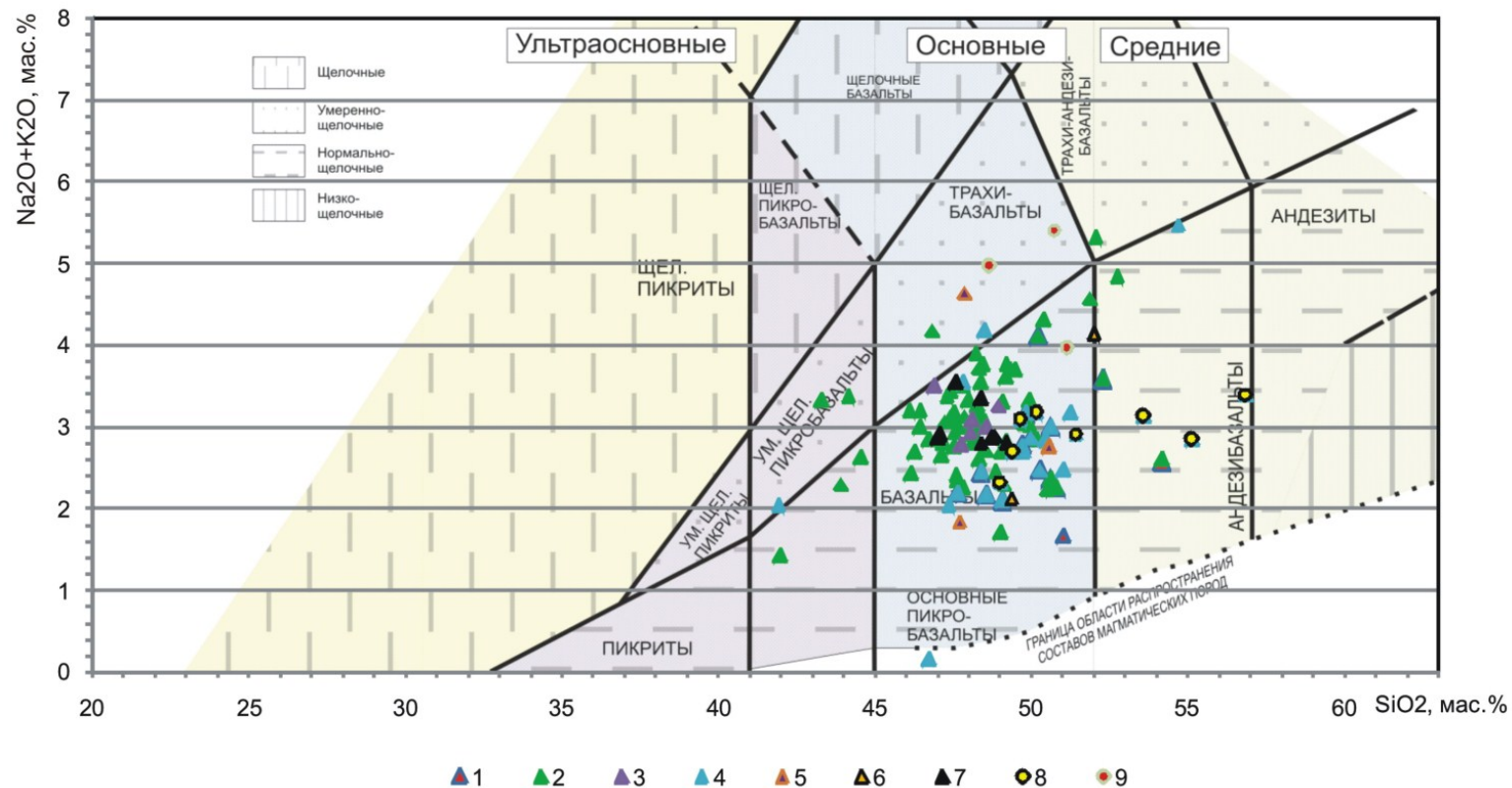


Рис. 18. Карта аномального магнитного поля (сост. Т. А. Вшивкова).

1–7 – Кузьмовский комплекс габбродолеритов: 1 – кольцевая интрузия Чадобецкого поднятия (троктолитовые, оливиновые, оливинсодержащие долериты, габбродолериты с кварцем и гранофиром), 2 – Анучин, 1992, 3 – Юркин, 1964, 4 – Варганов, 2010, 5 – интрузии бассейна р. Подкаменной Тунгуски (троктолитовые долериты, кварцевые габбродолериты, феррогаббро), 6 – Сользаводская интрузия (оливиновые долериты, феррогаббро с гранофиром), 7 – дайка р. Чадобец в отложениях венда–нижнего кембрия (долериты оливиновые с кварцем и биотитом); 8 – агатский комплекс долеритов (мелкозернистые долеритовые порфириты, порфиоровые долериты миндалекаменные); 9 – тымерский комплекс (умереннощелочные долериты, бассейн р. Бахты).

Химический состав интрузивных пород кузьмовского комплекса (экструзивные и жерловые тела)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	CO ₂	Σ
1	49,45	1,57	14,65	13,37	7,39	0,19	8,41	9,88	2,14	0,54	0,17	1,8	-	98,35
2	49,05	1,6	14,82	13,01	8,02	0,22	5,81	10,36	2,05	0,27	0,17	1,75	-	98,22
3	49,67	1,59	13,89	13,47	6,49	0,18	5,97	8,11	2,34	0,73	0,17	3,23	-	98,63
4	51,44	1,56	14,75	13,36	10,48	0,18	5,6	9,07	2,22	0,69	0,18	1,25	-	99,4
5	55,2	1,37	14,69	11,38	9,55	0,17	5,09	7,73	2,16	0,68	0,28	1,74	-	98,64
6	56,9	1,36	15,21	10,27	7,46	0,21	4,35	6,47	2,13	1,26	0,17	1,14	-	98,15
7	53,63	1,46	15,23	10,91	8,54	0,22	4,78	8,95	2,22	0,9	0,17	1,05	-	98,57
8	50,18	1,47	14,57	12,4	9,22	0,18	5,37	8,66	2,03	1,13	0,17	3,7	-	98,83

Примечание: 1 – миндалекаменный микродолеритовый порфирит (руч. Кочекту, 3037 [93]); 2 – мелкозернистый долеритовый порфирит (руч. Кочекту, 3037/1 [93]); 3 – долерит миндалекаменный (руч. Васюта, 3063 [93]); 4 – базальтовый порфирит витрокластическая брекчия, (руч. Чапира, 3070 [93]); 5 – порфирит микродолеритовый (вершина некка р. Пуня, выше пос. Пуня-2, 3077 [93]); 6 – порфириформный микродолерит (руч. Зеленый, 3516/4 [93]); 7 – базальтовый порфириформный долерит (р. Терина, левый берег, в 1,0 км выше р. Исчухи, 5142/1 [93]); 8 – миндалекаменный порфириформный долерит (руч. Кочекту, 3087 [93]).

По петрохимическим особенностям интрузии кузьмовского комплекса отличаются несколько повышенным содержанием MgO и суммарного содержания железа и кремнезема. Возраст интрузий кузьмовского комплекса по геологическим данным устанавливается как раннетриасовый на основании прорыва интрузиями туфогенных образований учамской свиты. Непосредственного взаимоотношения между интрузиями кузьмовского и катангского комплексов в пределах листа не наблюдалось.

С дифференцированными интрузиями кузьмовского комплекса связаны проявления магнетита.

СРЕДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Агатский комплекс долеритовый (βT₂аg) имеет ограниченное распространение. Представлен мелкими дайками, жилами, штоками микродолеритов и долерит-порфиритов. Дайки распространены в бассейнах рек Нерюнды и Чапиры западнее Чадобецкого поднятия среди туфогенных образований раннего триаса. Мощность большинства даек 10–50 м, протяженность – 0,5–2,5 км. Простираются даек северо-восточное. Мелкие штоки долеритов агатского комплекса от первых метров до 100 м, часто наблюдаются в бассейне р. Чапиры и среднем течении р. Пуни в пределах внутренней части Исчуха-Пуньской вулканотектонической структуры. Краевые и верхние части штоков сложены афанитовыми долеритами и долерит-порфиритами, часто с миндалинами, выполненными цеолитами, кальцитом. Характерны их значительные термальные воздействия на туфогенные образования, за счет которых туфы приобретают «спекшийся» характер. Маломощные интрузии агатского комплекса, имеющие базальтоидный миндалекаменный облик распространены вдоль западного борта инъективного поднятия ручья Богатого и наблюдались в береговых обнажениях р. Терины. Мощность тел измеряется первыми метрами, как и в первом случае, для них характерно значительное термальное воздействие на вмещающие породы, сопровождаемое обильной цеолитизацией и кальцитизацией пород. Химический состав пород агатского комплекса приведен в таблице 5. Среднетриасовый возраст комплекса принят на основании наблюдений рвущего контакта дайкой агатского комплекса интрузии кузьмовского комплекса в обнажении 3077 в правобережной части р. Пуни, выше по течению от пос. Пуня-2 [93].

Химический состав интрузивных пород агатского комплекса

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	CO ₂	Σ
1	48,9	1,41	16,6	2,92	8,93	0,21	5,25	11,12	2,27	0,62	0,16	-	>0,1	-
2	47,05	1,79	13,42	2,74	11,1	0,18	6,95	10,92	2,24	0,62	0,18	-	>0,1	-
3	47,11	1,75	13,5	3,86	9,84	0,23	6,3	11,74	2,3	0,6	0,19	-	-	-
4	49,21	1,77	14,5	13,96	11,3	0,21	6,35	9,31	2,16	0,63	0,21	1,36	-	98,41
5	48,41	1,78	11,03	14,01	11,19	0,21	6,3	10,16	2,26	0,54	0,2	1,7	-	99,36

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	CO ₂	Σ
6	48,78	1,78	14,46	14,16	10,41	0,19	5,69	9,59	2,28	0,58	0,19	2,2	-	98,74
7	47,64	1,45	14,45	2,53	10,01	0,24	5,28	10,12	2,81	0,72	0,2	-	<0,1	-
8	48,42	1,22	14,9	3,07	9,44	0,23	5,08	9,65	2,61	0,72	0,19	-	<0,1	-

Примечание: 1–3 – долерит оливинсодержащий с кварцем и биотитом (р. Чадобец, выше руч. Жернового [82]); 4 – долерит оливинсодержащий с кварцем и биотитом (р. Чадобец, выше руч. Жернового, 3002/3 [93]); 5–6 – долерит биотитсодержащий с кварцем (р. Чадобец, выше руч. Жернового, 3004/1, 3004/2 [93]); 7–8 – долерит оливинный (р. Чадобец, скв. 2 [82]).

Чадобецкий комплекс щелочно-ультраосновных пород. Породы комплекса распространены только в пределах Чадобецкого поднятия. Вмещающими образованиями являются терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные отложения рифея, и карбонатные породы нижнего и среднего кембрия. Обнаженность интрузий комплекса, в пределах их распространения крайне не удовлетворительная. Редкие жильные тела обнажены по р. Терина, иногда по ее правым притокам.

В пределах всей Чадобецкой структуры интрузии перекрыты мел–палеогеновыми, палеоген–неогеновыми образованиями и площадными корами выветривания мелового возраста. Мощность остаточных кор выветривания, представленных глинистыми, щебнисто-глинистыми, щебнистыми образованиями, от 5 до 20–60 м, а в центральных частях Чуктуконского и Теринского выступа – до 400–480 м [82]. Щелочно-ультраосновные породы в этих интервалах интенсивно изменены и превращены в структурные глины, часто лимонитизированы, что делает невозможным отбор относительно свежих образцов для диагностики.

Размещение интрузивных образований в пределах поднятия контролируют кольцевые разломы, которые фиксируются в материалах наземной магнитной съемки масштаба 1 : 25 000 в виде цепочек магнитных аномалий, отражающих отдельные секущие тела. Эти зоны показаны на «Схеме расположения...» (рис. 17). Наземными магнитометрическими работами вокруг Теринского выступа установлена аномальная зона (Семеново-Дольчиковская-II) интенсивностью от 25 до 500 нТл, шириной 1,5 до 2,0 и более км. В пределах этой зоны установлена высокая (до 30–50 % объема) насыщенность разреза пластовыми и жильными телами слюдистых пикритов, мощностью от первых десятков сантиметров до 15 м [82]. На правом борту р. Брус эта зона характеризуется разобщенными магнитными аномалиями интенсивностью 100–200 нТл, шириной 600–700 м. В этой полосе выявлено более полутора десятков послойных жил слюдистых пикритов, мощностью от 10–30 см до 1,0 м [116]. Для этой зоны так же характерно проявление карбонатитовых жил, секущих щелочно-ультраосновные породы.

Внешнее кольцо Теринского выступа сопровождается кольцевыми зонами положительных аномалий, характеризующих более мощные дайкообразные тела и штоки пикритов (зоны II, IV, V).

В пределах Чуктуконского выступа породы щелочно-ультраосновного состава контролируются кольцевыми разломами, а также разломами северо-западного простирания (зона VII). По периферии Чадобецкого поднятия выделяются кольцевые зоны (VI, IX). В северо-западной, частично изученной зоне (VI, I) установлены пластовые и трубчатые тела кимберлитов [147]. Для центральных частей поднятий характерны интрузии, образующие относительно крупные массивы и штоки, реже – дайки и жильные тела. В зонах разломов – дайки, пластовые, жильные и штокообразные тела. Устанавливается и определенная пространственная зональность состава пород внутри всей структуры Чадобецкого поднятия. В центральной части поднятия преобладают карбонатиты, по периферии – кимберлиты, в средней части, особенно по обрамлению Чуктуконского и Теринского выступов – пикриты, перидотиты.

В составе чадобецкого комплекса выделено три фазы внедрения. К *первой фазе* отнесены породы щелочно-ультраосновного состава, среди которых преобладают пикриты и щелочные пикриты. В подчиненном количестве в составе фазы наблюдаются флогопитсодержащие слюдистые перидотиты, реже отмечаются и нефелинсодержащие породы. Форма тел – штоки, дайки, жилы.

Вторая фаза представлена карбонатитами различного состава, образующими крупные штоки и жилы различной мощности и состава.

Третья фаза объединяет кимберлитовые породы, представителями которых являются брекчии кимберлитов, слагающие трубки взрыва, и порфириовидные кимберлиты, образующие чаще всего дайкообразные, пластово-секущие тела, жилы. Возрастная последовательность внедрения установлена на основе их рвущих контактов.

Щелочно-ультраосновные породы *первой фазы* ($\omega MZ\check{c}d_1$) залегают в виде мелких массивов, силлов и жил, чаще всего, согласно или субсогласно со слоистостью вмещающих пород. Некоторые из них сопровождаются серией маломощных, ветвящихся прожилков мощностью от долей до 1–2 см, образующие сложную штокверкового типа систему во вмещающих породах. Мощность дайковых тел, сложенных породами первой фазы, изменяется от нескольких метров до 100–120 м. Массивы имеют штокообразную, часто неправильную в плане удлиненно-овальную форму. В современном эрозионном срезе размеры штокообразных массивов в диаметре меняются от 50 до 1 000–1 300 м.

подавляющая часть пород чадобецкого комплекса подвергнута вторичным изменениям. Эти процессы, чаще всего, проявленные в виде серпентинизации, карбонатизации и лимонитизации, затрудняют попытки определить не только первичный минеральный состав, но и структуры пород. Высокая степень вторичных изменений, чаще всего, не позволяет точно установить минеральный состав пород и количество породообразующих минералов. Одни и те же породы различными авторами [82, 116, 147, 179] отнесены к разным петрографическим типам и фазам. Большинство исследователей выделяют и относят к первой фазе комплекса оливиновые, мелилит-пироксеновые пикриты, слюдястые (флогопит-биотитовые) пикриты и перидотиты. Различны точки зрения и о их объемах в пределах Чадобецкой структуры. Одни считают [147], что преобладающее количество интрузивных тел сложено мелко-среднекристаллическими слюдястыми пикритами, другие отводят ведущую роль перидотитам, по своему составу сходными с ультраосновными щелочными лампроитами. Подчиненная роль в объеме пород первой фазы комплекса принадлежит мелилит- и нефелинсодержащим породам. Среди них выделяются нефелин-пироксеновые и нефелин-мелилит-пироксеновые щелочные пикриты и перидотиты. Макроскопически менее измененные породы первой фазы имеют зеленовато-серую, темно-зеленую, черную с зеленоватым оттенком окраску. Выветрелые породы имеют более светлый зеленовато-бурый, голубоватый цвет. Практически всегда наблюдается карбонат и флогопит.

Слюдястые пикриты. Структура порфировая. Текстура массивная, пятнистая, реже – брекчиевидная. Порфировые вкрапленники представлены оливином и авгитом, реже – слюдами (флогопитом и биотитом). Преобладает оливин (до 40 %), образующий вкрапленники округлой формы размером от 1 до 5–6 мм. Оливин замещен сепиолит-сапонит-иддингситовым агрегатом. Вокруг оливина и пироксена наблюдается оторочка магнетита. Слюды образуют деформированные разноориентированные пакеты и листочки размером 0,5–1,0 мм. Флогопит и биотит замещены гидрослюдами. Основная масса состоит из оливина (вторая генерация) размером 0,1–0,4 мм, замещенного серпентином, тальком и карбонатом. В переменных количествах присутствует клинопироксен, флогопит, биотит, вулканическое стекло, превращенное почти нацело в глинисто-хлоритовый агрегат. Вторичные минералы составляют до 40 % объема породы и представлены доломитом, серпентином, глинистыми минералами и гидроокислами железа. В карбонатизированных участках наблюдается халцедон и хлорит. Ксеноморфные кристаллы перовскита, ильменита, магнетита приурочены к гнездам, сложенным скрытокристаллическим серпофитом и агрегатом хлорита и серпентина. Акцессорные минералы представлены апатитом – до 1 %, рудные – магнетитом (до 1 %), пирохлором, перовскитом, редко – пиритом, галенитом и сфалеритом (единичные зерна) [82, 179].

Слюдястые перидотиты отличаются от слюдястых пикритов полным отсутствием вулканического стекла. Порфировые вкрапленники (10–13 %) представлены оливином (форстеритом) и флогопитом, редко – клинопироксеном. Размер фенокристаллов – 1–1,5 мм. Распределение оливина в породе крайне неравномерное. По оливину развивается листоватый серпентин, мелкие зерна магнетита и карбонат. Структура тонко- и мелкозернистая, иногда порфиroidная. Текстура массивная, реже – брекчиевидная. Минеральный состав основной массы: оливин – 10–45 %, образующий призматические кристаллы размером около 2–3 мм, клинопироксен – 3–35 %, представленный карбонатизированным диопсид-авгитом, флогопит – 10–30 %, апатит – 2–8 %, перовскит – 3–7 %, магнетит – 2–15 %. Акцессорные минералы: циркон, альмандин, красно-оранжевый пироп и бадделейт. Рудные минералы: магнетит, ильменит. Перовскит образует мелкие зерна, большинство которых нацело замещены лейкоксеном.

Породы, как правило, интенсивно карбонатизированы. Доломит и кальцит, образующие тончайшие прожилки, часто достигают 15–50 % объема. В наиболее карбонатизированных перидотитах основная масса породы представлена вторичным доломитом и лимонит-глинисто-кальцитовым агрегатом с чешуйками флогопита, мелкими кристаллами актинолита и лейкоксена [179].

Щелочные ультраосновные пикриты и перидотиты, содержащие щелочные минералы (мелилит, нефелин или щелочные пироксены), пользуются в пределах Чадобецкого поднятия ограниченным распространением. Образуют жильные, секущие тела. В пределах Теринского выступа

слагают ряд мелких массивов. В магнитном поле выражены контрастными положительными аномалиями интенсивностью 100–500 нТл.

В долине р. Терины, выше устья руч. Заптеев Дольчик известен [82] массив, в контуре магнитной аномалии интенсивностью 400–500 нТл, сложенный нефелин-мелилит-пироксеновыми и мелилит-пироксеновыми породами. Размер массива (по геофизическим данным) – 0,5×1,5 км. Макроскопически это темно-серая с зеленоватым оттенком мелкозернистая, мелкопорфировая порода. Минеральный состав: оливин – 20–30 %, клинопироксен – 10–15 %, флогопит – 15–20 %, мелилит – до 10 %, нефелин – до 5 %, апатит – до 1–2 %, перовскит – 1 %, карбонат – 5–10 %, рудный минерал – 1–2 %. Акцессорные минералы: гранат, циркон, шпинель. Структура породы порфировидная, основной массы – мелкозернистая.

Буровыми скважинами и шурфами в верховьях руч. Кипелого, на водоразделе руч. Семенов Дольчик, Кипелый и Негдурагда в пределах магнитных аномалий интенсивностью от 50 до 500 нТл вскрыты массивы нефелин- и мелилитсодержащих щелочно-ультраосновных пород [82, 116, 179]. Массивы в пределах аномалий имеют крутое падение на юго-запад, чаще всего они слабо эродированы. В краевых частях часто сопровождаются послойными жилами пикритов мощностью от нескольких сантиметров, редко – до 1,0 м. Размер массивов нефелин-мелилитовых пикритов достигает 1 500×400 м.

Нефелин-мелилитовые породы по химическому составу отвечают щелочным пикритам. Химический состав пород приведен в таблице 6 [179]. Отличаются от слюдистых пикритов более высокой кремнекислотностью и магнезиальностью. Отвечая в целом щелочному составу, мелилитсодержащие разновидности пикритов отличаются значительным разбросом суммы щелочей, для них характерно более высокое содержание Na₂O. Из акцессорных минералов в единичных случаях встречается шеелит, золото. Кроме, часто встречаемых в протолочках, магнетита и титаномагнетита, наблюдаются альмандин, циркон, шпинель. По своим геохимическим особенностям породы сходны со слюдистыми пикритами, но обогащены редкоземельными элементами. Из редких металлов породы аномально обогащены ниобием, молибденом, оловом. Высоким содержанием в них отличается железо, марганец, хром, ванадий, титан, никель и особенно фосфор.

Таблица 6

Химический состав интрузивных пород чадобецкого комплекса

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	CO ₂	Σ
1	26,06	4,84	6,58	9,63	2,94	0,2	12,93	17,74	0,3	1,43	1,09	15,17	8,88	99,23
2	27,34	5,48	6,28	8,07	5,25	0,22	14,4	15,39	0,45	2	1,6	12,76	7,21	99,55
3	31,55	5,24	7,36	5,08	8,81	0,18	16,35	16,38	2,3	1,7	1,06	3,77	1,47	99,88
4	32,6	5,36	6,87	5,2	9,27	0,2	17,12	15,45	1,85	2,2	0,9	3,03	1,98	100,3
5	30,74	5,46	7,02	8,05	6,97	0,18	18,05	10,23	0,8	2,2	1,1	8,1	3,6	99,18
6	32,31	1,41	9,5	5,42	6,34	0,01	17,43	13,58	1,42	2,7	2,38	7,5	-	100
7	29,38	3,52	4,81	8,5	6	0,25	22,67	16,3	2,05	2,39	0,13	3,94	-	100,6
8	33,13	2,78	7,41	5,04	8,29	0,22	21,11	14,82	1,09	1,81	0,84	3,49	0,38	100
9	26,29	4,56	4,73	8,89	5,74	0,23	18,66	14,68	0,43	0,77	0,82	13,22	7,6	99,21
10	29,38	4,6	4,71	5,25	8,91	0,18	23,08	16,39	0,72	2,2	0,64	3,29	1,41	99,54
11	20,78	4,5	4,28	9,51	1,9	0,32	11,92	24,26	0,42	0,38	0,69	20,83	14,71	99,86
12	34,34	6,08	4,95	10,29	5,78	0,22	15,55	12,5	0,39	2,4	1,19	6,95	4,26	100,9
13	32,95	5,61	5,85	8,76	6,93	0,2	16,68	11,16	0,4	2,05	1,33	7,3	4,87	99,45
14	25,84	3,4	7,81	5,88	7,19	0,28	12,28	17,54	0,29	2,34	0,001	15,22	12,39	98,17
15	33,53	3,93	9,18	8,01	8,31	0,12	14,42	14,24	0,31	0,81	0,095	5,49	5,49	98,6
16	26	3,21	4,09	5,19	4,38	0,2	28,18	12,22	0,61	0,56	1,05	11,05	-	99,8
17	8,59	0,22	1,58	0,73	2,81	0,12	4,26	43,29	0,36	0,40	0,9	38,18	37,67	100,64
18	3,57	0,42	-	1,47	3,51	0,22	7,33	40,78	0,61	0,18	8,29	33,61	33,38	100,14
19	3,71	2,80	3,28	9,05	7,35	0,45	4,17	29,50	0,77	0,45	10,25	28,44	27,62	99,92

Примечание: 1–5 – монтичеллитовые альнеиты [179]; 6 – альнеиты (средний анализ по Дели); 7–8 – монтичеллитовые перидотиты с нефелином [179]; 9–11 – монтичеллитовые слюдистые перидотиты [179]; 12–15 – слюдистые кимберлиты, обн. Брус [179]; 16 – слюдистый кимберлит (Соболев и Бобривич); 17–19 – карбонатиты, скв. 29, 30 [135].

В составе первой фазы комплекса есть выделенные В. Л. Чубугиной [179] монтичеллитовые альнеиты и ийолит-мельтейгиты, слагающие немногочисленные маломощные интрузии. Структура мелкозернистая, порфировидная. Вкрапленники представлены форстеритом и окаймлены монтичеллитом. Форма фенокристаллов удлинненно-призматическая. По оливину развивается серпентин и карбонат. В составе основной массы отмечается мелилит (0,2–0,3 мм), флогопит

(до 0,5–1,0 мм) и оливин, присутствующие в равных количествах. Отмечается пироксен – до 5 %, нефелин – 1–10 %, магнетит и ильменит – 2–3 %. Акцессорные минералы: апатит, перовскит. Последний равномерно рассеян по всей массе, образует мелкие и крупные кристаллы (до 1,0 мм). В протолочках количество перовскита достигает 200–300 г/т, кроме того, отмечаются альмандиновый пироп и шпинель [179].

Ийолит-мельтейгиты – мелкозернистые породы зеленой окраски. Структура гипидиоморфнозернистая. Состав: моноклинный пироксен (эгирин-диопсид) – до 50–55 %, нефелин – 35–40 %, слюда – 3–4 %; второстепенные и акцессорные: эгирин, рибекит, рудный минерал, апатит, перовскит. В зернах нефелина присутствуют пойкилоофитовые вросстки эгирина, рудного минерала, перовскита и апатита. По нефелину развиваются цеолиты, бурый глинистый минерал и апатит.

Перидотиты обладают высокой плотностью (от 2,9 до 3,1 г/см³). Свежие перидотиты немагнитны, с наложением процесса серпентинизации происходит увеличение, а при карбонатизации – уменьшение магнитных свойств. Щелочные пикриты обладают широким диапазоном изменений как магнитных, так и плотностных свойств (остаточная намагниченность – $(100–2400) \cdot 10^{-3}$ А/м) и они относятся к группе магнитных и сильно магнитных пород. Штокообразные массивы щелочных пикритов размером более 1 000×1 000 м уверенно выделяются по аэромагнитной съемке на высоте 700 м [174], при глубине залегания массивов от несколько до десятков метров. В материалах гравirazведки отдельные массивы характеризуются положительными остаточными аномалиями интенсивностью 1,0–2,5 мГал, в мощных корах они выветривания выделяются неуверенно. Контуры тел щелочно-основного состава соответствуют положительным магнитным аномалиям от 100 до 500 нТл, в эпицентрах достигая несколько тысяч [82].

Карбонатиты *второй фазы* Чадобецкого комплекса ($\delta MZcd_2$) представлены штоками (диапирами), телами неправильной формы, дайками и жилами. Крупные штокообразные тела установлены только в апикальных частях Теринского и Чуктуконского выступов. Размеры двух известных карбонатитовых тел в пределах Теринского выступа – 150×100 и 200×250 м. Более крупные массивы (1,9×0,9 и 2,3×1,4 км) закартированы в пределах Чуктуконского выступа. В том и другом случае, массивы в большей степени перекрыты аллювиальными отложениями и корах выветривания. В плане массивы имеют округлую форму. Породы, слагающие штоки, интенсивно выветрелые, относительно свежие образцы обнаружены в керне буровых скважин [135]. Установлено, что большинство массивов сформировалось в несколько стадий, каждая из которых представлена своим набором пород. Вначале формировались крупнозернистые кальцитовые карбонатиты, затем мелкозернистые, далее доломитовые, штаффелитовые (подолитовые) брекчии [82, 135]. Контакты карбонатитов с вмещающими породами резкие, секущие, чаще всего крутопадающие. Интрузивный характер внедрения подчеркивается полосчатостью, флюидальностью, обусловленной чередованием слоев разного минералогического состава. Полосы карбонатитов, обогащенные флогопитом, чередуются со слоями, обогащенными амфиболами. Для пород характерна флюидно-линейная микроструктура. Реже в карбонатитах наблюдается массивная текстура. Структура, в этих случаях, тонко-мелкозернистая и среднезернистая. Размер зерен – от 0,05 до 5,0 мм. Часто отмечаются порфиридные структуры, обусловленные порфиридными выделениями доломита или кальцита размером от 0,5 до 10–15 мм в мелкозернистой карбонатной связующей массе. Порфиридные выделения составляют в породе от 5 до 10–15 %. Иногда порфиридные вкрапления имеют характерную для кристаллов оливина форму, который, вероятно, являлся первично-магматическим. Минеральный состав доломитовых карбонатитов: доломит – 85–95 %, апатит – 3–7 %, флогопит – 3–5 %, перовскит и пироксен – от единичных зерен до 1–2 %. Доломит образует ксеноморфные зерна, ромбоэдрические кристаллы и сноповидные агрегаты, апатит представлен короткостолбчатыми агрегатами, размером 0,1–0,2 мм.

В кальцитовых и доломит-кальцитовых карбонатитах резко преобладает кальцит. Его содержание в породах составляет 85–95 %. В подчиненном количестве присутствует доломит (5–15 %), диопсид (до 5 %), рибекит, гроссуляр, апатит, магнетит, перовскит, барит, танталониобат.

Анкеритовые и кальцит-анкеритовые карбонатиты состоят из интенсивно лимонитизированного, по трещинам анкерита, в котором отмечается кальцит, зеленовато-коричневый флогопит, зеленовато-черный амфибол, апатит, магнетит и перовскит. Редко в виде тонких жилок и мелких гнезд отмечается кальцит [82, 116, 135].

Широкое развитие жил карбонатитов установлено на периферии Теринского выступа, в так называемом жильном поясе. Совместно с интрузиями, послонными телами и жилами щелочных пикритов, очень часто наблюдались дайки и жилы карбонатитов мощностью от 1 см до 15–25 м значительной протяженности, достигающей сотни метров. Жилы карбонатитов, как правило,

внедряются по слоистости осадочных пород, а так же секут жилы и послонные тела пикритов [82]. Всеми исследователями [82, 116, 179] отмечены постоянство состава карбонатитовых жил и даек. Вероятно, это связано с внедрением конечных продуктов дифференциации магматического очага. Наблюдаются жилы переходного состава от щелочных пикритов к карбонатитам. В. Л. Чубугиной [179] среди этой группы пород выделены силикатные породы, обогащенные карбонатным цементом, кальцитовые и доломитовые жилы, брекчии щелочно-ультраосновного состава с карбонатным цементом, кальцит-анкеритовые жилы. В группе силикатных пород выделены оливин-диопсид-флогопитовые с калиевым шпатом и нефелином, монтичеллит-диопсид-мелилит-слюдистые и апатит-слюдистые породы. Все они имеют карбонатный цемент. В карбонатитовых брекчиях, которые образуют дайки и тела трубчатого типа, присутствуют обломки осадочных пород (песчаники, известняки, алевролиты), альнеитов и слюдистых пикритов, цементом является тонкозернистый карбонат с примесью анкерита. Обломки таких брекчий встречаются в трубке Фигурной, Брусской, Центральной. Секущие и пластовые тела брекчий выявлены на левом борту р. Терина и в обнажениях р. Брус.

Кальцит-анкеритовые тела с рвущими контактами установлены [179] в интрузии слюдистых пикритов на р. Терине в 4,5 км выше руч. Дольчика, мощность их от 1–5 см до 20 м. Порода состоит из кальцита и доломита, имеет полосчатую текстуру. Среди цемента присутствует диопсид, роговая обманка, гроссуляр, ангидрит, апатит, магнетит, перовскит, барит и единичные зерна тантало-ниобатов. Часто породы имеют порфирированный облик за счет порфирированных апатита. Там же установлены анкеритовые жилы небольшой мощностью (до 1,5 м). В породе присутствует апатит, кальцит с примесью слюды, цеолитов, перовскита, пирита и магнетита. Жилы характеризуются повышенными концентрациями фосфора и редких земель.

В пределах Чуктуконского и Теринского выступов бурением установлены карбонатно-фосфатно-железисто-кремнистые породы, образующие секущие жилы. Жилы прорывают породы первой и второй фазы комплекса и, вероятно, являются продуктами конечных дифференциатов исходного магматического расплава [82, 179].

Карбонатиты в магнитных полях не проявлены – не магнитны. В гравиметрическом поле образуют отрицательные аномалии как разуплотненные породы. Это, вероятно, связано с их переработкой в корах выветривания и изменениями их плотностных характеристик. Породы имеют повышенную радиоактивность. В аэромагнитном поле крупные интрузивные образования карбонатитов не выделяются или выделяются низкоинтенсивными отрицательными аномалиями. Картируются по результатам аэрогамма-спектрометрической съемки повышенными значениями естественной радиоактивности до 1 180 мкР/ч. В гравиметрическом поле образуют отрицательные локальные аномалии силы тяжести до 3,5 мГал.

Кимберлиты *третьей фазы* Чадобецкого комплекса ($1MZ\check{c}d_3$) образуют в пределах Чадобецкого поднятия трубки взрыва, пластовые тела и жилы. Кимберлитовые породы по текстурным, структурным признакам подразделяются на две группы: кимберлитовые брекчии и мелко-, крупнопорфировые кимберлиты, имеющие интрузивный облик. Преобладают кимберлитовые брекчии, которыми сложена подавляющая часть известных кимберлитовых диатрем. Кимберлиты интрузивного облика характерны для пластовых тел и жил. В то же время, кимберлитовые брекчии встречаются и в пластовых телах, а породы интрузивной фазы нередко слагают части тел кимберлитовых трубок взрыва.

В разные годы на Чадобецком поднятии выявлено несколько десятков кимберлитовых трубок. Наиболее изученные трубки: Фигурная, Брусская, Верхне-Чуктуконская, Большая, Малая, Центральная, Чуктуконская (Южно-Чуктуконская). Все они расположены в центральной части поднятия, в пределах Чуктуконского и Теринского выступов. В результате поисковых работ на алмазы в 2003 г. в северной части, на периферии Чадобецкого поднятия выявлены Верхне-Теринская и Накитская кимберлитовые трубки [147].

Все трубчатые тела кимберлитов характеризуются локальными положительными аномалиями изометричной, овальной формы интенсивностью от несколько сотен до тысяч нТл. Для кимберлитовых тел трубчатого типа характерной особенностью является наличие отрицательных аномалий сопровождения. Для крупных (более сотен метров) кимберлитовых объектов присущи аномалии знакопеременного магнитного поля интенсивностью от –1 200 до +200 нТл. Это, вероятно, связано со сложным многофазальным формированием тел. Общей их особенностью является трубчатый характер тел с рвущими контактами, брекчиевидный характер выполняющих их пород. Трубки выполнены взрывными брекчиями голубовато-серого, зеленовато-серого, желтовато-серого цвета. Невыветрелые разности обычно более темного цвета. Обломки различных пород составляют 30–40 %. При микроскопическом изучении установлено, что количество обломков достигает 50–80 %. Величины ксенообломков – от долей мм до 1,0 м. В обломках представлены все виды вмещающих их пород: песчаники, алевролиты, доломиты,

известняки, кремнистые и кварцитовидные породы, а так же обломки экзотических пород (эклогиты, горнблендиты, ксенообломки щелочно-ультраосновных пород, кимберлитов редких генераций и карбонатитов). Встречены угловатые обломки долеритов и углистых пород. В трубках Чадобецкого поднятия не встречено обломков фундамента, которые обычны для кимберлитов Якутской алмазонасной провинции. Ксенообломки минералов представлены флогопитом, оливином, роговой обманкой, ильменитом, магнетитом, пироксенами, апатитом, полевым шпатом, кварцем, шпинелью и гранатом. Связующая масса имеет порфирированное строение, вкрапленники представлены оливином, флогопитом, иногда перовскитом. Во всех трубках, в том или ином количестве, присутствуют минералы-спутники алмазов: пироп, пикроильменит, хромдиопсид. Выявлены единичные осколки кристаллов алмаза. Трубки имеют ряд существенных различий. Трубки Теринского выступа значительно крупнее кимберлитовых тел Чуктуконского выступа. В Теринских трубках отсутствуют обломки эклогитов, горнблендитов. В трубках Чуктуконской группы отмечено повышенное содержание пиропов, хромшпинелидов. Брекчии Верхне-Чуктуконской трубки содержат много обломков углистых пород. Пространственное размещение трубки показано на рисунке 17. Ниже приводится их краткая характеристика.

Трубка Фигурная расположена в южной периферийной части Теринского поднятия, в поле развития терригенно-карбонатных отложений семеновской свиты среднего рифея. В плане имеет неправильную форму. Размер трубки – 700×(250–600) м. В рельефе не выражена. Контакты пологие, внутрь трубки. Углы падения контактов – от 25° до 40–50°. Породы выветрены до глубины более 500 м до состояния структурной глины. Выполнена кимберлитовой брекчией голубовато-зеленого, зеленовато-серого цвета. Содержание ксенообломков – от 10 до 80 %. Размер обломков – от долей мм до 0,6–0,8 м, преобладают – 2–3 см. Состав обломков: глинистые и кремнистые сланцы, песчаники, щелочно-ультраосновные породы, карбонатиты. Выделено пять фаз внедрения кимберлитов [179]. Субпараллельно контактам установлены жилы слюдяных кимберлитов мощностью 10–20 см, до 1,0 м [179]. Трубка изучена шурфами и двумя скважинами глубиной 343,0 и 233,3 м. В керне скважин алмазов не выявлено. В брекчиях кимберлитов присутствует полный набор минералов-спутников алмаза.

Трубка Брусская расположена в 2,0 км южнее Фигурной. Вмещающие породы – отложения дольчиковской свиты среднего рифея. Характеризуется овальной положительной магнитной аномалией интенсивностью 1 000 гамм. Размер трубки – 250×400 м. В рельефе выражена заболоченным участком. Породы трубки выветрены до состояния структурной глины. Выполнена трубка кимберлитовой брекчией темно-серого цвета. Ксенообломки размером от 4 до 10–15 см, содержание обломков – от 40 до 70 %. Форма угловатая и округлая. Состав обломков: песчаники, кремнистые сланцы, слюдяные кимберлиты. В кимберлитах установлены минералы-спутники алмазов: пироп, хромдиопсид, а так же два осколка кристаллов алмаза [128, 179]. Трубка изучена шурфами и одной скважиной глубиной 300,2 м.

Трубка Центральная расположена в центральной части Теринского выступа, выявлена в процессе поисков бокситов [134]. Пробурено две скважины глубиной 54 и 80 м. Трубка перекрыта мел-палеогеновыми отложениями мощностью 25,0 м. Породы до глубины 70,0 м глинизированы, представлены брекчиями [82].

Трубка Моховая расположена в 2,5 км севернее трубки Центральной, перекрыта аллювиальными отложениями мощностью до 7,0 м. Вскрыта двумя скважинами глубиной 100 м в процессе поисковых работ Байкитской партии в 2001 г. [149]. Трубка в верхней части до глубины 14,0 м сложена автолитовыми кимберлитовыми брекчиями голубовато-серого, темно-серого цвета с голубоватым оттенком. Интенсивно выветрена. Обломки округлой и угловатой формы, представлены доломитами, известняками, обломками углистых алевролитов и черных микродолеритов, которые составляют до 10 % обломочного материала. Размер обломков – от 0,5 до 2 см. Автолиты сложены слюдяными породами, присутствуют порфирированные ксенообломки флогопита размером от долей мм до 0,5 см. Связующая масса слюдяно-карбонатная. В средней части (интервал 14,0–26,2 м) – автолитовая брекчия зеленовато-серого цвета с угловатыми ксенообломками (10–15 %) окремненных доломитов, мелкокристаллических долеритов. Основная связующая масса карбонатно-слюдяная, мелкокристаллическая, участками – порфирированная с вкрапленниками пикроильменита и слюды, размером 0,2–0,5 см в количестве до 3–5 %. В интервале 26,2–82,0 м – автолитовая брекчия голубовато-серая. Основная масса имеет автолитовую текстуру и пироксен-серпентин-карбонатно-слюдяный состав с вкрапленниками пикроильменита размером до 1,0 мм. Угловатые обломки (20–25 %) размером 0,2–4,0 см представлены доломитами, известняками, углистыми аргиллитами, микродолеритами. В нижней части скважины вскрываются (интервал 82,0–100,0 м) брекчии темно-серого до черного цвета автолитовые, содержат до 15 % угловатых обломков доломитов и микродолеритов размером от 0,5

до 2–3 см. Цемент автолитовый порфирированный с ксенообломками слюды, равномерно рассеянным черным мелким рудным минералом.

В южной части Чуктуконского выступа, в верховьях руч. Жернового в непосредственной близости друг от друга расположены трубки Большая и Малая. Трубка Большая локализуется в отложениях медведковской свиты позднего рифея. Форма грушевидная, размеры – 50×60 м. В разрезе представляет воронкообразное тело, падающее на северо-восток под углом 70°. Выявлена при проверке наземной магнитной знакопеременной аномалии интенсивностью от 300 до 3 000 гамм [102]. На контактах установлены зоны дробления и лимонитизации мощностью до 1,5 м. Породы на контактах не изменены. В краевых частях встречены апофизы мощностью 1,5–2,5 м. Сложена кимберлитовыми брекчиями темно-бурого, зеленого и темно-зеленого цвета. Количество ксенообломков – 30–40 %, размер – от 1 до 10 см. Состав обломков: песчаники, глинистые сланцы, доломиты, известняки, мрамора, кимберлиты, роговообманковые перидотиты, пироксениты, горнблендиты. Редко встречаются обломки габбродолеритов мелкозернистых черного цвета, отмечаются обломки эклогита зеленовато-серого цвета с зернами оранжевато-красного пироба. В брекчиях присутствуют минералы-спутники алмазов [179].

Трубка Малая расположена в 300 м от Большой. Форма грушевидная, размером 30×25 м. Характеризуется положительной магнитной аномалией интенсивностью до 2 000 гамм. Выполнена брекчиями голубовато-серого цвета. Обломки размером 1–2 см не превышают 50–70 %. Состав: известняки, песчаники кварцитовидные, кремнистые сланцы, амфиболитизированные пироксениты, кимберлиты. Цемент слюдисто-карбонатный. Установлены минералы-спутники алмазов [179].

Трубка Верхне-Чуктуконская расположена между Чуктуконским и Теринским выступами в отложениях медведковской свиты верхнего рифея. Форма бобовидная, размер – 230×120 м. Характеризуется локальной положительной аномалией более 1 000 гамм. Падение контактов: северный – 75–80°, восточный – 45°, южный – 8–10°. Изменений на контакте во вмещающих породах не наблюдается. Трубка сложена брекчиями зеленого цвета. Количество обломков меняется от 40 до 80 %, размер обломков – от долей мм до 2–5 см, реже – 15–20 см. Ксенообломки представлены алевролитами с растительными остатками, каменным углем, слюдистыми ультраосновными породами, альнеитами, хромдиопсидовыми перидотитами, кимберлитовыми брекчиями, габбродолеритами, туфами основного состава. Цемент карбонатно-слюдистый. В кимберлитовых брекчиях установлены минералы-спутники алмаза [179].

При проведении поисковых работ на алмазы в северо-восточной части в 2001–2002 годах открыто две кимберлитовые трубки – Верхне-Теринская (Ан-1) и Накитская (Ан-11) [147], кроме этого, при заверке аномалий на участке Верхне-Теринском и в бассейне р. Накита вскрыты кимберлитовые тела пластовой формы. Керн буровых скважин дополнительно изучен при ГДП-200 [93]. Кимберлитовые трубки локализуются в нижне-среднекембрийских отложениях в северной и северо-восточной части Чадобецкого поднятия.

Трубка Верхне-Теринская расположена на правом борту р. Терина, в 6 км ниже устья р. Исчуха. Характеризуется локальной положительной аномалией интенсивностью 100 нТл ($\Delta T_{\max} = 980$ нТл). Форма округлая, размер – 200×80 м. Падение стенок крутое (70–75°). Сложена кимберлитовыми брекчиями двух типов. Первый тип представлен зеленовато-голубовато-серыми слюдистыми интенсивно карбонатизированными автолитовыми брекчиями, имеющими кристаллолитокластическую автолитовую и порфирированную структуры. Автолиты (сростки и монокристаллы оливина, флогопит, пироксен) размером от долей мм до 1,5 см составляют до 30–65 % объема породы. Цементом автолитов является карбонат-слюдисто-серпентиновый агрегат. Содержит мелкие выделения рудных минералов. В основной массе в переменном количестве содержатся лито- и кристаллокласты. Представлены угловатыми обломками известняков, доломитов, глинистых сланцев. Кристаллокласты состоят из кварца, корунда различной окраски, моноклинного пироксена, оливина, алмандина, апатита, дистена, ставролита и турмалина. Вторая разновидность кимберлита, слагающая краевые части трубки, светло-зеленого цвета, также имеет автолитовую текстуру, но практически не содержит литокластических обломков и имеет интрузивный порфирированный облик. При петрографическом изучении порода представляет собой слюдистый автолитовый кимберлит (шлиф 8–50,0 м). Текстура атакситовая. Структура в автолитах порфирированная, мелкозернистая с мелкозернистой, гипидиоморфнозернистой основной массой. Минеральный состав: автолиты (65 %) представлены зеленой слюдой (35 %), флогопитом (25 %), кальцитом (25 %), глинистым веществом (10 %), магнетитом (3 %), пироксеном (2 %), единичными зернами апатита; связующая масса (35 %) состоит из кальцита (15 %), зеленой слюды (10 %), желтого флогопита (6 %), пироксена (3 %), магнетита (1 %), единичных зерен апатита.

Порода в большей части состоит из округлых черно-зеленых автолитов порфирированного, мелкозернистого, слюдистого кимберлита размером 3,2–4,0 мм. Автолиты сложены порфирированными вкрапленниками из округлых, реже гексагональных, таблитчатых кристаллов флогопита (0,05–1,0 мм), псевдоморфно замещенных желтоватым флогопитом, черно-бурым непрозрачным глинистым веществом, вторичной зеленой слюдой. Отдельные вкрапленники зональны. Ядра замещаются кальцитом, далее следует буровато-желтый гидрофлюорит, сменяющийся зоной черного глинистого вещества, а окаймляются вкрапленники зеленой слюдой. Основная ткань автолита имеет мелкозернистую гипидиоморфную структуру, состоит из изоморфных образований буровато-черного цвета (размером 0,05–0,1 мм) – гидротизированного глинизированного флогопита, и такой же по размерам чешуйчатой, зеленой, вторичной слюды, расщепленной вдоль спайности на более мелкие тонкие чешуйки и замещенной кальцитом. Пироксид и магнетит дают равномерную вкрапленность отдельных кристаллов, размером 0,04–0,1 мм. Пироксид интенсивно лейкоксенизирован. Апатит кристаллизуется в виде удлиненных кристаллов до 0,06 мм. Цемент кимберлитов, вмещающий автолиты, преимущественно состоит из гипидиоморфного, мелкозернистого агрегата таблитчатых зерен пестроокрашенной слюды (бурая, желтая, бесцветная и изумрудно-зеленая) размером 0,06–0,15 мм и таблитчатых, ксеноморфных зерен кальцита (0,025–0,05 мм). Вся слюда вдоль спайности замещается кальцитом, образуя агрегатные тонкочешуйчатые зерна. Иногда в этой массе встречаются более крупные желтоватые кристаллы (0,5 мм), контуры которых близки к гексагональным табличкам. Возможно, они являются порфирированными вкрапленниками флогопита в основной ткани кимберлита. Пироксид и магнетит кристаллизуются в виде равномерной вкрапленности размером 0,05–0,15 мм. Апатит встречается редко в виде удлиненных призматических кристаллов размером 0,05 мм. Рудные минералы представлены титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом, пиритом. Титаномагнетит (редко) встречается в виде идиоморфных с квадратным сечением округлоизометричных зерен неправильной формы. Размер их не более 0,1 мм. Зерна имеют зональное строение, в центре – магнетит, по периферии – титаномагнетит и лейкоксен. Магнетит представлен редкими вкрапленниками единичных, идиоморфных, с квадратным сечением, зерен неправильной формы, размером не более 0,07 мм. Ильменит редок, встречается в виде зерен пластинчатой формы, размером до 0,5 мм. Зерна по краям замещены лейкоксеном, на края нарастают перовскитовые оторочки. Пирит встречается в виде зерен неправильной формы в интерстициях нерудных минералов и перовскита. Размер зерен – не более 0,05 мм.

В кимберлитовых брекчиях в протолочках установлены спутники алмаза – пироп, бадделлит, хромдиопсид.

Трубка Накитская расположена в среднем течении р. Накиты. Характеризуется округловытянутой положительной магнитной аномалией ($\Delta T_{\max} = 510$ нТл). Размер трубки по верхней кромке – 150×120 м. Вскрыта буровой скважиной на глубину 166,0 м, перекрыта палеогеновыми отложениями мощностью 15,6 м. Представлена в верхней части мелкообломочной, автолитовой, кимберлитовой брекчией желто-бурого, зеленовато-серого, коричневатого-бурого цвета, в средней и нижней частях разреза брекчия более темной окраски, имеет темно-зеленовато-черный, черный цвет. По всему разрезу, через 15–20 м, наблюдается чередование кимберлитовых брекчий с различным количеством ксенообломков, как литокластов, так и кристаллокластов. В кимберлитах в этих интервалах меняется размер овоидных образований и их количество. Встречены отдельные интервалы, где кимберлит приобретает интрузивный – базальтоидный облик. Автолитовые образования всегда доминируют над чуждыми кластитами, нередко соприкасаясь в основной (связующей) слюдисто-серпентин-карбонатной массе.

Кроме порфирированных выделений, которые наблюдаются по всему разрезу, встречаются желваки размером до 1,5 см, выполненные агрегатной темно-коричневой слюдой (глиммеритом). Обедненные слюдой участки чередуются с весьма слюдистыми интервалами. Литокласты, в основном, представлены угловатыми обломками мраморов, серпентинитов. Кимберлитовые брекчии напоминают породы трубки Брусской, хотя содержат меньше визуально различимых ксенообломков. Отдельные участки основной массы (40–60 %) в верхней части разреза отличаются микролитовым строением. Стекловатая, тонкораскристаллизованная порода представлена изотропным бесцветным стеклом ($N \approx 1,540$). Чаще всего оно замещено радиально-лучистыми агрегатами цеолитовых минералов. Отмечаются мелкие идиоморфные кристаллы мелилита, реже – апатита. В основной массе присутствуют лейкоксенизированные выделения перовскита и тонкий магнетит. Фенокристаллы оливина (20–40 %) размером 1–3 мм имеют округлую, эллипсоидальную форму и замещены хлорит-серпентиновым агрегатом. Вокруг автолитов развиваются вторичные минералы: кальцит, перовскит, магнетит. Состав обломков (содержание – до 20 %, размер – 3–4 мм) соответствует, в целом, составу основной массы.

Кимберлитовые брекчии трубки Накитской по составу близки к железисто-титанистым кимберлитам районов Якутии, в меньшей степени трубки Брусской. Элементы-индикаторы кимберлитов варьируют в пределах (%): хром – 0,015–0,05, никель – 0,015–0,04, кобальт – 0,002–0,005. Отношение содержаний хрома к никелю (0,67–1,25) оказывается выше такового трубки Брусской (0,5–0,65) и соответствует показателям типичных кимберлитовых тел Якутии (0,78–1,35) [147].

Порфиновые кимберлиты впервые описаны и отнесены к этой группе пород В. А. Чубугиной [179]. Встречаются в междуречье рек Накита и Дольчик, а также по берегам р. Терины ниже руч. Брус. Изучались впоследствии Н. С. Зайцевым, В. В. Ляховичем, Л. А. Полуниной. Макроскопически это зеленовато-серые, либо черные породы порфирового строения. Минеральный состав: оливин – 30–60 %, флогопит – 6–30 %, моноклинный пироксен – 5–20 %, ильменит, магнетит – 1–15 %, перовскит; акцессорные минералы представлены нефелином, апатитом, шпинелью, хромпикотитом, цирконом, алмандином и единичными зернами лилового пироба. Основная масса имеет различную степень кристаллизации и изменения. Среди карбонатно-серпентинового агрегата различимы моноклинный пироксен, флогопит, рудные минералы, перовскит, апатит, шпинель, иногда нефелин. Вкрапленники представлены оливином и флогопитом. Оливин образует кристаллы размером до 2,5 мм, иногда с включениями оливина второй генерации, представленных форстеритом. Чаще всего замещены карбонатом, серпентином и лимонитовым агрегатом с халцедоном. Флогопит зональной окраски – от коричневой до бесцветной. По флогопиту развивается карбонат и хлорит. Пироксен представлен диопсид-авгитом зеленоватым или бесцветным, замещен, чаще всего, хромсодержащим хлоритом. Перовскит образует в породе тонкую вкрапленность – сыпь. Зерна окрашены в буроватый цвет. В этих породах, по описаниям Е. Л. Бутаковой [91], состав слюд не позволяет сравнивать их с маймечит-пикритовыми порфиритами Маймеча-Котуйской провинции, кроме того, они резко отличаются высоким содержанием оливина и слюды. От альнеитов эти же породы отличаются низким, либо полным отсутствием нефелина и мелилита. Кроме того, в них присутствует алмадин и лиловый пироп.

Широкое развитие порфиновые кимберлиты получили в северо-восточной части Чадобецкого поднятия. В пределах Кольцевой площади-VI (рис. 17) в процессе поисковых работ буровыми скважинами вскрыто более десяти объектов, сложенных мелко-, крупнопорфировыми кимберлитовыми породами. Форма тел трубчатая и пластово-секущая, а также – дайковая. Трубчатые тела, в том числе трубки Верхне-Теринская и Накитская, имеют классическую, в плане – округлую, овальную форму с крутопадающими вертикальными стенками. Сложены кимберлитовыми брекчиями. Пластово-секущие тела, часто имеют субпластовую, лополитообразную форму, реже – дайкообразную, сложены, в основном, порфировыми кимберлитами. Вмещающими породами всех кимберлитовых тел являются карбонатные отложения нижнего–среднего кембрия. Процессам мел-палеогенового корообразования в краевой части Чадобецкого поднятия кимберлитовые тела подвержены в меньшей степени, чем в центральной, поэтому более приемлемы для изучения. Порфировидные кимберлиты вскрыты скважиной Ен-19 [147], пробуренной в 2,0 км юго-западнее трубки Верхне-Теринской в пределах положительной магнитной аномалии ($\Delta T_{\max}=125$ нТл), размером 280×170 м. В интервале 96,5–229,0 м вскрыто два кимберлитовых тела лополитообразной формы, мощностью 17,9 и 102,3 м. Нижнее тело сложено кимберлитовой брекчией серовато-зеленого цвета с карбонатно-серпентин-слюдистой основной массой. Содержание обломков не превышает 10–15 %. Овоидные выделения серпентинизированного оливина размещаются вперемешку с обломками осадочных пород. Верхнее субпластовое тело мощностью 17,9 м сложено темно-зелеными, почти черными порфировидными кимберлитами карбонат-слюдисто-серпентинового состава. Основная масса тонкокристаллическая, насыщена кластитами ультраосновного состава. Участками просматривается автолитовая текстура. Кимберлиты, вскрытые скважиной, интенсивно подвержены процессам автотоматоза.

Восточнее (4,0 км) трубки Верхне-Теринской, в пределах положительной магнитной аномалии ($\Delta T_{\max}=130$ нТл), размером 470×470 м, скважиной Ен-18 на глубине 241,3 м вскрыто субпластовое тело мощностью 28,3 м, выполненное кимберлитами мелкопорфирового облика, зеленовато-черного цвета [147]. Кимберлит в основной слюдисто-серпентиновой массе содержит овоидные выделения размером 1–3 мм, реже – до 5 мм серпентинизированного оливина, насыщенного тонким рудным веществом. Для кимберлитов характерна лепидогранобластовая и реликтовая, порфировая структуры, первая из которых обусловлена псевдоморфным замещением ядер округлых и идиоморфных кристаллов оливина размером 1,0–5,0 мм, агрегатом серпентин-хлоритовых минералов. Они приобретают темную, почти черную окраску за счет насыщения тонковкрапленным магнетитом. Внешняя оболочка автолитов более светлая, желтовато-зеленая

в виду меньшего количества рудной массы и присутствия бесцветной слюды. Ограничения зерен оливина неровные, занозистые. В основной связующей массе отмечается оливин второй генерации размером 0,1–0,2 мм. Он замещен хлорит-серпентином, по периферии развивается вторичная слюда. В интерстициях развивается серпофит, чешуйчатый агрегат хлорита и серпентина с перовскитом, магнетитом, ильменитом, нередко мелкокристаллический кальцит.

Кроме тел субпластовой формы, сложенных порфиroidными кимберлитами, в правобережной части р. Терины в контуре магнитной аномалии с интенсивностью в эпицентре 280 нТл вскрыт трубочный объект ассиметричного строения. Восточная часть тела крутопадающая, западная – пологая с серией подводных каналов юго-западного простирания. В восточном эпицентре аномалии, помимо эксплозивных кимберлитовых брекчий, вскрыты мелкопорфировые кимберлиты с автолитовой текстурой. Взаимоотношения различных фаз внедрения сложные. В протоколках установлен весь комплекс кимберлитовых минералов.

Субпластовое тело порфиroidных кимберлитов, выходящее на поверхность, выявлено [147] в результате заверки положительной аномалии интенсивностью 100 нТл, в двух эпицентрах до 2 800 нТл. Размер аномалии – 600×300 м. Мощность кимберлитового тела – 28,5 м (скв. Ен-12, 13, 14). Локализовано оно в зоне пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Кимберлит имеет пятнистый облик за счет автолитовой (овоидной) текстуры. Порфиroidные выделения сложены оливином первой генерации (20–40 %). Фенокристаллы оливина размером 1–5 мм обладают округлой формой и замещены желтоватым и желтовато-бурым сепиолит-сапонит-иддингситовым агрегатом. По периферии автолитов развивается кальцит, перовскит, магнетит. Биотит замещен гидрослюдами, образует отдельные чешуйки, пакеты размером до 0,5–1 мм. Насыщен ксеноморфным перовскитом и черной тонкой сыпью рудных минералов. Отдельные индивиды флогопита замещаются сноповидными и лучистыми агрегатами бесцветной и зеленовато-голубоватой слюдки. В пределах карбонатизированных участков, в кимберлите отмечаются розетковидные образования халцедона и зеленый, чешуйчатый хлорит. В основной массе кимберлита наблюдается оливин второй генерации размером до 0,1–0,4 мм, образующий овальные выделения, замещенные агрегатом минералов группы палыгорскита. В валовой пробе весом 1 000 кг в порфиroidных кимберлитах выявлено два кристалла алмаза. Это первые алмазы, найденные в пределах юга Сибирской платформы, в кимберлитовых породах, в коренном залегании. Во всех телах, сложенных порфиroidными кимберлитами, вскрытых буровыми скважинами в правобережной части р. Терины, установлены минералы-спутники алмаза. Содержание пиропов составляет от первых до десяти зерен на 10 кг пробы-протоколочки. Мантийные акцессории являются типичным для кимберлитов [147].

Химический состав пород щелочно-ультраосновного чадобецкого комплекса, в первую очередь, зависит от особенностей их минерального состава. Определяющими в этом отношении являются флогопит, кальцийсодержащие силикаты (монтichelлит, мелилит), диопсид, перовскит, пироп, карбонаты, присутствующие в тех или иных количествах в породах всех фаз комплекса. Общим для пород комплекса, по отношению к типичным разновидностям щелочно-ультраосновных пород, является повышенная щелочность и известковистость, недонасыщенность кремнекислотой и относительно пониженное содержание окиси магния. Для щелочных пород первой фазы характерно низкое содержание окиси кремния, относительно высокая железистость, повышенная щелочность (суммарное содержание щелочей, в составе которых преобладает калий, составляет 1,5–5 %) и обогащенность пород кальцием и фосфором, а также пониженная магнезиальность и глиноземистость [82, 115, 135, 179]. Повышенные содержания калия обусловлены присутствием в породах значительного количества флогопита.

Характеризуясь сравнительным постоянством химического состава, породы чадобецкого комплекса имеют ряд различий, зависящих от пространственного их размещения в пределах Чадобецкой структуры. Химический состав пород чадобецкого комплекса показан в таблицах 6, 7 и на диаграмме (рис. 19). Наиболее низким содержанием окиси кремния характеризуются пикриты, слагающие интрузии в западной и юго-восточной части Теринского выступа, там, где широко развиты жильные тела карбонатитов. Максимальные значения кремнезема отмечаются в слюдистых пикритах, в центральных частях Теринского выступа. Породы в краевых частях северного и южного выступов наиболее обогащены кальцием. Повышенная магнезиальность щелочно-ультраосновных пород отмечается в породах западного и юго-восточного обрамления Теринского выступа и центральной части Чуктуконского. Повышенной железистостью отличаются породы восточного обрамления и центральной площади Теринского выступа.

Геохимической особенностью пикритовых тел, обрамляющих Теринский выступ, является низкие содержания в них редкометалльных элементов – вольфрама, олова, молибдена, бериллия и редкоземельных элементов, а также аномально высокое (до 0,1–0,3 г/т) содержание золота [82].

Химический состав кимберлитов чадобецкого комплекса

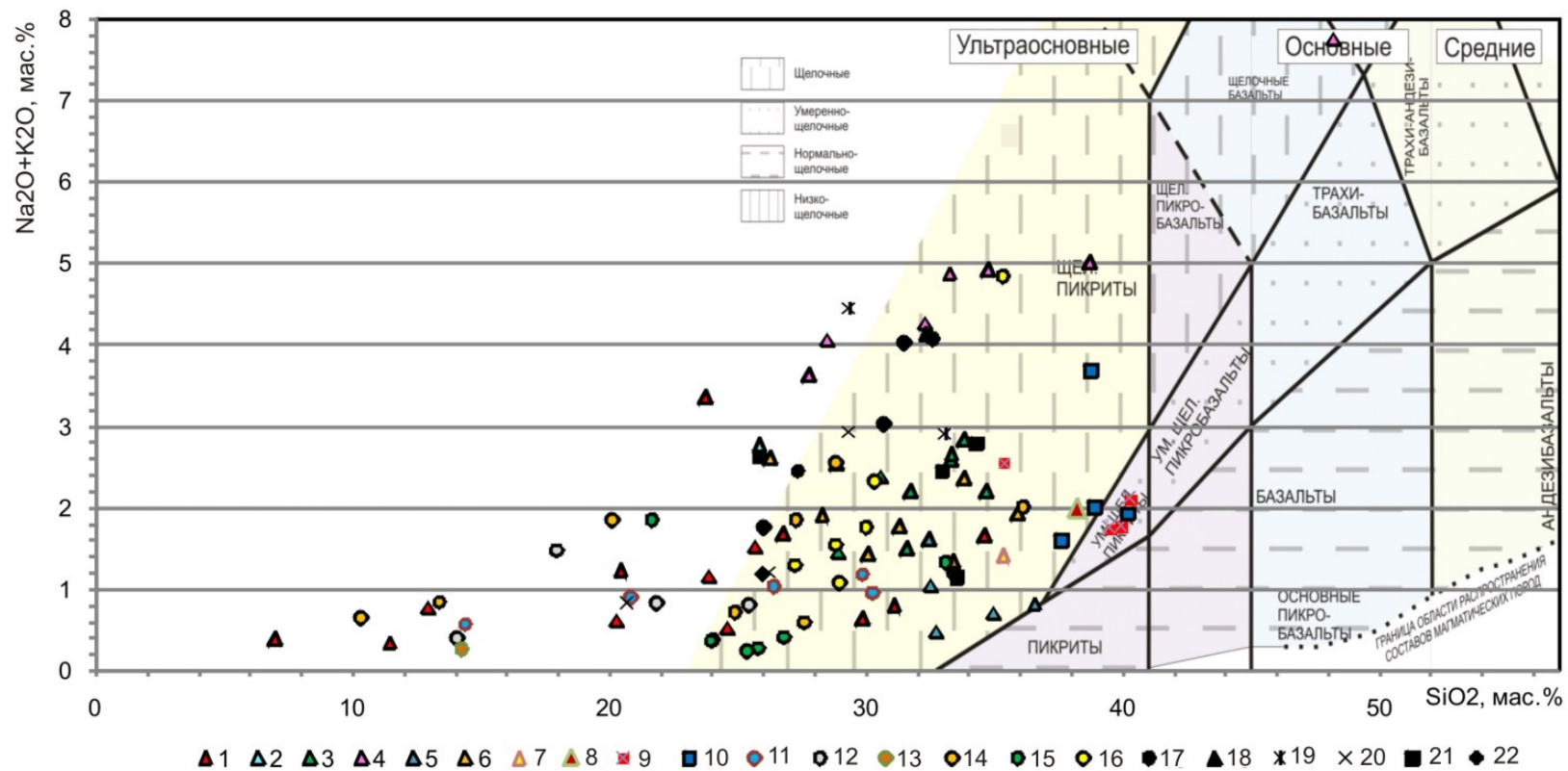
Название объекта и привязка на рис. 17	Автор, год	№ п/п	Номер, глубина	Окислы, в %												
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ
Трубка Верхне-Теринская (скв. Ен-8)	Варганов, 2010	1	50,0 м	24,64	4,66	4,19	14,64	3,64	0,13	9,12	21,58	0,12	0,4	0,83	18,01	98,32
	Варганов, 2010	2	56,0 м	20,44	5,29	4,91	10,52	1,16	0,18	8,49	24,88	0,13	1,09	0,75	22,4	99,08
	Варганов, 2010	3	61,5 м	7,02	1,67	1,68	6,47	1,67	0,13	1,94	43,86	0,12	0,25	0,34	36,2	99,68
	Варганов, 2010	4	68,1 м	23,93	4,29	4,01	11,48	1,46	0,14	12,46	22,86	0,2	0,96	0,8	17,21	98,34
	Варганов, 2010	5	77,2 м	31,09	5	4,98	12,2	4,72	0,17	20,67	9,63	0,19	0,59	0,56	13,2	98,28
	Варганов, 2010	6	82,0 м	23,79	4,83	4,4	13,9	6,91	0,14	12,49	16,68	0,25	3,09	0,91	17,16	97,64
	Варганов, 2010	7	87,2 м	25,73	4,54	4,32	12,3	4,13	0,18	13,31	20,56	0,19	1,33	0,92	15,38	98,76
	Варганов, 2010	8	97,6 м	29,89	3,95	3,57	11,04	3,53	0,17	24,41	9,79	0,32	0,3	0,88	14,16	98,48
	Варганов, 2010	9	108,0 м	26,82	4,36	3,97	11,68	3,83	0,16	16,64	17,15	0,21	1,45	0,83	14,8	98,07
	Варганов, 2010	10	117,5 м	12,99	4,31	3,68	9,55	3,27	0,27	5,31	33,07	0,13	0,64	0,67	27,49	98,11
	Варганов, 2010	11	121,8 м	11,44	3,22	2,74	8,44	1,34	0,22	1,36	38,39	0,11	0,23	0,54	31,97	98,66
	Варганов, 2010	12	124,2 м	20,34	6,3	5,45	12,53	1,75	0,13	2,69	25,74	0,11	0,5	1,13	23,51	98,43
	Варганов, 2010	13	137,0 м	25,83	2,37	4,02	5,73	3,45	0,18	7,55	22,62	0,4	2,35	0,91	23,18	98,59
	Мкртычьян, 2005	14	сред. по скв. Ен-8	34,63	5,14	4,31	7,03	5,71	0,14	18,21	9,29	0,07	1,58	1	-	-
Пластово-секущие тела (скв. Ен-10, 11), водораздел рр. Терины-Накиты	Варганов, 2010	1	скв. Ен-10, 119,6 м	20,92	2,97	4,44	5,75	1,97	0,1	3,84	30,49	0,18	0,7	0,54	28,51	98,44
	Варганов, 2010	2	скв. Ен-10, 127,0 м	29,86	5,59	4,62	11,63	5,13	0,13	8,84	20,85	0,41	0,77	0,57	14,17	97,44
	Варганов, 2010	3	скв. Ен-10, 140,3 м	30,32	7,15	6,1	8,52	2,71	0,084	4,02	20,71	0,21	0,74	0,92	19,38	98,15
	Варганов, 2010	4	скв. Ен-10, 165,4 м	14,4	3,86	3,61	7,24	2,38	0,068	6	35,1	0,19	0,38	0,36	26,96	98,17
	Варганов, 2010	5	скв. Ен-10, 196,2 м	26,4	4,41	3,61	9,77	2,82	0,14	16,49	19,7	0,4	0,61	0,47	15,94	98,32
	Варганов, 2010	6	скв. Ен-11, 80,9 м	33,51	3,17	3,61	9,22	3,38	0,13	7,51	20,28	0,63	0,54	1,06	13,15	98,91
	Варганов, 2010	7	скв. Ен-11, 140,3 м	21,93	4,58	3,61	12,23	3,09	0,15	15,86	20,56	0,33	0,47	0,48	18,79	98,7
	Варганов, 2010	8	скв. Ен-11, 169,0 м	18,03	4,05	3,61	8,89	2,49	0,11	12,81	24,16	0,28	1,19	0,44	23,87	97,19
	Варганов, 2010	9	скв. Ен-11, 191,8 м	25,5	4,15	3,61	11,23	2,68	0,11	7,53	25,6	0,35	0,44	0,73	16,88	97,02
	Кириченко, 2009	10	скв. Ен-11, 150,0 м	14,15	0,17	1,28	3,81	1,36	0,45	14,47	33,4	0,27	0,11	0,6	30,17	100,24
	Мкртычьян, 2005	11	сред. по скв. Ен-10, 11	29,17	5,37	8,86	9,76	5,41	0,15	18,26	14,67	0,41	0,93	0,94	-	-
Пластово-секущие тело (скв. Ен-13)	Варганов, 2010	1	15,8 м	14,25	4,42	3,61	8,92	1,23	0,26	6,22	33,79	0,12	0,12	0,83	28,18	99,82
Пластово-секущие тела (скв. Ен-15), водораздел рр. Терины-Накиты	Варганов, 2010	1	59,0 м	24,89	3,81	3,61	14,4	6,39	0,17	8,96	19,99	0,19	0,5	1,02	19,52	98,28
	Варганов, 2010	2	84,0 м	13,39	2,82	3,61	6,2	1,82	0,09	3,89	35,95	0,19	0,65	1,23	29,73	98,11
	Варганов, 2010	3	89,3 м	20,17	6,83	3,61	18,73	1,86	0,063	5,74	15,24	0,16	1,67	1,85	16,33	92,81
	Варганов, 2010	4	115,1 м	27,65	3,35	3,61	11,23	3,16	0,15	17,08	20	0,26	0,33	2,42	10,9	98,17
	Варганов, 2010	5	188,3 м	10,41	2,69	3,61	8,4	0,97	0,058	2,78	34,96	0,14	0,49	1,58	28,52	94,33
	Варганов, 2010	6	89,0 м	36,13	3,79	6,02	7,53	2,02	0,14	27,09	3,87	0,47	1,52	0,67	10,23	99,48
	Варганов, 2010	7	2198	28,87	3,4	4,93	6,34	2,75	0,23	14,45	17,23	0,61	1,91	0,3	17,19	98,21
	Кириченко, 2009	8	89,2-89,5 м	36,13	3,76	6,02	7,53	2,02	0,14	27,09	3,87	0,47	1,52	0,67	10,23	99,48
	Мкртычьян, 2005	9	сред. по скв. Ен-15	27,26	3,69	7,21	9,82	3,83	0,16	21,03	16,1	0,4	1,42	1,52	-	-

Продолжение табл. 7

Название объекта и привязка на рис. 17	Автор, год	№ п/п	Номер, глубина	Окислы, в %												
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ
Пластово-секущие тела (скв. Ен-17), водораздел рр. Терины-Накиты	Варганов, 2010	1	230,9 м	24,03	4,42	3,61	12,3	6,02	0,13	21,06	17,41	0,15	0,2	1,47	12,21	96,67
	Варганов, 2010	2	241,3 м	21,65	4,11	3,61	11,38	4,53	0,13	15,1	22	0,21	1,62	1,13	17,3	98,01
	Варганов, 2010	3	247,5 м	25,86	5,07	3,61	13,05	3,01	0,17	16,69	20,85	0,14	0,13	1,83	11,24	98,68
	Варганов, 2010	4	252,3 м	26,87	3,13	3,61	8,28	2,08	0,12	25,92	12,95	0,22	0,19	0,78	16,16	98,14
	Варганов, 2010	5	260,1 м	25,43	4,2	3,61	10,8	0,3	0,17	22,16	13,95	0,18	0,03	0,2	18,27	98,6
	Варганов, 2010	6	269,6 м	23,95	3,65	3,61	11,78	0,59	0,12	21,2	15,69	0,16	0,2	1,63	16,63	98,22
	Кириченко, 2009	7	258,9 м	33,11	5,26	4,51	12,65	1,63	0,17	19,74	11,61	0,31	0,99	1,61	7,75	99,34
Трубка Моховая (скв. В-5, 6), р. Терины	Мкртычян, 2005	2	скв. В-6, 13,7 м	25,83	2,37	4,02	5,73	3,45	0,18	7,55	22,62	0,4	2,35	0,91	23,18	98,56
	Мкртычян, 2005	3	скв. В-5, 14,0-26,2 м	28,96	4,68	5,46	7,88	4,53	0,17	10,91	19,08	0,34	1,11	0,97	14,3	98,39
Пластово-секущие тела (скв. Ен-44), р. Накита	Варганов, 2010	1	4,2 м	29,04	4,2	5,08	12,8	5,13	0,14	11,62	20,56	0,45	0,6	1,18	13,17	98,84
	Варганов, 2010	2	50,5 м	30	4,58	4,46	14,04	6,73	0,15	14,89	15,24	0,23	1,51	1,25	12,25	98,6
	Варганов, 2010	3	62,4 м	28,88	4,56	4,69	14,93	7,43	0,19	15,26	14,38	0,34	1,2	1,19	12,75	98,37
	Варганов, 2010	4	80,7 м	30,41	2,99	7,31	10,35	5,43	0,12	10,57	18,28	0,7	1,6	0,84	14,8	97,97
	Варганов, 2010	5	87,9 м	27,33	4,01	4,33	12,03	5,5	0,13	11,81	21,28	0,37	0,92	1,33	14,49	98,03
	Кириченко, 2009	6	87,9 м	35,34	2,1	5,08	6,71	3,6	0,3	10,86	12	0,68	4,14	0,99	16,99	98,79
Трубка Брусская	Мкртычян, 2005	1	-	33,35	3,46	5,85	6	4,55	0,21	15,98	13,01	0,57	2	0,23	-	-
	Мкртычян, 2005	2	сред. по 7 ан. скв. 2, 198,5 м	34,72	3,85	5,84	9,49	2,01	0,25	13,06	12,95	0,37	1,81	0,68	15,07	99,6
	Мкртычян, 2005	3	8515	28,96	4,68	5,46	7,88	4,53	0,17	10,91	19,08	0,34	1,11	0,97	14,3	98,39
	Юркин, 1963	4	3	31,78	3,42	5,74	8,51	2,04	0,2	13,54	14,65	0,38	1,8	0,11	18,36	100,5
	Юркин, 1963	5	6	31,64	3,3	5,79	9,31	1,72	0,28	13,96	14,72	0,19	1,3	0,14	18,15	100,75
	Юркин, 1963	6	8	30,62	3,16	6,01	8,17	2,66	0,2	13,72	13,56	0,33	2,05	0,21	18,6	99,69
	Юркин, 1963	7	12	33,32	2,91	6,41	6,1	3,5	0,16	14,83	13,28	0,34	2,3	0,12	16,29	100,9
	Юркин, 1963	8	13	33,84	3,1	5,73	5,66	4,2	0,19	15,09	12,44	0,44	2,38	0,08	16,28	100,17
	Кириченко, 2009	9	скв. 2, 198,5 м	28,87	3,4	4,93	6,34	2,75	0,23	14,45	17,23	0,61	1,91	0,3	17,19	98,21
Трубка Фигурная	Юркин, 1963	1	325а, ш-325	34,8	3,08	7,29	5,83	1,9	0,24	5,32	16,43	0,31	4,6	0,12	19,45	99,55
	Юркин, 1963	2	349в, ш-349	48,22	5,4	13,46	15,31	0,1	0,24	2,56	0,74	0,65	7,1	0,21	5,13	99,82
	Юркин, 1963	3	299, ш-299	27,8	2,88	5,35	5,12	5,38	0,38	12,62	13,68	0,42	3,2	0,18	22,88	100,64
	Юркин, 1963	4	307/9, скв. 307	33,24	2,18	6,82	4,04	4,9	0,24	8,53	13,31	0,67	4,2	0,14	30,48	100,1
	Юркин, 1963	5	307/29	32,34	2,5	6,18	2,65	5,46	0,2	9,24	14,04	0,36	3,9	0,095	23,08	100,62
	Юркин, 1963	6	326-2, ш-326	38,76	2,08	7,99	2,74	4,78	0,28	7,79	10,6	0,68	4,32	0,094	18,87	98,98
	Анучин, 1991	7	сред. по 5 ан.	28,54	2,77	6,24	5,6	4,72	0,28	10,88	14,24	0,45	3,61	0,11	23,3	100,33
Трубка Верхне-Чуктуконская	Юркин, 1963	1	1	36,56	3,96	6,66	9,78	2,33	0,15	16,55	9,87	0,15	0,67	0,49	12,57	99,76
	Юркин, 1963	2	5	32,58	6,86	6,33	11,06	4,09	0,15	17,42	8,22	0,34	0,7	0,91	10,89	99,67
	Юркин, 1963	3	7	32,78	4,36	5,13	10,28	2,11	0,15	17,34	11,95	0,13	0,35	0,5	15,72	100,87
	Юркин, 1963	4	9	35	4,06	5,22	10,05	1,5	0,14	17,94	9,48	0,28	0,42	0,48	16,2	100,8
	Юркин, 1963	5	10	32,48	1,42	9,05	10,68	2,15	0,33	12,38	12,63	0,72	0,88	0,16	17,75	100,73
	Анучин, 1991	1	сред. по 10 ан.	35,34	4,77	6,56	9,68	2,83	0,18	16,35	10,19	0,45	0,95	0,54	12,9	100,17

Окончание табл. 7

Название объекта и привязка на рис. 17	Автор, год	№ п/п	Номер, глубина	Окислы, в %												
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Σ
Трубки Большая и Малая	Юркин, 1963	1	78/16	33,84	4,04	6,25	7,56	0,85	0,52	13,12	12,17	0,15	2,2	0,65	14,82	96,31
	Юркин, 1963	2	475	31,34	4,5	4,87	11,63	1,13	0,36	12,64	16,32	0,25	1,5	1,59	14,5	100,7
	Юркин, 1963	3	55	35,92	8,48	9,22	21,24	1,84	0,21	4,62	4,01	0,16	1,75	2,4	8,9	100,11
	Юркин, 1963	4	63	33,44	8,48	2,3	26,89	1,98	0,47	4,52	1,41	0,26	1,06	1,25	8,87	101,13
	Юркин, 1963	5	46	30,1	6,44	7,15	25,12	2,27	0,22	9,73	3,7	0,07	1,35	2,15	9,61	98,15
	Анучин, 1991	6	сред. по 8 ан. тр. Большая	28,28	5,42	6,1	22,14	3,11	0,38	9,38	8,32	0,21	1,69	1,68	12,3	100,37
	Анучин, 1991	7	сред. по 8 ан. тр. Малая	26,3	2,91	5,09	8,54	1,73	0,34	11,62	18,6	0,24	2,36	1,26	20,92	100,14
Трубка Центральная	Анучин, 1991	1	сред. по 7 ан.	38,23	3,63	5,59	11,61	0,85	0,39	14,76	6,84	0,52	1,46	1,16	13,47	99,06
Трубка Хоркич (лист Р-47-XXXIII)	Крюков, 1984	1	-	35,4	3,35	8	5,75	4,18	0,12	16,12	5,66	0,63	1,91	0,48	8,98	93,58
	Крюков, 1984	2	-	39,56	3,68	6,8	5,39	4,86	0,14	16,12	7,97	0,28	1,45	0,51	11,32	98,08
	Крюков, 1984	3	-	39,94	3,57	7,42	5,45	4,58	0,13	16	8,34	0,5	1,26	0,54	11,71	99,44
	Крюков, 1984	4	-	40,32	3,11	8,48	5,72	4,2	0,11	16,25	7,34	0,34	1,75	0,44	11,42	99,48
Трубка Тайга (лист Р-47-XXXIII)	Крюков, 1984	1	-	38,84	2,5	9,02	4,24	4	0,11	13,76	7	0,83	2,83	0,31	14,27	97,74
	Крюков, 1984	2	-	40,28	3,9	8,9	8,16	2,66	0,13	14,31	10,44	0,37	1,56	0,75	9,33	100,76
	Крюков, 1984	3	-	37,68	3,85	8,1	8,09	2,73	0,14	14,69	11,06	0,46	1,12	0,69	10,06	98,67
	Крюков, 1984	4	-	38,98	3,85	8,15	8,01	2,58	0,15	15,06	10,5	0,34	1,64	0,68	9,45	99,39



1-11 - Трубочные тела (трубки взрыва): 1 - Верхне-Теринская, 2 - Моховая, 3 - Брусская, 4 - Фигурная, 5 - Чуктуконская, 6 - Большая и Малая, 7 - Верхне-Чуктуконская, 8 - Центральная, 9 - Хортич, 10 - Тайга; 11-16 - пластовосекущие тела кимберлитов в скважинах: 11 - Ен-10, 12 - Ен-11, 13 - Ен-13, 14 - Ен-17, 15 - Ен-15, 16 - Ен-44; 17-22 - монтичеллиты, альнеиты, перидотиты (Юркин, 1964): 17 - монтичеллитовый альнеит, 18 - альнеит (средний анализ по Дели), 19 - монтичеллитовый перидотит с нефелином, 20 - монтичеллитовый слюдистый перидотит, 21 - слюдистый кимберлит, обн. р. Брус, 22 - слюдистый кимберлит (Соболев и Бобриевич)

Рис. 19. Диаграмма химических составов основных пород нормального ряда (сост. А. В. Левен).

Явные отличительные черты имеют кимберлитовые породы в малоизученной Кольцевой зоне (I, VI) на периферии Чадобецкого поднятия (рис. 17). В породах наблюдается повышенное содержание окиси титана, а также суммы окислов железа, что вероятно, обусловлено увеличением объемных концентраций перовскита и пикроильменита. Кроме того, росту содержания железа и титана соответствует повышенное содержание в породах флогопита. По содержанию окиси магния кимберлиты отличаются от щелочно-ультраосновных пород центральных частей поднятия. Породы трубок Брусской и Фигурной, а также известных трубок – Тайга и Хоркич, выявленных на сопредельной к северу территории, характеризуются предельно низкой магнетизальностью.

Кимберлиты, выявленные по периферии Чадобецкого поднятия, соответствуют по этому показателю нормативному кимберлиту. Содержания в породах окиси железа, титана и алюминия сопоставимы с содержаниями этих компонентов в мезозойских трубках Нижне-Куонамского, Лучаканского, Западно-Укукитского полей северной части Якутской алмазонасной провинции. Подобную специализацию имеют слабоалмазонасные среднепалеозойские кимберлиты Кепинского поля Архангельской кимберлитовой провинции [147].

Повышенные содержания окиси алюминия, титана, высокие показатели щелочности позволили ряду авторов относить щелочно-ультраосновные породы центральных частей к лампроитам [82, 135]. Кимберлиты, обрамляющие поднятие, не могут быть отнесены к породам лампроитовой серии, поскольку отличительным признаком лампроитов от кимберлитов является значение показателя K_2O/Al_2O_3 и K_2O+Na_2O/Al_2O_3 , которое должно быть >1 , для кимберлитов Чадобецкого комплекса этот показатель равен 0,8 и 0,7.

Данные изучения минерального и химического состава пород Чадобецкого комплекса, а также выявленные закономерности размещения интрузивных тел свидетельствуют о том, что пространственно-временная связь щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов является результатом единого эндогенного процесса, связанного с глубинной дифференциацией ультрабазитовой магмы [82, 128, 147, 179]. В то же время, значения геолого-геофизических характеристик различных интрузивных объектов Чадобецкого поднятия свидетельствуют о многофазном и, возможно, гетерохромном их формировании [147].

Дискуссионным остается до настоящего времени вопрос о возрасте пород чадобецкого комплекса. Следует отметить определенные сложности в интерпретации результатов многочисленных определений абсолютного возраста кимберлитовых пород, полученных в разные годы. Определения характеризуются широким возрастным диапазоном – от докембрия (2 710, 2 150, 1 630 и 680–850 млн лет) до мезозоя (219 млн лет) [59, 82, 115, 179]. По мнению В. И. Юркина, это связано с наличием в составе кимберлитовых брекчий большого количества обломков пород и минералов различного генезиса и возраста, а так же время образования флогопита, имеющего несколько генераций. Выполненные Г. С. Плюсиным [82] радиоизотопные исследования щелочных пикритов калий-аргоновым методом по флогопиту варьируют от 299 ± 9 до $255,1 \pm 7,7$ млн лет. Для карбонатитов радиоизотопные датировки тем же методом определяются от $183,3 \pm 5,3$ до $260,1 \pm 7,8$ млн лет. (табл. 8).

Интрузии комплекса прорывают отложения среднего рифея и кембрия. Нижняя возрастная граница по геологическим данным определяется присутствием ксенолитов долеритов трапповой формации раннего триаса в слюдистых пикритах и перидотитах первой фазы комплекса, а также в кимберлитовых брекчиях его третьей фазы [179]. Это определяет возраст пород комплекса как послераннетриасовый.

Последовательность внедрения фаз чадобецкого комплекса устанавливается достаточно уверенно благодаря явно секущим взаимоотношениям карбонатитов по отношению к щелочно-ультраосновным породам первой фазы. Более молодой возраст кимберлитов по отношению как к щелочным пикритам, так и карбонатитам определяется присутствием ксенолитов вышеупомянутых пород в кимберлитовых брекчиях. Мезозойский возраст комплекса принимается большинством исследователей [82, 147, 179] со значительной долей условности, так как он не древнее и не моложе позднего триаса, поскольку юрский этап развития региона амагматичен.

С щелочно-ультраосновным комплексом генетически связаны месторождения и проявления ряда полезных ископаемых. Не подлежит сомнению материнская роль пород комплекса в формировании известных месторождений ниобия, редких земель, марганцево-алюминиевых руд, проявлений фосфоритов, а также проявлений алмазов.

Результаты определения радиоизотопного возраста интрузивных пород листа О-47-IV

Комплекс (фаза)	Порода	Привязка	Источник	№ пробы	Радиологический возраст (млн лет)	Метод определения	Погрешность	Исследуемый минерал	Дата	Исполнитель	Организация
Чадобецкий (первая)	Слюдистый щелочной пикрит	Теринский купол, скв. 53, гл. 481,2 м	[82]	53/481	277,5	К-Аг	9	флогопит	1990	Иванов А.В.	Институт Геохимии, г. Иркутск
	Слюдистый щелочной пикрит	Теринский купол, скв. 47, гл. 34,5 м	[82]	47/34	299	К-Аг		флогопит	1990	ЦНТТМ «Спектр», Г.С. Плюснин	Институт Геохимии, г. Иркутск
	Слюдистый щелочной пикрит	Теринский купол, скв. 47	[134]		255,1		7,7	-	-	-	-
	Мелилит-пироксеновый щелочной пикрит	В 6,6 км выше устья руч. Семенов Дольчик	[82]	3	272,9	К-Аг	8,2	флогопит	1990	ЦНТТМ «Спектр»	Институт Геохимии, г. Иркутск
	Слюдистый щелочной пикрит	Чуктуконский купол, скв. 13, гл. 113	[134]	13/113	265	К-Аг	10	флогопит	1990	-	ВИМС
	Слюдистый щелочной пикрит	Правобережье р. Терины, ниже устья руч. Брус	[116]	2007	252	К-Аг	-	флогопит	1967	-	Институт Геологии и геофизики, г. Новосибирск
	Слюдистый щелочной пикрит	Верховье р. Чуктукон	[96]	7	268	К-Аг	-	биотит	1962	-	МГУ
Чадобецкий (Вторая)	Доломит-кальцитовый карбонатит	Теринский купол, скв. 53, гл. 513-526 м	[134]	53/512	260,1	К-Аг	7,8	порода	1990	-	ВИМС
	Доломит-кальцитовый карбонатит	Теринский купол, скв. 34, гл. 139 м	[82]	34/139	256,5	К-Аг	7,7	порода	1990	ЦНТТМ «Спектр»	Институт Геохимии, г. Иркутск
	Доломит-кальцитовый карбонатит	Теринский купол, скв. 34, гл. 139 м	[82]		183,3	К-Аг	5,3	порода	1990	ЦНТТМ «Спектр»	Институт Геохимии, г. Иркутск
Чадобецкий (Третья)	Кимберлитовая брекчия	Трубка «Фигурная»	[134]	8	200	Pb-Pb	-	циркон	1990	-	ВИМС
	Кимберлитовая брекчия	Трубка «Фигурная»	[82]	4	219,7	К-Аг	6,6	флогопит	1990	ЦНТТМ «Спектр»	Институт Геохимии, г. Иркутск

ТЕКТОНИКА

Территория листа расположена в юго-западной части Сибирской платформы в зоне сочленения крупных рифейско–среднепалеозойских структур: **Байкитской антеклизы**, зоной Ангарских складок и позднепалеозойско–раннемезозойской – **Тунгусской синеклизой**.

Сведения о глубинном строении фундамента основаны на материалах геофизических исследований и данных нефтепоискового бурения глубиной до 2,5–3,0 км. Интерпретация этих данных часто имеет неоднозначный характер [43, 89, 90, 105, 109, 141]. В материалах интерпретации региональных геофизических исследований и структурных построениях последних лет глубины до фундамента для площади проводятся от 3,5 до 12,0 км [102, 166, 167].

Современная морфоструктура поверхности фундамента имеет блоковое строение. Блоки ограничены глубинными разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания. На площади выделяются Кординский (1), Катангский (2) и Сользаводской (3) разломы. В чехле они образуют зоны субпараллельных трещин и второстепенных разломов шириной от нескольких до десятков километров. В пределах площади в фундаменте выделяются ряд блоков различного стояния. Северо-восточная часть площади приурочена к жесткому блоку фундамента, ограниченному Сользаводским и Катангским глубинными разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Блок расположен на стыке двух надпорядковых структур кристаллического фундамента – Байкитского поднятия и Канско-Тасеевской впадины, соотносимые с одноименными структурами платформенного чехла. [120]. В раннепротерозойское время блок развивался в составе Иркинеевской палеорифтовой системы, давшей начало формированию в ее пределах магматических очагов щелочно-ультраосновного состава. Юго-западная часть блока в раннерифейское время была отделена от Чадобецкого поднятия и Сользаводского вала Ковино-Вихоревским разломом и развивалась как отрицательная структура фронтальной части зоны Ангарских складок, образуя Бивинскую впадину [120]. В этот период Чадобецкий блок, являясь частью жесткого стабильного блока Байкитской антеклизы, не испытал контрастных тектонических перестроек.

Глубина залегания фундамента в юго-восточной части площади, южнее Сользаводского разлома по геофизическим данным равняется 7–12 км, севернее разлома – 3,5–5,0 км [102, 111, 166, 167].

Вещественные доказательства дорифейского возраста кристаллического основания в юго-западной части платформы получены в результате нефтепоискового бурения в районе Юрубчено-Тахомской зоны поднятий, где на глубинах от 1,9 до 2,3 км вскрыты гранитоиды позднеархейского возраста (2,6–2,7 млрд лет).

В целом, консолидированная часть земной коры на площади разуплотнена, о чем свидетельствует аномально низкая мощность гранитно-метаморфического слоя земной коры (8–9 км), разуплотнение по данным глубинного магнитотеллурического зондирования (ГМТЗ) прослеживается и в верхней мантии [105]. В северо-западной части площади величина граничной скорости упругих вол (V_r) имеет повышенное значение (6,6–7,0 км/с).

По материалам В.К. Зуева, в южной части площади в пределах тектонически активного в ранне-позднепротерозойское время Иркинеевского палеорифта образования рифейского комплекса залегают непосредственно на относительно высокоскоростных (6,7–7,2 км/с) образованиях гранулито-гнейсового слоя [120].

Рифейский структурный ярус включает два структурных подъяруса: нижне-среднерифейский и верхнерифейский, которые являются плитными комплексами Сибирской платформы [43]. Граница подъярусов проводится по структурному несогласию в основании брусской свиты. Отложения структурного яруса выходят на поверхность в центральной части Чадобецкого поднятия. Верхняя граница структурного яруса отчетливо выделяется на временном разрезе по сейсмопрофилю (МОГТ) «Алтай–Северная Земля», пересекающем Чадобецкое поднятие с юго-востока на северо-запад. На поднятии довольно четко видна граница несогласного залегания

вендских пород на размытую, «деформированную», смятую поверхность отложений рифейского яруса. По данным сейсморазведочных работ и нефтепоискового бурения в центральных частях Камовского свода (юго-западнее изученной территории) мощность отложений рифейского комплекса составляет 0–0,5 км, в пределах рассматриваемой площади – 2–4 км, далее резко увеличивается в сторону Ангарских складок и в пределах Иркинеевской палеорифтовой зоны равняется от 6–8 до 12 км [43]. Причем, вендские отложения несогласно ложатся на более молодые осадки рифейского яруса.

В состав нижнерифейского подъяруса входят отложения семеновской, дольчиковской, чуктуконской и териновской свит. Видимая мощность осадков яруса равняется 1 900–2 000 м. Верхнерифейский ярус состоит из пород брусской, медведковской, безымянной свит. Мощность отложений яруса – порядка 700 м. Отложения нижнерифейского структурного яруса авторы Гостгеолкарты-1000/3 сопоставляют с осадками погорюйской свиты и объединенных свиты карточки и аладынской свиты Енисейского кряжа, верхнерифейский структурный ярус – с отложениями тунгусикской серии. При этом, они отмечают значительно меньшую мощность и степень метаморфизма пород на Чадобецком поднятии [120]. В пределах Чадобецкого поднятия рифейский структурный ярус представлен Чуктукон-Теринской брахиантиклиналью. От периферии брахиантиклинали к ее центральной части залегание пород меняется от 5° до 0°, в приразломных складках внутри структуры углы достигают 30–35°. В северной и южной частях структура осложнена Теринским и Чуктуконским выступами. Теринский выступ в ядре представлен отложениями нижнерифейского структурного яруса в составе семеновской свиты, второй – верхнерифейскими отложениями брусской свиты. Выступы ограничены кольцевыми разрывными нарушениями, выделяемыми по материалам дешифрирования и наземной магнитной, а также аэромагнитной съемками. Ранее, Р. Я. Склярным, эти структуры были выделены как пликативные, образовавшиеся в период докембрийских тектонических перестроек [59].

В северо-западной, северной частях площади рифейский структурный ярус представлен осадками камовской серии. Отложения рифейского яруса в пределах площади вскрыты в верховьях р. Прав. Енболак на глубине 2 250 м нефтепоисковой скв. 8 (ИС-1). В верхнем течении р. Хортитч, в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски, Подпорожной, Бедошимо осадки камовской серии вскрыты на глубинах от 2 067 до 2 638 м.

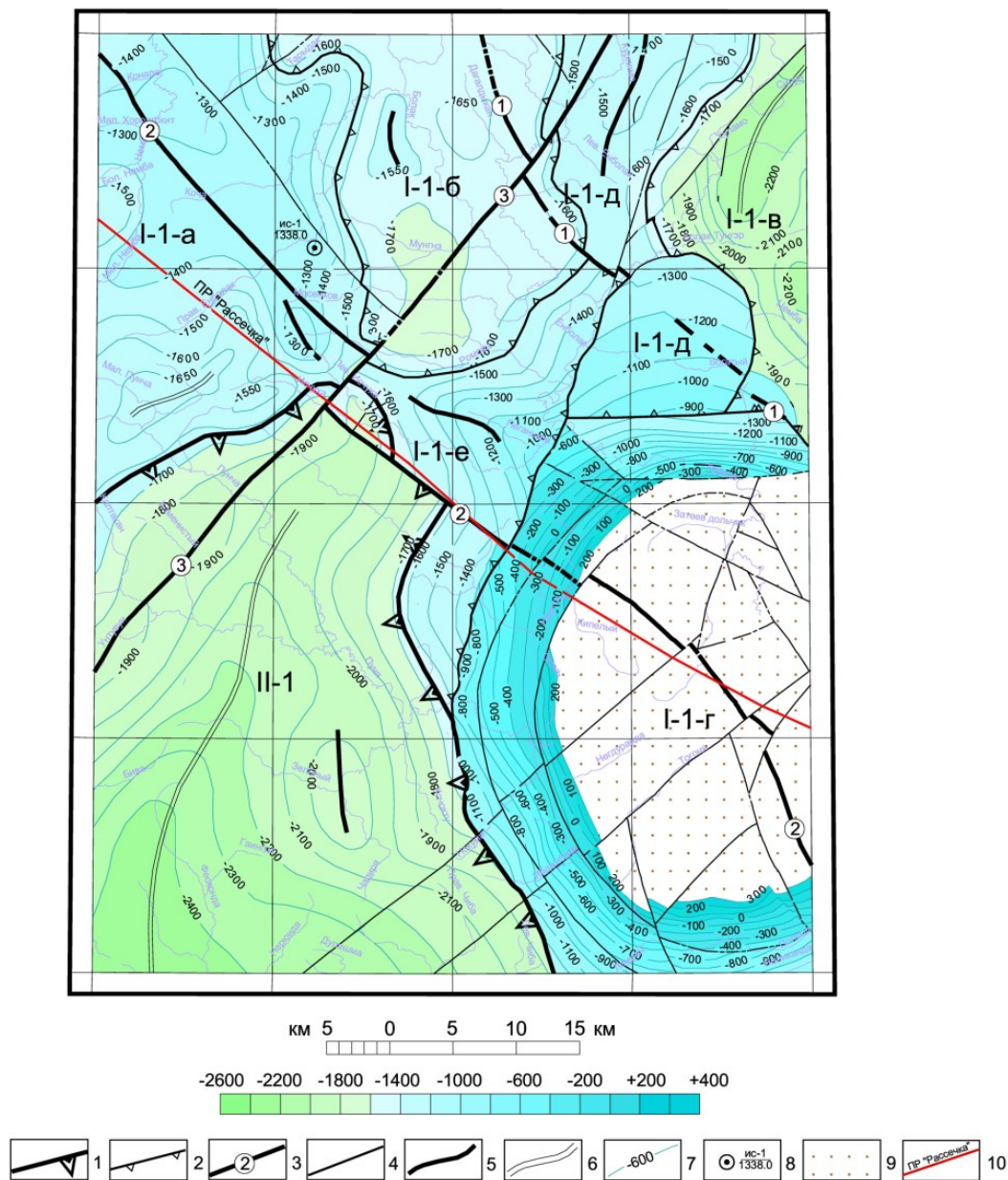
Нижневендский структурный ярус объединяет отложения, вскрытые нефтепоисковой скв. 8 (ИС-1) [176], на дневную поверхность они выходят в пределах Чадобецкого поднятия на его крыльях. Представлены в пределах поднятия терригенными отложениями тогоньской свиты, в скважине – терригенно-карбонатными осадками ванаварской и оскобинской свит раннего венда.

Верхневендский–нижнепалеозойский структурный ярус представлен отложениями, которые моноклинально (5–15°) залегают в краевых частях структуры и представлены отложениями огоньской, пуньской и, в меньшей мере, оленчиминской свит, они образуют Пуньско-Теринскую моноклиналию. За пределами Чадобецкого поднятия аналогами этих свит являются катангская и собинская свиты верхнего венда, тэтэрская свита верхневендско–нижнекембрийского возраста, нижнекембрийские соленосные усольская, нижнебельская, булайская, ангарская свиты, а также существенно карбонатная литвинцевская свита нижнего–среднего кембрия. Завершают разрез среднекембрийские оленчиминская и черноостровская свиты, а также вельминская свита, имеющая верхнекембрийский возраст. Породы этого структурного яруса за пределами Чадобецкого поднятия перекрыты терригенно-угленосными отложениями пермо–карбона и туфогенными образованиями нижнего триаса. Отложения структурного яруса за пределами площади на поверхности закартированы на небольшой территории в северо-западной части площади, в бассейне р. Нембы на Немба-Тарыдакском поднятии. Наличие маркирующих горизонтов строматолитовых доломитов в отложениях черноостровской и вельминской свит позволяют достаточно достоверно отрисовать пликативные структуры в верхних частях этого яруса.

По материалам площадных сейсморазведочных работ, профилю (МОГТ) «Алтай-Северная Земля» с учетом результатов нефтепоискового бурения, а также комплексной интерпретации региональных геофизических материалов по кровле венда построена «Тектоническая схема погребенных структур» (сейсмоотражающий горизонт Б) (рис. 20). Структурами первого порядка в пределах территории являются: Камовский свод (I-1) и Бивинская впадина (II-1), выделенные по стратоизогипсе –1 750 м (рис. 20).

Бивинская впадина – крупная отрицательная структура на северо-восточном «фронте» Ангарских складок. Выделена В. К. Зуевым по стратоизогипсе –2 300 м отражающего горизонта Б. Структура выделяется понижением гравитационного поля. В остаточном поле силы тяжести впадина характеризуется отрицательным полем от 2 до 6 мГал. Минимальные значения наблюдаются в юго-западной части площади, что свидетельствует об увеличении мощности перекры-

вающих структуру пермь–карбоновых отложений и о более значительной амплитуде прогиба. Площадь структуры около 150 км², в пределы площади листа распространяется ее северо-восточное окончание. Она образовалась на стыке Сользаводского и Окино-Вихоревского разломов [120]. Бивинская впадина представлена на площади своим северо-восточным окончанием. Амплитуда прогиба – 650 м. В пределах Камовского свода по стратозиогипсе –1 600 м выделяются осложняющие его структуры второго порядка (рис. 20).



1, 2 – Границы пликативных, пликативно-блоковых структур: 1 – надпорядковых, 2 – второго порядка; 3, 4 – разрывные нарушения: 3 – главные (Кординский – 1, Катангский – 2, Сользаводской – 3), 4 – второстепенные; 5, 6 – оси пликативных структур: 5 – положительных, 6 – отрицательных; 7 – стратозиогипсы по кровле венда (сейсмоотражающий горизонт «Б»); 8 – буровая скважина вскрывающая кровлю вендских отложений, ее номер (числитель) и абсолютная отметка кровли вендских отложений в м (знаменатель); 9 – площадь отсутствия отложений кембрия; 10 – линия сейсмопрофиля «Рассечка»

Название структур и их номера на схеме

Надпорядковые структуры: Байкитская антеклизы – I; Ангарская зона складок – II; структуры первого порядка: Камовский свод – I-1, Бивинская впадина – II-1; структуры второго порядка и выше: Нембарыдакское поднятие – I-1-а, Енболак-Кулайская впадина – I-1-б, Ванаварская впадина (структурный залив) – I-1-в, Чадобецкое поднятие – I-1-г, Сользаводская брахиантиклиналь (вал) – I-1-д, Исчухинский вал – I-1-е

Рис. 20. Диаграмма химических составов щелочно-ультраосновных пород (сост. А. В. Левен).

Такими структурами являются: Немба-Тарыдакское поднятие (I-1-а), Енболак-Кулайская впадина (I-1-б), Ванаварская впадина (I-1-в), Чадобецкое поднятие (I-1-г), Сользаводская горст-брахиантиклиналь (I-1-д) и Исчухинский вал (I-1-е). Они осложнены мелкими пликативными и приразломными тектоническими структурами более высокого ранга, разбиты разрывными нарушениями. Амплитуда структур меняется от 150 до 550–750 м.

Немба-Тарыдакское поднятие расположено в северо-западной части площади в зоне Катангского разлома. На площади представлено его юго-восточное окончание, большая часть структуры располагается за пределами территории, амплитуда поднятия – 350 м. В бассейне верхнего течения р. Нембы на дневную поверхность выведены слагающие структуру карбонатные отложения черноостровской и вельминской свит среднего и верхнего кембрия. Поднятие характеризуется отрицательным магнитным полем интенсивностью до 100 нТл и относительным повышением гравитационного поля на 3 мГал. Структура осложнена мелкими прогибами, структурными заливами. В пределах поднятия на сопредельной территории установлено проявление кимберлитового магматизма – выявлена кимберлитовая трубка Хортич [88].

Ванаварская впадина расположена в северо-восточной части территории в левобережной части р. Хурламо. Выделена В. К. Зуевым [120]. Амплитуда прогиба в пределах площади – 550 м. Перекрыта пермь–карбонными отложениями.

Енболак-Кулайская впадина расположена в северной части площади в бассейне рек Правый и Левый Енболак. Погребенная структура выделена при ГДП-200 на листе Р-47-XXXIV [92]. Большая часть структуры расположена за пределами территории, разделяет Немба-Тарыдакское поднятие и Сользаводской вал. Амплитуда прогиба – не более 100 м, за пределами площади достигает 200 м. Осложнена серией мелких (10×5 км) малоамплитудных (40–50 м) пликативных структур разного знака, характеризующих блоковое строение подстилающих рифейских образований.

Исчухинский вал (седловина) соединяет между собой две крупные положительные структуры – Немба-Тарыдакское и Чадобецкое поднятия. Структура северо-западного простирания приурочена к зоне Катангского разлома. Вероятно, имеет сложное блоковое основание, фрагмент кембрийских отложений, участвующих в его строении, выведен на поверхность в бассейне р. Исчухи. Эта часть структуры характеризуется эпицентром локальной аномалии силы тяжести интенсивностью до 4 мГал.

Сользаводская горст-брахиантиклиналь – положительная структура, совпадающая по простиранию с Сользаводским разломом, расположена в бассейне р. Хурламо. Структура перекрыта отложениями перми и триаса. Севернее площади, в верховье р. Бедошимо, нефтепоисковой скважиной установлено залегание в ее пределах угленосных отложений пермо–карбона на карбонатные отложения ангарской свиты. Амплитуда структуры – 400–450 м [92]. Брахиантиклиналь однозначно фиксируется по вытянутой вдоль ее центральной оси положительной гравитационной аномалии и преимущественно спокойным магнитным полем до 100 нТл, осложненным изолированными локальными аномалиями различной интенсивности, в плане совпадающими с интрузиями долеритов.

Чадобецкое куполовидное поднятие – одна из уникальных геологических структур на юге Сибирской платформы. Выделено А. С. Хоментовским и в последующие годы изучалось многими исследователями [82, 95, 115, 150, 155, 161, 164, 179]. С позиции структурной палевулканологии – это магматический диапир многоактного формирования [161]. Расположена в юго-западной части листа и занимает четвертую часть площади. В современном эрозионном срезе представляет собой овал размером 35×45 км с выходом на поверхность в центральной части средне-верхнерифейских отложений, в обрамлении карбонатных пород – нижнего–среднего кембрия. В пределах поднятия широко развиты породы щелочно-ультраосновного состава, имеющие зональное распространение на площади структуры. Структура четко выделяется по материалам дешифрирования и отражена в региональных геофизических материалах. На всех видах космоснимков образует фотоаномалию овальной формы с концентрическим, полосчатым рисунком фотоизображения, системой кольцевых и дуговых нарушений, дешифрируемых по отрицательным формам рельефа. В ядерной части обособляются два кольцевых центра, окаймленных системой дуговых и кольцевых субпараллельных и радиальных разломов – Теринский и Чуктуконский выступы [150]. В северной и южной частях поднятия рифейские породы прорваны штоками карбонатитов.

В северной части поднятия, в пределах Теринского выступа, шток карбонатитов диаметром около 1,0 км завалуирован обширной воронкой проседания, такая же картина наблюдается и в южной части поднятия на Чуктуконском выступе, где закартировано два штока карбонатитов диаметром до 2,0 км.

Чадобецкое куполовидное поднятие в целом фиксируется положительной гравитационной аномалией амплитудой до 10 мГал, вытянутой в субмеридиональном направлении. Контакты с соседними структурами тектонические, так как аномалия имеет четко выраженную градиентную зону. Она совпадает с контуром распространения кольцевой, пластово-секущей интрузии кузьмовского комплекса, имеющей субвертикальные подводящие каналы – трещинные интрузии мощностью 50–150 м. Вертикальная часть интрузии, залечивающая разломы, отражается в материалах детальной наземной и гравиметрической съемки [82]. В работах Р. Я. Складорова и В. И. Юркина эта интрузия относилась к разряду межформационных силлов, разделяющих отложения кембрия и карбона [164, 179]. По материалам сейсмопрофиля «Рассечка» западный борт поднятия ограничен тектоническим нарушением, имеющим в отложениях рифея характер надвига или взбросо-надвига. Нарушение имеет глубинный характер, пронизывающий всю земную кору и проникает в верхнюю часть мантии на глубину 5–8 км. Наклонные элементы разлома, наблюдаемые в верхней части мантии, являются остатками структур более древней коры, выше по разрезу сплошность пород не нарушена. Время заложения разлома – позднерифейское–предвендское, с последующей активизацией в верхнепалеозойско–мезозойский период [111]. Северная граница проходит по границе инъективного поднятия руч. Богатого. Чадобецкое поднятие отражается положительным слабоградиентным магнитным полем, на высоте 1 200 м интенсивностью до 300–400 нТл, что свидетельствует о глубинном залегании магнитовозмущающего объекта.

Чуктукон-Теринская брахиантиклиналь, сложенная породами рифейского возраста, отражена слабоградиентной положительной магнитной аномалией интенсивностью до 200–700 нТл, осложненной значительным количеством локальных повышений различной интенсивности, созданных интрузиями щелочно-ультраосновного состава. Различным характером магнитного поля характеризуются Теринский и Чуктуконский выступы. Теринский выступ выделяется кольцевой зоной локальных магнитных аномалий различной интенсивности и формы. Зона отражает штокообразные и дайкообразные тела, а также осадочные породы импрегнированные субпластовыми жилами и маломощными телами пород Чадобецкого комплекса. Центральная часть выступа в меньшей мере насыщена интрузивными породами и отражается положительным значением магнитного и гравитационного поля на 3 мГал. Чуктуконский выступ характеризуется более повышенными (на 100–200 нТл) значениями магнитного поля, чем северный выступ. В целом, выступ фиксируется магнитной аномалией изометричной формы, интенсивностью 500–700 нТл в эпицентре, вытянутой в субмеридиональном направлении и осложненной многочисленными аномалиями интенсивностью от первых десятков до 500 нТл. Морфология аномалии подчеркивает, в первую очередь, секущий характер интрузивных тел в пределах выступа, не согласующихся с залеганием осадочных пород.

Глубинное строение Чадобецкого поднятия в настоящее время рассмотрено в ряде работ, на основе результатов комплексной интерпретации материалов по сейсмопрофилю «Рассечка», непосредственно проходящего через структуру. В свете опубликованных материалов А. А. Фролова, А. В. Мигурского, М. И. Баранова, Е. Ю. Гошко, Чадобецкое поднятие представляет крупное субвулканическое сооружение центрального типа, приуроченное к зоне сочленения Байкитской антеклизы и Ангарской зоны складок (Иркинеево-Чадобецкого авлакогена). Главную роль в завершающую стадию формирования поднятия играл магматический диапир щелочно-ультраосновного состава, динамическое воздействие которого сформировало современный структурный план Чадобецкого поднятия. Магматический диапир расположен на границе осадочного чехла и фундамента, на глубине от 12 до 22 км, в вертикальном разрезе (по профилю) имеет размеры 10,8×6,5 км. Формирование диапира происходило под воздействием общей глубинной миграции флюидно-магматических потоков в зоне пересечения сдвигов Сользаводской и южной оконечности Ковино-Кординской зоны разломов.

По мнению же А. А. Евграфова [111] в пределах Чадобецкого поднятия до глубины 13 км отсутствует крупный массив щелочно-ультраосновных пород, а в ядре поднятия не существует единого массива гипербазитов, предполагаемого по данным региональных съемок. По материалам МТЗ Чадобецкое поднятие отражается как более высокоомный объект, относительно проводящей, окружающей его протерозойской толщи. Такое отображение связано с насыщением его осадочного разреза мелкими, послонными и секущими телами щелочно-ультраосновных пород. Амплитуда поднятия по сейсмоотражающему горизонту R_2 составляет около 3,0 км.

Развитие структуры Чадобецкого поднятия носило длительный характер с проявлением дислокаций пликативного и дизъюнктивного характера. Мезозойский возраст поднятия основан на определениях абсолютного возраста кимберлитов и на основании наличия ксенообломков долеритов и углистых пород в диатремах кимберлитовых трубок. Древний возраст структуры обосновывается соотношением осадков различных структурных этажей. На формирование Ча-

добецкой структуры как конседиментационного поднятия, указывают сокращение толщи рифейских отложений по отношению к окружающим территориям, а также наличие структурных несогласий в их разрезах.

О существовании поднятия как пликативной конседиментационной структуры в среднепалеозойское время указывает налегание каменноугольных образований на различные уровни нижне-, средне-, верхнекембрийских отложений в краевых частях поднятия. Причем, данные структурных построений, с учетом остаточных мощностей между подошвой карбоновых отложений и двойным маркирующим горизонтом в подошве вельминской свиты верхнего кембрия [92], указывают на существование единой положительной структуры, объединяющей Чадобецкое поднятие, Сользаводской и Исчухинский валы. Чадобецкая часть поднятия в этой структуре имела наибольшую амплитуду – 200–250 м. В структурно-тектоническом отношении это поднятие являлось благоприятной структурой для проявления в ее пределах среднепалеозойских продуктивных кимберлитов. На это указывают алмазоносные коллектора и единичные находки алмазов в базальных горизонтах тычанской свиты в обрамлении этого поднятия, выявленные в бассейнах рек Бедошимо, Тарыдака, Киче, Нембы.

Отложения **среднепалеозойского яруса** на площади отсутствуют.

Отложения **верхнепалеозойско–нижнемезозойского структурного яруса** на площади разделены на два соответствующие подъяруса. Структуры этого яруса имеют сквозной характер и, в большинстве случаев, унаследуют структурный план ранних тектонических этапов.

Верхнепалеозойский структурный подъярус Тунгусской синеклизы представлен отложениями тычанской, чинюкской, еробинской (бургу克林ской) и кербовской свит пермо–карбона. Отложения структурного подъяруса распространены на всей территории листа, исключая площадь Чадобецкого и Немба-Тарыдакского поднятий. Эти свиты залегают на различных горизонтах вендско–нижнекембрийского структурного яруса со стратиграфическим несогласием. В пределах листа все структуры этого подъяруса входят в состав единой отрицательной структуры первого порядка – Иркинеево-Кодинского прогиба. Занимая большую часть площади, среднепалеозойская структура перекрыта туфогенными образованиями, инъецированными секущими интрузиями долеритов, которые часто образуют сложные многоэтажные палеовулканические структуры. Эти факторы значительно затрудняют реконструкцию структур среднепалеозойского этапа. По фрагментам закартированных пермь–карбоновых отложений в пределах площади выделены Яркино-Енболакская и Верхне-Чадобецкая впадины, а также Сользаводской вал. Амплитуда структур не превышает 50–120 м, мощность отложений подъяруса не более 150–160 м.

Нижнемезозойский структурный подъярус включает вулканогенные отложения нижнего триаса, залегающие с разрывом на породах верхнепалеозойского, реже – на отложениях верхневендско–нижнепалеозойского структурного яруса.

По подошве учамской свиты выделены пликативные структуры третьего порядка Енболак-Кулайская, Исчуха-Чибинская и Микчандинская депрессии. Площадь Енболак-Кулайской и Исчуха-Чибинской депрессий составляет более 150 км² каждая. На север и юг они уходят за пределы листа и являются частью депрессий, выделенных В. К. Зуевым за пределами площади – Енболакско-Чапирской, Чибинской и Верхне-Чадобецкой. Амплитуда депрессий – от 100 до 200 и более метров. Структуры выполнены туфогенными образованиями. Мощность вулканогенной толщи в прогибах превышает 250 м. Внутреннее строение структур этого яруса характеризуется блоковым характером. Эти элементы проявляются в геофизических материалах. Исчуха-Чибинская депрессия в поле силы тяжести в редукции Буге расположена в области гравитационной ступени, которая в остаточном поле силы тяжести разбивается на части: центральная и восточная – положительные, западная – отрицательная. Амплитуда аномалий колеблется от 2 до 3 мГал. Енболак-Кулайская депрессия фиксируется магнитным полем интенсивностью от –200 до +150 нТл. В гравитационном – депрессии создают незначительное понижение поля на 2 мГал.

В зоне главных разрывных нарушений – Кординского (1), Катангского (2) и Сользаводского (3) туфогенные, как и терригенно-угленосные осадки верхнепалеозойского яруса, насыщены интрузиями основного состава. Вдоль зон главных разломов наблюдаются блоковые структуры – горсты и грабены. В северной части площади выделены: Лево-Енболакский грабен, Сользаводская и Тарыдакская горст-брахиантиклинали.

К поднятиям, формирование которых связано с интрузивным магматизмом основного состава, отнесены инъективные структуры – Исчухинская и ручья Богатого. Структуры в плане имеют изометричную форму, ограничены секущими интрузиями. Инъективное поднятие руч. Богатого характеризуется изрезанным знакопеременным, преимущественно отрицательным магнитным полем интенсивностью от –500 до 200 нТл, отображающим пластовые и секущие интрузии кузьмовского комплекса.

Среднемезозойский–нижнекайнозойский структурный ярус представлен отложениями нижнего мела (центральная толща), верхнего мела–нижнего палеоцена (подбокситовая толща) и палеоцен–эоцена (мурожнинская свита), а так же олигоцен–миоценовыми осадками бельской свиты. Меловые и палеоцен–эоценовые отложения распространены только в пределах Чадобецкого поднятия. Образуют в центральных частях Чуктуконского и Теринского выступов глубокие депрессии (до 530 м). Заполняя карстовые воронки и структуры проседания в краевых и внутренних частях Чадобецкого поднятия, образуют Верхнетеринско-Пуньскую эррозионно-карстовую депрессию. За пределами Чадобецкого поднятия отложения этого яруса имеют площадной характер и представлены озерно-аллювиальными отложениями бельской свиты. Осадки залегают на плоских низких водоразделах, расчленены молодыми водотоками и представлены глинами и галечниками.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения на территории листа имеют широкое развитие и играют весьма существенную роль в геологическом строении. Преобладают нарушения северо-восточного и северо-западного простираний. Выделяются главные и второстепенные разломы. К главным относятся **Кординский, Катангский и Сользаводской разломы**. Они отражают долгоживущие глубинные разломы фундамента. В чехле платформы образуют системы (зоны) субпараллельных и кулисообразных разломов шириной до нескольких десятков километров. Главные разломы, в тоже время, являются границами фациального изменения состава осадочных формаций и распределения магматических образований. Время заложения главных разломов древнее – раннепротерозойское. Разломы в этапы тектонических перестроек неоднократно активизировались, а в эпоху раннемезозойской активизации они являлись основными магноподводящими каналами для интрузивных пород основного состава. Главные разломы по материалам аэро- и космических съемок выделяются зонами повышенной трещиноватости. Большая часть нарушений на площади имеет амплитуду смещения – 20–40 м, амплитуда главных разломов в верхних структурных этажах измеряется несколькими десятками метров, в нижних – сотнями. Нарушения представлены сбросами и взбросами, падение сместителя вертикальное или крутое (70–80°). Нарушения часто сопровождаются зонами дробления, мелкими приразломными складками, флексурами с крутыми (до 50–60°) углами залегания слоев. Нарушения в геофизических полях выделяются по протяженным или серии прерывистым градиентным зонам, по границам резкой смены морфоэлементов магнитного поля, цепочкам линейных аномалий различного знака.

Формирование дизъюнктивных нарушений площади неразрывно связано с тектоническим развитием крупных структур региона. Площадь листа расположена в зоне пересечения двух крупнейших тектонических структур – Ангаро-Катангской и Ангаро-Вилуйской зон разломов. Характеристика этих зон дана во многих работах [16, 98, 102, 103, 113, 120, 161].

В связи с эволюцией Иркинеево-Чадобецкого авлакогена в позднем протерозое происходит заложение Сользаводского разлома и серии нарушений северо-восточного простирания [166, 167], образующих Ангаро-Вилуйскую зону регионального разлома. Сользаводской разлом является «сегментом» разломов Далдыно-Оленекской кимберлитоконтролирующей зоны. Амплитуда разлома в нижних структурных ярусах чехла в северной части площади равняется 550–650 м. Кординский и Катангский разломы субпараллельно пересекают территорию листа и являются составной частью Ангаро-Катангской зоны регионального разлома. Ее южная часть известна [16, 120] как Окино-Вихоревская флексурная зона, северо-западная – получила название Ковино-Кординской кимберлитоконтролирующей зоны [128, 129, 142]. Кординский разлом прослеживается на северо-восток за пределы территории до р. Дулисмы – левого притока р. Нижней Тунгуски. На всем его протяжении в аллювии водотоков встречаются минералы-спутники алмаза – пиропы. Кординский разлом является центральной частью Ангаро-Тунгусской зоны. Амплитуда разлома в верхних структурах чехла составляет 100–150 м. Катангский разлом картируется на северо-восток также на сотни километров и сочленяется с Имбакским разломом, субпараллельным структурам Енисейского кряжа [92].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития территории неразрывно связана с исторической последовательностью основных этапов юго-западной окраины Сибирской платформы.

Формирование фундамента завершилось в конце раннего протерозоя консолидацией архейских сводов и разделяющих их авлакогенов, общим поднятием и пенеппенизацией территории [43]. Выделяется пять крупных этапов развития рассматриваемой территории: рифейский, венд–раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский, раннемезозойский и позднемезозойский–кайнозойский.

Породы **рифeya** обнажаются на поверхности в пределах Чадобецкого куполовидного поднятия, на остальной площади погребены под мощными более молодыми осадками. Они вскрыты (за территорией листа) нефтяными буровыми скважинами, но в виде небольших, часто разрозненных, фрагментов верхних частей разреза. Поэтому характеристика геологических событий и условий осадконакопления приводится отчасти по аналогии с соседними площадями и исходя из общей истории развития региона. В составе рифейского этапа выделяются два подэтапа: средне-позднерифейский и позднерифейский.

Средне-позднерифейский подэтап представлен трансгрессивной серией осадков: сероцветными доломитами, известняками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами. На юго-востоке изучаемой территории, в Чадобецком стратиграфическом районе, данные отложения представлены семеновской, дольчиковской, чуктуконской и териновской свитами, на остальной площади, в Турухано-Катангском стратиграфическом районе, – камовской серией. В этот подэтап осадконакопление происходило в условиях мелководного теплого эпиконтинентального морского бассейна на фоне интенсивного пульсационного прогибания территории, о чем свидетельствует чередование в разрезе терригенных и карбонатных пород. С диагенезом осадков, содержащих остатки организмов, связана первая фаза генерации углеводородов и образование рифейских залежей нефти и газа [30].

В *позднерифейский подэтап* формируется регрессивная часть разреза рифея. В это время основную роль приобретают пестроцветные, в том числе красноцветные, терригенные, карбонатно-терригенные отложения, представленные на юго-востоке, в Чадобецком стратиграфическом районе брусской, медведковской, безымянной свитами. На остальной части территории одновозрастные отложения не выявлены. В конце первого подэтапа, в результате регрессии моря, изучаемая территория была выведена на поверхность и подверглась размыву. На Чадобецком поднятии это событие фиксируется в подошве брусской свиты грубообломочными (гравелиты, конгломераты) породами, на остальной территории – полным размывом осадков. В начале второго подэтапа в результате очередной трансгрессии осадконакопление продолжилось, но в более мелководном бассейне. Завершается этап тектонической перестройкой: общим поднятием и пенеппенизацией территории, образованием Камовского свода и Байкитской антеклизы.

Климат в раннем рифее был теплым и жарким, временами аридным, в конце среднего рифея – более прохладным и влажным, в позднем рифее – теплым и влажным [43].

Венд–раннепалеозойский этап характеризуется новым структурным планом развития территории. Вендские осадки начали отлагаться на снивелированную поверхность рифейского структурного яруса со стратиграфическим и структурным, местами – с угловым несогласиями. В этапе выделяются два подэтапа: ранне-позднвендский и позднвендско–раннепалеозойский.

Ранне-позднвендский подэтап. В раннем венде вся исследуемая территория была охвачена трансгрессией моря, и с этого времени окончательно установился платформенный режим. Отложения раннего венда формировались в условиях мелководной прибрежно-континентальной части морского бассейна с низкой и нормальной соленостью, где накапливались пестроцветные глинисто-терригенные, реже – карбонатно-терригенные осадки ванаварской свиты (Куюмбинский стратиграфический район) и нижнетогоньской подсвиты (Чадобецкий стратиграфический район). В тектоническом отношении территория была нестабильна, что отразилось на осадко-

накоплении: отмечаются многочисленные перерывы, фациальная изменчивость отложений, резкие изменения их мощностей. Осадки характеризуются высокой зрелостью, уменьшением грубозернистой составляющей вверх по разрезу, наличием в его нижней части, особенно в нижнетогоньской подсвете, гравелитов и конгломератов. По общему изменению зернистости осадков ванаварской свиты ряд авторов [100] предполагают, что общее направление сноса шло с запада и юго-запада. В области сноса преобладало химическое выветривание, что свидетельствует о гумидном климате.

В начале поздневендского (оскобинского) времени наблюдается нарастание трансгрессии моря, сопровождающееся увеличением солёности. В это время формируются терригенно-карбонатная среднетогоньская подсвета и сульфатно-терригенно-карбонатная оскобинская свита. Терригенные осадки имеют более низкую зрелость, что говорит о снижении химического выветривания и постепенной аридизации климата. В начале позднеогоньского времени началась общая регрессия моря, закончившаяся поднятием территории и частичным размывом ранее отложившихся осадков.

Поздневендско–раннепалеозойский подэтап ознаменовался очередной обширной трансгрессией моря. На площади, в условиях мелководного морского бассейна, первоначально шло накопление преимущественно пестроцветных карбонатно-терригенных (нижнеогоньская подсвета) и терригенно-карбонатных (катангская свита) отложений. По мере нарастания трансгрессии количество терригенного материала вверх по разрезу уменьшается и возрастает роль доломитов. Временами солёность вод повышалась до образования доломито-ангидрита.

В раннем кембрии вся территория представляла собой мелководный эпиконтинентальный морской бассейн, в котором отлагались как нормально морские карбонатные отложения с фауной трилобитов (бассейны рр. Терина, Чадобец), так и солёно-карбонатные осадки. Таким образом, накопление осадков происходило в трансгрессивно-регрессивном режиме, где карбонатные отложения морского бассейна с нормальной солёностью закономерно сменяются сульфатно-карбонатными осадками солёного бассейна. Климат в этом периоде был аридным, временами с небольшой гумидизацией. Мощные пласты солей в усольской, бельской, ангарской свитах, наличие источников минеральных вод свидетельствует о существовании здесь солёного бассейна.

В конце амгинского века в результате тектонических перестроек изучаемая территория была выведена на дневную поверхность, о чём свидетельствуют сохранившиеся реликты коры выветривания [145]. Перерыв в осадконакоплении был, вероятно, непродолжительный и в результате последующей трансгрессии на месте солёного морского бассейна возник мелководный лагунно-морской бассейн, сохранивший общие очертания и частично повышенную солёность, которая заметно снизилась в верхнем кембрии. На этом этапе идет формирование красноцветной глинисто-карбонатной формации эвенкийской серии. Осадконакопление происходило в мелководном морском бассейне, где пестроцветные, красноцветные карбонатно-глинистые отложения лагунных фаций (закрытый шельф) во время трансгрессий закономерно сменяются сероцветными карбонатными, карбонатно-терригенными отложениями баров, рифтогенных построек (открытый шельф).

Средне-позднепалеозойский этап. Отсутствие на площади структурно-вещественных комплексов, характеризующих геологическое развитие территории в период от нижнего ордовика до раннекаменноугольного периода, не позволяет достаточно полно восстановить развитие района в этот отрезок времени. Можно предположить, что в этот промежуток произошли интенсивные тектонические движения и возник ряд крупных тектонических разломов. Вероятно, к этому времени относится заложение собственно Чадобецкого поднятия на пересечении двух зон нарушений.

Предполагается, что в эйфельский век девонского периода в результате тектонической перестройки происходит поднятие обширных площадей, территория листа перестаёт быть областью осадконакопления вплоть до раннего карбона. Со среднепалеозойской эпохой тектонической активизации района связано проявление кимберлитового магматизма [137]. На наличие магматических образований среднепалеозойского возраста на площади указывают обломки вулкаников в субстрате базальных слоев тычанской свиты. Находки алмазов на сопредельных к югу территориях и спутников алмаза на площади листа в ниже-среднекарбонных коллекторах являются прямым признаком алмазоносного кимберлитового магматизма позднедевонского–раннекаменноугольного возраста.

В янготойское время (башкирский век) в результате тектонических перестроек в незначительной степени изменились области эрозии и аккумуляции. На время формирования позднепалеозойского этапа седиментогенеза территория представляла собой относительно приподнятую слаборасчленённую равнину. В пределах ее выделяются более возвышенные эрозионные

плато северо-западного простирания – Право-Енболакское и Чадобецкое, соединенные Исчухинской седловиной, и отдельно стоящее, более возвышенное Оскобинское эрозионное плато и эрозионно-аккумулятивные палеоравнины Пуньская (южная) и северо-северо-восточная Хурламо-Микчандинская. Эти палеоравнины были развиты по обрамлению палеоподнятий в пределах юго-западной и северо-восточных частей территории и служили основной ареной накопления верхнепалеозойских отложений. Это время характеризуется общим похолоданием и гумидизацией климата. Начинается длительный этап угленакопления. В связи с общей гумидизацией климата увеличилось количество осадков и на склонах палеоподнятий закладываются короткие временные водотоки. В это время шло формирование алмазонасных коллекторов континентального типа (аллювиально-пролювиальные осадки конусов выноса) тычанской свиты (бедошемские слои). Данные отложения фрагментарно сохранились в пределах северо-западного (по р. Нембе) и южного склона (бассейн верховой р. Исчухи, Прав. Енболака, Мал. Пунче) древнего Немба-Енболакского палеоподнятия. Немба-Енболакское палеоподнятия, в свою очередь, является южным продолжением более крупной прогнозируемой кимберлитоконтролирующей Немба-Тарыдакской структуры. В центральной части этой структуры (у северной рамки листа) выделяется (палеопрогиб) эрозионно-аккумулятивная палеодолина с глубоким размывом по породам нижнепалеозойского цоколя в пределах которой вскрыты скв. 6, 7 осадки визейского времени. Осадконакопление имело «островной» характер и протекало в условиях мелководных водоемов, застойных зарастающих болот. На площади формируются высокозрелые разнозернистые кварцевые песчаники с линзами гравелитов, конгломератов, глинисто-алевритовые породы с прослоями и линзами углистых осадков. На крутых склонах развивались щебнисто-дресвяные образования с обломками окремненных пород.

В катское время (московский век) в результате тектонической перестройки и трансгрессии был сформирован эпиконтинентальный бассейн. Произошло принципиальное изменение осадконакопления: на площади сформировались обширные аккумулятивные равнины, активизировались процессы эрозии, что обусловило плащеобразное развитие осадков катского времени на различных стратиграфических горизонтах пород нижнепалеозойского цоколя и среднего карбона. Колебательные тектонические движения на фоне общего погружения обусловили циклично-регрессивное строение разреза катского горизонта. Характер его осадков указывает на его формирование в условиях обширного внутриконтинентального бассейна. Преобладают фации лагун, озер, застойных водоемов. На территории в этот период были полностью погребены алмазонасные трубки.

В ранне- и среднепермскую эпохи (бургуклинское и пеляткинское время) установлены тектонические перестройки, в результате которых происходит частичный размыв накопившихся осадков и формирование новых в условиях внутриконтинентального бассейна. На локальных участках формируются толщи осадочно-вулканогенных с обломочным материалом пород кислого (риолит-дацитового) состава – результат активизации вулканической деятельности.

Палеогеографическая реконструкция и распределение кимберлитовых минералов позволяют обратить внимание на своеобразное положение выделяемой в предпозднепалеозойском палеорельефе, Исчухинской седловины. Структура унаследована от более древнего Немба-Исчухинского вала и фрагментарно сохранена в палеорельефе, занимает центральное положение на стыке нескольких разнопорядковых структур, к ней приурочен известный Исчухинский промежуточный коллектор более молодого позднекаменноугольно-раннепермского (?) возраста.

Стратиграфический тренд, наблюдаемый на современной геологической карте, от древних образований янготойского уровня среднего карбона к молодым катского среднего-верхнего карбона и бургуклинского пермского в сторону Чадобецко-Кодинского прогиба свидетельствует о наличии предполагаемых источников сноса в пределах центральных частей Право-Енболакского палеоподнятия, заложившихся в среднепалеозойскую эпоху проявления кимберлитового магматизма. Положение ниже-среднекаменноугольного Исчухинского коллектора кимберлитовых минералов и его предполагаемые контуры пространственно совпадают с южным крылом Право-Енболакского палеоподнятия.

Раннемезозойский этап развития территории характеризуется общим поднятием платформы и проявлением базитового магматизма. Структурный план территории претерпел существенные изменения. Сохраняя общую направленность тектонических движений предыдущего этапа, в пределах площади образуются ряд мелких инверсионных структур. На площади происходила интенсивная вулканическая деятельность, сопровождающаяся выбросами туфогенного материала и внедрением в осадочные толщи даек, силлов интрузий основного состава катангского и кузьмовского комплексов. Накопление вулканогенной толщи происходило как за пре-

делами Чадобецкой структуры, так и на самом поднятии, о чем свидетельствуют наличие в кимберлитовых трубках взрыва обломков туфов и долеритов.

Конец триаса–начало юры [179] ознаменовались новыми тектоническими перестройками, которые привели к окончательному оформлению Чадобецкого поднятия, образованию новых структур и многочисленным тектоническим трещинам. Процесс поднятия сводовой структуры закончился внедрением интрузивных штоков, даек, жил перидотитов, пикритов, карбонатитов и образованием кимберлитовых трубок взрыва.

В начале **позднемезозойско–кайнозойского этапа** развития территория подвергалась неоднократной пенеппенизации с образованием кор выветривания. В позднемеловое–палеоценовое время процесс корообразования доходил до латеритной стадии. В небольшие периоды активизации происходило расчленение денудационных поверхностей выравнивания и заполнение седиментационных карстовых коллекторов продуктами переотложения глинистых кор выветривания раннемелового возраста (центральная толща) и латеритных кор выветривания позднемелового–палеоценового возраста (подбокситовая толща, мурожнинская свита).

С олигоцена начинается расчленение мел–палеогенового пенеппена с образованием древних склонов, обширных озерно-аллювиальных бассейнов, долин стока (бельская, кирнаевская свиты).

К концу этапа расчленение территории увеличивается, о чем свидетельствуют образование эрозионных форм рельефа и участков речных перехватов, интенсивное врезание русел в нижнем течении рек.



ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Площадь располагается в пределах низкого (менее 500 м) уровня Средне-Сибирского плоскогорья на границе двух морфоструктур первого порядка. Северо-западная часть листа принадлежит останцовому плато Байкитского поднятия (I), юго-восточная – Тунгусской субравнине (II). В пределах последней выделяются морфоструктуры второго порядка: Заангарское трапповое плато (IIIa) и Чадобецкий округ (IIIб).

Большая часть территории представляет собой слабоволнистую денудационную равнину с плоскими, иногда заболоченными водоразделами, расчлененную неглубоко врезанными долинами. Она осложнена структурно-денудационными грядами, куполами, образованными за счет препарировки даек и пластовых интрузий пород базальт-долеритовой формации, к выходам которых приурочены наибольшие высоты (до 530 м). Значительные площади занимают полигенетические склоны сноса и накопления. Долины рек характеризуются решетчатым рисунком, предопределенным разрывной тектоникой и литологией пород.

Спецификой геоморфологического строения обладает Чадобецкий округ, расположенный в юго-восточной части листа. Его возникновение, по геофизическим данным, обусловлено внедрением невоскрытой эрозией интрузии щелочно-ультраосновного состава, которое обусловило поднятие слоев осадочного чехла. Размеры структуры – 40×37 км. Высотные отметки внутри поднятия составляют 340–430 м, рельеф умеренно контрастный. В его пределах расположены две кайнозойские впадины (Центральная и Чуктуконская), выполненные мощными толщами рыхлых отложений. Широко представлены формы структурно-денудационного рельефа, образованные, по-видимому, на протяжении мезо–кайнозоя.

Реки района принадлежат бассейнам Ангары (р. Чадобец с притоками Пуня, Терина и др.) и Подкаменной Тунгуски (рр. Немба и Тарыдак). Реки северной части площади (Лев. и Прав. Енболаки, Хурламо и др.) имеют юго-западное и северо-восточное направление, подчеркивая тектоническое строение площади. В пределах Чадобецкого округа реки являются консеквентными к геологическим структурам, подчеркивают простирание пород и кольцевую структуру поднятия. Так руч. Жерновой в верхнем течении приурочен к контакту медведковской и безымянной свит, долина руч. Семенов Дольчик ориентирована согласно простирания пород семеновской свиты.

В пределах площади листа выделены структурный, структурно-денудационный, денудационный и аккумулятивный типы рельефа.

СТРУКТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурный рельеф создан разрывными дислокациями (1) и представлен прямолинейными склонами гряд и возвышенностей, тектоническими уступами. Такой рельеф развит незначительно в восточной части Чадобецкого поднятия. Образование структурного рельефа связано с кайнозойским этапом тектонической активизации и возраст его принят олигоцен–четвертичным.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Этот генотип обусловлен препарировкой интрузивных тел и полого залегающих слоев осадочных пород.

Рельеф, образованный в результате препарировки осадочных пород (2). При активной избирательной денудации осадочных пород с различными физико-механическими свойствами в рельефе образуются пологие и средней крутизны склоны, выположенные водоразделы. По кварцевым песчаникам, кварцитам тогоньской, медведковской свит образуются узкие гребневидные

водоразделы, асимметричные гряды, ориентированные по простиранию крепких пород. Характерна ступенчатость склонов, отражающая смену различных по устойчивости пород. По карбонатным породам климинской, оленчиминской свит развиты пологие склоны, сглаженные водоразделы, широко представлены карстовые формы рельефа. Современный карст представлен различными по размерам и глубине воронками (от 15–20 до 80–150 м). Они расположены как в приводораздельной части, так и в речных долинах (руч. Полпод в верхнем течении, р. Ибджибдек в нижнем течении и т. д.), имеют, чаще всего, сглаженное днище, крутые симметричные борта. Древний бокситоносный покрытый карст развит в междуречье Пуня–Ибджибдек, Полпод–Великанда в пределах кольцевой эрозионно-карстовой долины. Представлен он депрессиями, полями шириной 1,5–3,5 км, глубиной – от 20 до 200 м, заполненными рыхлыми осадочными отложениями. Возраст рельефа мел–четвертичный, так как покрытый карст начал формироваться с позднего мела и продолжает развиваться до сих пор.

Рельеф, образованный в результате препарировки интрузивных тел (3), приурочен к максимальным абсолютным отметкам площади – 520,0 м (г. Калтакан), 438,8 м (г. Верховье Огонь), 406,2 м (г. Накуми). Трапповый рельеф в западной части площади представлен останцами или столовыми горами, имеющими трапециевидный профиль и относительно небольшие размеры. Склоны их вследствие бронирующего воздействия окаймлены уступами высотой не более 50–70 м. В центральной части площади трапповый рельеф представлен линейно-вытянутыми холмами и грядами, расположенными группами. Гряды изогнутой формы, разделяются западинами шириной 200–300 м. Они образованы глыбовыми десерпционными развалами и осыпями долеритов. Днища западин также завалены глыбами долеритов, задернованы или заболочены. Возраст рельефа раннемеловой, так как он расположен гипсометрически выше позднемеловых–палеоценовых поверхностей выравнивания.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Денудационный рельеф широко развит по всей площади, обусловлен глубинной и боковой эрозией рек, плоскостным смывом и течением мелкообломочного и глинистого материала и комплексной денудацией.

Рельеф, созданный глубинной и боковой эрозией рек (4), представлен эрозионными склонами долин. Такие склоны развиты незначительно. Они в основном пологие (до 10–12°), реже – средней крутизны и крутые (более 20°), вогнутые, реже – выпуклые, покрыты щебнисто-глыбовыми коллювиальными осыпями и ограничены эрозионными уступами. При пересечении рекой трудно размываемых пород на склонах сохраняются скальные останцы. Возраст рельефа неоген–четвертичный.

Рельеф, созданный плоскостным смывом и течением мелкообломочного и глинистого материала (5), занимает значительные площади по всей территории листа и представлен сглаженными водоразделами, пологими (4–6°) склонами приводораздельного положения, которые сопрягают поверхности выравнивания и эрозионные врезы долин. Они образованы за счет сезонного оттаивания и оплывания рыхлых масс, осложнены в верхних частях бугристо-западным мерзлотным рельефом. Склоны обычно сильно изрезаны ложбинами стока с корытообразным поперечным профилем. Возраст рельефа палеоген–неогеновый.

Рельеф, созданный комплексной денудацией (6, 8), включает пологоволнистые междуречные поверхности разных высотных уровней (поверхности выравнивания – ПВ), которые создают геоморфологическую «лестницу». Каждый из уровней имеет ориентировочную возрастную датировку, по С. Ф. Козловской и др.: раннемеловую (380–530 м) и поздне меловую–палеоценовую (270–340 м) [14, 17].

Раннемеловая поверхность выравнивания с максимальными высотами (до 530,0 м в верховьях р. Мал. Нембы) сохранилась фрагментарно. На западе площади она прослеживается в виде останцового плато и отдельных останцов, развитых по отпрепарированным траппам, на востоке – в виде узких полого-холмистых водоразделов, согласных кольцевой структуре Чадобецкого поднятия. В верховьях р. Чуктукон ее отметки достигают 417 м. В пределах поверхности развиты десерпционные, десерпционно-солифлюкционные отложения. Коры выветривания на этой ПВ не установлены.

Поверхность выравнивания поздне мелового–палеоценового возраста пологоволнистая, уклон ее составляет 1–2°. От более древней ПВ отделена уступом и полосой расчлененного рельефа. Наиболее низкие отметки ее отмечаются на юго-востоке площади (270–322 м на водоразделе рр. Великанда и Чадобца), в западном направлении они увеличиваются до 330–340 м (междуречье Ромова–Мосенков, Пуня–Огонь). На площадях развития туфогенных пород триаса

в ее пределах развиты элювиальные суглинки и глины со щебнем, на рифей–вендских породах – солифлюкционные отложения. Возраст определяется фрагментами сохранившихся в пределах Чадобецкого поднятия кор выветривания, бокситоносного покрытого карста мел–палеогенового возраста.

Рельеф, созданный эрозией, существенно переработанный комплексной денудацией (7), представлен фрагментарно сохранившимися пологими (4–6°) склонами. На участках развития крепких пород (кварцитов, долеритов) появляются склоны до 10°. В их пределах отмечаются продукты переотложения раннемеловых кор выветривания, десерпционно-солифлюкционные суглинки со щебнем и глыбами. Возраст их принят ранне-позднемеловым, поскольку они сопрягают между собой поверхности выравнивания раннемелового и позднемелового–палеоценового возраста.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный генетический тип рельефа свойственен днищам рек от 2–3 порядков и выше, вплоть до прирусловой части главной водной артерии р. Чадобец, а также площадям кайнозойских впадин. В зависимости от положения относительно русла выделены пойма и 3 надпойменные террасы. Кроме того, выделены равнины болотной, болотно-речной, озерной аккумуляции и поверхности комплексной аккумуляции для впадин.

Аллювиальная, аллювиально-болотная равнина поймы, созданная процессами речной и болотной аккумуляции (9), выделена по долинам всех рек площади.

Аллювиальная пойменная равнина имеет ширину от 100 до 1 000 м. Выделяются уровни низкой (2–3 м) и высокой (4–6 м) поймы. Поверхности низкой поймы плоские, часто заболочены, изобилуют озерами, старицами, русла рек в их пределах часто меандрируют. Высокая пойма, чаще всего, сухая, заросшая кустарником, лесом. Пойма сложена аллювиальными песчано-гравийно-галечными, супесчано-глинистыми и глинистыми отложениями.

Аллювиально-болотная равнина выделена по долинам крупных рек (Чадобец, Пуня, Хурломо) с широкой заболоченной долиной и узкой поймой, не выражающейся в масштабе схемы. В пределах впадин равнина осложнена термокарстовыми западинами и буграми пучения размерами до 250×150 м и высотой 3–5 м. Характерны марш – сухие кочкарные торфяные болота.

Возраст рельефа голоценовый.

Болотная равнина, созданная процессами болотной аккумуляции (10), широко развита в северной части площади, в долинах рр. Хурломо, Прав. и Лев. Енболок и др. Болота, поросшие чахлой растительностью, отмечаются как в низовьях, так и в верховьях многих рек, зачастую питают их. Приуроченные они к полям развития пород карбона, перми, в меньшей степени – к отложениям олигоцена–миоцена. Сложены торфяно-илистым палюстрием. Поверхность болотных равнин часто осложнена буграми пучения, термокарстовыми западинами. Большинство болот относятся к верховому типу. Мерзлые глинистые породы, подстилающие биогенные осадки образуют водоупор, который препятствует оттоку атмосферных вод и способствует процессам заболачивания [92]. Возраст рельефа голоценовый.

Аллювиальная равнина нерасчлененных первой–третьей надпойменных террас, созданная процессами внутридолинной аккумуляции (11), выделена в долинах рр. Терина, Пуня, Чадобец.

Первая надпойменная терраса аккумулятивная с высотой уступа – 9–15 м. В составе аллювия галечники, пески, суглинки. Поверхность террасы горизонтальная шириной от 10 до 2 000 м, ближе к тыловому шву характеризуется наличием стариц, болот.

Вторая терраса хорошо морфологически выражена и широко встречается в долинах основных водотоков. Она аккумулятивная с высотой уступа – 15–20 м. Ширина террасы – от 100 до 1 200 м, реже – больше. В составе аллювия глинистые мелкозернистые пески с пропластками глины, примесь гравия.

Третья терраса цокольная, высота уступа – 20–30 м. Сохранилась она фрагментарно в приустьевой части р. Затева Дольчик, по рекам Пуня, Чадобец. Бровка террасы выражена слабо, площадка имеет уклон 3–5°. Поверхность террасы имеет ширину до 1 500 м, характеризуется бугристым микрорельефом, иногда встречаются широкие заболоченные западины.

Возраст рельефа позднеплейстоцен–голоценовый.

Лимническая равнина, созданная процессами озерной аккумуляции (12), занимает обширные пространства в долинах рр. Прав. и Лев. Енболок. Равнина плоская или полого наклонная (до 2–3°), слаборасчлененная, приурочена к высотному уровню 290–350 м и наследует в общих чертах древний озерно-аллювиальный бассейн палеоген–неогенового возраста. Озерные осадки

представлены глиной, суглинком с прослоями, линзами песка. Возраст рельефа эоплейстоцен–ранненеоплейстоценовый.

Полигенетические равнины, созданные комплексной аккумуляцией (13), представляет собой фрагменты древних долин. Выделяются они по остаткам сохранившихся озерно-аллювиальных осадков бельской свиты олигоцен–миоцена, аллювия кирнаевской неогеновой и кочковской эоплейстоценовой свит. В пределах кайнозойских впадин и в поле развития карбонатных пород, кроме того, сохранились меловые и палеогеновые бокситоносные карстовые отложения, формирование которых происходило, скорее всего, при участии коллювиальных, делювиально-пролювиальных и аллювиальных процессов.

Фрагменты крупного (~40×45 км) древнего озерно-аллювиального бассейна отмечаются в центральной и северной части. Отложения бельской свиты здесь приурочены как к выположенным водоразделам, так и долинообразным понижениям, подстилая раннечетвертичные озерные осадки и отложения квартера. Представлены они лигнитовыми глинами, супесями и песками.

Кольцевая эрозионно-карстовая долина выделяется по внешнему кольцу Чадобецкого поднятия в полосе развития карбонатных пород климинской свиты. Прослеживается она на расстояние 140–150 км при ширине до 4 км. В современном рельефе долина выражается широкими долинообразными понижениями на водоразделах, заболоченными днищами современных рек и ручьев с абсолютными отметками 260–305 м.

В юго-западной части площади процессами комплексной аккумуляции созданы также две кайнозойские впадины. Центральная впадина расположена в среднем течении р. Терина и имеет размеры 8×10 км. Борта ее пологие, расчленены ложбинами стока, ориентированными к центру впадины, днище изрезано долинами рр. Терина, Семенов Дольчик и их притоками. Руслу рек в пределах впадины свободно меандрируют, часто образуются старицы.

Чуктуконская впадина расположена в верховьях р. Чуктукон в пределах абсолютных отметок 200–350 м. Правый борт впадины ограничен тектоническим уступом. Борта впадины асимметричные (более крутой северный борт), сравнительно пологие и имеют ступенчатое строение, днище неровное. В поле развития карбонатитов наблюдаются понижения, на пикритах и кремнистых породах отметки повышаются.

Центральные части впадин выполнены кайнозойскими отложениями значительных мощностей, подстилаемых продуктами выветривания, принадлежащими, вероятнее всего, раннемеловой эпохе корообразования. В пределах впадин широко развиты термокарстовые явления, бугры пучения, за счет чего формируется бугристо-западинный микрорельеф.

Возраст рельефа олигоцен–эоплейстоценовый, погребенный рельеф имеет мел–эоценовый возраст.

В пределах генетически однородных поверхностей на геоморфологической схеме внемасштабными знаками показаны также формы рельефа изометричные (останцы, воронки, бугры пучения и др.) и линейные (уступы, гребни и гряды, уплощенные водоразделы и др.).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В истории развития рельефа выделяются 3 этапа.

За период со среднего палеозоя территория претерпела неоднократную пенеппенизацию, последний этап которой приходится на мезозой–кайнозой. Преобладание процессов денудации в этот период способствовало образованию обширных денудационных поверхностей выравнивания, которые представляли собой слаборасчлененные плато. Фрагменты триас–раннеюрских и раннемеловых кор выветривания сохранились только в нижних частях кайнозойских впадин, захороненные под мощной толщей мел–четвертичных образований.

В позднем мелу и в начале палеогена территория вновь подвергалась пенеппенизации. В условиях влажного жаркого климата с обильной растительностью происходило образование площадных и линейных кор выветривания позднемелового–палеоценового возраста, усиленное карстование карбонатных пород, приведшее к образованию крупных карстовых депрессий. Участками процесс корообразования доходил до латеритной стадии, о чем свидетельствует наличие бокситов в рыхлых полигенетических образованиях. Происходило заполнение седиментационных карстовых коллекторов продуктами переотложения глинистых кор выветривания раннемелового возраста (центральная толща) и латеритных кор выветривания позднемелового–палеоценового возраста (подбокситовая толща, мурожинская свита).

В олигоцен–неогеновое время происходило расчленение мел–палеогенового пенеппена с образованием структурно-денудационных, эрозионно-денудационных форм рельефа. Формируются древние склоны, образуются обширные озерно-аллювиальные бассейны, происходит за-

рождение древних долин стока (бельская свита). Впадины испытывают медленное прогибание, становясь областью устойчивой аккумуляции.

В начале неогена происходит оживление неотектонической активности и аридизация климата. К этому времени относится формирование красноцветного кирнаевского аллювия, сохранившегося на территории в тектонически спокойных впадинах. В конце неогена и в течение эоплейстоцена расчленение территории увеличивается, что приводит к образованию грубых делювиально-пролювиальных осадков.

С неоген–четвертичным этапом активизации тектонических движений связано образование эрозионных форм рельефа и современных речных долин. В своем развитии речная сеть в общих чертах наследует древний план, однако в неотектонический этап произошли некоторые перестройки. Отмечаются участки речных перехватов, когда реки с более интенсивной глубинной эрозией захватывают верховья менее врезанных рек. Так, в верхнем течении р. Терина (субмеридиональный отрезок), скорее всего, принадлежала верховьям р. Пуны. Об этом может свидетельствовать сквозная долина в верховьях р. Накиты. Интенсивное врезание в нижнем течении р. Терина способствовало постепенному освоению в своих верховьях и Центральной впадины и водотока в пределах древней кольцевая эрозионно-карстовой долины (широтная часть современной Терины). Молодыми долинами являются отрезок р. Огонь в 3–6 км выше устья р. Накиты, р. Пуны в 6–7 км выше устья р. Огонь.

Продукты денудации активно сносятся, образуя обширные солифлюкционные и делювиальные склоны. В связи с похолоданием климата в начале квартала прекратились процессы химического выветривания и корообразования. На большей части территории преобладают условия денудации. Раннечетвертичные оледенения севернее площади приводили к неоднократному подпруживанию долин Енисея и Ангары и образованию ледниково-подпрудного бассейна, неоднократно затапливающего междолинные пространства [136].

Начало неотектонического этапа многие исследователи западной части Сибирской платформы относят к олигоцену [67]. На неотектоническом этапе проявились два ритма деформаций: олигоцен–раннеплиоценовый и позднеплиоцен–четвертичный. Эти ритмы начинались активизацией восходящих движений и перестройкой гидросети. Происходила активизация эрозии с последующим формированием террас, перемык продуктов коры выветривания и бокситоносных отложений карстовых депрессий. В зоне влияния глубинных разломов разного направления заложилась система впадин, в которых происходило возрастание роли песчаных и гравийно-галечных компонентов отложений.

В рассматриваемой части Сибирской платформы амплитуды неотектонических деформаций оцениваются в пределах от 0 до +250 м, в том числе для Чадобецкого поднятия в среднем +50 м [67]. В настоящее время общее поднятие территории продолжается. Наиболее интенсивное воздымание отмечается в юго-западной части площади, в районе руч. Брус, Жерновой, р. Чукутон, где фиксируются структурные (тектонические) уступы.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Металлогеническая специализация исследованной территории обусловлена расположением ее в юго-восточной части Камовского свода Сибирской платформы с характерной пликативно-блоковой структурой – Чадобецким куполовидным поднятием, в пределах которого широко проявлен мезозойский щелочно-ультраосновной магматизм и развиты коры выветривания мел-палеогенового возраста. На площади листа известно пять месторождений полезных ископаемых. Крупное Чуктуконское комплексное апатит-редкоземельно-редкометалльное месторождение, расположенное на Чадобецком поднятии, относится к разряду уникальных. Разведанные месторождения бокситов карстового и котловинного типа, связанные с корами выветривания на Чадобецком поднятии, представлены Центральным, Ибджибдекским и Пуньским месторождениями. Они являются наиболее крупными месторождениями алюминия данного генетического типа в Красноярском крае. В бокситовых месторождениях Чадобецкой группы в промышленных количествах содержатся железо, титан, галлий, ванадий, редкие элементы. Известное Центральное месторождение каолиновых огнеупорных и керамических глин совмещено с одноименным месторождением бокситов. В 2011 году в пределах Немба-Тарыдакского поднятия выявлено малое Исчухское месторождение горючего газа. Два проявления алмазов в пределах Чадобецкого поднятия установлены в кимберлитах в коренном залегании. Единичные кристаллы алмазов крупнообъемным опробованием выявлены в аллювии транзитных водотоков р. Терина. Район богат строительными материалами, специализированных работ на которые не проводились. Известные проявления и пункты минерализации каменного угля, железа, марганца, титана, меди, золота, бария, стронция, алмазов, солей, геохимические аномалии и потоки рассеяния хрома, никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, лития, иттрия, церия, бора, фосфора, шлиховые потоки хрома, титана, золота, минералов-спутников алмаза – пиропов, хромшпинелидов, пикроильменита, перовскита на территории листа представляют поисковый интерес.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

ГАЗ ГОРЮЧИЙ

Исчухское месторождение (I-2-7) расположено в верхнем течении р. Правый Енболак. Открыто в 2011 году ООО «Харьяга». Приурочено к сводовой части Исчухского локального поднятия. Продуктивная залежь вскрыта буровой скважиной ИС-1 на глубине 1 826–1 853 м, приурочена к трещиноватым карбонатным отложениям собинской свиты венда. В 2011 г. на заседании ГУ ГКЗ Роснедра защищен оперативный подсчет запасов газа по месторождению и лицензионному участку (ЛУ). Суммарные начальные геологические запасы свободного газа в целом по залежи в пределах ЛУ в сумме по категориям С₁ и С₂ составляют 23 277 млн м³ [176].

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

На площади известно семь мелких проявлений.

Наиболее значимое *Теринское проявление* каменного угля (II-3-5) расположено в левом борту р. Терина в 2,5 км ниже устья р. Исчуха. В береговом обнажении среди углистых аргиллитов чинюкской свиты залегает пласт угля мощностью 1,5 м. Угольный пласт прослежен по прости-

ранию на несколько десятков метров шурфами. По данным предшественников [59], ресурсы угля могут составить несколько миллионов тонн.

Несколько разрозненных *проявлений* угля установлено шурфами и скважинами в верховьях ручья Ибджибдек (IV-3-7, 8, 9, 13), в среднем течении р. Исчуха (II-2-3) и р. Пуня (III-1-4) [59, 82]. Представлены они маломощными пропластками каменного угля (0,2–0,3 м) и одним пластом мощностью 2,0 м в углистых аргиллитах и алевролитах катской и чинокской свит. Каменные угли черные крепкие блестящие или полублестящие, при выветривании становятся матовыми и образуют дресвяно-сажистый элювий. Технологические свойства углей не изучены.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Оруденение на площади представлено двумя генетическими типами: гидротермально-метасоматическим и хемогенно-осадочным. Гидротермально-метасоматический тип генетически связан с дифференцированными интрузиями кузьмовского комплекса. Для этого типа основным рудообразующим минералом является магнетит. Второй тип связан с корами выветривания и продуктами их переотложения, собственных месторождений не образует. Железопродуктивными образованиями являются осадочные бокситоносные отложения мел–палеогенового возраста и продукты кор выветривания, развитые по карбонатитам и щелочно-ультраосновным породам чадобецкого комплекса. В мел–палеогеновых отложениях чаще характерны руды гематитового состава. В корях выветривания в рудах преобладают лимонит и гематит. Наибольший интерес представляют железомарганцевые руды, связанные с корой выветривания глубокой химической переработки в пределах Чуктуконского и Теринского выступов.

На площади листа известно два проявления и два пункта минерализации магнетитовых руд.

Проявления магнетитовых руд известны, в устье руч. Калтакан, в нижнем течении руч. Тогонь.

Хурламское проявление (I-4-4) находится в верховьях руч. Хурламо, приурочено к контактовой зоне долеритов с туфами еробинской свиты нижней перми, где интенсивно проявлены процессы скарнирования. На поверхности протяженность зоны гранатовых скарнов составляет около 1,5 км при ширине около 170 м. Гранаты в скарнах гроссуляр-андраитового ряда. Вдоль всей зоны скарнирования, ниже по склону в делювиальных образованиях отмечаются обломки магнетитовых руд. Основное рудное тело представляет собой жилу крупнокристаллической магнетитовой руды мощностью 0,9–1,3 м. Падение жилы восточное под углом 60°, она прослежена по простиранию на 700 м. Напряженность магнитного поля составляет от 12,5 до 40 тыс. нТл.

Необходимо отметить, что в 1,5 км севернее от Хурламского проявления установлена трубка взрыва, выполненная эруптивной брекчией. В тонкозернистой карбонатизированной туфогенной основной массе преобладают обломки долеритов и пород чинокской свиты. Породы рассеяны жильными телами скарнов мощностью до 4 м с прожилками магнетита.

Хальтаконское проявление (III-1-3) находится в левом борту руч. Калтыкан, приурочено к зоне дробления протяженностью около 2 км, выполненной брекчированными породами. В тонкозернистой туфогенной массе, цементирующей обломки долеритов и алевролитов чинокской свиты, присутствует тонкорассеянный магнетит. В центральной части зоны дробления магнетит образует скопления массивных руд. Оруденение сопровождается положительно магнитной аномалией интенсивностью +2 000 нТл. Низкая концентрация магнетита в зоне дробления не позволяет отнести рудопроявление к разряду перспективных.

Пуньский (III-2-3) и *Тогоньский* (IV-3-14) *пункты минерализации* представляют собой скопления обломков магнетитовой руды в склоновом делювии. Коренной источник руд не установлен.

Хемогенно-осадочные лимонитовые и гематитовые руды, связанные с корами выветривания встречаются в бокситоносных образованиях месторождений Ибджибдек, Пуня, Центральное и ряда бокситовых проявлений, а также в пределах Чуктуконского фосфат-рекометалльно-редкоземельного месторождения. Новым видом сырья для данного района работ на железо является комплексное железоалюминиевое сырье (ЖАС), которое представлено высокожелезистыми бокситами, аллитными глинами, высокоглиноземистыми железняками, охристо-глинистыми и охристыми продуктами коры выветривания карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород. Используя новую технологию переработки ЖАС, на месторождениях Чадобецкой группы по-

мимо глинозема можно дополнительно получить более 90 млн т чугуна или ферросилиция с меньшим количеством отвальных продуктов.

Железные руды образуют плащевидные залежи и линзы в бокситоносных отложениях. Как правило, высокожелезистые каменистые бокситы и глиноземистые железняки часто переслаиваются. Гематитовые руды представлены плотной крепкой породой вишнево-красного и красно-бурого цвета, часто с металлоподобным блеском. По структурно-текстурным особенностям гематитовые руды подразделяются на бобовые и тонкодисперсные разновидности. Лимонитовые руды представлены двумя типами: кусковато-желваковые бобового строения и глинисто-охристые сыпучие и глинистые образования желто-бурого и ржаво-бурого цвета. Основными минералами лимонитовых руд являются гетит и гидрогетит (60–80 %), реже присутствуют гематит и гидроокислы марганца (5–30 %). В ассоциации с основными минералами встречаются также барит, пирит, браунит, вернадит, галенит, сфалерит, рутил, ильменит, ильменорутит.

В пределах *Ибджибдекского месторождения* гематитовые руды встречаются часто, но образуют небольшие линзовидные тела мощностью 2–5 м и протяженностью 30–50 м. Чаще всего они приурочены к нижним частям разреза бокситоносной толщи и обособляются в бокситовых глинах. Залегают на глубине от 25 до 50 м.

На *Пуньском месторождении* гематитовые руды имеют меньшее распространение. Мощность рудных линз обычно не превышает 1–2 м, протяженность – 20–30 м.

В пределах *Центрального месторождения* гематитовые руды широко распространены в краевых частях рудоносной котловины, имеют значительную мощность и протяженность. Наиболее крупная линза гематитовых руд, приуроченная к верхней части бокситоносной толщи имеет мощность 32,0 м, ширину – до 400 м и уходит за пределы разведанной части месторождения. К нижним частям бокситоносных отложений приурочены линзы мощностью 8–10 м, протяженностью 70–150 м.

На *Чуктуконском месторождении* в основном распространены лимонитовые руды. Железные руды образуют залежи в верхней части остаточной коры выветривания и присутствуют в виде линз в бокситоносных отложениях. Мощность залежи варьирует от 4 до 130 м. По результатам исследований последних лет установлено, что глубина распространения железных руд Чуктуконского месторождения увеличивается до 250–300 м и в плане совпадает с контурами рудных тел ниобия, редких земель и фосфатных руд. При этом центральные части рудных тел остались не вскрытыми на полную мощность. Запасы железа по категории С₂ составляют 2 463 тыс. т при среднем содержании Fe_{общ} – 34,34 %, а суммарные ресурсы железа при среднем содержании Fe_{общ} – 30 % определены в 162 млн т [140].

Химический состав лимонит-гематитовых руд и глин приведен в таблицах 9, 10.

Таблица 9

Средний химический состав лимонит-гематитовых руд Чадобецкой группы месторождений бокситов [81]

Название	Содержание компонентов, в %			
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
Месторождение Ибджибдек				
Лимонит-гематитовые руды	23,46	12,32	46,25	4,23
Каменистые бокситы	32,45	4,99	41,48	4,36
Месторождение Пуня				
Лимонит-гематитовые руды	26,57	9,35	44,68	4,51
Каменистые бокситы	32,58	4,77	41,34	3,27
Месторождение Центральное				
Лимонит-гематитовые руды	17,06	11,27	44,18	8,56

Таблица 10

Химический состав железных руд и вмещающих глин Чуктуконского месторождения [135]

Разновидности руд	Кол-во проб	Содержание компонентов, в %					
		Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TR ₂ O ₃ , ThO ₂
Бурый железняк	20						
минимальное		25,40	0,64	0,70	1,19	0,2	2,04
максимальное		71,40	15,36	2,88	21,22	7,40	6,68
среднее		52,94	4,78	1,28	9,79	3,18	4,08
Охристая глина	89						
минимальное		21,88	0,22	0,52	0,92	0,50	0,52

Разновидности руд	Кол-во проб	Содержание компонентов, в %					
		Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TR ₂ O ₃ , ThO ₂
максимальное		67,26	19,65	7,47	24,48	10,53	12,11
среднее		42,77	7,81	2,25	9,72	3,52	4,32
Вмещающие глины	37						
минимальное		12,74	0,07	1,05	5,90	0,15	0,09
максимальное		27,82	5,67	6,68	30,26	5,85	16,94
среднее		21,06	1,67	3,39	15,68	1,69	2,00

Кроме известных месторождений, на площади Чадобецкого поднятия известны четыре пункта минерализации железа пространственно и генетически связанные с корами выветривания.

Пункт минерализации железа (III-3-4) расположен на левом борту р. Накита, в 600 м южнее устья руч. Кипельый. В поле развития пород нижнеогоньской подсвиты венд–кембрийского возраста устанавливаются глыбовые развалы лимонитов [116]. По внешнему виду лимониты похожи на подобные гипергенные образования, имеющие развитие в пределах бокситовых месторождений. Анализ руд не проводился, коренной источник не установлен.

Пункт минерализации железа (IV-3-4) расположен в левом борту р. Пуня, в 3,6 км юго-восточнее от устья руч. Негдурага. На склоне, в отложениях мурожнинской свиты палеогенового возраста, в шурфах встречены крупные обломки бурых железняков [116]. Анализ руд не проводился.

Пункт минерализации железа (IV-3-5) расположен на водоразделе рек Пуня и Тогонь, в 3,25 км севернее устья последней. Среди отложений бельской свиты в шурфах обломки бурых железняков [116]. Анализ руд не проводился, коренной источник не обнаружен.

Пункт минерализации железа (IV-3-6) расположен в левом борту р. Пуня, в 2,4 км северо-западнее устья р. Тогонь. В этой точке, аналогично предыдущей, среди отложений бельской свиты в шурфе встречены крупные обломки и глыбы бурых железняков [116]. Анализ руд не проводился, коренной источник не выявлен.

Все эти пункты минерализации, очевидно, связаны с переотложением из коренных источников гипергенных образований. Железо представлено, в основном, в форме лимонита и практического интереса они не представляют.

МАРГАНЕЦ

Является попутным компонентом на *Чуктуконском апатит-редкоземельно-редкометалльном месторождении*. В результате проведенных технологических и лабораторных исследований руд Чуктуконского месторождения [140] был предложен новый способ получения химического диоксида марганца (ХДМ) при кислотной схеме переработки руд и концентратов, что позволяет отнести данный попутный компонент к разряду извлекаемых. Балансовые запасы марганцевой руды Чуктуконского месторождения категории С₂ при среднем содержании диоксида марганца – 15,5 %, утверждены в ГКЗ Роснедра протоколом № 1356 от 16.03.2007 г. и составляют 6 639 тыс. т.

В незначительных количествах марганец присутствует совместно с железом в карбонатитах и в мел–палеогеновых образованиях бокситовых месторождений. По данным А. В. Лапина [135] марганец встречается в плащеобразных покровах и линзах редкометалльных руд в, основном, в форме окислов и гидроокислов. Они содержатся как в составе тонкодисперсной массе охр, так и образуют желваки, натечные агрегаты и мелкокристаллические прожилки. Минералы марганца концентрируются в черных охрах всегда в тесном сростании с гетитом или гематитом. Натечные агрегаты также полиминеральны. В рудах установлены псиломелан, манганит, пиролюзит, рамделлит, голландит, а также рентгеноаморфная фаза.

ХРОМ

Хром на территории листа представлен одним *литогеохимическим потоком рассеяния* (I-1-1) в долине р. Немба с содержаниями хрома – 0,015–0,050 % и одним *литогеохимическим ореолом* (IV-2-1) на водоразделе рр. Гайнга, Чапиря, Нерюнда с содержаниями хрома – 0,03–0,05 %.

ТИТАН

Представляет интерес как попутный компонент на бокситовых месторождениях. На *месторождениях Ибджибдек и Пуня* содержание двуокиси титана достигает 5–7 %, в среднем составляя 3,60 %. На *месторождении Центральном* среднее содержание TiO_2 в бокситах – около 6,92 %, но достигает в глинистых разностях более 11 % (табл. 11).

Таблица 11

Результаты анализов на двуокись титана по месторождению Центральное

№ скв.	Рудный интервал	Мощность, м	Порода	Содержание, в %	
				TiO_2	Fe_2O_3
5	16,6-53,0	36,4	Глина каолинит-бокситовая	13,5	-
6	33,0-42,0	9,0	Глина бокситовая	14,8	-
113	8,0-12,6	4,6	Боксит глинистый	13,4	-
27	8,0-69,5	61,5	Кора выветривания	11,5	39,9
38	20,0-53,0	33,0	Кора выветривания	10,5	37,0
193	45,2-51,0	5,8	Глина бокситовая	12,1	-
741	0,3-22,9	22,6	Боксит глинистый	11,9	-
773	8,6-21,1	12,5	Глина бокситовая	15,3	-
794	27,1-43,1	16,0	Глина бокситовая	14,5	-
836	39,0-48,3	8,7	Глина бокситовая	14,9	-
1110	14,0-25,3	11,3	Боксит глинистый	16,1	-
1040	4,8-21,7	16,9	Железная руда	10,8	40,0
1039	5,7-20,0	14,3	Боксит глинистый	16,4	-

Содержание TiO_2 выше во вмещающих породах, чем в самих бокситах. Необходимо иметь в виду, что мощности титанистых глин, значительно больше, чем мощности опробованных толщ. По одному телу гипергенных образований размером 1 900×500 м и расположенному в юго-западной части месторождения Центральное, подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 66,7 тыс. т при среднем содержании TiO_2 – 6,3 %.

Содержание TiO_2 в бокситах всех известных месторождений колеблется в пределах 5,6–8,75 %, что в пересчете на ильменит составит 200–300 кг/м³. Бокситы Чадобецкого месторождения представляют собой богатую титановую руду, содержание TiO_2 в которой выше, чем в некоторых эксплуатируемых в настоящее время ильменитовых россыпях. Значительную роль среди минералов титана играет ильменит, присутствующий в виде обломочных зерен, часть титана представлена дисперсными минералами, основной из них рутил.

В институте «Уралмеханобр» в 1965 г. [81] проводились испытания с целью получения титановых концентратов из чадобецких бокситов. Проба содержала TiO_2 – 7,7 %, Zr – 0,08 %, Al_2O_3 – 41,01 %, Fe_2O_3 – 15,95 %. При гидрометаллургическом переделе были получены: титановый продукт с содержанием TiO_2 – 53,7 % с извлечением TiO_2 – 99,1 %; железный продукт с содержанием железа – 97,91 % при извлечении железа в продукт – 79,8 %; алюминиевый концентрат с извлечением алюминия – 90 %. При извлечении глинозема из бокситов по обычной технологической схеме в составе отходов глиноземного производства (красных шламов) остаются значительные содержания других компонентов.

В красных шламах месторождений Чадобецкой группы содержится 53–56 % окислов железа, до 15 % – глинозема, до 12 % – двуокиси титана, до 3,5 % – щелочей, а также редких и рассеянных элементов. В результате технологических исследований красных шламов, наработанных из бокситов Центрального месторождения [132], методом автоклавного выщелачивания был получен титановый концентрат, содержащий ниобий, цирконий и редкие земли. Извлечение двуокиси титана составило 93 % при незначительных расходах реагентов и энергии.

Проявления титана осадочно-механического типа выявлены в процессе ГДП-200 [93] в междуречье руч. Пеганков и Ромова (II-3-2, 3), а также на левом берегу р. Терина (II-3-4), в 0,8 км севернее устья р. Исчуха. В песчано-глинистых, гравийно-галечниковых отложениях бельской свиты в большеобъемных (0,2–0,3 м³) шлиховых пробах установлен титаномagnetит, содержание которого в этих пробах колеблется от 3,4 до 5,5 кг/м³.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Известны три пункта минерализации меди, как правило, представленные рассеянной вкрапленностью, примазками, налетами малахита в карбонатных породах кембрия. В ассоциации с малахитом встречаются пирит и халькопирит, реже – самородная медь. Содержание меди в штучных пробах колеблется от 0,1 до 0,48 %.

Пункт минерализации (I-1-3) расположен на правом борту р. Немба, в 4 км севернее тригопункта с высотной отметкой 431,0 м, где в отложениях верхнего кембрия, вскрывается маркирующий горизонт строматолитовых известняков с рассеянной вкрапленностью малахита.

Пункт минерализации (II-2-2) расположен на левом берегу ручья Левая Исчуха, в 3,5 км выше по течению от его устья. Вкрапленность малахита отмечена во вторичных кальцитовых прожилках в отложениях среднего кембрия.

Пункт минерализации меди (IV-4-7) расположен на правом берегу р. Чадобец, в 1 км ниже устья руч. Чуктукон. В доломитах огоньской свиты, вблизи от контакта с небольшим телом траппов, выявлена редкая вкрапленность самородной меди, халькопирита и малахита. Мощность зоны оруденения 0,2–0,3 м. Рудная зона по простиранию не прослежена. Содержание меди – 0,48%. Дополнительного изучения не проводилось.

По данным металлотрического опробования [59], на площади листа выделяется несколько ореолов и потоков рассеяния меди с концентрацией до 0,01 %: в долине р. Мал. Хоролгокит (I-1-5), в бассейне рек Лев. Енболак (I-3-4), Хурламо (I-4-3, 5, 6). Кроме этого, ореолы рассеяния с содержанием меди до 0,1 %, в ассоциации с никелем – до 0,05 % отмечены на водоразделах рек Цемба–Терина (II-4-3), Калтакан–Пунча (III-1-1, 2).

По данным детальной разведки бокситов *Центрального месторождения* [81], в протолочках из охристо-песчано-глинистых образований в отдельных скважинах встречаются знаки самородной меди.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Единичные знаки галенита установлены в делювии алевритистых сланцев брусской свиты верхнего рифея. В правом борту ручья Чуктукон, в контуре *Чуктуконского редкометалльного месторождения* установлена прожилковая минерализация галенита с содержанием свинца – до 0,1 %. Мощность прожилков галенита достигает 1 см.

Геохимические потоки цинка и свинца наблюдаются в междуречье рек Цемба (II-4-1) и Терина, руч. Богатый (II-4-2).

Пункт минерализации цинка (III-4-9) установлен в левом борту р. Терина, в 1,5 км северо-восточнее от устья левого безымянного притока, впадающего напротив пос. Центральный. Среди алевритистых сланцев наблюдается прослой кварцита мощностью около 10 см, в котором спектральным анализом установлено содержание Zn – 1,0 %. Точка представляет только минералогический интерес.

Повышенные содержания цинка (до 0,2–0,3 %) и реже – свинца (до 0,1 %) отмечаются спектральным анализом в гипергенных образованиях на *месторождениях Центральное* и *Чуктукон*. Выделяются точечные аномалии Pb, Zn до 2 Кк (коэффициент концентрации) в долине р. Пуня, приустьевой части р. Калтакан близ западной рамки площади ($C_{\text{ф Pb}}=0,002$ %, $C_{\text{ф Zn}}=0,1$ %).

ОЛОВО

Встречается только в виде единичных знаков касситерита в шлихах из аллювия. Касситерит приурочен, в основном, к краевым частям поднятия и связан с отложениями палеозоя и мезозоя. Знаки касситерита встречены при шлиховом опробовании площади Чадобецкого поднятия В. И. Юркиным [179], Р. Я. Скляровым [164], А. В. Крюковым [128] и Ю. А. Забириным [116]. Коренные источники касситерита не установлены. При литогеохимическом опробовании выявлены только слабоконтрастные ореолы рассеяния олова, не связанные с коренными источниками. Спектральным анализом штучных проб только в некоторых из них, в частности, из песчаников брусской и медведковской свит, определены содержание олова – 0,003–0,005 %.

ВОЛЬФРАМ

На площади листа имеет крайне ограниченное распространение. В виде примеси встречается в зонах дезинтеграции щелочно-ультраосновных пород с содержаниями до 0,1 %. Практического значения не имеет.

НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

Металлометрическим опробованием [59] на площади листа выявлено несколько *ореолов рассеяния* с повышенным содержанием никеля – от 0,01 до 0,05 % и кобальта – от 0,005 до 0,3 % (II-2-4; II-4-4; III-2-1). В ассоциации с данными элементами в ореолах присутствуют также хром – 0,01–0,05 % (IV-1-1; IV-2-2) и медь – 0,01–1,0 % (III-2-2; III-3-2, 5). Ореолы тяготеют к площадям распространения дифференцированных интрузий Кузьмовского комплекса.

АЛЮМИНИЙ

Чадобецкая группа бокситовых месторождений является ведущей в Ангарской бокситоносной минерагенической зоне. На площади листа известно три месторождения и девять проявлений бокситов. Генезис бокситов осадочный, механический за счет размыва и переотложения в карст продуктов коры выветривания с одновременной бокситизацией осадка на месте. Все известные месторождения и проявления бокситов района в виде линз и пластов залегают среди недислоцированных континентальных мел–палеогеновых отложений, которые накоплены в отрицательных формах типа карстовых воронок, полей, котловин и представлены преимущественно каолиновыми глинами. Предыдущие исследователи по условиям локализации [81, 82, 116] среди бокситовых месторождений выделяют два типа: карстовый и котловинный. Месторождения карстового типа пространственно приурочены к закарстованным карбонатным породам нижнего кембрия и располагаются по периферии Чадобецкого поднятия. К ним относятся месторождения Пуна и Ибджибдек, а также проявления: Верхне-Теринское, Накитское, Теринская группа проявлений, Усть-Огоньское, Ламнан, Полпод и Накуоминоское. К котловинному типу М. А. Амосов и Ю. А. Забиров отнесли Центральное месторождение и Чуктуконское проявление бокситов.

Месторождение Центральное (III-4-10) расположено в правом борту среднего течения р. Терина и примыкает к водоразделу с ручьем Семенов Дольчик. Открыто в 1960 г. работами Теринской геофизической партии [98]. Предварительная разведка была проведена в 1962–1964 гг. [81], детальная разведка – 1967–1979 гг. Месторождение приурочено к сводовой части Теринского выступа Чадобецкого поднятия. Рудовмещающей структурой месторождения является котловина, вытянутая в меридиональном направлении на 3,5 км при ширине 1,8 км. Образования, выполняющие котловину, разделяются на три толщи: подбокситовую, собственно бокситовую и надбокситовую. Подбокситовая толща представлена охристо-желтыми гетит-каолиновыми глинами с примесью супеси и обломочного материала. Собственно бокситоносные отложения состоят из различных аллитных глин, бурых железняков и бокситов. Бокситы представлены тремя разновидностями – каменистой, рыхлой и глинистой. Среди глин выделяются бокситовые и каолиновые – светло-желтой, вишнево-красной окраски и лигнитовые черного цвета. Бурые железняки также разнообразны по структуре и составу; залегают чаще отдельными скоплениями, реже – в виде желваков и обломков среди глин. Надбокситовая толща лежит на волнистой поверхности бокситоносных отложений и представлена озерно-болотными, песчано-галечными осадками, покровными суглинками и реже – торфяниками. Общая мощность толщи не превышает 35 м. Контакт с подстилающей бокситоносной толщей несогласный. На Центральном месторождении выявлено 29 рудных тел, все они залегают в одной рудовмещающей структуре, вытянутой в субмеридиональном направлении. Основные рудные тела лежат на небольшой глубине. Рудных тел с промышленными запасами – 16. Мощность вскрыши составляет, в среднем, 11,9 м, средний коэффициент вскрыши – 1,15. Мощность рудных тел колеблется от 3,2 до 15,3 м, в среднем – 10,3 м. Размеры рудных тел в плане колеблются от 100×50 до 400×2 250 м. Доля основных литологических разновидностей бокситов следующая: 29 % каменистых, 35 % рыхлых и 36 % глинистых.

По минеральному составу руды относятся к гиббсит-гематитовому и каолинит-гиббситовому типам. В составе бокситов присутствуют следующие минералы: гиббсит, бемит, корунд, гетит, гидрогетит, гематит, маггемит, анатаз, каолинит, кварц, реже встречаются магнетит, бадделит, циркон, рутил. Бокситовые руды месторождения имеют бобовую структуру и характеризуются повышенным содержанием минералов титана. Форма рудных тел пластообразная и лин-

завидная. При наличии в рудном теле всех трех разновидностей боксита проявляется зональность: бокситы каменистой разновидности слагают центральную часть, а глинистые – периферию, между ними располагаются бокситы рыхлой разновидности. Химический состав бокситов выдержан: среднее содержание глинозема – 35,84 %, кремнезема – 6,64 %, Fe_2O_3 – 29,37 %, TiO_2 – 8,47 %, кремниевый модуль – в среднем 5,4. Марка бокситов у большей части рудных тел Б-8, реже – Б-7 и Б-3 по ГОСТ 972-50.

Запасы руды по категориям В+С₁, утвержденные протоколом № 8834 в ГКЗ СССР в 1979 г., составляют 46 793 тыс. т, в том числе В – 11 492 тыс. т, С₁ – 35 301 тыс. т, С₂ – 135 тыс. т, забалансовые – 1 436 тыс. т. Запасы попутных полезных ископаемых (учтены ГБЗ, 1966 г.) по категории С₁ составляют: ванадий (V_2O_5) – 50,2 тыс. т; галлий (Ga) – 3 159 тыс. т. Средние содержания редких элементов в бокситах месторождения составляют: V_2O_5 – 0,14 г/т, Ga – 73,2 г/т, Ge – 8,5 г/т, Nb_2O_5 – 0,108 %, Sc – 0,0076 %, Ta_2O_5 – 0,0018 %, TiO_2 – 6,92 %.

Месторождение Ибджибдек (IV-3-11) расположено в нижнем течении р. Ибджибдек и в виде узкой полосы (шириной около 2 км) вытянуто на 9 км вдоль правого борта р. Пуня. Открыто в 1961 г., общие поиски проведены в 1959–1960 гг., детальные – в 1961–1962 гг., предварительная разведка месторождения проводилась в 1962–1978 гг. [81]. С поверхности изучено скважинами и шурфами по сети 100×(100–50) м и для мелких тел – 50×(50–25) м. Месторождение приурочено к закарстованной полосе известняков нижнего кембрия. Продуктивные отложения выполняют локальные карстообразные воронки и пологие эрозионно-карстовые депрессии. Бокситоносные отложения подстилаются корой выветривания известняков, а перекрываются – глинами и суглинками современных отложений. Общая мощность бокситоносных образований в среднем по месторождению составляет 30–40 м, достигая 100 и более метров в понижениях типа полей. Состав бокситоносных отложений пестрый. В разрезе рудоносных толщ наряду с бокситами присутствуют глины и бурые железняки. Бокситы представлены тремя разновидностями: каменистой, рыхлой и глинистой. Среди глин выделяются бокситовые, пестроцветные, каолиновые, лигнитовые и другие. Преобладают бокситовые и пестроцветные. Поисково-разведочными работами на месторождении выявлено 35 залежей бокситов, 8 из которых признаны промышленными. Рудные залежи состоят из нескольких тел и лежат друг от друга на расстоянии 100–1 000 м. Средний химический состав бокситов достаточно выдержан, содержание глинозема в среднем составляет 39,6 %, кремнезема – 10,5 %, двуокиси титана – 4,51 %. Модуль – в среднем 3,7, марка бокситов Б-6. В рудных залежах месторождения разведано 63 рудных тела. Размеры рудных тел в плане – от 40×25 до 340×160 м, средняя мощность – 10,6 м, с колебаниями от 6,8 до 15,5 м. Рудные тела, имеющие, чаще всего, линзообразную, реже – гнездообразную, типа раздувов, форму, в разрезе залегают тремя ярусами. Рудные тела сложены бокситами: каменистыми (24 % от общей массы руды), рыхлыми (34 %) и глинистыми (38 %).

По минералогическому составу бокситовые руды относятся к гиббситовым и каолинит-гиббситовым. Рудообразующими минералами в каменистых бокситах служит гиббсит (40–65 %) и гематит (25–40 %). Среди глинистых разновидностей существенная роль принадлежит каолиниту (до 35 %). Структура руд бобовая и оолитовая.

Запасы руды по категории С₁, утвержденные протоколом № 8384 ТКЗ СССР от 05.11.1979 г., составляют 5 753 тыс. т (Al_2O_3 – 39,64 %, SiO_2 – 10,57 %), С₂ – 76 тыс. т (Al_2O_3 – 39,49 %, SiO_2 – 11,05 %), забалансовых – 3 724 тыс. т. Запасы попутных компонентов по категории С₁ составляют: V_2O_5 – 8,5 тыс. т, Ga – 294 т.

Используя технологию переработки ЖАС, предусматривающую снижение кондиций и требований к бокситовым рудам, ресурсы категории Р₂ на месторождении составят 37,7 млн т [85], при среднем содержании Al_2O_3 – 38,84 %, SiO_2 – 18,88 %, Fe_2O_3 – 27,02 %, TiO_2 – 4,29 % и кремниевом модуле – 1,7.

Месторождение Пуня (III-3-8) расположено в левом борту среднего течения р. Пуня, в 4 км выше по течению от устья ее левого притока р. Огонь. Месторождение открыто в 1961 г., детальные поиски проведены в 1962 г., предварительная разведка – в 1964–1966 гг. [81]. С поверхности изучено скважинами и шурфами по сети (100–25)×(50–25) м. Месторождение приурочено к полосе развития известняков и доломитов нижнего кембрия. Ширина продуктивной площади около 1,6 км, протяженность – 4 км. В целом, данное месторождение идентично месторождению Ибджибдек. Рудоносные воронкообразные коллекторы имеют в плане самые разнообразие очертания с размерами от 50 до 300 м. В вертикальном разрезе форма их карманообразная или мешковидная, обычно асимметричная. Глубина воронкообразных коллекторов колеблется от 10–15 до 80–100 м. В состав бокситоносных отложений входят бокситы и глины. Бокситы представлены каменистой, рыхлой и глинистой разновидностями. Среди глин выделяются желтые, светло-желтые, пестроцветные, каолиновые, лигнитовые, красные и боксито-

вые, несколько особняком стоят бурые железняки. На месторождении выявлено 25 залежей бокситов, 10 из них признаны промышленными. Среднее расстояние между рудными залежами – 300 м. Контуры рудных залежей большей частью овальные. Мощность тел бокситов в них составляет в среднем 15,8 м, при вариации от 7,9 до 23,6 м. Каменистые, рыхлые и глинистые бокситы содержатся примерно в равных пропорциях (каменистые – 30 %, рыхлые – 33 %, глинистые – 34 %). Рудовмещающими минералами в рыхлых и каменистых бокситах служит гиббсит (40–65 %), гематит (25–40 %). Среди глинистых разностей – каолинит (до 35 %). Рудные залежи состоят из одного или нескольких тел каждая. Размеры рудных тел в плане – от 40×30 до 340×70 м, чаще всего встречается длина 160–200 м, ширина – 60 м. Располагаются рудные тела в залежах 1–3 ярусами. Расстояние между ярусами по вертикали – 10–30 м.

Химический состав бокситов характеризуется большим постоянством: Al_2O_3 – 37,57 %, Fe_2O_3 – 28,69 %, SiO_2 – 9,93 %, TiO_2 – 4,34 %. Содержание глинозема от среднего по всем залежам отклоняется всего на 4 % в ту или другую сторону, а содержание кремнезема изменяется в пределах 4–5 %. Кремнистый модуль – 3,8 %. Преобладающая марка по ГОСТу 972-50 – Б-6.

Запасы руды по категории C_1 , утвержденные протоколом № 8384 ГКЗ СССР от 05.11.1779 г., составляют 2 578 тыс. т (Al_2O_3 – 37,55 %, SiO_2 – 9,69 %), C_2 – 19 тыс. т (Al_2O_3 – 34,79 %, SiO_2 – 9,11 %), забалансовых – 1 054 тыс. т. Запасы попутных компонентов по категории C_1 составляют: V_2O_5 – 3,7 тыс. т, Ga – 119 т (табл. 12).

Ресурсы ЖАС категории P_2 по расчетам В. Е. Бабушкина [85] составляют 9,1 млн т.

Таблица 12

Запасы бокситов месторождений Чадобецкой группы

Месторождения	Категория запасов	Запасы, тыс. тонн	Содержание	
			Al_2O_3	SiO_2
Центральное	В	11492	36,54	5,93
	C_1	35301	35,67	6,71
	В+ C_1	46793	35,89	6,52
	C_2	135	37,83	9,87
Ибджибдек	C_1	5753	39,64	10,57
	C_2	76	39,49	11,05
Пуня	C_1	2578	37,55	9,69
	C_2	19	34,79	9,11
Всего балансовых запасов	В	11492	-	-
	C_1	43632	-	-
	В+ C_1	55124	-	-
	C_2	234	-	-
Забалансовые запасы				
Центральное	C_1	1318	-	-
	C_2	118	-	-
Ибджибдек	C_1	3724	-	-
Пуня	C_1	1054	-	-
Всего забалансовых	C_1	6096	-	-
	C_2	118	-	-

Чуктуконские проявления расположены в пределах контура Чуктуконского апатит-редкоземельно-редкометалльного месторождения. По периферии месторождения известны многочисленные находки обломков каменистых бокситов в делювиальных образованиях. В коренном залегании установлено два проявления некондиционных руд, которые могут использоваться в качестве железоалюминиевого сырья. *Первое проявление* (IV-4-3), расположенное в левом борту верхнего течения руч. Чуктукон, представляет собой котловину площадью около 3 км², выполненную железистыми рыхлыми и глинистыми бокситами, а также охристо-глинистыми гетит-гидрогетитовыми рудами. Химический состав руд варьирует в пределах Al_2O_3 – 17,11–25,09 %; Fe_2O_3 – 25,4–71,4 %; SiO_2 – 5,98–26,08 %; TiO_2 – 1,28–2,88 %. *Второе проявление* (IV-4-5) расположено в правом борту среднего течения руч. Чуктукон и представляет собой котловину, выполненную верхнемеловыми глинами каолинового состава с плащеобразными телами бокситов. По своим размерам бокситовые залежи весьма ограничены, как в плане, так и по мощности. Бокситы представлены глинистыми и каменистыми разновидностями, переслаивающимися с высокоглиноземистыми железняками. По химическому составу бокситы низкого качества и промышленного интереса, как источник глинозема, не представляют, но вполне пригодны в качестве железоалюминиевого сырья. По данным предварительной оценки [59] ресурсы руды этих проявлений составляют около 0,4 млн т руды.

Верхне-Теринское проявление (II-4-8) бокситов расположено в левом борту р. Терина на северном крыле Чадобецкого поднятия, в пределах карбонатных пород нижнего кембрия. Вмещающие раннепалеогеновые пестроцветные отложения выполняют воронкообразные полости и располагаются цепочкой в широтном направлении. Всего на проявлении выявлено 9 бокситовых залежей небольших размеров. Мощность отдельных залежей варьирует от 2 до 20 м и в плане имеют размеры от 100×15 до 250×120 м. Рудные тела сложены на 44,5 % глинистыми бокситами, на 28,6 % – каменистыми и на 24,1 % – рыхлыми разновидностями. Марочным бокситом (Б-6, Б-8) является только каменистая разность. Ресурсы бокситовых руд, по данным предварительной разведки, составляют 0,7 млн т [59]. Запасы, подсчитанные по четырем залежам, по категории С₁ составляют 0,31 млн т [81].

Накитское проявление (II-3-9) расположено в верховьях р. Накита. В скв. 16 на глубине 31,0 м в отложениях мурожнинской свиты (интервал 10,0–56,0 м) вскрыты вишнево-красные, бурые охристые бокситоносные глины мощностью 10,0 м [147].

Теринская группа проявлений (II-3-7, 8; II-4-5) расположена на правом и левом бортах р. Терина. При производстве ГДП-200 горными линиями на глубинах 4,5–5,0 м в отложениях мурожнинской свиты встречены горизонты бокситоносных глин с видимой мощностью 0,5–1,0 м. В глинах встречаются обломки каменистых бокситов. На глубину бокситоносные образования не вскрыты.

Огонь-Накитакское проявление (III-3-6) расположено в 4 км западнее от слияния одноименных рек. Пластообразные тела бокситов приурочены к отложениям мел–палеогенового возраста. Данные отложения занимают довольно большую площадь, протягиваясь с севера на юг от месторождения Пуня до реки Огонь. Почти повсеместно они представлены желтыми песчаными глинами, обычно подстилающими бокситоносные отложения. Мощность их довольно значительна (более 77 м). В пределах проявления вскрыты 3 небольших по размерам тела бокситов (30–200 м в поперечнике), залегающие среди пестроцветных и бокситовых глин. Бокситы рыхлые, глинистые, невысокого качества и промышленного интереса не представляют.

Усть-Огоньское проявление (IV-3-1) расположено в бассейне правого безымянного притока р. Пуня, в 1 400 м западнее от устья р. Огонь. Детальные поиски проводились в 1960–1966 гг. Площадь проявления сложена карбонатными и терригенными отложениями кембрийской системы. Верхнемеловые отложения заполняют карстово-эрозионные котловины в карбонатном фундаменте. Глубина котловины местами более 100 м. Бокситы в коренном залегании встречены всего в одной точке. Бокситы каменистые, залегают двумя маломощными линзами, по качеству отвечают марке Б-8 и из-за небольших размеров промышленного интереса не имеют.

Проявление Ламнан (IV-3-15) расположено в юго-западной части Чадобецкого поднятия, в левом борту р. Ламнан. Площадь бокситопроявления сложена карбонатными образованиями кембрия. Верхнемеловые отложения выполняют воронкообразные котловины, которые развиты, в основном, по длине ручья. Здесь среди желтых, пестроцветных и бокситовых глин вскрыто линзообразное тело бокситов мощностью 11 м. Бокситы представлены рыхлыми и каменистыми разновидностями, качество их низкое ввиду засорения терригенным материалом.

Проявление Полпод (IV-4-11) расположено в южной части Чадобецкого поднятия на водоразделе руч. Полпод и р. Великанда. На площади бокситопроявления, в поле развития карбонатных толщ нижнего кембрия, палеогеновые бокситоносные отложения заполняют довольно крупную котловину (1,0×2,0 км), глубина которой в центре достигает 70 м. В пределах котловины вскрыто несколько тел каменистых и глинистых бокситов, размеры которых не превышают 100–200 м в поперечнике. Вскрытая мощность рудных тел варьирует в пределах 2,0–2,6 м. Качество бокситов низкое ввиду засоренности их терригенным материалом. Промышленного значения данное проявление не имеет.

Проявление Накуоминское (IV-3-3) расположено на водоразделе р. Пуня и ручья Накуоми, вблизи тригопункта с отметкой 260,0 м. Здесь в верхнемеловых отложениях установлены два маломощных рудных тела бокситов, не имеющих практического значения.

Кроме перечисленных проявлений, в пределах листа известны находки обломков бокситов в палеоген–неогеновых отложениях: на водоразделе рек Чадобец и Полпод, вблизи тригопункта с отметкой 297,0 м (*пункт минерализации* IV-4-10); в бассейне верхнего течения р. Правый Енболак (*пункты минерализации* I-1-7; II-1-1); на водоразделе правых притоков р. Правый Енболак – руч. Мосенков и Мунгна (*пункт минерализации* II-2-1); на водоразделе рек Курлямо и Хурлямо (*пункт минерализации* I-4-2).

В 1989–1990 гг. Чадобецкой партией [85], совместно с ВИМС и ЦНИИ-чермет была проведена предварительная лабораторно-технологическая оценка качества и оценка ресурсов титанистого ЖАС бокситовых месторождений Чадобецкого поднятия: Центральное, Пуня, Ибджибдек. На основании временных кондиций, разработанных группой ВИМСа, к ЖАС отнесены

породы с кремниевым модулем – не менее 1,0 (при содержании глинозема не менее 10 %) и содержанием Fe_2O_3 – более 10 %. К ощутимым вредным примесям при переработке ЖАС относятся магний ($Al_2O_3/MgO > 15$); титан ($Al_2O_3/TiO_2 > 15$); щелочи ($Na_2O + K_2O < 24$); сера ($S \leq 10$ %); фосфор ($Fe/P > 200$). ЖАС бокситовых месторождений Чадобецкого поднятия удовлетворяют условиям по железу, магнию, щелочам и сере, но имеют повышение содержания титана и фосфора (особенно на месторождении Центральном). По предельному значению кремниевого модуля (1,0) в составе ЖАС выделяются бокситы, бокситовые породы, глиноземистые железняки и аллитные глины (табл. 13). По вещественному составу и технологическим особенностям ЖАС месторождений Чадобецкого поднятия разделяются на три типа: кусковато-желваковый, охристый и глинистый. ЖАС месторождения Центральное, кроме бокситов с подсчитанными запасами, объединяют вмещающие глиноземистые породы. Они характеризуются высоким содержанием глинозема, титана, низким – кремнезема и наличием – фосфора.

Таблица 13

Литологический и химический состав ЖАС Чадобецкого района

Породы	Кол-во, %	Среднее содержание, %						Кремн. модуль
		Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	п.п.п.	P_2O_5	
Месторождение Центральное								
Глины бокситовые	35	28,69	18,81	29,61	9,27	12,22	0,84	1,5
Бокситы глинистые	15	28,03	12,28	32,45	9,36	14,44	0,85	2,3
Глиноземистые железняки	5	23,87	6,08	44,83	6,13	15,40	0,51	3,9
Бокситы	45	35,84	8,64	29,37	8,41	18,27	0,70	5,4
ЖАС	100	31,56	12,62	30,69	8,74	15,46	0,76	2,5
Месторождения Пуня и Ибджибдек								
Глины бокситовые	52	32,29	23,94	24,39	4,35	-	-	1,3
Бокситы глинистые	12	31,12	18,75	29,46	4,39	-	-	1,7
Глиноземистые железняки	8	20,62	12,29	43,17	4,02	-	-	1,7
Бокситы	28	38,12	11,42	26,23	4,23	-	-	3,3
ЖАС	100	32,84	18,88	27,02	4,29	-	-	1,7

На месторождении Центральном по достоверности (с учетом слабой технологической изученности сырья) ресурсы ЖАС отнесены к категории P_1 и составляют 83,2 млн т руды. На месторождениях Пуня и Ибджибдек прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 46,8 млн т руды (табл. 14).

Таблица 14

Сводные данные по ресурсам ЖАС [85]

Месторождение	Ресурсы, млн т	Содержание, в %					Кремн. модуль
		Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	п.п.п.	
Центральное	83,2	31,56	12,62	30,69	8,74	15,46	2,5
Ибджибдек	37,7	38,84	18,88	27,02	4,29	15,86	1,7
Пуня	9,1	32,84	18,88	27,02	4,29	15,86	1,7
Общие	130,0	23,63	14,01	34,11	5,01	14,35	1,7

В целом проведенные исследования показали возможность эффективной переработки ЖАС, с повышенными содержаниями оксидов кремния, железа и титана, на металл и глинозем. Сквозное извлечение глинозема из руды, с учетом дополнительных механических и прочих потерь, доходит до 88 %. Этот показатель превышает товарный выход глинозема при переработке высокосортных бокситов по способу Байера. Включение в промышленную переработку всех разновидностей ЖАС позволит увеличить запасы глиноземистого сырья в 2,9 раза. При переработке ЖАС электрометаллургическим способом по безотходной технологии можно извлечь в 2,9 раза больше глинозема и дополнительно получить 93,5 млн т металлопродукта (чугуна или ферросилиция) с меньшим количеством отвалных продуктов.

Кроме того, необходимо учесть возможность попутного извлечения группы редких металлов на бокситовых месторождениях Чадобецкого рудного района. На бокситовых месторождениях Чадобецкой группы также установлены высокие содержания ванадия, циркония, галлия и ниобия, а также повышенные содержания германия, скандия и тантала (табл. 15).

Средние содержания и ресурсы редких элементов в бокситах месторождений Чадобецкой группы [81]

Элементы и пентаоксиды	Категория учета Балансовые и забалансовые запасы	Месторождения						Всего по группе	
		Центральное		Ибжибдек		Пуня			
		Содерж.	Ресурсы	Содерж.	Ресурсы	Содерж.	Ресурсы	Содерж.	Ресурсы
V ₂ O ₅ (%)	Балансовые	0,13	50343,4	0,17	8650,7	0,18	3709,7	0,14	62703,8
	Забалансовые	0,13	1579,6	0,15	4502,2	0,17	1470,5	0,15	7552,3
Ga (г/т)	Балансовые	75,9	2746	55,8	297,7	54,3	119,6	73,2	3159
	Забалансовые	71,5	90,0	57,6	196,8	51,5	46,1	60,5	332,9
Ge (г/т)	Балансовые	8,8	415,5	1,8	10,7	1,8	4,8	8,5	431,0
	Забалансовые	8,5	10,1	0,8	2,5	1,3	1,6	6,3	14,2
Nb ₂ O ₅ (%)	Балансовые	0,104	41344,0	0,0034	170,2	0,004	92,7	0,103	41606,9
	Забалансовые	0,089	1134,7	0,004	162,2	0,003	29,9	0,077	1326,8
Sc (%)	Балансовые	0,0075	2979,7	0,0082	447,0	0,0077	189,4	0,0076	3416,1
	Забалансовые	0,0080	97,8	0,0082	282,1	0,0080	84,1	0,0081	463,0
Ta ₂ O ₅ (%)	Балансовые	0,0018	725,0	0,0005	-	0,0005	-	0,0018	725,0
	Забалансовые	0,0017	21,1	0,0005	-	0,0005	-	0,0017	21,1

РТУТЬ

Установлена единичными зернами киновари при шлиховом опробовании аллювия рек, дренирующих Чадобецкое поднятие. Обобщенные результаты минералогических исследований разных авторов содержатся в материалах Ю. А. Забирова [116]. Вероятным источником минералов ртути являются карбонатиты.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Площадь листа обладает промышленно значимым потенциалом редкометалльного оруденения, генетически связанного с уникальной структурой Чадобецкого поднятия. В его пределах известно крупное Чуктуконское месторождение комплексных редкометалльных руд, которые, помимо основных компонентов – редких земель и ниобия, содержат попутные компоненты: марганец, железо, титан, ванадий, скандий, галлий, иттрий, молибден, свинец, цинк, а также фосфор, торий и уран.

ЦИРКОНИЙ

Цирконий на площади работ связан с щелочно-ультраосновными породами и карбонатитами. Шлиховым опробованием в контурах Чадобецкого поднятия в аллювиальных отложениях водотоков установлены единичные знаки циркона и бадделеита. При проведении ГДП-50 анализы на цирконий производились только в контуре поискового участка Центральный [82]. В ряде скважин, пройденных по корам выветривания слюдистых щелочных пикритов, зафиксированы промышленные содержания циркония. В бокситах Центрального месторождения содержания циркония варьировуют в пределах 0,2–0,6 % (табл. 16).

Таблица 16

Результаты рентгеноспектрального анализа содержаний диоксида циркония на поисковом участке Центральном [82]

№ скважин	Интервал опробования	Мощность интервала, м	Содержание ZrO ₂ , %
38	39,8-88,0	48,2	0,58
109	38,5-59,0	20,5	0,26
111	10,9-15,0	4,1	0,23
113	12,7-80,0	67,3	0,22

В долине руч. Семенов Дольчик во *вторичном литогеохимическом потоке* (Ш-4-16) длиной 5,5 км совместно с ниобием, лантаном и иттрием зафиксировано повышенное содержание циркония – 0,03–0,04 % [93].

Гипергенные образования на Чуктуконском месторождении содержат цирконий в малых количествах (рядовое содержание – 0,003–0,005 %). Вероятно, это объясняется значительно

меньшим масштабом проявления щелочно-ультраосновных пород на современном уровне эрозионного среза.

НИОБИЙ, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Ниобий и редкие земли, наряду с бокситами и фосфором, являются ведущими полезными ископаемыми. Руды ниобия носят комплексный характер и содержат редкие земли, фосфор, железо, марганец, титан, а так же группу редких металлов. На площади листа известно одно месторождение и три проявления.

Чуктуконское апатит-редкоземельно-редкометалльное месторождение (IV-4-4) расположено в верхнем течении правого притока р. Чадобец – руч. Чуктукон. Относится к разряду крупных месторождений. Выявлено в 1960 г. при наземной проверке радиоактивных аномалий. В 1960–1961, 1967–1971 и 1983–1985 гг. проведены общие поиски. С поверхности изучено шурфами, картировочными скважинами до глубины 31,0 м, на глубину до 460 м – тремя скважинами колонкового бурения.

В структурно-тектоническом плане месторождение приурочено к сводовой части Чуктуконского выступа, осложненного разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания. Генетически месторождение связано с карбонатитами и остаточными корами выветривания. Сводовую часть выступа слагает песчано-сланцевая толща брусской свиты верхнего рифея. Верхнерифейские образования прорваны многочисленными штокообразными массивами слюдястых щелочных пикритов и двумя массивами карбонатитов. Размер тел щелочных пикритов – от 100×50 до (600–700)×(300–400) м. Форма округлая, овальная, удлинённая, иногда неправильная. Практически все массивы подвержены интенсивной карбонатизации. Содержание карбоната (в основном кальцита) достигает 50–60 %. Слабо изменённые разновидности отмечаются крайне редко. Карбонатиты слагают два крупных штокообразных тела овально-неправильной формы, размером 2,5×1,8 и 1,9×0,9 км, характеризующиеся крайне низким содержанием полезных компонентов (содержания ниобия и редких земель на порядок ниже, чем в гипергенных образованиях). Рудоносные гипергенные образования покрывают весь комплекс пород, слагающих выступ: осадочные, щелочные пикриты и карбонатиты. Мощность кор выветривания в пределах месторождения варьирует от 10–20 м по периферии и до первых сотен метров – к центру, причем центральные части рудоносных образований в ряде случаев остались нескрытыми на полную мощность. Рудоносные образования характеризуются высокой радиоактивностью. По макрокомпонентам руды Чуктуконского месторождения относятся к марганцеватым железным рудам (содержания гидроокислов и окислов Fe≈50 % и Mn – 8–10 %). Основные типы руд представлены тонкодисперсными охрами и глинисто-охристыми гипергенными образованиями с промышленными содержаниями P₂O₅, Nb₂O₅, TR₂O₃, Fe₂O₃, MnO₂, что определяет комплексный характер руды. Руды труднообогатимые, что объясняется тонкодисперсионным характером редкометалльных минералов, преобладающий размер зерен которых 20–40 микрон. Охры – глинистые рыхлые, сыпучие желто-бурые, черные тонкодисперсные породы, легко разрушающиеся при слабом механическом воздействии. Характеризуются наибольшей концентрацией окислов и гидроокислов железа и марганца. Глины охристые – рыхлые или комковатые, желтые или ржаво-желтые породы. От охр отличаются более светлой окраской и более низким содержанием оксидов, гидроокислов железа и марганца при повышенном содержании глинозема и кремнезема. Кроме охр и глин, в составе продуктов гипергенеза отмечаются маломощные тела бокситов и горизонты кусковато-желваковых бурых железняков размером 10–15 см. Породы характеризуются кавернозностью и натечным строением, нередко обладают струевой полосчатостью. В различных частях рудоносного разреза скважинами часто встречаются крутопадающие жилы щебнисто-обломочных каменистых пород сургучного облика гетит-барит-фосфат-кремнистого состава, несущие повышенные содержания пятиоксида фосфора. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров.

Глинистые минералы гипергенных образований представлены в большей степени продуктами гидролиза (каолинит, реже – гиббсит) и в меньшей – продуктами гидратации (монтмориллонит, галлуазит, нонtronит). Преобладающими рудными минералами являются гетит, гидрогетит, гематит, псиломелан, пиролюзит. Редкометалльные минералы представлены барии-, стронцио- и цериопироклорами. Из редкоземельных минералов присутствуют флоренсит, монацит, церианит и реже – сильно изменённые карбонаты редких земель. Апатит является основным минералом фосфатных руд. В основном, развит вторичный апатит, характеризующийся повышенным содержанием воды и углекислоты, но более низким содержанием стронция, фтора и редких земель. Он пропитывает и цементирует охристые продукты. Из аксессуарных минера-

лов в рудах постоянно присутствует барит, ильменорутит, анатаз, циркон встречаются спорадически в крайне малых количествах.

По данным В. С. Власова [95], гидроокислами и окислами железа и марганца сложена основная часть руды. Гетит (часто с манганитом) пользуется наибольшим распространением, в виде рыхлой тонкодисперсной пористой массы. Псиломелан является главным марганцевым минералом, слагает основную массу охр и плотные стяжения. Окислы железа и марганца, представленные гематитом и пиролюзитом, пользуются меньшим распространением. Семейство вторичных пироксенов (стронцио-, барио- и цериопироксены) образовалось в результате гипергенного изменения пироксенов обычного состава по механизму ионного декатионирования. Именно с этими минералами связана ниобиевая минерализация месторождения. Флоренсит наряду с вторичным монацитом, является главным минералом редких земель. Образует сплошные выделения гнездовидной формы с моноагрегатным строением. Монацит является вторым по распространенности после флоренсита вторичным редкоземельным минералом, встречается в виде порошковых масс и обычно тесно прорастает гидроокислами железа и марганца. Церинит образует светлые порошковые агрегаты, заключенные в матрице, имеющей состав бурого железняка.

При анализе вещественного состава руд Чуктуконского месторождения обращает на себя внимание тот факт, что комплексное месторождение по содержанию фосфора, ниобия и редких земель подразделяется на две части – северную и южную. Северная часть представляет собой фосфатно-ниобиевое месторождение с примесью редкометалльного компонента и с небольшим содержанием железа и марганца. Южная часть представляет собой фосфатно-редкоземельное с примесью ниобия и с высоким содержанием железа и марганца. Средние содержания индивидуальных лантаноидов, иттрия и ниобия в гипергенных образованиях (по типам руд) и карбонатах показано в таблице 17 [140].

Таблица 17

Средние содержания индивидуальных лантаноидов, иттрия и ниобия в гипергенных образованиях и карбонатах Чуктуконского месторождения

Оксиды	Содержание, масс. %		
	Гипергенные образования		карбонаты
	редкоземельные руды	ниобиевые руды	
La ₂ O ₃	2,553	1,132	0,117
CeO ₂	3,700	1,829	0,223
Pr ₆ O ₁₁	0,306	0,183	0,022
Nd ₂ O ₃	0,864	0,591	0,080
Sm ₂ O ₃	0,107	0,073	0,0012
Eu ₂ O ₃	0,027	0,019	0,003
Gd ₂ O ₃	0,085	0,060	0,010
Tb ₂ O ₃	0,010	0,007	0,001
Dy ₂ O ₃	0,040	0,029	0,006
Ho ₂ O ₃	0,0056	0,0042	0,0009
Er ₂ O ₃	0,0130	0,0097	0,0023
Tm ₂ O ₃	0,0018	0,0012	0,0003
Yb ₂ O ₃	0,0115	0,007	0,0019
Lu ₂ O ₃	0,0022	0,001	0,0005
Y ₂ O ₃	0,158	0,025	0,030
Сумма	7,8841	3,9711	0,5099
Nb ₂ O ₅	0,6	1,3	0,03

В результате проведенных полупромышленных технологических испытаний руд Чуктуконского месторождения с подсчетом запасов [140] ГКЗ Роснедра протоколом № 1356 от 16.03.2007 г. утверждены запасы по категории С₂: руды – 6 639 тыс. т; ΣTR₂O₃ – 485 975 т, при среднем содержании – 7,32 %; Nb₂O₅ – 39 834 т, при среднем содержании – 0,6 %. Экспертной комиссией отмечено также наличие в балансовых запасах редкоземельных руд месторождения подсчитанных запасов железа категории С₂ в количестве 2 463 тыс. т, при среднем содержании Fe_{общ} – 34,34 %; MnO₂ – 1 029 тыс. т, при среднем содержании – 15,5 %. Суммарные ресурсы железа при среднем содержании Fe_{общ} – 30 % определены в 162 млн т. Ресурсы фосфора составляют 54,9 млн т. Подсчет и учет остальных попутных компонентов, представленных скандием, галлием, иттрием, ванадием, молибденом, цинком, торием и ураном, из-за разобщенности данных и малых содержаний признан не целесообразным. В то же время рекомендовано их изучение и определение балансовой принадлежности при дальнейших разведочных работах.

Редкометалльное оруденение Теринского выступа связано с гипергенными образованиями бокситового *месторождения Центрального*. Высокие содержания пятиоксида фосфора и ниобия, а также редкоземельных элементов и титана отмечаются непосредственно в бокситоносных породах. Следует отметить, что вскрытые скважинами под бокситами гипергенные образования не изучались и не опробовались.

Учитывая общность геологического строения с Чуктуконским куполом прогнозные ресурсы Теринского узла категории R_3 , по данным В. Т. Кириченко [120], составляют: ниобиевой руды – 290 млн т и руды редкоземельных элементов – 780 млн т.

Проявления Теринские (III-4-2, 12). Первое проявление расположено на левобережье р. Терина, напротив устьев правых притоков – Затеев Дольчик и Семенов Дольчик. Второе находится так же в левом борту р. Терина, западнее от высотной отметки 318,0 м. В геологическом строении проявлений принимают участие терригенные отложения нижней и верхней подсвит семеновской свиты и карбонатной толщи дольчиковской свиты, осложненные дайково-жильными телами пикритов и импрегнациями карбонатитов. Значительная часть участков перекрыта песчано-глинистыми отложениями. В пределах участков по результатам геохимического опробования при ГДП-50 [82] были выделены комплексные вторичные ореолы с концентрацией ниобия – до 0,01 % и фосфора – 0,1–0,2 %. Литогеохимическим опробованием в породах, насыщенных импрегнациями карбонатитов, установлены повышенные содержания ниобия, иттрия, фосфора, редких земель, бария и марганца. Геохимические аномалии пространственно совпадают с радиометрическими аномалиями интенсивностью 15–30 мкР/ч. В целом, данные проявления по результатам поисковых работ [82] признаны бесперспективными.

Проявления Теринского выступа (III-4-8, 13) расположены в контуре месторождения бокситов Центрального. Редкометалльное оруденение в одном случае связано с гипергенными образованиями бокситового месторождения, где высокие содержания пятиоксида фосфора и ниобия, а также редкоземельных элементов и титана отмечались непосредственно в бокситоносных породах. В другом случае повышенные содержания ниобия, фосфора и редких земель установлены в породах штокообразного карбонатитового массива. Оценка рудопроявления не проводилась.

Проявление Кривоколенное (IV-4-9) [82] расположено на левом берегу р. Чадобец, напротив устья ручья Жерновой. В структурном плане проявление приурочено к юго-юго-восточному крылу Чадобецкого сводового поднятия. По данным литохимической съемки [121], на площади 1,3×0,7 км выделен комплексный ореол с содержанием фосфора – до 0,01 %, ниобия – до 0,01 %, бериллия – до 0,01 % и никеля – до 0,01 %. Ореол сопровождается радиометрическими аномалиями и повышенным содержанием редких земель и металлов.

Поисковыми работами в контуре аномалий при проведении ГДП-50 [82] скважинами и горными выработками были вскрыты охристо-песчано-глинистые коры выветривания мощностью от 6 до 48 м. Размеры контура распространения гипергенных образований составляют 1 500×750 м. Опробованием установлены средние содержания полезных компонентов: P_2O_5 – 1,44 %, при единичных максимальных показателях – до 5,14 %; Nb_2O_5 – 0,017 %, с редкими максимальными значениями до 0,11 %; содержания суммы редких земель варьируют в пределах 0,008–0,1 %, в единичных пробах – до 0,44 %.

Помимо вышеописанных рудопроявлений, в пределах Чадобецкого поднятия установлен ряд *вторичных ореолов рассеяния* иттрия с концентрацией 0,01 %: в бассейне р. Терина на крыльях Центрального купола; на водоразделе р. Чадобец и руч. Чуктукон по внешнему кольцу Чуктуконского купола и в бортах р. Чадобец ниже устья руч. Медведков.

Ниобий имеет повышенные содержания в *потоках рассеяния* по водотокам, дренирующих Чадобецкое поднятие: р. Семенов Дольчик (III-4-16), правых притоках р. Терина (III-4-15) – до 0,005 % и р. Чуктукон (IV-4-6) – до 0,01 % ($C_{\phi}=0,0015–0,002$ %). Ниобий повышается до 0,003 % в потоке рассеяния по левому притоку р. Терина с Y, La, P (II-4-9).

Имеется ряд точечных аномалий до 2 Кк в верховьях р. Тарыдак (I-1), на водоразделе рек Пеганков и Ромова (II-3), притоках р. Пуня (III-1).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Единичные знаки золота установлены в аллювии рек Хурламо, Курлямо, Левый Енболак, Немба, Чадобец, Великанда, Цемба, Терина.

Наиболее представительный *шлиховой ореол* золота длиной около 13 км выявлен в нижнем течении р. Хурламо (II-3-1), где знаки золота встречены и в мелких его притоках. Концентрация

золота в шлихах незначительна (1–2 знака на 20-литровую пробу). Знаки золота представлены округлыми пластинками золотисто-желтого цвета размером 0,1–0,3 мм. Морфоструктура знаков, мелкие размеры указывают на длительную их транспортировку. Промежуточными «коллекторами» для золота могут быть юрские и мел–палеогеновые отложения.

В пределах Чадобецкого поднятия золото предшествующими работами установлено в продуктах кор выветривания над телами щелочных пикритов (пробирным анализом содержания в пределах 0,2–0,3 г/т) [82]. Проявления не изучались.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

ТОРИЙ

Аномалии тория установлены при проведении поисково-оценочных работ на ниобий, фосфор и редкие земли [95, 117]. В пределах Чуктуконского и Теринского выступов было выявлено 218 аномалий с максимальным значением радиоактивности – 1 160 мкР/ч. По данным гаммакаротажа скважин установлено, что мощность аномальных интервалов составляет 0,5–4,6 м, при этом на *Чуктуконском месторождении* отдельные аномалии группируются в зоны мощностью до первых сотен метров и хорошо коррелируются с апатит-редкометалльными рудными телами. Рентгеноспектральным анализом установлены колебания содержания урана в пределах $(6–20) \cdot 10^{-4} \%$ и тория, в основном, в пределах $(30–100) \cdot 10^{-4} \%$, реже – $(300–1\ 000) \cdot 10^{-4} \%$, что подтверждает ториевую природу аномалий.

В пределах Чадобецкого месторождения выявлен *литохимический ореол* (IV-4-1) по потокам рассеяния редких земель (0,003–12,3 %) [59], пространственно совпадающий с площадной радиометрической аномалией интенсивностью U – 30–640 мкР/ч, Th – 0,01–0,22 %.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

БАРИТ, ЦЕЛЕСТИН

Проявление барита и целестина хемогенно-осадочного генезиса установлено в отложениях черноостровской и оленчиминской свит среднего кембрия, вскрытых нефтепоисковой скважиной ИС-1 (I-2-5).

Повышенные содержания бария (0,02–0,04 %) и стронция (0,02–0,1 %) установлены в береговых отложениях р. Немба спектральным анализом в известковистых алевролитах черноостровской свиты среднего кембрия. В алевролитах наблюдается тонкая редкая вкрапленность целестина голубоватого цвета.

Кроме того, обломки барита размером до 10 см встречены в корах выветривания *Чуктуконского месторождения*. В шлиховых пробах по руч. Семенов Дольчик установлены зерна барита.

Выявленные *вторичные ореолы* стронция (0,2–0,3 %) в пределах Чадобецкого поднятия имеют пространственную связь с телами карбонатитов.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФАТНЫЕ

АПАТИТ

Установлен в бокситоносных породах *Центрального месторождения*. В отдельных рудных телах месторождения зафиксированы интервалы мощностью от 15 до 19 м с содержанием P_2O_5 – от 6,9 до 16,2 % [72]. Вскрытые глубокой скважиной (интервал 560–576 м) светло-серые кварцитовидные породы показали содержание P_2O_5 – около 20 %. Суммарные прогнозные ресурсы апатитовых руд категории P_2 участка Центральный, по данным Л. Г. Анучина, составляют более 100 млн т [82].

Чуктуконское месторождение апатита (IV-4-4) совмещено с одноименным месторождением редкометалльных руд. По данным В. С. Власова [95], прогнозные ресурсы апатитовых руд по категории P_1+P_2 оцениваются в 54,9 млн т при среднем содержании P_2O_5 – 6,3 %. Целена-

правленных технологических испытаний фосфатных руд не проводилось. Характеристика месторождения приведена в разделе «Ниобий, редкие земли».

Многочисленные вторичные ореолы рассеяния фосфора располагаются, в основном, вокруг Теринского и Чуктуконского выступов и приурочены к участкам импрегнации пород прожилками карбонатитов. Концентрация их во вмещающих породах обычно не превышает 0,1 % и только в ряде случаев достигает 0,8 %. За пределами Чадобецкого поднятия фосфор накапливается в *потоках рассеяния* до 6 Кк в верховья р. Тарыдак (I-1-4) совместно с редкими землями Ce, Y, La и в левом притоке р. Правый Енболак (I-1-6) с содержаниями – 0,15–0,6 % при $C_{\text{ф}}=0,1$ %, в отдельных пробах достигает до 1 % (I-2). Перспективы ореолов отрицательные ввиду низких концентраций и малых размеров. Фосфор фиксируется в правых притоках и самой р. Терина совместно с Nb (до 0,3 %) при $C_{\text{ф}}=0,1$ %. Отмечаются повышенные содержания фосфора и в левых притоках р. Терина (III-4-15, 19) до 0,3 % при $C_{\text{ф}}=0,1$ %. В потоках рассеяния р. Чуктукон фосфор мигрирует совместно с Nb, La, Ce, Pb, Mo в содержаниях до 0,4 % при $C_{\text{ф}}=0,1$ % (IV-4-6).

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ

Установлены на всех бокситовых месторождениях и проявлениях, но специальные исследования проводились только на Центральном месторождении бокситов. Высокое содержание красящих окислов в глинах позволяет применять их в основном только в качестве огнеупорного сырья. Однако в описании разрезов скважин довольно часто встречаются и чисто белые каолины, которые могли бы быть пригодными для изготовления керамических изделий вплоть до фарфора и фаянса.

На *Центральном месторождении* (III-4-11) глины залегают разобщенными линзами размером (130–870)×(50–350) м и мощностью 4,7–32,3 м. [82]. Минеральный состав глин представлен каолинитом (91,8 %), гиббситом (5,6 %), ильменитом (1,4 %) и гидроокислами железа. Средний химический состав: SiO₂ – 41 %; Al₂O₃ – 37,06 %; TiO₂ – 5,85 %; Fe₂O₃ – 1,76 %; CaO – 0,72 %; P₂O₅ – 2,02 %. По содержанию глинозема глины относятся к группе основных (ГОСТ 9169-75), по содержанию красящих веществ – к группе с высоким содержанием красителей, по содержанию включений – к группе с мелкими включениями. Содержание крупнозернистых включений низкое – 0,94 %. Среднее число пластичности глин Центрального месторождения – 15, что отвечает среднепластичным глинам. Огнеупорность глин варьирует от 1 620° до 1 740 °С (средняя – 1 700 °С), что соответствует огнеупорным глинам.

Ресурсы огнеупорных глин Центрального месторождения, по данным Л. Г. Анучина, оценены в 20,8 млн т. Линейный коэффициент вскрыши – 0,24. Запасы, оцененные по категории С₁, составляют 12,9 млн т [82].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

АЛМАЗЫ

Выявлены буровой скважиной Ен-12 [147] при заверке наземной магнитной аномалии трубчатого типа. В одной керновой валовой пробе весом 1 000 кг, отобранной из кимберлитов пластообразного тела мощностью около 30 м, установлены два обломка плоскогранных октаэдров размером 1,5 и 1,7 мм (*проявление* III-3-1). По заключению В. П. Афанасьева (ОИГМП СО РАН, г. Новосибирск), алмазы соответствуют габитусному типу «мирнинской» ассоциации – плоскогранным октаэдрам.

Два обломка кристаллов алмазов размером около 2,5 мм установлены в мелкообъемной пробе, взятой из элювиально-делювиальных отложений трубки «Брусская» (*проявление* III-4-17) [128].

Помимо коренных пород, алмазы найдены в аллювии транзитных водотоков Чадобецкого поднятия [179]. Два алмаза установлены в русловом аллювии р. Терина. Один октаэдрический кристалл весом 10,0 мг с параллельной штриховкой на гранях – в 7 км ниже устья р. Исчухи (*россыпепроявление* II-4-7); и второй весом 11,8 мг – в 500 м ниже по течению от устья руч. Семенов Дольчик, представляющий собой обломок двойника октаэдроида (*россыпепроявление* III-4-3). В аллювии ручья Семенов Дольчик, в 1,2 км выше от его устья (*россыпепроявление* III-4-4) в шлихе, отобранном из глинистых галечников с грубоокатанной галькой кремни-

стого и карбонатного состава, установлено 10 зерен алмаза размером 0,1–0,5 мм пластинчатой и гексагональной формы [128].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории широко распространены магматические, карбонатные, глинистые, обломочные породы, пригодные для использования в качестве строительных материалов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ДОЛЕРИТЫ)

Основные интрузии долеритов, представленные крупными массивами, возможно использовать при строительстве и производстве стекловолокна. Проявления долеритов с благоприятными условиями для открытой разработки в пределах листа установлены по обоим берегам р. Терина (1 км ниже устья р. Исчуха) и в среднем течении р. Пуня (в 1,2 км ниже устья ручья Васюта). По данным Б. В. Шибистова, сопротивление к раздавливанию пород достигает 3 000 кг/см². Свежие невыветрелые разности долеритов имеют плотность – 2,9–3,0 г/см³. Запасы долеритов проявлений практически не ограничены.

Долериты из интрузий, обнажений на правом берегу р. Чадобец, в 4 км ниже ручья Жернового исследовались на возможность использования их в качестве бутового камня и щебня (табл. 18, 19) [82].

Таблица 18

Анализы долеритов на бутовый камень

№ партии	Общая плотность	Плотность	Водопоглощение, %	Пористость, %	Временное сопротивление сжатию (МПА)	
					сухой	насыщенный
3236	2694	2731	0,49	1,35	-	-
3237	2675	2719	0,62	1,63	-	-
3229	3010	3020	0,17	0,33	175	156

Таблица 19

Качественные показатели долеритов

№ партии	Марка по дробимости	Марка по истираемости	Марка по удару	Морозостойкость	
3236	в сухом	1400	И-1	У-75	Мрз-150
	в насыщенном	1400	И-1	У-75	Мрз-150
3237	в сухом	1400	И-1	У-75	Мрз-150
	в насыщенном	1400	И-1	У-75	Мрз-150

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

На территории представлены известняками, доломитами, мергелями и слагают толщи средне-верхнекембрийского возраста.

ИЗВЕСТНЯК

Коренные выходы известняков, пригодных для получения извести и бутового камня, добычу которых можно вести открытым способом, известны в непосредственной близости от промышленно значимых месторождений бокситов и ниобия на левом берегу р. Чадобец (в 4 км ниже по течению от устья руч. Чуктукон), в бортах р. Терина (в 5 км юго-восточнее устья р. Исчуха), в среднем течении р. Пуня (в 2,2 км выше по течению от одноименного нежилого поселка). Запасы проявлений не ограничены.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ, ЧЕРЕПИЧНЫЕ И ГОНЧАРНЫЕ

Имеют широкое распространение непосредственно на известных месторождениях боксита и приурочены к отложениям мурожнинской свиты и подбокситовой толщи мел–палеогенового возраста. Каолиновые глины могут быть использованы для кирпича, при введении значительного количества отощителя – для изготовления черепицы и в гончарном производстве.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

На территории широко развиты обломочные породы: песчано-гравийный материал, песок строительный и песчаник. Песчано-гравийные смеси и песок связаны с аллювиальным четвертичным комплексом и мел–палеогеновыми образованиями. Песчаники локализованы в терригенных образованиях позднего рифея и раннего венда. Для наиболее удобной отработки на площади известны три проявления песчано-гравийной смеси (ПГС).

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

Проявление песчано-гравийного материала (III-4-22) расположено в левом борту р. Терина, в 1,8 км на северо-восток от тригопункта 299 м. Площадь проявления составляет 1,5 км². Отложения песчано-гравийной смеси мощностью около 10 м представлены крупнозернистым песком и мелкой галькой кремнистого состава.

Проявление песчано-гравийного материала (III-4-23) расположено на правом берегу р. Терина, у северной рамки Центрального месторождения бокситов. Речные отложения мощностью около 7 м представлены песком и галькой размером до 5 см кварцево-кремнистого состава.

Проявление песчано-гравийного материала (III-4-24) расположено на правом берегу р. Терина, в 500 м выше по течению от устья ручья Семенов Дольчик. Размеры проявления – 100×400 м при мощности 2–4,5 м. Песчано-галечная смесь представлена хорошо окатанной галькой размером 2–5 см. Состав гальки: сланцы, песчаники, кремнистые породы, кварц. Физико-механические свойства не изучались.

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

Буровым профилем скважин в правом борту верхнего течения р. Накита вскрыта толща мелкозернистых песков мощностью до 30 м, приуроченная к отложениям бельской свиты палеоген–неогенового возраста. Площадь проявления составляет около 2 км². Качество песков не изучалось.

ПЕСЧАНИК

Отложения медведковской и тогоньской свит позднего рифея представлены песчаниками мелкозернистыми, кварцитовидными; содержание зерен кварца в кремнистом цементе колеблется в пределах 88–99 %. Их можно использовать в виде щебня или бутового камня, некоторые пачки песчаников пригодны для производства высокоогнеупорных кирпичей (табл. 20).

Таблица 20

Результаты испытания песчаников тогоньской свиты [82]

№ партии	Общая плотность	Плотность	Водопоглощение	Пористость	Сопротивление сжатию, МПа	
					Сух.	Насыщ.
С-8/1	2,4	2,58	1,55	6,98	109,4	75,6

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

САПРОПЕЛЬ

В долине р. Чадобец, ближе к устью р. Пуня от проявления минеральной грязи (IV-4-12), расположена серия озер, дно которых выстлано сапропелем, имеющим, помимо лечебных свойств, значение в качестве естественного удобрения.

СОЛИ

СОЛИ НАТРИЕВЫЕ

Исчухское проявление (I-2-6) каменной соли на площади связано с галогенно-карбонатными формациями кембрия. Пласты каменной соли вскрыты [176] нефтепоисковой скважиной в верховьях р. Правый Енболак в отложениях нижнего кембрия в составе усольской, ангарской свит, верхнебельской подсвиты на глубинах от 370 до 1 654 м. Наибольшую мощность пласты солей имеют в усольской свите. Суммарная мощность достигает 200–250 м. Практического значения в настоящее время не имеют.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

Все известные на площади работ минерализованные *источники* (II-4-10; IV-3-2, 12) приурочены к полям развития карбонатных пород нижнего кембрия и имеют хлоридно-натриевый состав, часто с сероводородным обогащением. Минерализация вод в среднем варьирует от 3 до 11 г/л. Химический состав и другие параметры минеральных источников приведены в главе «Гидрогеология». Вода источников может быть использована в качестве столовых и лечебных вод.

ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ

Проявление минеральной грязи (IV-4-12) установлено на правом берегу р. Чадобец, в 2,7 км выше устья р. Пуня. Здесь в пойме реки наблюдается участок размером около 1 га, покрытый черным пахучим, вязким илом [82]. Сквозь грязи пробиваются струйки горько-соленой воды с запахом сероводорода. Дебит наиболее крупного выхода соленых вод составляет 1 л/с, суммарный дебит источников участка – 8–10 л/с. Минерализация вод – 14 г/л. Газовый состав воды следующий: N – 79,20 %, CO₂ – 20,7 %, CH₄ – 0,1 %, Ar – 1,762 %, He – 0,085 %.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа расположена в южной части Сибирской платформы на юго-восточном борту Байкитской антеклизы и краевой части юга Тунгусской синеклизы. Значительная часть площади относится к уникальной геологической структуре на платформе – Чадобецкому поднятию. Наличие в его пределах крупнейшего в России Чуктуконского ниобий-редкоземельного месторождения, связанного с комплексом щелочно-ультраосновных интрузивных пород и карбонатов, а также наиболее значимых в Красноярском крае месторождений бокситов, проявлений кимберлитовых алмазов определило развитие минерагенических исследований.

Первые исследования в этом направлении принадлежат: М. Н. Благовещенской (1958, 1959 гг.), Е. К. Ковригиной (1978 г.), Л. А. Полуниной (1957, 1961 гг.), Р. Я. Складову (1962, 1971, 1975 гг.), Ю. А. Забирову (1967, 1969, 1975 гг.). Они продолжены при составлении специализированных мелкомасштабных карт минерагенического содержания, поисках и разведке месторождений – В. И. Юркиным (1964 г.), В. Л. Чубугиной (1964 г.), М. А. Амосовым (1978 г.), В. Г. Лапиным (1987, 1990 гг.), О. В. Зоновым (1985 г.), Б. В. Шибистовым (1971, 2000 гг.), А. Д. Слукиным (1973 г.), В. Е. Бабушкиным (1971, 1980 гг.), В. С. Власовым (1988 г.), Н. Л. Сапроновым (1986 г.), Р. А. Цыкиным (1976, 1988, 2005 гг.), А. В. Крюковым (1981, 1988, 1997 гг.), Л. Г. Анучиным (2003 г.), В. В. Божко (1995 г.), Г. А. Мкртычяном (1995, 2005 гг.); при геофизических исследованиях – В. А. Ахметшиным (1961 г.), А. К. Ахметшиной (1962 г.), Е. К. Германовым (1961 г.), Е. К. Романовым (1961 г.), Г. С. Стародубовым (1960 г.), Б. Г. Семеновым (1961 г.), Н. Н. Дашкевичем (1991 г.), В. Е. Обухом (1993, 2005 гг.), Б. А. Жураковским (1991 г.), В. Г. Писаревым (2002 г.), А. А. Евграфовым (2004 г.). Комплексный анализ материалов предшествующих работ и исследования при проведении ГДП-200 второго поколения позволяют провести минерагеническое районирование территории листа, выделить эпохи и этапы образования различных рудных комплексов, а на основе поисковых критериев выделить площади, перспективные на поиски полезных ископаемых.

Территория листа входит в состав Тунгусской минерагенической провинции Сибирской платформы, объединяющей ряд минерагенических областей, зон, рудных районов, развитие которых неразрывно связано с этапами развития осадочного чехла и временем тектоно-магматической активизации платформы.

Нефтегазоносность территории связана с позднепротерозойским этапом **рифейской минерагенической эпохи**. Площадь листа входит в состав **Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции** (НГП) [58, 61] и является частью **Байкитской** (5) и **Присяжно-Енисейской** (6) **нефтегазоносных областей** (НГО). В пределах первой выделены два нефтегазоносных района (НГР): **Камовский** (5.1) и **Оморинский** (5.2). Основная масса органического вещества (ОВ) в юго-западной части Сибирской платформы сконцентрированы в верхнерифейских терригенно-карбонатных отложениях, подобных отложениям шунтарской свиты Енисейского кряжа и ее стратиграфических аналогов за его пределами. По представлениям Ю. А. Филиппова шунтарская свита Енисейского кряжа соответствует отложениям семеновской и дольчиковской свит Чадобецкого поднятия. Рифейские отложения, вскрытые нефтепоисковой скважиной ИС-1 северо-западнее Чадобецкого поднятия, индексируемые камовской серией по составу и облику сопоставимы с осадками шунтарской свиты. Осадконакопление в позднем рифее на территории происходило в условиях мелководного эпиконтинентального бассейна. С диагенезом осадков, содержащих остатки организмов, связана первая фаза генерации углеводородов и образование рифейских залежей нефти и газа. Шунтарская свита и ее аналоги, обладающие высоким нефтегенерационным потенциалом, на этапе познерифейского погружения должны были генерировать значительные количества нефти, которые вовлекались в процессы миграции и образовывали в благоприятных структурах залежи углеводородов. В дальнейшем эти залежи поднимались по субвертикальным трещиноватым зонам к подошве вендских отложений и могли образовать

вать в терригенных или карбонатных кавернозных породах продуктивные горизонты. Так, северо-западнее площади из низов венд–нижнепалеозойского и подстилающего рифейского комплекса на Куюмбинской и Юрупчено-Тахомской площадях получены промышленные притоки нефти и газа.

Для прогнозной оценки территорий и выделения зон нефтегазонакопления (ЗНГН) А. К. Битнер в 1988 году разработал комплекс поисковых критериев применительно к юго-западной части Сибирской платформы. Доминирующим фактором, определяющим возможность формирования зон нефтенакпления, является газонасыщенность подземных вод. На Байкитской антеклизе выявленные в венд–кембрийских отложениях залежи углеводородов, независимо от их приуроченности к структурным формам, обнаруживают зависимость от литологического и структурного факторов. Чаще всего изменчивость коллекторов связана с условиями осадконакопления осадочных толщ. Благоприятными для формирования скоплений жидких углеводородов (УВ) является нижнекембрийские отложения с зонами наибольшей ангидритизации. С кавернозными доломитами связаны газовые и газоконденсатные скопления. Намечалась определенная связь нефтепроявлений с положительными структурами I, II, III порядков. Зоны разломов служат путями миграции и перераспределения скоплений нефти и газа из нижних частей осадочного чехла в верхние. С другой стороны к приразломным зонам, как правило, приурочены локальные положительные структуры. К этим зонам приурочены минерализованные зоны и аномалии гелия, которые, чаще всего в подсолевых и межсолевых отложениях, могут быть выявлены геолого-геофизическими методами.

Комплексный анализ выявленных на известных месторождениях залежей УВ по ряду параметров показал:

- в рифейском карбонатном комплексе следует ожидать распространение массивных, тектонических, стратиграфических, экранированных выступов с литологическими срезами залежей нефти и конденсатных газов;

- в вендском терригенном комплексе, наряду с пластовыми, тектоническими, сводовыми, литологическими и дизъюнктивными экранированными ловушками, на склонах структурных элементов предполагается развитие пластовых литологических и экранированных тупиковых ловушек с залежами нефти, газа и газоконденсата;

- в нижне-среднекембрийских глинисто-сульфатно-, галогенно-карбонатных отложениях положительных структур предполагается распространение пластовых, тектонических, сводовых, осложненных дизъюнктивными ловушками залежей нефти, газа и газоконденсата.

С поздневендской–раннепалеозойской минерагенической эпохой связано образование глинисто-карбонатной сульфатно-галогенной и пестроцветной глинисто-карбонатной формаций. Первая вмещает хлоридную натриевую галогенную рудную формацию, вторая – барит-целестиновую и формацию медистых песчаников и сланцев. Площадь входит в состав Лено-Тунгусского солеродного бассейна. В начале вендского (оскобинского) времени в условиях трансгрессии возрастает соленость морей. Формируется среднетогоньская подсвета и сульфатно-карбонатная оскобинская свита. Возрастной диапазон отложений соленосных толщ бассейна – с середины венда до середины кембрия. В пределах территории соленосные отложения и карбонатные породы с гипсом и ангидритом вскрыты нефтепоисковой скважиной ИС-1 [176] в отложениях нижнего кембрия. Собственно соленосные отложения представлены усольской, бельской, булайской и ангарской свитами, в которых каменная соль, гипсы и ангидриты нередко составляют основную часть разреза. Соленосные разрезы в скважине залегают на глубине от 370 до 1 654 м. Исследования на предмет промышленного освоения солей не проводились. Прогнозные ресурсы не определялись.

Северо-западная часть площади, в составе Немба-Тарыдакского поднятия, входит в состав **прогнозируемой Вельмино-Приангарской меднорудной минерагенической области (2)**. Область охватывает поля распространения пестроцветных глинисто-карбонатных толщ среднего–позднего кембрия. Меднорудная стратиформная минерализация имеет четкую стратиграфическую и литологическую приуроченность. Локализуется в горизонтах строматолитовых известняков и доломитов, образующих маркирующие горизонты в отложениях черноостровской и вельминской свит среднего и верхнего кембрия. Известные пункты минерализации меди, как правило, представлены рассеянной вкрапленностью, примазками, налетами малахита. В ассоциации с малахитом встречается пирит и халькопирит, очень редко – самородная медь. Мощность минерализованных зон, гнезд не превышает 0,2–0,3 м. Содержание меди в штучных пробах не превышает 0,1–0,48 %. В виду малого площадного распространения прогнозируемых меденосных отложений, низких содержаний в пределах листа, участок этой меднорудной зоны бесперспективен.

Со **среднепалеозойской минерагенической эпохой** связана кимберлитовая алмазонасность. Отложения, синхронные среднепалеозойскому этапу осадконакопления, на площади не установлены, что затрудняет реконструкцию палеообстановок. Согласно палеоботаническим исследованиям (Вагг, 1992) территория являлась устойчивой областью эрозии и корообразования. В пределах сводовых участков Байкитской антеклизы в настоящее время прогнозируются принадлежащие этой эпохе кимберлиты и комагматичные породы, продукты которых установлены в каменноугольных осадочных коллекторах. Кроме того, находки алмазов в выявленных раннекаменноугольных коллекторах являются прямым признаком кимберлитового алмазонасного магматизма позднедевонского–раннекаменноугольного возраста. Несмотря на длительность разноранговых алмазопоисковых работ до настоящего времени коренных алмазонасных объектов среднепалеозойской минерагенической эпохи в юго-западной части Сибирской платформы не установлено.

Площадь листа расположена в пределах Ангаро-Енисейской прогнозируемой алмазонасной кимберлитовой провинции [158, 167]. В структурном плане район расположен в юго-восточной части Подкаменно-Тунгусского (Камовского) архейского кратона и обладает признаками, свидетельствующими о существовании в верхней мантии условий, необходимых для образования алмазов (правило Клиффорда–Доусона). Камовский кратон характеризуется наиболее холодными участками литосферы повышенной мощности, минимальными мощностями осадочного чехла, наличием зон мантийной неоднородности, криптогенным режимом развития, имеет дорифейское основание [158, 167].

Основной кимберлитоконтролирующей структурой района является Ковино-Кординская зона разломов, которой соответствует **Ковино-Кординская алмазонасная прогнозируемая минерагеническая зона** (4) среднепалеозойского возраста с мезозойской активизацией. В состав зоны входит большая часть территории листа, она представлена **Чадобецким алмазонасным районом** (4.1) мезозойских кимберлитов и, выделенным в настоящее время, *прогнозируемым Немба-Енболакским среднепалеозойским алмазонасным кимберлитовым полем* (4.0.0.1). Севернее, ряд авторов выделяют Тайга-Хоркичское мезозойское кимберлитовое поле, которое охватывает небольшую часть изученной территории в бассейне верхнего течения р. Немба [149].

Для юго-западной части Сибирской платформы, в настоящее время, на границе известных складчатых районов разработан комплекс поисковых критериев. Алмазопоисковыми работами установлена приуроченность кимберлитов к крупным, надпорядковым структурам фундамента, характеризующиеся длительным и устойчивым воздыманием. Объекты ранга «кимберлитовое поле» в пределах минерагенических зон, в той или иной мере, проявляются в плитном комплексе. Такими участками являются поднятия второго и третьего порядков, служащие отражением кимберлитового поля в верхней части разреза, которые выявляются при анализе космфотоматериалов и подтверждаются данными грави- и магниторазведочных работ. Зоны «инверсии» гравитационного и магнитного полей, когда участки пониженной плотности оконтуриваются участками положительных значений магнитного поля, отождествляются с понятием «потенциального кимберлитового» поля. При этом необходимо проводить разбраковку выделенных структур с инъективными трапповыми поднятиями, чаще всего для этого необходимы прямые геологические наблюдения, позволяющие определить амплитуды эрозионных срезов кимберлитовмещающих отложений, наличие кальдер проседания, наддиатремовых межтрапповых «окон», «воротниковых» структур в поле развития верхнепалеозойских, перекрывающих кимберлитовые объекты, отложений.

Все ореолы и проявления кимберлитового магматизма в Ангаро-Енисейской алмазонасной провинции тяготеют к Ковино-Кординской кимберлитоконтролирующей зоне северо-западного простирания. К узлам пересечения зоны с крупными глубинными тектоническими разломами северо-восточного простирания приурочены все находки алмазов в каменноугольных коллекторах и интегральные ореолы рассеяния кимберлитовых материалов. К таким структурам в пределах изученной площади относится зона Сользаводского разлома.

Сходство петрохимического состава, возраста, набора кимберлитовых минералов, выявленных кимберлитовых тел с известными алмазонасными кимберлитами Якутской провинции определяет наличие магматических признаков алмазонасности.

Литолого-стратиграфический критерий является одним из основных. Каменноугольные коллектора кимберлитовых минералов (КМ) рассматриваются в качестве важнейшего признака коренной алмазонасности территории исследований. С одной стороны, по коллекторам определяются типы фациальных обстановок, с другой – ассоциацию кимберлитовых минералов, что дает возможность делать выводы о направлении и дальности переноса кимберлитовых минера-

лов и алмазов от коренных источников, а так же делать выводы о предполагаемой продуктивности источников сноса.

Минералогические признаки определяются наличием в древних интегральных каменно-угольных ореолах полного набора индикаторных минералов алмазной ассоциации с низким механическим износом.

Геохимические поисковые признаки кимберлитового магматизма определяются исходя из вещественного состава кимберлитов. Кимберлитовая порода обогащена элементами сидерофильной (фемической) группы (Ni, Co, Cr, Ti, V, Sc), щелочными и редкоземельными элементами (Nb, Y, Ce, Zr, Li, K, B, Ba, Sr) литофильной геохимической группы. Как показали многочисленные исследования в Якутской алмазонасной провинции, повышенная концентрация этих элементов (в пределах 1,5–10 Кк) делает их геохимически контрастными на фоне терригенно-осадочного комплекса и трапповой вулканогенной формации. Перекрытые кимберлитовые трубки проявляются с поверхности под чехлом осадочных отложений до 150 м мощностью аномально высокими содержаниями Ba, Sr, Mg, Li, K. В первичных ореолах наблюдается зональное распределение компонентов, которое выражается в накоплении легколетучих элементов (B, Li, K) в верхних апикальных частях трубок. В то же время аномалии K, B, Li могут образовываться за счет разгрузки глубинных рассолов по зонам повышенной трещиноватости, в областях куполовидных нефтегазоносных поднятий. Эти растворы, обогащаясь элементами нижележащих отложений, вторичными карбонатами и др. элементами, формируют наложенные ореолы. Для верхних частей кимберлитовых трубок характерны процессы карбонатизации и серпентинизации с обогащением отложений Ba, Sr, Nb, P, в то же время эти же элементы диагностируют и карбонатиты, расширяя геохимическую ассоциацию редкоземельными элементами, ураном и торием.

Глубина денудационного среза со времени внедрения кимберлитов до начала формирования коллекторов является немаловажным фактором определяющим методику алмазопроисловых исследований. На территории листа этот показатель в первом приближении оценивается в 100–150 м [149], что является положительным фактором прогнозирования перспективных площадей, указывающим на незначительную денудацию кимберлитовых тел перед захоронением.

Отрицательным критерием является «Критерий доступности» который определяется развитием посткимберлитовых отложений чехла. В пределах изученной территории мощность отложений перекрывающих кимберлитовмещающий цоколь в пределах Енболак-Кулайской, Исчуха-Чибинской и Микчандинской депрессий измеряется в 200 и более метров. Кроме того, отложения насыщены секущими и пластовыми интрузиями основного состава. За счет чего магнитное поле перекрывающих толщ интенсивное знакопеременное и затрудняет использование магниторазведки для прямых поисков среднепалеозойских кимберлитов. Эти структуры из перспективного прогноза исключаются. В то же время, по этому показателю, благоприятными структурами являются Немба-Тарыдакское и Чадобецкое поднятие, где кимберлитовмещающие образования выходят на поверхность или перекрыты немагнитными образованиями мелпалеогенового и четвертичного возраста.

С позднепалеозойской–раннемезозойской минерагенической эпохой связана угленосная песчано-глинистая и лимно-параличская формации тунгусского типа среднекаменноугольно-пермского возраста. Большая часть площади листа расположена в юго-западной части **Тунгусского каменноугленосного бассейна** (1). Угленосная формация, включающая чинокскую (катскую), еробинскую (бургуклинскую) и кербовскую свиты, развита на небольшой части территории. Это эрозионные участки на бортах Чадобецкого поднятия, а также в центральной части территории в долинах рек Правый и Левый Енболак, Исчуха, Пуня, Чуктукон, среднем течении р. Терина, в верховьях руч. Ибджибдек. Следует отметить, что изученность верхнепалеозойской угленосной толщи весьма низкая. Разрезы изучены фрагментарно по керну мелких картировочных скважин, по шурфам и небольшим береговым обнажениям. Все известные проявления угля приурочены к отложениям чинокской и катской свит среднего–верхнего карбона. Наиболее значимое Теринское проявление каменного угля расположено в левом борту р. Терина в 2,5 км ниже устья р. Исчуха. Несколько разрозненных проявлений угля известно в верховьях ручья Ибджибдек и левом притоке р. Прав. Чибя, в среднем течении р. Исчуха и р. Пуня. Представлены они маломощными пропластками каменного угля 0,2–0,3 м и единичными пластами угля мощностью до 1,5–2,0 м в углистых аргиллитах и алевролитах катской свиты. Каменные угли черные, крепкие, блестящие или полублестящие. В связи с ограниченным распространением чинокской и катской свит в пределах листа перспективы выявления крупных месторождений каменных углей невелики. Следует отметить, что структурно-тектонический режим территории в период формирования угленосной толщи не способствовал образованию угольных пластов рабочей мощности. Это связано с приуроченностью площади к краевой части

Тунгусского бассейна, характеризующейся частыми внутриформационными перерывами, высокой насыщенностью угленосных разрезов интрузиями долеритов и залеганием продуктивной толщи под вулканогенными образованиями значительной мощности. В конечном счете, это не позволяет считать площадь перспективной на поиски промышленных месторождений каменного угля.

Формированию угленосных отложений в регионе предшествовал этап образования терригенных континентальных подугленосных отложений тычанской свиты, с которыми связано образование промежуточных алмазонасных и пиропиносных коллекторов. Граница нижнего и среднего карбона в Ангарской фитостратиграфической области Сибирской платформы обусловлена наличием крупного стратиграфического перерыва. Эта граница, относительно выделяемых палинологических комплексов, является «скользящей» по времени – от янготойского до башкирского возраста. Чаще всего осадки, вмещающие коллектора кимберлитовых минералов, характеризуются текстурно-структурными признаками аллювия-пролювия и являются продуктами физического и химического разрушения подстилающих коллектор пород [10]. Эта часть разреза фиксирует начальный этап денудации пологих конседиментационных поднятий и образование осадков в прибрежных зонах внутриконтинентальных водоемов седиментации.

Раннемезозойский этап позднепалеозойской–раннемезозойской минерагенической эпохи характеризуется общим поднятием территории, проявлением базитового магматизма, накоплением вулканогенной толщи. С внедрением дифференцированных интрузий кузьмовского комплекса связана магнетит-скарновая рудная формация района.

С **позднемезозойско–кайнозойской минерагенической эпохой** связано образование профилирующих полезных ископаемых площади – бокситов, ниобия, редких земель и алмазов.

Наиболее значимые в промышленном отношении полезные ископаемые территории связаны с двумя минерагеническими таксонами: **Чадобецким бокситоносным рудным районом** (3.1), входящим в состав **Ангарской бокситоносной минерагенической зоны** (3), и **Чадобецким апатит-редкоземельно-редкометалльным рудным районом** (0.1) с *Чуктуконским рудным полем* (0.1.0.1). Границы Чадобецкого бокситоносного и фосфатно-редкоземельно-редкометалльного рудного районов в плане совпадает с контурами Чадобецкого поднятия. В этих же границах выделен Чадобецкий прогнозируемый кимберлитовый район мезозойского возраста.

В Чадобецком рудном районе формационная принадлежность полезных ископаемых и закономерности их размещения определяются редчайшим сочетанием геологических процессов в их временной последовательности, участвующих в формировании уникальной структуры Чадобецкого поднятия вмещающей месторождения и проявления: ниобия, редких земель, тория, апатита, алюминия, железа, титана, ванадия, галлия, алмазов и каолиновых глин.

Определяющим металлогеническим фактором для Чадобецкого района явилось активное проявление щелочно-ультраосновного магматизма Чадобецкого интрузивного комплекса с редкометалльными карбонатитами и кимберлитами в начальные этапы позднемезозойско–кайнозойской минерагенической эпохи, а так же процессы латеритного корообразования, денудации, переноса и захоронения продуктов кор выветривания – на ее завершающем этапе. Характеристика гипергенных процессов позднемеловой–раннепалеогенной эпохи охарактеризована в подразделе «Коры выветривания».

С карбонатитами Чадобецкого комплекса связано образование Чуктуконского месторождения апатит-редкоземельно-редкометалльной рудной формации, с кимберлитами – проявления алмазов, с остаточными корами выветривания – месторождения бокситов: Центральное, Ибджибдеское и Пуньское. Основные перспективы площади на ниобий и редкие земли связаны с крупным Чуктуконским комплексным месторождением. Характеристика месторождения приведена в предыдущем разделе.

Чадобецкое мезозойское кимберлитовое поле в плане совпадает со структурой Чадобецкого поднятия. В пределах поднятия известно более двадцати кимберлитовых тел, представленных кимберлитовыми брекчиями и телами секущей дайкообразной формы, сложенными кимберлитами «магматического облика». Более детально изучены только восемь трубок: Центральная, Моховая, Фигурная, Брусская в пределах Теринского выступа и Верхне-Чуктуконская, Чуктуконская, Большая и Малая – в пределах Чуктуконского выступа. Трубки Брусская и Фигурная вскрывались одиночными скважинами глубиной до 300 м, остальные изучались мелкими горными выработками. В выветрелых кимберлитах Брусской трубки установлено 2 обломка кристаллов алмаза размером менее 0,5 мм.

Алмазописковыми работами в 2000–2002 гг. [149] при заверке бурением магнитных аномалий в пределах водораздела между средним течением р. Терина и истоками р. Накита было установлено несколько трубчатых дайковых тел, выполненных взрывными автолитовыми брекчиями. Вмещающими породами являются карбонатные отложения нижнего кембрия. По

петрохимическим характеристикам породы в целом аналогичны другим трубкам Чадобецкого поднятия, за исключением несколько повышенного содержания окиси магния (18,21–21,03 %). В породах установлен полный набор минералов-спутников: пиропы (в том числе и высокохромистые), пикроильменит, хромит, хромдиопсид и др. В одной керновой пробе весом 1 000 кг, отобранной из пластообразного тела кимберлитов мощностью около 30 м, установлены два обломка плоскогранных октаэдров размером 1,5 и 1,7 мм. По заключению В. П. Афанасьева (ОИГМП СО РАН, г. Новосибирск), алмазы соответствуют габитусному типу «мирнинской» ассоциации – плоскогранным октаэдрам.

Помимо коренных пород, опробован и аллювий транзитных водотоков Чадобецкого поднятия [179], в результате чего в р. Терина выявлено два алмаза. Один октаэдрический кристалл весом 10,0 мг с параллельной штриховкой на гранях – в 7 км ниже устья р. Исчуха; второй, весом 11,8 мг, представляющий собой обломок двойника октаэдроида, – в 500 м ниже по течению от устья руч. Семенов Дольчик. В аллювии ручья Семенов Дольчик, протекающего по северо-западному крылу Теринского купола, в 1,2 км выше его устья в шлихе, отобранном из глинистых галечников с грубоокатанной галькой кремнистого и карбонатного состава, установлено 10 зерен алмаза размером 0,1–0,5 мм пластинчатой и гексагональной формы [128].

При оценке перспектив Чадобецкого поднятия на алмазы в настоящее время не существует единой точки зрения. Это, прежде всего, связано с тем, что целенаправленных поисков, требующих определенных объемов геофизических, буровых, опробовательских работ, на площади Чадобецкого поднятия не проводилось. В. И. Юркин [179], первый проводивший поисковые работы, дает отрицательную оценку территории. Она базируется на отрицательных результатах опробования кимберлитов и специфике их вещественного состава, отличных от промышленно алмазоносных кимберлитов Якутской провинции. Он рекомендует сместить поисковые работы на юг от Чадобецкого поднятия в бассейн р. Енболак. А. В. Крюков [126] в сводных работах и опираясь на результаты своих опробовательских работ, при проходке горных выработок и бурении скважин на кимберлитовых трубках Бруская и Фигурная, также склоняется к отрицательной оценке продуктивности кимберлитовых тел. Основанием для этого являлось отсутствие пиропов алмазной ассоциации в изученных объектах. Л. Г. Анучин [82] при ГДП-50 специализированных поисков на алмазы не проводил, но при изучении магматических пород отнес к кимберлитоподобным породам слабоалмазоносные эксплозии Чадобецкой ультраосновной щелочной карбонатитовой формации, исключая выявление алмазов в промышленном масштабе.

Г. А. Мкртычян [147] по результатам прямых поисков алмазов на небольшой площади в северо-западном борту Чадобецкого поднятия с положительной стороны оценивает перспективы северо-западной части структуры на предмет алмазоносных объектов, связанных со среднемеозойским магматизмом. Основанием послужили находки двух осколков кристаллов алмаза в кимберлитах Верхне-Теринской трубки и результатах микрозондовых исследований пиропов, в которых содержание хрома достигало более 10 %. Отдельные составы пиропов были отнесены к дунит-гарцбургитовому парагенезису мантийного минералообразования, в т. ч. единичные – к алмазной ассоциации. На этом основании им была выделена в северо-западной части поднятия Теринская площадь (410 км²), перспективная на поиски коренных источников алмаза с авторскими прогнозными ресурсами категории Р₃ – 100 млн карат.

Вся площадь листа, исключая северо-западную (бассейн р. Немба) и северо-восточную (бассейн р. Хурламо), входит в Ангарскую бокситоносную зону. В составе бокситоносной зоны в контурах Чадобецкого поднятия выделяется Чадобецкий бокситоносный район, объединяющий сходные благоприятные геологические условия и процессы для образования бокситов. В его пределах выделяются *Центральное* (3.1.0.1), *Ибджибдекское* (3.1.0.2), *Пуньское* (3.1.0.3), *Чуктуконское* (3.1.0.4) бокситоносные поля, вмещающие известные месторождения бокситов. По комплексу благоприятных поисковых признаков, наличию проявлений бокситов, геофизических аномалий прогнозируется *Накита-Теринское* (3.1.0.5), *Тогоньское* (3.1.0.6), *Великандовское* (3.1.0.7) бокситоносные поля. На всей площади Чадобецкого поднятия широко проявлена рудная формация коры выветривания верхнемелового–палеогенового возраста, с которой связано образование месторождений бокситов и комплексных апатит-редкоземельно-редкометалльных руд с высоким содержанием железа, марганца, титана и др. компонентов.

Основные закономерности в формировании бокситовых месторождений на юго-западе Сибирской платформы сформулированы Б. В. Шибистовым [178]. Им выделено четыре основных фактора контроля образования бокситов: литологический, тектонический, геоморфологический и климатический.

Литологический контроль предусматривает наличие глиноземных пород, по которым могут формироваться коры выветривания, и наличие карбонатных пород, по которым развиваются

процессы карстообразования, образуя структуры для локализации продуктов кор выветривания. На Чадобецком поднятии источником глинозема являлись, в основном, магматические породы щелочно-ультраосновного состава, в бортовых частях поднятия – породы основного состава. Не исключены из этого и благоприятные по составу осадочные породы. Накопление перенесенных продуктов выветривания происходило в эрозионных котловинах, вулcano-структурах центрального типа (кальдерах), карстовых образованиях карбонатных и в сульфатно-карбонатно-соленосных породах нижнего кембрия, которые образуют так называемое «карбонатное кольцо» по периферии Чадобецкого поднятия [82]. Благоприятными структурами для локализации на площади Чадобецкого поднятия являются Верхнетеринско-Пуньская кольцевая депрессия, Чуктуконская и Центральная депрессии мел–палеогенового возраста.

Тектонический контроль предусматривает наличие зон тектонических разломов, благоприятных для образования линейных кор выветривания. Особенно благоприятны для этого на Чадобецком поднятии кольцевые разломы, ограничивающие блоки различного стояния, часто вмещающие интрузивные тела и образующие структуры проседания, благоприятные для накопления и захоронения продуктов кор выветривания.

Геоморфологический контроль предусматривает наличие денудационных поверхностей выравнивания, на которых формируются коры выветривания. Остаточных латеритных проявлений бокситов в пределах Чадобецкой структуры практически не наблюдается, что указывает на транспортировку материала ниже поверхностей выравнивания.

Палеоклиматический фактор обуславливает интенсивное формирование кор выветривания в условиях жаркого влажного климата. Эти условия существовали во временном периоде мел–палеоген в южной части Сибирской платформы, частью которой является Чадобецкое поднятие.

Перспективы известных месторождений бокситов и редкоземельно-редкометалльных элементов неразрывно связаны с наличием в их рудах железа, марганца, титана и фосфора. Кроме того, при эксплуатации месторождений могут разрабатываться каолиновые глины.

Железо в качестве попутного компонента может извлекаться при обработке месторождений бокситов и редких элементов (ниобий-редкоземельных), где установлены высокие содержания Fe_2O_3 (40–80 %) в бурых железняках. В пределах Чуктуконского апатит-редкоземельно-рекометалльного месторождения подсчитанные запасы железа по категории C_2 составляют 2 463 тыс. т при среднем содержании $Fe_{общ}$ – 34,34 %, а суммарные ресурсы железа при среднем содержании $Fe_{общ}$ – 30 % определены в 162 млн т [140]. Кроме того, сами бокситы, как правило, отличаются высоким содержанием железа (Fe_2O_3 составляет обычно 30–35 %). В целом, бокситы Чадобецкого района можно представить как комплексное титанистое железо-алюминиевое сырье [85]. Используя новую технологию переработки ЖАС, на месторождениях Чадобецкой группы помимо глинозема можно дополнительно получить более 90 млн т металлопродукта (чугуна или ферросилиция) с меньшим количеством отвальных продуктов. В целом металлургический потенциал железа известных месторождений можно оценить в 250 млн т.

В. Е. Бабушкин в 1990 г. [85] сделал заключение о пригодности титанистого ЖАС Чадобецких месторождений при пирометаллургической переработке по безотходной технологии и гидрохимического выщелачивания шлама с получением глинозема. Положительный опыт переработки ЖАС получен работами ВИМС на Боксонском месторождении. Проведенные исследования предусматривают снижение требований к качеству руд и попутное извлечение других металлов. По данным В. Е. Бабушкина, прогнозные ресурсы ЖАС категории P_2 по месторождениям Центральное, Ибджибдек, Пуня и Чуктукон составляют 239,7 млн т. Комплексная оценка бокситовых руд и получение, помимо глинозема, других ценных компонентов, будет способствовать повышению стоимости извлекаемого сырья и снижению требований к качеству первичных руд.

Марганец практическое значение имеет как попутный компонент на Чуктуконском редкометалльном месторождении. Балансовые запасы марганцевой руды категории C_2 при среднем содержании диоксида марганца – 15,5 % утверждены ГКЗ Роснедра протоколом № 1356 от 16.03.2007 г. и составляют 6 639 тыс. т [140]. В незначительных количествах марганец присутствует совместно с железом в карбонатах и в мел–палеогеновых образованиях бокситовых месторождений Чадобецкой группы.

Титан представляет интерес как попутный компонент на бокситовых месторождениях, где содержания двуокиси титана в самих бокситах варьирует в пределах 5–7 %, а во вмещающих межрудных интервалах достигает 16 % [81]. По одному телу гипергенных образований размером 1 900×500 м и расположенному в юго-западной части месторождения Центральное, подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 66,7 тыс. т при среднем содержании TiO_2 – 6,3 % [82].

При извлечении глинозема из бокситов по обычной технологической схеме в составе отходов глиноземного производства (красных шламов) остаются значительные содержания других компонентов. В красных шламах месторождений Чадобецкой группы содержится 53–56 % окислов железа, до 15 % – глинозема, до 12 % – двуокси титана, до 3,5 % – редких и рассеянных элементов. В результате технологических исследований красных шламов, наработанных из бокситов Центрального месторождения [132] методом автоклавного выщелачивания, был получен титановый концентрат, содержащий ниобий, цирконий и редкие земли. Извлечение двуокси титана составило 93 % при незначительных расходах реагентов и энергии.

Апатит установлен в бокситоносных породах Центрального месторождения. В нескольких интервалах гипергенных образований мощностью от 15 до 19 м зафиксированы содержания фосфора от 6,9 до 16,2 % [72], а вскрытые на забое скважины (интервал 560–576 м) светло-серые кварцитовидные породы показали содержание P_2O_5 – около 20 %. Суммарные прогнозные ресурсы категории P_2 участка Центральный по данным Л. Г. Анучина составляют более 100 млн т. Чуктуконское месторождение апатита совмещено с одноименным месторождением редкометалльных руд. По данным В. С. Власова [95] прогнозные ресурсы апатитовых руд по категории P_1+P_2 оцениваются в 54,9 млн т при среднем содержании P_2O_5 – 6,3 %. Целенаправленных технологических испытаний апатитовых руд не проводилось.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

ПЕРСПЕКТИВЫ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

НЕФТЬ И ГАЗ

Северо-западная часть площади входит в состав Камовского нефтегазоносного района (НГР), приуроченного к одноименному мегасводу, являющемуся крупной зоной нефтенакпления. В его пределах основными продуктивными горизонтами являются рифейские резервуары и, в меньшей мере, вендские терригенные и терригенно-карбонатные отложения. В пределах характеризуемой площади расположен лишь южный склон Камовского свода, осложненный рядом локальных малоамплитудных поднятий, где возможно формирование в отложениях рифея пластовых, реже – сводовых залежей углеводородов. В породах венда предполагаются пластовые и массивные сводовые залежи с элементами литологического экранирования. В обоих структурных этажах возможны ловушки выклинивания.

В северо-западной части листа по подошве вендских отложений выделены Немба-Тарыдакское поднятие и Сользаводской вал, которые в настоящее время по комплексу критериев могут рассматриваться как высокоперспективные структуры для проведения поисковых работ на нефть и газ. Немба-Тарыдакское поднятие имеет пологие склоны, близкие к изометричным очертаниям, амплитуда поднятия – от 50 до 150 м. Сользаводской вал – линейная структура протяженностью несколько десятков километров, шириной – 10–15 км. В пределах площади листа закартирована его юго-западная часть. Амплитуда вала – 200 м. Борты вала осложнены разломами, амплитуда которых достигает 100–150 м, за пределами площади – до 400–450 м. Структуры осложнены Сользаводским и Катангским главными разломами и блоковыми структурами, благоприятными для образования структурных и тектонических ловушек. В пределах Немба-Тарыдакского поднятия в 2010 году открыто Исчухское месторождение горючего газа [176]. Сейсморазведочными работами выявлены Исчухская, Бедошимская и Пунчинская положительные структуры, перспективные на открытие месторождений углеводородов. По Исчухскому лицензионному участку (ЛУ) определены суммарные начальные геологические запасы свободного газа в целом по залежи в сумме C_1 и C_2 – 23 277 млн m^3 [176].

На остальной части площади, в пределах Оморинского НГР и Присяяно-Енисейской НГО специализированные поисковые работы не проводились, перспективы этой части площади не ясны.

ПЕРСПЕКТИВЫ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ИСКОПАЕМЫХ

АЛЮМИНИЙ

Значительные объемы поисковых работ на бокситы [81, 82, 115], выполненных в Чадобецком бокситоносном рудном районе, позволяют считать, что новых крупных объектов на данной территории ожидать не приходится. По мнению многих авторов, прирост ресурсного потенциа-

ла известных месторождений может быть увеличен за счет уже выявленных рудных залежей с небольшими объемными параметрами и с хорошим качеством руд, по которым подсчет запасов не производился. На месторождении Центральном такие руды составляют 20 %, на месторождениях Ибджибдек и Пуня – 50 %. Степень изученности этих залежей позволяет отнести их к разряду авторских прогнозных ресурсов категории P_3 , которые составят на месторождении Центральном – 9,7 млн т, Ибджибдек – 4,48 млн т, Пуня – 1,85 млн т [120].

Кроме того, часть площадей Чадобецкого поднятия, перекрытых чехлом неоген–четвертичных осадков, остались слабопоискованными и имеют определенные перспективы на выявление погребенных залежей бокситов. Благоприятными структурами для поисков бокситов является закартированная Верхнетеринско-Пуньская эрозионно-карстовая депрессия [93] мел–палеогенового возраста, образующая кольцевую структуру, совпадающую с полями распространения кембрийских карбонатных пород на склонах поднятия. Депрессия выполнена бокситовмещающими отложениями мурожнинской свиты, осложнена кольцевыми разломами, зоны которых благоприятны для образования линейных кор выветривания. Структура сопровождается большим количеством площадных гравитационных локальных отрицательных аномалий, отражающих покрытый карст и положительными магнитными аномалиями, возмущающими объектами которых являются щелочно-ультраосновные тела.

Оценка прогнозных ресурсов Чадобецкого бокситоносного района произведена по методу аналогий, основанному на принципе подобия с известными эталонными объектами, находящимися в идентичной структурно-геологической обстановке. К таким объектам можно отнести известные бокситоносные поля с выявленными и оцененными месторождениями бокситов – Ибджибдекское и Центральное. В пределах Чадобецкого бокситоносного района выделены три прогнозируемых бокситоносных поля: Накита-Теринское (51 км²), Тогоньское (32 км²), Великандовское (33 км²). Прогнозные ресурсы выделенных полей образуют суммарные ресурсы Чадобецкого бокситоносного района.

Расчет прогнозных ресурсов категории P_3 производится по формуле Быховера: $Q=k \times q \times S$, где k – коэффициент подобия ($0 < k < 1$); q – удельная рудоносность эталонного объекта, млн т/км²; S – площадь оцениваемого объекта, км².

Коэффициент подобия (k) выбирается исходя из сходимости определяющих признаков эталона и прогнозируемых объектов, таких как геолого-структурная позиция, генезис, формационная принадлежность рудоносных комплексов, возраст, вещественный состав пород, наличие проявлений, геофизических и геохимических аномалий, идентичность типов рудной минерализации, условий формирования рудовмещающих толщ, содержание полезных компонентов в рудах. Объектами аналогами для определения прогнозных ресурсов для Накита-Теринского и Тогоньского бокситоносных полей выбраны Ибджибдекское, для Великандовского – Центральное месторождения. Исходя из анализа и сопоставления вышеперечисленных признаков, коэффициент подобия для Накита-Теринского и Тогоньского прогнозируемых полей принимается 0,8, для Великандовского – 0,5. С учетом низкой поисковой изученности объектов коэффициент достоверности для прогнозируемых бокситоносных полей принимается 0,2. Удельная продуктивность для определения ресурсов бокситов категории P_3 Великандовского поля определена исходя из таковой Центрального рудного поля: $q=49,94/22=2,1$ млн т/км², для остальных рудных полей исходя из таковой Ибджибдекского рудного поля: $q=9,53/17,5=0,54$ млн т/км².

Таким образом, прогнозные ресурсы бокситов категории P_3 Накита-Теринского бокситоносного рудного поля составят $Q=0,2 \times 0,54 \times 51=5,5$ млн т руды, Тогоньского – $Q=0,2 \times 0,54 \times 32=3,5$ млн т, Великандовского – $Q=0,2 \times 2,1 \times 33=13,9$ млн т. Суммарный прирост бокситов категории P_3 Чадобецкого района составит $(5,5+3,5) \times 0,8+13,9 \times 0,5=14,15$ млн т.

Прогнозные ресурсы категории P_3 железных руд определены исходя из состояния прогнозных ресурсов категории P_2 железных руд и бокситов в пределах Ангарской бокситоносной рудной зоны. Прогнозные ресурсы железных руд категории P_3 при $k=240/105,67=2,27$ составят $Q=14,15 \times 2,27 \times 0,1$ ($k_{\text{дост}}=3,2$) млн т. Прогнозные ресурсы P_3 TiO₂ определены прямым расчетом исходя из средней мощности рудных тел равной 10 м, объемной массы – 2,5, площади – 116 км², коэффициенте достоверности ($k_{\text{дост}}$) – 0,01. Прогнозные ресурсы категории P_3 TiO₂ (руда) составят $Q=116\ 000\ 000 \times 0,05 \times 2,5 \times 0,01=1,45$ млн т.

НИОБИЙ, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Основные перспективы территории на ниобий и редкие земли связаны с освоением Чуктуконского месторождения. В настоящее время месторождение недоразведано. Для подготовки его к эксплуатации необходимо выполнить определенный объем геологоразведочных работ для перевода ресурсов в промышленные категории и продолжить технологические исследования с

тизма (3–300), 4 – литофильной геохимической группы Ca, Sr, Ba, Mg – элементов карбонатных пород и кальций-магниевого метасоматоза (2–150); 5–8 – значения фактора $F_3=7,7 K_{83}V_{82}Li_{58}$ – элементов верхних апикальных частей кимберлитовых трубок (5 – 0–0,25, 6 – 0,25–1, 7 – 1–1,5, 8 – 1,5–3); 9 – поля проявления ассоциации элементов K, V, Li: I – Нембинско-Тарыдакское, II – Болак-Тунгэрское, III – Чадобецкое, IV – Пуньское, V – Юго-Западное; 10 – аномалии ниобия (Nb) в потоках рассеяния (1,5–7 Кк); 11 – трубки взрыва, сложенные кимберлитовыми брекчиями; 12 – Чуктуконское месторождение ниобия (Nb), редкоземельных металлов (TR); 13 – проявления ниобия, фосфора (Nb, P); 14 – Чадобецкий алмазоносный кимберлитовый и фосфатно-редкоземельно-редкометалльный район; 15 – прогнозируемое Немба-Енболакское среднепалеозойское алмазоносное кимберлитовое поле.

Учитывая общность геологического строения Теринского и Чуктуконского куполов, наличие проявлений ниобия, редких земель, геохимических аномалий, широкого распространения в пределах Теринского купола рудогенных карбонатитов, в 2008 году В. Т. Кириченко, в процессе создания Госгеолкарты-1000/3 листа О-47 – Братск, определил прирост прогнозных ресурсов редкометалльных руд категории P_3 для Чадобецкого рудного района в количестве: Nb_2O_5 – 290 млн т, TR_2O_5 – 780 млн т.

ПЕРСПЕКТИВЫ ДРАГОЦЕННЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

АЛМАЗЫ

Немба-Енболакское прогнозируемое среднепалеозойское кимберлитовое поле расположено в северо-западной части площади в пределах Ковино-Кординской прогнозируемой алмазоносной кимберлитовой минерагенической зоны. Пространственно совпадает с площадью Немба-Тарыдакского поднятия и Исчухинским валом. Общая площадь – 680 км². Выделено в процессе ГДП-200 [93]. Перспективы прогнозируемого алмазоносного поля определяются благоприятной структурно-тектонической обстановкой, наличием площадных ореолов и шлиховых потоков рассеяния минералов-спутников алмазов, вторичными геохимическими аномалиями элементов-индикаторов кимберлитового магматизма. Промышленный интерес в пределах поля могут представлять коренные источники алмазов, связанные с кимберлитовым магматизмом среднепалеозойского возраста.

Прогнозируемое поле находится в зоне пересечения Сользаводского и Кординского глубинных разломов в пределах Немба-Тарыдакского конседиментационного поднятия. В пределах поднятия кимберлитовмещающие породы выходят на дневную поверхность или перекрыты маломощным чехлом пермо-карбонных немагнитных отложений. Спокойное слабомагнитное поле площади благоприятно для проведения прямых поисков алмазов с применением наземной магниторазведки. По материалам аэромагнитной съемки в пределах прогнозируемой площади выделен ряд близповерхностных аномалий трубчатого типа. Вскрытый на р. Исчуха каменноугольный коллектор содержит минеральную ассоциацию, типичную для кимберлитов [147]. Кроме пиропов в нем выявлены хромиты и пикроильмениты. Литологический состав коллектора, наличие в нем минералов-спутников и их качественный состав позволяют предполагать, что коренные источники – поставщики кимберлитового материала располагаются в непосредственной близости или удалены от него не более, чем на первые десятки километров.

В пределах прогнозируемой площади в бассейнах рек Правый Енболак, Ромова, Исчуха установлены шлиховые ореолы и потоки рассеяния кимберлитовых минералов. Шлиховой пироповый ореол по р. Правый Енболак в русловом аллювии прослежен фрагментами на 25–30 км. Его истоки размывают участки кимберлитовмещающего цоколя, где могут выходить на поверхность не выявленные кимберлитовые тела или алмазоносные коллектора. Пироповый ореол может рассматриваться как прямой поисковый признак наличия кимберлитовых объектов на площадях водосбора р. Прав. Енболак. Исчухинский пироп-пикроильменитовый и Ромовый пикроильменитовый русловые шлиховые ореолы в юго-западной краевой части прогнозируемой площади характеризуются высокими содержаниями ильменита. В составе тяжелой фракции шлихов пиропы представлены красновато-оранжевыми разностями, имеют угловато-округлую форму, поверхность зерен матовая с развитием тонкой шагрени. Прямым признаком наличия в пределах Немба-Енболакского поля магматических образований щелочно-ультраосновного состава является характер геохимического поля.

Геохимическое поле в пределах Чадобецкого рудного района имеет зональную структуру. В его пределах повышены содержания элементов Pb, Cr, Ni, Ba, Y, P, La, Li, Sr, Ce (рис. 21). Выявленная ассоциация элементов сидерофильной геохимической группы (Cr, Ni, Co) и элементов (K, V, Li) кимберлитового магматизма на Чадобецкой площади совпадает и отражает площади максимального насыщения осадочного чехла интрузиями щелочно-ультраосновного состава.

Область с периферийным положением элементов литофильной геохимической группы (YLaCeBeZr) и центральным положением ассоциации элементов основных и ультраосновных пород (CrNiCo) формируется в районе трубок Брусской и Фигурной и приустьевой части р. Брус.

Аномальные поля редкоземельной ассоциации (Y, La, Ce, Be, Zr) и сидерофильной геохимической группы (Cr, Ni, Co) охватывают Чадобецкое поднятие и выстраиваются в линейную зону северо-западного простирания и прослеживаются от Чадобецкого поднятия к Нембинско-Тарыдакскому и совпадают в плане с Ковино-Кординской прогнозируемой алмазоносно-кимберлитовой минерагенической зоной. Аналогичное Чадобецкому, поле щелочных элементов K, V, Li выделяется в пределах прогнозируемого Немба-Енболакского среднепалеозойского алмазоносного кимберлитового поля. Контрастный и протяженный поток элементов-индикаторов ультраосновных пород Cr, Ni, Co (Cr – до 0,05 % ($C_{\phi}=0,01$ %), Ni – до 0,01 % ($C_{\phi}=0,004$ %), Co – до 0,004 % ($C_{\phi}=0,0015$ %), Mg – до 0,006 % ($C_{\phi}=0,0015$ %) формируется по долине р. Немба. Элементы литофильной геохимической группы (Ca, Sr, Ba, Mg и Y, La, Ce, Be, Zr) оконтуривают водораздельное пространство рек Немба, Коча, Болак в виде концентрической структуры. Их состав дополняется локальными аномалиями ниобия (Nb). Область внутри контура представляет первоочередной интерес для поисков кимберлитовых объектов на глубине.

Комплекс имеющихся благоприятных предпосылок, характеризующих перспективную площадь, дает основание для качественной оценки – определение прогнозных ресурсов алмазов категории P₃. При расчете прогнозных ресурсов алмазов принят метод геологических аналогий.

Учитывая сходную структурную обстановку, близкую ассоциацию минералов-спутников алмазов, достаточно высокое содержание пиропов алмазной ассоциации в алмазоносных коллекторах прилегающих территорий, преобладание плоскогранных алмазов «мирнинского типа», весьма низкое содержание пикроильменита позволяет в качестве эталонного объекта для определения прогнозных ресурсов принять Мирнинское (Мало-Ботуобинское) кимберлитовое поле Якутской алмазной провинции. В пределах Немба-Енболакского прогнозируемого алмазоносного поля прогнозируются две кимберлитовые трубки среднепалеозойского возраста, близкие по вещественному составу и алмазоносности трубке «Мир». Предполагается, что кимберлиты локализируются в поле «узлового» типа и представлены телами трубчатой формы. Площадь каждого из двух прогнозируемых объектов принимается 7,1 га, плотность кимберлитов – 2,4 г/м³, содержание – от 1 до 3 карат/т. При определении прогнозных ресурсов применен коэффициент надежности равный 0,5. Объем алмазной руды на оцениваемом интервале прогноза (400 м) определяется по формуле цилиндра. Прогнозные ресурсы алмазов прогнозируемого поля категории P₃ составляют 40 млн карат.

Исходя из современной степени геологической изученности территории, общий минерально-сырьевой потенциал Чадобецкого района позволяет рассматривать данную территорию как серьезную базу металлургической промышленности.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Площадь листа представлена фрагментами Ангаро-Ленского и Тунгусского артезианских бассейнов второго порядка (А-I и А-II) в пределах Сибирского сложного артезианского бассейна первого порядка (А) (Карта гидрогеологического районирования территории РФ масштаба 1 : 2 500 000, 2004, ВСЕГИНГЕО).

Площадь имеет сложное гидрогеологическое строение, обусловленное достаточно интенсивной дизъюнктивной тектоникой, магматизмом, неоднородностью неотектонических движений, соленосностью отложений нижнего и среднего кембрия, резко континентальным климатом. Из-за широкого распространения глинистых площадных кор выветривания и прерывистой мерзлоты на площади затруднено питание водоносных комплексов. Значительное изменение модулей стока рек в паводок и межень, явное преобладание поверхностного стока над инфильтрационным иллюстрируется таблицей 21.

Таблица 21

Основные гидрологические параметры рек Чадобецкого поднятия

Река	Площадь водосбора, км ²	Годы наблюдений	Расход, м ³ /с		Подъем уровня в паводок, м	Модуль поверхностного стока, л/с/км ²	
			межень (лето/зима)	паводок (весна)		паводок	межень (зима)
Р. Терина	2191	1970-73	24/0,3	35-46	3-3,5	21	1,1-0,1
Р. Пуня	1086	1972-73	0,2/0,03	36-39	2,1-2,5	35,8	0,2-0,02
Руч. Ибджибдек	24	1972-73	0	3,6-5,0	1	288	0
Руч. Семенов Дольчик	85	1967	0,03	15	0,5	176	0,3

В пределах листа выделяются следующие гидрогеологические подразделения:

Рифейский водоносный комплекс (RF). На периферии Чадобецкого поднятия на поверхность выходят мощные существенно карбонатные отложения дольчиковской и чуктуконской свит. Выходы подземных вод здесь крайне редки. Расходы родников не превышают 0,1 л/с. В зимнюю и летнюю межень большинство ручьев пересыхает. Пробные откачки воды показывают низкие фильтрационные свойства. Коэффициент фильтрации – 0,8–3,2 м/сут до глубины 100 м и 0,02–0,05 м/сут в интервалах 100–150 м. По химическому составу воды пресные и ультрапресные с минерализацией – 0,03–0,1 г/л. Вода гидрокарбонатная кальциево-натриевая. На крыльях Чадобецкого сводового поднятия обширную площадь занимают трещиноватые породы теринской, брусской, медведковской и безымянской свит. Зона экзогенной трещиноватости развита ориентировочно до глубины 40–70 м. Для пород характерно повышенное содержание гидроокислов железа, гематитизация, что отражается на химическом составе вод, в которых содержание железа достигает 2–4 мг/л. Немногочисленные родниковые выходы в истоках левых притоков р. Семенова Дольчика отличаются низкими дебитами (менее 0,1 л/с), преобладают мочажинные и низкодебитные пластовые выходы воды с образованием обширных низовых болот и скоплением гидроокислов железа в воде. Водообильность пород зоны экзогенного выветривания ввиду кольматации трещин глинистым материалом кор выветривания крайне низка.

Отложения венда и кембрия распространены в краевых частях и обрамлении Чадобецкого поднятия, кроме того отложения кембрия выходят на поверхность в северо-западной части площади, в районе Немба-Тарыдакского поднятия.

Вендский водоносный комплекс (V) представлен в верхней части терригенно-карбонатными, в нижней – песчанистыми, трещиноватыми породами. Активная трещиноватость песчанистых пород и их максимальная обводненность наблюдается до глубины 40–50 м. Расходы нисходящих родников, чаще всего, составляют 0,1–0,3 л/с, но иногда они достигают 5–7 л/с. Можно провести аналогию со схожими породами на Иркинеевском выступе Енисейского кряжа, хоро-

шо изученными предшествующими работами [82]. Пробные откачки воды показывают здесь удельные дебиты – 0,2–0,5 л/с в верхней зоне экзогенной трещиноватости и водоупорность пород на глубинах 50–70 м, коэффициенты фильтрации определены в 0,1–3,4 м/сут. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-натриевые с минерализацией – 0,1–0,3 г/л. В северо-западной части листа вендские отложения вскрыты скв. 8 (ИС-1). С глубины 1 698 м выделяются горизонты рассолов сульфатно-натриевого состава с высоким (до 4 г/л) содержанием сульфатов и довольно низкой концентрацией щелочноземельных элементов (калий – 1,2 г/л, магний – 0,25 г/л).

Кембрийский водоносный комплекс (Є) на площади представлен в двух гидрогеологических районах: Чадобецкий – терригенно-карбонатный разрез и Тунгусский – галогенно-карбонатные отложения.

Для Чадобецкого гидрогеологического района характерны карстовые поля, воронки, выполненные глинистыми корами выветривания, они хорошо известны в долинах рр. Пуни и Чадобца. По условиям залегания и циркуляции подземные воды относятся к трещинно-карстовому типу. В связи с этим водообильность известняков весьма изменчива. Под бокситоносными отложениями подземные воды приобретают напор от нескольких метров до 50–70 м (месторождение Ибджибдек). Удельные дебиты скважин на месторождениях Ибджибдек и Пуня достигают 3,1–5,7 л/с, а коэффициенты фильтрации определены в 2,4–13,5 м/сут. Питание водоносных горизонтов в основном происходит за счет атмосферных осадков, инфильтрации речных вод в весенний паводковый период. В верхней части гидрогеологического разреза, до уреза основных рек района, в зоне интенсивного водообмена формируются пресные гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевые воды с минерализацией – 0,02–0,6 г/л. Известняки зоны затрудненного водообмена содержат солончатые хлоридные натриевые воды с минерализацией – 2–4 г/л, иногда до 11 г/л с повышенным содержанием в сухом остатке воды стронция (до 1 %), воды принадлежат к рассолам выщелачивания и растворения каменных солей. Выходы этих вод на поверхность приурочены к тектоническим зонам дробления известняков. Такие выходы известны по р. Пуня (устье р. Нокуми, 0,4 км ниже устья р. Огня, в 1,8 км ниже устья руч. Ибджибдек), а так же по р. Терине, на ее правом берегу в 7 и 9 км выше впадения в нее руч. Семенов Дольчик и на р. Чадобец, на правом берегу в 2,5 км выше р. Пуни. Кроме повышенной минерализации в воде отмечается присутствие сероводорода. Эти воды являются минеральными и при необходимости могут использоваться в лечебных целях.

Тунгусский гидрогеологический район характеризуется галогенно-карбонатными отложениями. В опорной скважине ИС-1 (разрез приведен в таблице 22) (район Немба-Тарыдакского поднятия) на глубине от 107 до 1 760 м вскрыты трещинно-пластовые воды нижнекембрийских отложений, в составе которых имеются пласты каменных солей. Горизонт рассолов (минерализация – 242–335 г/л) выделяется в скважине в отложениях усольской свиты. Воды хлоридно-кальциевого состава с низкими значениями геохимических коэффициентов (хлор-бромного – 160 и натрий-хлорного – 0,75). В нижнебельской подсвите выделяются четыре горизонта рассолов (минерализация – до 310 г/л) хлоридно-кальциевого состава с повышенным содержанием сульфатов и низким значениями хлор-бромного (240) коэффициента. В булайской свите выделяется два горизонта хлоридных кальциевых рассолов (минерализация – до 300 г/л) с низкими значениями хлор-бромного (128) и натрий-хлорного коэффициентов.

Таблица 22

Опорный гидрохимический разрез по скважине ИС-1

Индекс возраста водоносной формации на разрезе	Преобладающий химический состав подземных вод	Степень минерализации подземных вод	Глубина вскрытия вод с разной минерализацией, м
C_2-T_1	Гидрокарбонатный кальциевый Сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый Хлоридный натриевый	Пресные воды (до 1 г/л)	0-107
C_{2-3}		Разные по минерализации воды с незакономерным распределением по площади и в разрезе	107-270
C_{1-2}	Хлоридный кальциевый	Рассолы (140-350 г/л)	270-1698
V_2-C_1	Хлоридный кальциево-натриевый	Разные по минерализации воды с незакономерным распределением по площади и в разрезе	1698-1760
V_{1-2}			1760-2360

Каменноугольно-пермский водоносный комплекс (С-Р) в пределах листа имеет широкое распространение. Он представлен песчаниками, аргиллитами, алевролитами и прослоями углей, залегание их субгоризонтальное. Выходы на поверхность способствуют проникновению в них

инфильтрационных вод, в результате чего в зоне активного водно-газового обмена формируются горизонты пресных подземных вод. Их разгрузка происходит по трещинам, на участках контактов водовмещающих пород с водоупорными. В долине р. Чадобец, а также рек Куроба и Бива установлено около 5–6 источников, вытекающих из этих отложений. Дебиты источников – 0,2–0,5 л/с, в среднем – 1–2 л/с. Воды порово-трещинно-пластового типа. Вода пресная (минерализация – менее 0,5 г/л), прозрачная с хорошими вкусовыми качествами и температурой 5–10 °С, химический состав разнообразен (гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный, кальциево-магниевый-натриевый, кальциево-магниевый). Состав вод выдерживается по всей площади.

Водоносная зона трещиноватости образований триаса (Т). В описываемом районе источники из этих отложений встречаются редко. По данным Л. Г. Анучина [82], в пробе из скважины, пробуренной в верховьях р. Ламнан, воды гидрокарбонатно-натриевого и гидрокарбонатно-кальциевого состава, с минерализацией не превышающей 0,3 г/л. Дебиты – 0,1–0,2 л/с. Это воды трещинные, неглубокой циркуляции. Также зафиксированы единичные источники подземных вод в долине р. Прав. Чибы. Воды прозрачные, без запаха, по типу – трещинные.

Водоносная зона трещиноватости долеритовых интрузий. В данном районе интрузии долеритов имеют широкое распространение. Форма их залегания весьма разнообразна. Наиболее распространены пластовые тела, они залегают в пермских и каменноугольных породах. Крупные пластовые тела прослеживаются на расстоянии десятков километров. Наблюдаемые в обнажениях трещины отдельности сильно расширены выветриванием. В связи с этим долериты наиболее обводнены в зонах их выветривания и по отдельным тектоническим трещинам. В верхней зоне экзогенного выветривания мощность водоносного горизонта – первые метры. Горизонт трещинных вод носит сезонный характер и может быть сдренирован или полностью проморожен. По составу эти воды гидрокарбонатно-магниевый-кальциевого типа с повышенным содержанием гидрокарбонатов натрия, с минерализацией – 0,2–0,3 г/л, воды насыщены кислородом. С выходами долеритов в долинах рек связано значительное число источников, дебиты которых в среднем составляют 3–6 л/с. Однако условия залегания долеритовых тел не позволяют предполагать в них больших запасов подземных вод, по-видимому, в ряде случаев долериты принимают воду из вмещающих пород.

Мел-палеогеновый водоносный комплекс (К-Р). Палеогеновые отложения встречаются по всей площади в верхних частях эрозионного среза на плоских водоразделах. Водовмещающими породами являются линзы песков с гравийно-галечным материалом, в некоторых случаях – бокситоносные. Часто линзы заключены в водоупорные глины и содержат напорные воды на глубине от 20–40 до 80–110 м. В районе Чадобецкого поднятия мел-палеогеновые отложения выполняют котловины, карстовые поля и воронки. Водообильность каменистых и рыхлых бокситов, по данным пробных откачек характеризуется удельными дебитами – 0,06–0,15 л/с. Коэффициенты фильтрации определены в 0,6–2 м/сут. Питание происходит главным образом за счет атмосферных осадков. Условия питания зависят от морфологии современного рельефа. Областью питания являются водоразделы, где выходы водоносных слоев близки к поверхности. На участках развития мерзлоты эти воды также обладают напором. По отдельным скважинам величины напоров достигают 20 м. Состав этих вод гидрокарбонатный кальциевый, минерализация – 0,3–1 г/л.

Водоносный горизонт четвертичных отложений образует первый от поверхности водоносный горизонт. Его выходы приурочены к основаниям и перегибам склонов, цокольным террасам, заболоченным водоразделам. Водоупором для них могут служить мерзлотные породы, глубина залегания которых колеблется от 0,2 до 4 м. Питание вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, частично за счет оттаивания сезонной мерзлоты. Разгрузка осуществляется по склонам в виде источников с дебитом – до 0,1–1 л/с. Воды пресные с минерализацией – 0,1–0,2 г/л, без запаха и цвета, холодные, часто с примесью органического вещества и железа. Гидрокарбонатные, кальциево-магниевые.

Химический состав природных вод по опорным водопунктам и месторождению Ибджибек приведен в таблицах 23, 24.

В качестве источников питьевого водоснабжения и для промышленных целей, помимо речных вод, наиболее оптимальным водоносным комплексом являются известняки нижнего кембрия в бассейне р. Пуни и р. Терини. Здесь возможно строительство линейных водозаборов инфильтрационного типа с производительностью – 2–10 тыс. м³/сут.

Таблица 23

Химический состав природных вод по опорным водопунктам (по данным Л. Г. Анучина [82])

Местоположение водоносного пункта	Возраст вмещающих пород	Дебит, л/с Понижение, м	Содержание основных компонентов химического состава, г/л/экв. %								Минерализация, г/л	Плотность, г/см ³	pH	Прочие данные
			K	Na	Mg	Ca	Cl	Br	SO ₄	HCO ₃				
Источник на правом берегу руч. Семенов Дольчик в районе пос. Центральный, на правом берегу р. Терины	RF ₂ dl	10	0,002/ 1,8	0,004/ 7,2	0,009/ 36	0,024/ 54	0,001/ -	н/о	0,001/ -	0,14/ -	0,144	1	7	NH ₄ – 0,0001 г/л; NO ₂ – 0,00003 г/л; F – 0,00058 г/л; H ₃ BO ₃ – 0,001 г/л
Устье руч. Жернового, на правом берегу р. Чадобец	V ₁₋₂ tg	1	0,003/ 1,6	0,016/ 14	0,033/ 54,2	0,030/ 30,7	0,1/ 6,1	н/о	0,003/ 1,3	0,256/ 91,9	0,24	1	7,25	NH ₄ – 0,0003 г/л; H ₃ BO ₃ – 0,01 г/л; F – 0,00038 г/л; H ₄ SiO ₄ – 0,019 г/л
Источник на р. Чадобец, в 4 км ниже устья р. Терины	Є	0,5-1	-	0,005/ 5	0,009/ 20	0,062/ 76	0,001/ -	-	0,004/ 2	0,244/ 98	0,327	-	7	t=2 °C; NH ₄ – 0,5 г/л
Источник на правом берегу р. Чадобец, в 2,6 км выше д. Пуни	Є	6,0	н/о	4,213/ 75,6	0,183/ 6,2	0,88/ 18,2	8,09/ 94,3	н/о	0,41/ 3,5	0,329/ 2,2	14,1	н/о	7	t=2 °C
Источник на правом берегу р. Чадобец, в 0,4 км ниже р. Индюги	C ₂₋₃	1,5		0,033/ 5,8	0,008/ 29,2	0,038/ 64,9	0,018/ 13,5		0,008/ 5,4	0,207/ 81,1	0,312		-	t=6,5 °C

Таблица 24

Характеристика вод по на месторождении Ибджибек

Породы	Na+K	Fe	Mg	Ca	Cl	NH ₄	SO ₄	HCO ₃	Минерализация, г/л	SiO ₂	pH	CO ₂	Жесткость	
													общ.	карб.
Коры выветривания	11,0	0,5	5,0	19,5	4,1	0,1	н/о	109,8	112,0	12,0	6,8	8,8	7,3	6,4
Коры выветривания	14,7	0,1	6,8	29,5	2,8	н/о	43,2	103,7	152,0	3,0	7,2	6,6	2,0	1,7
Коры выветривания	100,0	0,3	35,9	50,9	116,3	0,7	74,5	311,2	539,0	4,0	7,0	6,6	5,5	5,1
Известняки	25,3	0,8	43,3	18,8	15,6	н/о	19,3	292,9	272,6	3,0	7,0	н/о	4,5	4,5
Известняки	51,5	0,5	13,6	61,1	2,1	н/о	16,1	369,2	366,5	7,0	7,4	4,4	4,2	4,2
Известняки	10,4	0,3	18,5	47,9	2,8	н/о	9,5	250,2	218,4	4,0	8,2	8,8	3,9	3,9
Бокситы рыхлые и каменистые	22,8	0,3	18,6	25,5	1,4	н/о	22,6	201,4	193,9	1,0	7,4	8,8	2,8	2,8
Бокситы рыхлые и каменистые	17,0	0,3	24,2	49,3	5,2	н/о	22,0	280,7	260,4	2,0	7,0	8,8	4,5	4,5

В случае создания в районе крупных рудников и промышленных поселков, могут представлять интерес минеральные воды хлоридного натриевого типа с минерализацией от 2–4 до 11 г/л, а так же сероводородные источники, приуроченные к известнякам нижнего кембрия. Эти воды могут быть использованы в качестве столовых и лечебных минеральных вод.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Площадь расположена в пределах бореального, резко континентального климата, северо-таежного равнинного рельефа, разделенного на природные ландшафты, различающиеся по макрорельефу, литологии коренных пород, почвам, растительности.

По геоморфологическому строению площадь относится к низкому уровню Средне-Сибирского плоскогорья. Геоморфологические факторы активно влияют на характер проявления экзогенных геологических процессов и, в целом, контуры выделенных ландшафтных подразделений совпадают с границами геоморфологических комплексов и генетических типов четвертичных отложений.

Специализированные эколого-геологические работы на площади не проводились. Для геоэкологической оценки состояния территории использовались изданные и фондовые геологические материалы, результаты дешифрирования АФС и КС и авторская оценка современного состояния природной среды.

Природные ландшафты на площади подразделяются на элювиальный, трансэлювиальный и аккумулятивный.

Для **элювиального ландшафта** характерно *структурно-денудационное останцовое плато* (1*) на пластовых телах долеритов, туфогенно-осадочных породах, перекрытое дресвяно-щебнисто-глыбовыми, дресвяно-щебнисто-глинистыми отложениями (десерпций, элювий). Развиты таежно-подзолистые, низкогумусовые почвы и преимущественно лиственнично-сосновые, реже – смешанные леса. В пределах ландшафта развиты, в основном, процессы активной миграции, связанные с низкой поглощающей способностью скального субстрата. Поступление химического вещества происходит только из атмосферы, боковой привнос с грунтовыми и подземными водами практически отсутствует.

Трансэлювиальный ландшафт представлен *денудационными равнинами* (2) на карбонатно-терригенных и туфогенно-осадочных породах, инъецированных интрузиями долеритов и *денудационно-эрозионными ступенчатыми склонами* (3) на пластовых интрузиях долеритов, карбонатно-терригенных породах. Равнины и склоны перекрыты щебнистыми суглинками (десерпций и солифлюксий), суглинками и глинами (делювий и солифлюксий) и щебнисто-глыбовыми коллювиальными отложениями. Развиты дерново-подзолистые, мерзлотно-таежные почвы, смешанные леса. На междуречьях и склонах трансэлювиальных ландшафтов происходит транзит и сортировка химических веществ по степени их подвижности.

К **аккумулятивным ландшафтам** отнесены бугристо-западинные *поверхности верховых болот* (4) с торфяно-глеевыми почвами и сфагново-осоковой, кустарниковой растительностью; *слаборасчлененная озерная равнина* (5) с подзолистыми, торфяно-подзолистыми почвами и смешанными лесами и аллювиальные *поверхности поймы, надпойменных террас и фрагментов древних отмерших долин* (6). Вещество в аккумулятивных ландшафтах привносится поверхностными и подземными водами и накапливается в рыхлых наносах и почвах.

Геокриологические условия площади типичны для южной зоны многолетнемерзлых пород с прерывистым характером их развития. Глубина сезонного промерзания и протаивания пород составляет, в среднем, от 0,3 до 1,0 м. Минимальная мощность мерзлоты отмечается для суглинков пойм и нижних террас, озерных и болотных отложений, максимальная – для площадей развития мел-палеогеновых осадков и коры выветривания. Так, по данным бурения на месторождении Пуня многолетнемерзлые породы зафиксированы на глубине 60 м [116].

Радиометрические исследования, проводившиеся на площади попутно с поисковыми и геологосъемочными работами, зафиксировали монотонное, слабоинтенсивное гамма-поле с фоновым уровнем, меняющимся в зависимости от особенностей геологического строения. На осадочных отложениях отмечаются значения от 3 до 23 мкР/ч, на пикритах они достигают

* Здесь и далее номера на «Схеме эколого-геологических условий» – СЭГУ.

45 мкР/ч, на карбонатах – до 62 мкР/ч. В целом, радиоактивность по площади близка к фоновой и не представляет опасности для жизнедеятельности человека. Однако, в пределах Чукотского редкометалльно-редкоземельного и Центрального бокситового месторождений в ходе поисково-разведочных работ были зафиксированы аномалии радиационных доз, в соответствии с нормами НРБ (более $170 \cdot 10^{-2}$ мЗв/год), имеющие значимые последствия для биомассы. Повышенные значения радиоактивности (до 1 200–7 300 мЗв/год) связаны на месторождениях с выходами мел–палеогеновых охристо-глинистых образований коры выветривания и отложений подбокситовой толщи [95].

Степень интенсивности и опасности природного загрязнения площади оценивалась по результатам опробования потоков рассеяния величиной суммарного коэффициента загрязнения (Z_c) донных осадков. Локальные аномалии Sr, Mn, Nb, Сг с низким неопасным ($Z_c < 8$) уровнем природного загрязнения отмечаются в верховьях р. Семенов Дольчик и в приустьевой части р. Брус. Аномалии Nb, Ba, Pb, Zn с умеренно-опасным уровнем загрязнения $8 < Z_c < 16$ зафиксированы в районе Чукотского редкометалльно-редкоземельного месторождения, Mn, Sr, Ba, Сг – на севере листа, в долинах рр. Немба и Болак. Все аномалии являются природными и связаны с геохимической специализацией горных пород и рыхлых образований.

Комплекс современных экзогенных геологических процессов (ЭГП) связан как с проявлениями природных неблагоприятных факторов, так и с антропогенным воздействием.

Наиболее широко развитыми природными неблагоприятными факторами являются процессы заболачивания, распространенные как по долинам водотоков, так и на междолинных пространствах (аккумулятивные и трансэлювиальные ландшафты). Развитие этих процессов обусловлено переувлажненностью участков водораздельных пространств и пологих склонов, наличием водоупоров из многолетнемерзлых и глинистых пород, продуктов кор выветривания.

Другим природным неблагоприятным фактором в пределах элювиальных ландшафтов на трапповом субстрате является широкое распространение крупнообломочных подвижных осыпей, курумов, отдельных скальных останцов. Для крутых склонов типичны обвалы, различные осыпи, боковая и русловая эрозия.

Кроме этого, в полях распространения карбонатных, карбонатно-терригенных пород климинской, оленчиминской свит широко развиты формы рельефа, связанные с активным и погребенным карстом. Представлены они различными по размерам и глубине воронками, депрессиями, полями, заполненными рыхлыми осадочными отложениями.

Значительное влияние на ход экзогенных геологических процессов оказывают криогенные факторы, с которыми связаны термокарстовые явления и участки вспучивания грунтов.

Техногенное воздействие на современной стадии хозяйственного освоения площади не привело к формированию техногенных ландшафтов. На площади отсутствуют населенные пункты (плотность населения – менее 1 чел./км²) и крупные транспортные коммуникации. Антропогенная нагрузка включает, в основном, влияние геологоразведочных и нефтепоисковых работ. Объемы работ в составе ГСР-50, ГДП-50, поисково-разведочные работы на площади месторождений полезных ископаемых, не вызвали существенных изменений окружающей среды. Более заметное влияние на среду оказали проложенные для этих целей тракторные и вездеходные дороги круглогодичного действия, с эксплуатацией которых связаны основные участки активизации линейной эрозии (глубокие следы, колеи, переходящие в промоины и овраги).

Активизации современных экзогенных процессов (заболачивание, эрозия, термокарст) способствует и широкое (до 30 % площади) распространение разновозрастных гарей.

В целях сохранения в естественном состоянии высокопроизводительных лесов таежной зоны Среднесибирского плоскогорья, а также охраны и воспроизводства охотничье-промысловых, редких и исчезающих (сапсан, кобчик, беркут, черный аист, лесной северный олень и др.) видов животных и растений (гроздовник ланцетный, щитовник гребенчатый, можжевельник ложноказацкий, ветреница байкальская, Венерин башмачок и др.) в 2004 г. на территории листа образован Богучанский природный заказник общей площадью 201,2 тыс. га.

По современному состоянию естественных геосистем и характеру проявления экзогенных процессов площадь является территорией со спокойными экзо- и эндодинамическими условиями, нерегулярным проявлением слабых по интенсивности геологических опасностей, низким уровнем природных аномалий химических элементов, локальным развитием радиоактивных аномалий. Все ареалы, локальные участки и внесмасштабные проявления неблагоприятных природных геологических процессов отражены на СЭГУ.

Потенциальную опасность для окружающей среды и, в первую очередь, для подземных вод представляют соленосные слои в кембрийских отложениях, вскрываемых нефтепоисковыми скважинами в северной части площади.

Таким образом, на основе комплексной оценки общего экологического потенциала современное эколого-геологическое состояние среды площади листа оценивается как благополучное.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате ГДП-200 составлен комплект Госгелкарты-200/2 на лист О-47-IV (Пуня). Геологическая карта комплекта систематизировала все материалы предшествующих геологосъемочных, поисковых работ и тематических исследований. Карта составлена в соответствии с легендой Тунгусской серии и существенно отличается по детальности расчленения и изученности вещественного состава выделенных подразделений от Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 [59] первого поколения. Получены новые материалы, уточняющие геологическое строение территории, в результате чего внесены дополнения в легенду Тунгусской серии.

Для картирования рифейских, вендских, ниже- и среднекембрийских отложений в пределах Чадобецкого поднятия использованы местные стратиграфические подразделения. За пределами поднятия, впервые для площади листа, приводится полный разрез венд–кембрийских отложений, вскрытых нефтепоисковой скважиной ИС-1, глубиной 2 360 м. Составлены схемы сопоставления разрезов карбонатно-глинистых отложений венда, раннего и среднего кембрия. Проведена корреляция изученных разрезов площади с опорными разрезами других структурно-фациальных зон сопредельных территорий.

Впервые на площади закартированы отложения оленчиминской, черноостровской и вельминской свит, выделены маркирующие горизонты. Фаунистически подтвержден возраст карбонатных отложений нижнего–среднего кембрия. Получены палеонтологические данные о визейском возрасте нижней части тычанской свиты. Выделенные на площади терригенные отложения средней перми отнесены к кербовской свите и обоснован ее возраст палинокомплексом пеляткинского стратиграфического горизонта Сибирской платформы. Изучены разрезы и уточнен возраст мезозойско–кайнозойских осадков. На основе ревизионного палинологического анализа в отложениях мела–палеогена выделены местные стратиграфические подразделения в ранге толщ альб–туронского и маастрихт–датского возраста – центральная и подбокситовая толщи.

Закартированы палеоцен–эоценовые отложения мурожинской и олигоцен–миоценовые осадки бельской свиты. Получена дополнительная палинологическая характеристика, подтверждающая возраст отложений. Впервые на территории листа выделены и палеонтологически охарактеризованы осадки кирнаевской и кочковской свит.

С учетом новой классификации и современных представлений о процессах выветривания проведено описание площадных и линейных кор выветривания района. Проведен обзор точек зрения на генезис бокситов карстовой морфологической группы. Так называемая «кора выветривания по карбонатным породам» отнесена к полигенетическим карстовым образованиям.

Проведено расчленение магматических образований. Уточнены их границы на карте. Ангарский комплекс сибирских траппов, выделенный на Госгеолкарте первого поколения [59], расчленен на три комплекса: катангский, кузьмовский и агатский. Дана петрохимическая характеристика слагающих их пород, приведены разрезы, дана геохимическая и геофизическая характеристика, проведен сравнительный анализ разрезов со стратотипами. Щелочно-ультраосновные породы Чадобецкого поднятия, согласно серийной легенде, отнесены к мезозойскому комплексу, представленному тремя фазами внедрения: перидотитами и слюдястыми пикритами, карбонатитами, кимберлитами. Установлено их зональное площадное распространение, подчеркивающее их стадийное, разновозрастное образование. Подтверждена их металлогеническая специализация.

Впервые на территорию листа составлена карта неоген–четвертичных отложений масштаба 1 : 200 000, на которой выделены аллювиальные отложения поймы и трех надпойменных террас позднеплейстоцен–голоценового возраста, палюстринные голоценовые и лимноаллювиальные эоплейстоцен–раннеплейстоценовые отложения, а так же широкий набор нерасчлененных склоновых отложений. Карта сопровождается разрезами, схемой соотношений и корреляции четвертичных отложений, геоморфологической и эколого-геологической схемами. На пло-

щади листа выделены и охарактеризованы четыре типа рельефа: структурный, структурно-денудационный, денудационный и аккумулятивный. Приведена история развития рельефа. На эколого-геологической схеме отражены и охарактеризованы элювиальный, трансэлювиальный и аккумулятивный природные ландшафты, а также комплекс современных экзогенных геологических процессов, связанных с природными и антропогенными неблагоприятными воздействиями. Определена степень интенсивности эндогенных процессов и загрязнения площади химическими элементами. Дана комплексная авторская оценка современного экологического состояния площади.

На основе материалов опробования по потокам рассеяния проведено геохимическое районирование территории, выделены площадные литогеохимические аномальные ассоциации элементов-индикаторов щелочно-ультраосновного, карбонатитового и кимберлитового магматизма. Наряду с известными Чуктуконским и Накита-Теринским рудными полями в бассейне р. Нембы выделена высокоперспективная площадная очаговая геохимическая система проявления элементов-индикаторов кимберлитового магматизма.

На основе комплексной интерпретации геофизических работ, сейсморазведочных исследований по региональному профилю «Рассечка», материалов глубокого нефтепоискового бурения реконструирован план погребенных структур территории по кровле венда.

Проведено тектоническое районирование территории, определены пликативные и пликативно-блоковые структуры разных рангов, определена зональность распределения магматических образований на площади. Материалы сейсморазведочных работ по «Рассечке» с высокой степенью достоверности позволили на геологическом разрезе на большую глубину показать строение западного борта Чадобецкого поднятия и характер его взаимоотношения с окружающими структурами.

Проведено гидрогеологическое районирование территории. Выделено шесть гидрогеологических комплексов: рифейский, вендский, кембрийский, верхнепалеозойский, нижнемезозойский, среднемезозойско–нижнекайнозойский. Составлена гидрогеологическая схема. Охарактеризованы все типы подземных вод, даны рекомендации по использованию питьевых и лечебных вод.

Впервые на площадь листа составлена «Карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения». Выделены минерагенический этап и этап образования полезных ископаемых, установлена их генетическая связь с осадочными и магматическими породами. Проведено минерагеническое районирование территории. На основе структурных построений и использованных материалов нефтепоисковых работ, выделены погребенные положительные структуры перспективные на поиски углеводородов и алмазов. В пределах Чадобецкого бокситоносного рудного района оконтурены и прогнозируется Накита-Теринское, Тогоньское, Великандовское бокситоносные поля площадью 116 км² с суммарными прогнозными ресурсами P₃: бокситов – 14,15 млн т, железные руды – 3,2 млн т, руды титана (TiO₂) – 1,45 млн т. По комплексу поисковых критериев выделено Немба-Енболакское среднепалеозойское алмазоносное кимберлитовое поле с прогнозными ресурсами алмазов категории P₃ – 40 млн карат. Подготовленный комплект карт позволяет всесторонне оценить перспективы площади на полезные ископаемые, и в дальнейшем будет способствовать изучению района на предмет поисков алмазов, бокситов и разработки известных месторождений ниобия, редких земель и бокситов.

Вместе с тем, ряд вопросов геологического строения и развития территории остались не до конца решенными:

1. Требуется уточнение стратиграфии рифейских, вендских, кембрийских образований, т. к. она построена на фрагментарной информации, полученной по разрозненным обнажениям и скважинам.

2. Необходимо получить палеонтологическое обоснование большей части свит венда и кембрия.

3. Для оценки угленосности терригенных отложений карбона и перми необходимо изучить их полные разрезы.

4. Нерешенным остается вопрос о наличии в пределах Чадобецкого поднятия магматических образований щелочно-ультраосновного состава более ранних стадий активизации, чем мезозойская. В первую очередь, это касается кимберлитов, в связи с их перспективностью на алмазы. Требуется проведение дополнительного радиологического изучения пород щелочно-ультраосновного комплекса с помощью новых современных методов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П.* Поисковая минералогия алмаза. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2010. 623 с.
2. *Афанасьев В. П., Похиленко Н. П., Логинова А. М. и др.* Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. Т. 41, № 12, 2000. С. 1729–1741.
3. *Афанасьев В. П., Харьков А. Д., Соколов В. П.* Морфология и морфогенез гранатов из кимберлитового поля Якутии // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. №3, 1979. С. 88–89.
4. *Благовещенская М. Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист О-47 – Иланский. – М.: Госгеолтехиздат, 1958.
5. *Благовещенская М. Н.* Чадобецкое куполовидное поднятие // Инф. сб. ВСЕГЕИ. № 8. – Л.: ВСЕГЕИ, 1959. С. 71–82.
6. *Боголепов К. В.* Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. Стратиграфия и основы формационного расчленения. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. 149 с.
7. *Боярская Т. Д., Малаева Е. М.* Развитие растительности бассейнов Ангары и Алдана в плиоцен-плейстоцене // Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. – М.: Наука, 1967. С. 40–77.
8. *Будников В. И.* Закономерности осадконакопления в карбоне и перми на западе Сибирской платформы. – М.: Недра, 1976. 136 с.
9. *Бутаков Е. П., Виск Э. Г., Скоробогатых П. П.* Юдомий юго-запада Сибирской платформы. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 76–84.
10. *Вааг О. В., Матухин Р. Г. и др.* Палеогеография Ангаро-Подкаменно-Тунгусского субрегиона (время формирования тычанской свиты) и прогноз площадей сноса алмазов // В кн.: Вопросы алмазоносности юго-запада Сибирской платформы (материалы рабочего совещания по Тычанскому району). – Красноярск, 1991. С. 21–31.
11. *Волкова В. С. и др.* История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. – М.: Наука, 1970. С. 95–118.
12. Геология и генезис алмазных месторождений. Кн. 1. – М.: ЦНИГРИ, 1989. С. 18–19.
13. Геология и полезные ископаемые России. Восточная Сибирь. Т. 3 / Ред. Н. С. Малич. – СПб: ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
14. Геоморфологическая карта Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000 / Ред. С. Ф. Козловская. – М.: ВАГТ, 1970. 4 с.
15. *Глухов Ю. С.* Геология верхнепалеозойских отложений центральной части Тунгусской синеклизы Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н.). – Томск, 1981. 23 с.
16. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-(47),48 – Усть-Кут. Объяснительная записка / Ред. Е. К. Ковригина. – Л.: Ленинградская Картфабрика объединения «Аэрогеология», 1984. 172 с.
17. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист О-46(47) – Красноярск. Объяснительная записка / Ред. Е. К. Ковригина. – Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 167 с.
18. *Дашкевич Н. Н.* Тектоническое районирование фундамента и проблема краевых прогибов в западной части Сибирской платформы // В кн.: Проблемы геологии древних платформ. – Красноярск: Красноярское книжное издательство, 1973. С. 75–86.
19. *Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Яскевич В. И.* Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития // В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. – М.: Наука, 1970. С. 180–188.
20. *Донова Н. Б.* Палиностратиграфия пограничных отложений нижнего–среднего карбона Южно-Минусинской впадины (Автореф. дисс. к. г.-м. н.). – Томск, 2006. 22 с.
21. *Донова Н. Б.* Модель формирования ангарских палинокомплексов начала позднепалеозойского этапа седиментогенеза // Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангариды и сопредельных территорий (Материалы коллоквиума. Москва, 31 марта–3 апреля 2009 г.). – М.: ГЕОС, 2009. С. 40–43.
22. *Донова Н. Б.* Стратиграфическое положение промежуточных коллекторов алмазов Ковино-Кординской минерагенической зоны // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири (Материалы юбилейной научно-практической конференции). – Красноярск, 2010. С. 247–251.

23. *Донова Н. Б.* Палинологическое обоснование пермских отложений на Чадобецкой площади (междуречье рек Ангара–Подкаменная Тунгуска) // Проблемы современной палинологии (Материалы XIII Российской палинологической конференции). Т. I. – Сыктывкар, 2011. С. 130–131.
24. *Дукарт Ю. А., Блажкун Д. В. и др.* О нижнем карбоне юго-восточной части Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. № 6, 1986. С. 35–41.
25. *Забиров Ю. А., Стреляев В. И.* Геологическое строение Чадобецкого поднятия по результатам крупномасштабного картирования // Проблемы геологии и металлогении Сибири. – Томск: Изд-во Томского университета, 1969. С. 80–92.
26. *Замараев С. М.* Древняя структура земной коры Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.
27. Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. – М.: Наука, 1971. 41 с.
28. *Калинин Ю. А., Росляков Н. А.* Модель переноса и концентрации золота в процессах выветривания (на примере золотоносных кор выветривания Сибири) // Тез. докл. XIII междунар. совещания по геологии россыпей и кор выветривания. – Пермь: ПГУ, 2005. С. 89–91.
29. *Кириченко Г. И.* К стратиграфии отложений нижнего палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске // Тр. ВСЕГЕИ. Вып. 1, 1950. С. 87–98.
30. *Конторович А. Э., Изосимова А. Н. и др.* Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. Т. 37, № 8, 1996. С. 166–195.
31. *Кочнев Б. Б.* Обстановки осадконакопления ванаварской свиты венда Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 16, № 1, 2008. С. 22–33.
32. *Крюков А. В., Ваг О. В., Мкртычян А. К.* Новый пиропоносный коллектор на юге Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. № 4, 1989. С. 56–64.
33. *Кулькова И. А., Лаухин С. А.* Флора континентального палеогена Енисейского края по палинологическим данным. – М.: Наука, 1975. С. 41.
34. *Кырвел В. Э., Кырвел Н. С., Мирошников А. Е.* Особенности строения средне-верхнекембрийской пестро-красноцветной толщи западной части Сибирской платформы // В кн.: Вопросы палеогеографии, вулканизма и металлогении позднего докембрия и палеозоя юга Средней Сибири. – Красноярск, 1972. С. 133–151.
35. *Лаухин С. А.* Верхний плейстоцен юго-запада Сибирской платформы // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. С. 84–101.
36. *Лаухин С. А.* Первые U/Th-даты континентальных отложений верхнего плейстоцена Сибири и их значение для стратиграфии и геохронологии // Вестник археологии, антропологии и этнографии. № 9, 2009. С. 167–182.
37. *Лаухин С. А., Дроздов Н. И., Панычев В. А., Орлова Л. А.* Усть-Кова на Ангаре – самая древняя датированная радиоуглеродным методом палеолитическая стоянка между Уралом и Леной // Докл. АН СССР. Т. 254, № 1, 1980. С. 182–185.
38. *Левина А. П., Лейтциг А. В. и др.* Олигоценовые и миоценовые отложения на юго-западе Сибирской платформы // Литолого-формационный анализ осадочных толщ / Под ред. В. И. Богатова, В. П. Казаринова. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1962. С. 10–13.
39. *Лейтциг А. В., Левина А. П., Александрова А. Н.* Эоценовые отложения юго-западной части Сибирской платформы // Палеоген и неоген Сибири. – Новосибирск: Наука, 1978. С. 86–92.
40. *Лейтциг А. В., Левина А. П. и др.* Мезо–кайнозойские ритмы и особенности бокситонакопления в Нижнем Приангарье // Проблемы генезиса бокситов. – М.: Наука, 1975. С. 186–192.
41. *Лейтциг А. В., Левина А. П., Ясаманов Н. Я. и др.* Стратиграфия и условия формирования мезо–кайнозойских бокситоносных отложений юго-запада Сибирской платформы. – М.: Недра, 1976. 128 с.
42. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А.* Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // В кн.: Петрография Восточной Сибири. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 5–70.
43. *Малич Н. С.* Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Сибирская платформа. Т. 4. – Л., 1987. 447 с.
44. *Мельников Н. В.* Стратиграфические несогласия в разрезе венда Катангской седловины // Геология и геофизика. № 4, 1984. С. 27–36.
45. *Милалашев В. А.* Трубки взрыва. – Л.: Недра, 1984. 11 с.
46. *Мирошников А. Е., Лайкевич С. С., Шклярник Г. К.* Приангарский меденосный бассейн (МинГео СССР, СНИИГГИМС, Красноярское отделение). – М.: Недра, 1981. 112 с.
47. *Михайлов Б. М.* Фациальные типы рудоносных кор выветривания и их эволюция в истории Земли // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. – М.: Наука, 1977. С. 22–32.
48. *Мкртычян Г. А.* Вещественный состав и условия формирования промежуточных коллекторов алмазов в Тычанском районе (юго-запад Тунгусской синеклизы) (Автореф. дисс. к. г.-м. н.). – Красноярск, 1997. 20 с.
49. *Мкртычян Г. А., Обух В. В., Варганов А. С., Лаврова Г. И.* Кимберлитовые породы на юго-востоке Енболакской алмазопроисходной площади // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып. 6. – Красноярск, 2003. С. 174–191.
50. *Панова Л. А.* Оligоцен Западно-Сибирской низменности // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. – М.: Наука, 1971. С. 40–50.
51. *Петерсон Л. Н., Мкртычян Г. А.* Новые данные о расчленении верхнепалеозойских отложений на Тарыдакской площади // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. – Красноярск, 1998. С. 83–91.
52. *Попова Н. Н.* Геология и полезные ископаемые кайнозойских отложений северо-западной части Восточного Саяна (Дисс. к. г.-м. н.). – Новосибирск, 2008. С. 5–8.

53. *Разумова В. Н.* К вопросу о происхождении бокситов // Процессы континентального литогенеза. – М.: Наука, 1980. С. 60–92.
54. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы средней Сибири. Ч. II. Средний и верхний палеозой. – Новосибирск, 1982. 127 с.
55. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системы средней Сибири. – Новосибирск, 1979. 215 с.
56. Решения четвертого межведомственного стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. – Новосибирск, 1989. 64 с.
57. *Сердюк З. Я.* Новые данные о бокситоносности Западно-Сибирской плиты // Тр. X совещания комиссии по осадочным породам при ОИГГ АН СССР. 1975. 175 с.
58. *Сердюк С. С.* Научно-техническое обоснование геологической отрасли Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 2005. С. 15–18.
59. *Скляр Р. Я.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Ангаро-Ленская. Лист О-47-IV. Объяснительная записка. – М., 1971. 96 с.
60. *Слукин А. Д.* Латеритные коры выветривания терригенных отложений и щелочных ультраосновных пород Чадобецкого поднятия // Кора выветривания. Вып. 12. – М.: Наука, 1973. С. 44–54.
61. *Старосельцев В. С.* Тектонические обоснования районирования Ленно-Тунгусской нефтегазоносной провинции. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1985. 136 с.
62. Стратиграфический словарь. – Л.: Недра, 1977. 186 с.
63. Стратиграфический словарь СССР / Под ред. Б. К. Лихарева и др. – М., 1956. 255 с.
64. Стратиграфия и нефтегазоносность венда–верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы // Материалы рабочего совещания КНИИГиМС. – Красноярск: КНИИГиМС, 2001. 104 с.
65. Стратиграфия нефтеносных бассейнов Сибири / Мельников Н. В. и др. – Новосибирск: Гео, 2005. 269 с.
66. *Струнин Б. М., Выборнов Г. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. Лист Р-47-XXXIV. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1976. 92 с.
67. *Табакский И. М.* Неотектонические структуры Енисейского кряжа и прилегающих окраин Сибирской платформы // Закономерности развития рельефа Северной Азии. – Новосибирск: Наука, 1982. 113 с.
68. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГиМС, 2010. 90 с.
69. *Федотова Г. Э.* Метод поисков и оценки продуктивности кимберлитового магматизма // Геохимические методы поисков неметаллических полезных ископаемых. – М., 1990. С. 5–15.
70. *Фрадкина А. Ф.* Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений северо-востока России // Тр. ИГТИМ. Вып. 806. – Новосибирск, 1995. С. 15.
71. *Цейтлин С. М.* Геология палеолита Северной Азии. – М.: Наука, 1979. 284 с.
72. *Цыкин Р. А.* Древний и современный карст Енисейского кряжа и его минерагения // Геология и геофизика. № 5, 1988. С. 33–42.
73. *Цыкин Р. А.* Распространение и ресурсный потенциал покрытого карбонатного карста // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Вып. 6. – Красноярск: РИЦ КНИИГиМС, 2005. С. 146–148.
74. *Цыкин Р. А., Попова Н. Н.* Кайнозой северо-западной части Восточного Саяна // Геология и минерагения. – Красноярск: Изд-во Сибирского федерального университета, 2009. 155 с.
75. *Цыкин Р. А., Попова Н. Н.* Кайнозой нижнего Приангарья // Геология и полезные ископаемые. – Красноярск: Изд-во Сибирского федерального университета, 2010. 145 с.
76. *Черкасов Г. Н., Сержантова Е. А.* Рудоносные карсты и трубки взрыва в карбонатных отложениях Средней Сибири // Мат-лы II Всероссийского литологического совещания и VIII Всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. – Сыктывкар, 2001. С. 101–103.
77. *Шенфильд В. Ю., Диденко А. Н., Карлова Г. А., Пятилетов В. Г.* Проблемы стратиграфического расчленения и межрегиональной корреляции докембрийских отложений Чадобецкого поднятия // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. – Новосибирск: ИГиГ, Сибирское отделение, 1982. С. 50–82.
78. *Шибистов Б. В.* Приангарская бокситоносная провинция. – Красноярск: Красгео, 1971. 137 с.
79. *Шибистов Б. В.* Латериты и континентальные бокситы. – Красноярск: Красгео, 2000. С. 167–176.
80. *Шкодзинский В. С., Зольников Г. В.* Декомпрессионное затвердевание кимберлитового расплава и генезис кимберлитовых диатрем и брекчий // Геология и геофизика. Т. 36, № 12, 1995. С. 99–104.

Фондовая

81. *Амосов М. А.* Чадобецкая группа бокситовых месторождений в Красноярском крае (Отчет с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1978 г.). – Красноярский ТФГИ, 1978.
82. *Анучин Л. Г.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Чадобецкого поднятия на площади листов О-47-20-А, Б, В, Г; О-47-21 (а, в), В (а, в) и общие поиски месторождений редких металлов и фосфатных руд. – Красноярский ТФГИ, 1992.
83. *Ахметшин В. А., Ахметшина А. К., Германов Е. К., Овечкина А. Г.* Отчет о работах Теринской геофизической партии за 1961 год на северо-западной окраине и в центральной части Чадобецкого поднятия. – Красноярский ТФГИ, 1961.
84. *Бабинцев А. Ф., Попов А. Н., Гутина О. В.* Составление единой корреляционной схемы верхнепротерозойских отложений внутренних районов юго-западной части Сибирской платформы и ее обрамления (включая Енисейский кряж). – Красноярск: КНИИГиМС, 2003.

85. *Бабушкин В. Е.* Поиски железоалюминиевого сырья для электротехнического способа переработки на Чадобецком поднятии. – Красноярский ТФГИ, 1990.
86. *Балицкий Д. К.* Оценка перспектив бокситовосности мезо–кайнозоя южного Приангарья (Отчет по теме В.7.1/433). – Красноярский ТФГИ, 1992.
87. *Божко В. В., Мкртычян Г. А.* Геолого-минерагеническое картирование масштаба 1 : 200 000 на Северо-Чадобецкой площади (Информационный отчет Северо-Чадобецкой партии за 1993–1995 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1995.
88. *Божко В. В., Мкртычян Г. А., Обух В. Е.* Поисковые ревизионные рекогносцировочные геолого-геофизические работы в южной части Тычанского района (Отчет Кординской партии за 1989–1993 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1993.
89. *Бормотова С. В., Дашкевич Н. Н.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ зондированиями МПВ Ошаровской ас/п № 21/79-80 с целью изучения структурного плана поверхности фундамента Катанской седловины и юго-восточной части Байкитской седловины. – Красноярский ТФГИ, 1980.
90. *Бормотова С. В., Дашкевич Н. Н.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ ТЗ МПВ Чадобецкой аэросейсмической партии № 74/80-82 по региональным профилям междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски (Чадобецкая площадь). – Красноярский ТФГИ, 1981.
91. *Бутакова Е. Л.* Щелочные интрузии Восточной Тувы // Закономерности развития магматизма Алтае-Саянской складчатой области (Отчет по теме № 65). – Л., 1963.
92. *Варганов А. С.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 в южной части Сибирской платформы на Подкаменно-Тунгусской площади. Листы Р-47-XXXIII, XXXIV. – Красноярский ТФГИ, 2003.
93. *Варганов А. С.* ГДП-200 в пределах Чадобецкой площади. Лист О-47-IV (Отчет о результатах работ за 2008–2010 гг.). – Красноярский ТФГИ, 2010.
94. *Варганов А. С., Бармин В. А.* Создание комплекта Государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-46 – Северо-Енисейск. – Красноярский ТФГИ, 2005.
95. *Власов В. С.* Поиски фосфатных руд на Чадобецком поднятии в пределах Чуктуконской и Теринской антиклиналей. – Красноярский ТФГИ, 1988.
96. *Волобуев М. И.* Определение абсолютного возраста пород и минералов Красноярского края (Отчет радиологической партии Енисейской экспедиции МГУ за 1965–1968 гг.). – М., 1968.
97. *Гейда М. В., Вальчак В. И.* Поисковые сейсморазведочные и гравиразведочные работы на Средне-Чадобецкой площади. – Красноярский ТФГИ, 1991.
98. *Германов Е. К., Ахметшина А. К., Ахметшин В. А.* Отчет о работах Теринской геофизической партии в центральной части Чадобецкого поднятия. – Красноярский ТФГИ, 1961.
99. *Глухов Ю. С. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Нижней Тунгуски и Чуни (Отчет Таймуринской опытно-производственной партии КГСЭ КГУ). – Красноярск, 1974.
100. *Гутина О. В.* Совершенствование схемы расчленения и корреляции рифейских отложений юго-западной части Сибирской платформы в пределах Красноярского края (Отчет КНИИГиМС). – Красноярск, 1996.
101. *Дашкевич Н. Н.* Структурная схема поверхности кристаллического фундамента западной части Сибирской платформы и приенисейской полосы Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1 : 1 500 000 (Енисейгеофизика). – Красноярский ТФГИ, 1986.
102. *Дашкевич Н. Н., Стародубов Г. С.* Аэрогеофизические исследования и наземная проверка аномалий в пределах листов О-47-А, Б. – Красноярский ТФГИ, 1960.
103. *Дека А. А.* Поисковые сейсморазведочные работы МОГТ и электроразведочные работы ЗСБ масштаба 1 : 100 в пределах юго-западного окончания Иркинеево-Оскобинского вала и северной части зоны Ангарских складок. Листы О-47-III, IV, VIII, IX (Отчет о результатах работ Богучанской с/п № 25/90-92 Енисейгеофизика). – Красноярский ТФГИ, 1992.
104. *Дека А. А.* Сейсморазведочные работы МОГТ и электроразведочные работы ЗСБ в зоне Ангарских складок (Отчет о результатах работ Богучанской геофизической партии № 34 91-93). – Красноярский ТФГИ, 1993.
105. *Дека А. А.* Геологическое строение центральной части Ангарских складок (Отчет Ангарской тематической партии № 204/95-97). – Красноярский ТФГИ, 1997.
106. *Донов А. Н. и др.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в бассейне рек Немба-Тарыдак (Информационный отчет о результатах работ Тарыдакской партии за 1992–1995 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1995.
107. *Донов А. Н., Мкртычян Г. А. и др.* Поиски месторождений алмазов на Хушмуканском и Тарыдакском участках в Тычанском алмазоносном районе (Отчет о результатах алмазопроисковых работах на Тарыдакской площади за 1994–1998 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1999.
108. *Душкин С. В.* Региональные сейсморазведочные работы МОГТ в междуречье р. Подкаменная Тунгуска–Чуны (Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ Пуньской с/п № 101/86-87). – Красноярский ТФГИ, 1987.
109. *Душкин С. В.* Результаты сейсморазведочных работ на Кординской площади (Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ Пуньской с/п. № 18 за 1989-90 гг. Красноярский ТФГИ, 1990.
110. *Душкин С. В., Сергеева Т. Н.* Поисковые сейсморазведочные работы МОГТ на Бедошеминской площади. (Отчет о результатах сейсморазведочных работ Пуньской с/п № 117/88-89). – Красноярский ТФГИ, 1989.
111. *Евграфов А. А.* Дополнение к отчету // Создание опорного профиля «Алтай–Северная Земля». – Красноярский ТФГИ, 2004.
112. *Жураковский Б. А.* Отчет об аэромагнитометрических работах Зелеевской аэрогеофизической партии за 1963 г. – Мотыгино, 1964.

113. Жураковский Б. А., Шварников С. Н. Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Чадобецкой площади. Листы О-47-20-А, Б, В, Г; О-47-21-А-а, в; В-а, в (Отчет Татарской и Ванаварской партий за 1989–1991 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1991.
114. Забиров Ю. А. Результаты поисковых работ по оценке перспектив бокситоносности междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски. – Красноярский ТФГИ, 1973.
115. Забиров Ю. А. Оценка бокситоносности площадей, прилегающих к Чадобецкому бокситоносному району. – Красноярский ТФГИ, 1975.
116. Забиров Ю. А., Стреляев В. И. Геологическое строение Чадобецкого бокситоносного района масштаба 1 : 50 000 (Окончательный отчет Великандинской геологосъемочной партии за 1963–1967 гг.). – пос. Мотыгино. Красноярский ТФГИ, 1967.
117. Зонина О. В. Общие поиски месторождений ниобия на Чуктуконском поднятии. – Красноярский ТФГИ, 1985.
118. Камышев Ю. И. и др. Геологический отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным Верхне-Пенченгийской партией на Чадобецком поднятии в 1958 г. – Красноярский ТФГИ, 1959.
119. Ким С. Л. Геологический отчет о результатах структурно-колонкового бурения на Тайгинской площади в 1968–1969 гг. – Красноярскнефтегазразведка, 1970.
120. Кириченко В. Т. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист О-47 – Братск. Объяснительная записка. – Красноярский ТФГИ, 2009.
121. Киселев О. Н., Середина Б. Н. Отчет о работах Средне-Чадобецкой геофизической партии за 1961 год на юго-западной окраине Чадобецкого поднятия и Кординской антиклинали зоны Ангарских складок. – Красноярский ТФГИ, 1962.
122. Ключас В. И. Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 на Теринской площади. – Красноярский ТФГИ, 1995.
123. Колякин В. М. Совершенствование серийной легенды Госгеолкарты-200 (Енисейская серия) в части расчленения и корреляции четвертичных отложений. – Красноярск: ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», 2000.
124. Кошук Е. В. Региональные сейсморазведочные работы (Отчет о результатах опытно-методических работ Оморинской с/п № 42/92-94). – Красноярский ТФГИ, 1994.
125. Крюков А. В. и др. Результаты ревизионных поисковых работ на алмазы на Шушукском поднятии Верхне-Тычанского района (Отчет Шушукской партии ГСЭ за 1968–1975 гг. и Верхнекатанской партии Северо-Енисейской экспедиции за 1971 г. ГСЭ КГУ). – Красноярский ТФГИ, 1975.
126. Крюков А. В. и др. Алмазоносность и перспективная оценка территории Красноярского края на алмазы. Объяснительная записка к карте алмазоносности Красноярского края масштаба 1 : 500 000. – Красноярский ТФГИ, 1981.
127. Крюков А. В., Зимин А. М. Составление карты алмазоносности Красноярской части Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000. – Красноярский ТФГИ, 1997.
128. Крюков А. В., Зимин А. М. и др. Поиски алмазов в бассейне средних течений рек Подкаменной Тунгуски и Ангары (Отчет Кординской полевой партии за 1980–1984 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1984.
129. Крюков А. В., Зимин А. М., Микрюкова Л. Н. Составление прогнозной карты алмазоносности Байкитской антеклизы масштаба 1 : 500 000 (Отчет прогнозной партии ЦГСЭ). – Красноярский ТФГИ, 1992.
130. Крюков А. В., Померанцев Б. Л. Поиски алмазов в западной части Байкитской антеклизы Верхне-Вельминской партии за 1985–1998 гг. – Красноярский ТФГИ, 1998.
131. Кузнецов В. Л., Бгатова Г. Ф. Отчет о результатах сейсморазведочных работ зондированиями МПВ-МОВ Тунгусской ас/п № 5/76-77 в междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски. – Красноярский ТФГИ, 1977.
132. Кумец В. К. Отчет о выполнении рекомендаций ТКЗ СССР и ликвидационных работах по детальной разведке Чадобецкой группы месторождений бокситов. – Красноярский ТФГИ, 1981.
133. Курганьков П. П., Кузьмин И. А., Чурилин М. А. Оценка перспектив коренной алмазоносности юга Сибирской платформы в пределах Красноярского края. – Красноярск: ГПКК «КНИИГИМС», 2004.
134. Лапин В. Г. Отчет по теме 0.150.01.04: Разработать геохимические и минералого-технологические критерии практической оценки главных типов редкометалльных кор выветривания карбонатитов Енисейского кряжа и Чадобецкого поднятия и дать рекомендации по направлению... – Красноярский ТФГИ, 1987.
135. Лапин А. В., Пятенко И. Н., Усова Т. Ю. Выявить перспективы Чадобецкого поднятия на редкие металлы и дать рекомендации по разведке и освоению редкометалльных руд. – М., 1990.
136. Легенда Ангаро-Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье издание). – Красноярск: ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2008.
137. Легенда Тунгусской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание). – Красноярск: ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», 1998.
138. Ломаев В. Г. Промышленные технологические испытания руд Чуктуконского месторождения (Информационный отчет о результатах незавершенных работ). – Красноярский ТФГИ, 2005.
139. Ломаев В. Г. Отчет о промышленной оценке и технологических испытаниях руд Чуктуконского месторождения. – Красноярский ТФГИ, 2007.
140. Ломаев В. Г., Кузьмин В. И. Полупромышленные испытания руд Чуктуконского месторождения (Отчет с подсчетом запасов Чуктуконского месторождения по состоянию на 01.01.2006 г.). – Красноярск: ГПКК «КНИИГИМС», 2006.
141. Ляхов С. В. и др. Составление структурно-тектонической схемы фундамента Байкитской НГО масштаба 1 : 500 000 на основе комплекса геолого-геофизических данных (Отчет тематической партии № 203/95-96). – Красноярский ТФГИ, 1996.

142. *Мальцев Ю. М.* Отчет о результатах работ по космо-фотогеологическому картированию масштаба 1 : 500 000 между нижним течением рр. Нижней и Подкаменной Тунгусок и Ангары за 1980–1983 гг. – Красноярск, 1983.
143. *Матухин Р. Г. и др.* Литолого-фашиальное изучение карбонового алмазоносного коллектора с целью выявления условий его образования (юго-запад Тунгусской синеклизы) (Отчет по объекту № 1423602/569/213). Кн. 1, 2. – Новосибирск. Красноярский ТФГИ, 1992.
144. *Махлаев М. Л., Комаров В. В., Перфилова О. Ю. и др.* Легенда Ангаро-Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 (третье издание). – Красноярский ТФГИ, 2008.
145. *Мирошников А. Е.* Выявление закономерности локализации медных руд, выбор и обоснование первоочередных участков их поисков в Приангарском меденосном бассейне (Отчет о научно-исследовательской работе). – Красноярск, 1983.
146. *Мишин О. Ф., Гладышев В. Н.* Отчет о результатах поисковых сейсморазведочных работ МОГТ и электроразведочных работ ЗСБ на правобережной площади. – Красноярский ТФГИ, 1985.
147. *Мкртычян Г. А.* Поиски месторождений алмазов на Енболакской площади в Красноярском крае. – Красноярский ТФГИ, 2005.
148. *Мкртычян Г. А., Донов А. Н., Обух В. Е.* Поиски месторождений алмазов на Тарыдакской площади в 1999–2003 гг. (Отчет о незавершенных геолого-поисковых работах за 1999–2000 гг.). – Красноярский ТФГИ, 2001.
149. *Мкртычян Г. А.* Геолого-минерогеническое картирование масштаба 1 : 500 000 (ГМК-500) южной части Эвенкийского автономного округа на алмазы (Отчет о результатах работ за 2005–2008 гг.). – Красноярский ТФГИ, 2008.
150. *Москалев В. А. и др.* Вещественно-структурные комплексы, вулканоплутонические структуры и разломы междуречья Чуни и среднего течения Ангары. Листы Р-47-Г; О-47-IV, V, VI, X (31, 32), XI (33) (Отчет Центральной аэрокосмогеологической партии о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 500 000 междуречья Чуни и среднего течения Ангары, проведенном в 1988–1990 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1990.
151. *Петерсон Л. Н.* Биостратиграфическое обоснование предкавказских пиропоносных коллекторов в Тычанском районе. – Красноярский ТФГИ, 1995.
152. *Петерсон Л. Н.* Палеонтологическая характеристика алмазоносных коллекторов на Тычанской площади. – Красноярский ТФГИ, 2000.
153. *Писарев В. Г.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 на Чадобецкой площади (Отчет Северо-Енисейской геофизической партии за 2000–2001 гг.). – Красноярский ТФГИ, 2002.
154. *Полунина Л. А.* Интрузивные траппы среднего течения р. Ангары (Отчет трапповой партии за 1960–1961 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1961.
155. *Полунина Л. А., Афанасьева М. Н.* Магматические породы нижнего и среднего течения рр. Чадобец и Терины (бассейн р. Ангары) (Отчет Чадобецкой Петрографической партии по работам 1956 г.). – Красноярский ТФГИ, 1957.
156. *Померанцев Б. Л., Крюков А. В. и др.* Поиски алмазов в западной части Байкитской антеклизы на площади верхнего течения рр. Бол. Пит, Горбилук, Тохомо, Камо и Вельмо. – Красноярский ТФГИ, 1988.
157. *Попов П. А.* Ископаемые грибы мезо–кайнозойских отложений Енисейского кряжа и юго-восточной части Западно-Сибирской низменности и их значение как стратиграфических, геологических и палеогеографических показателей (Отчет Приенисейской партии). – Красноярск, 1961.
158. *Поспеев В. В., Поспеев В. И. и др.* Оценочные рекогносцировочные работы методом ГМТЗ в Тычанском алмазоносном районе (Отчет по теме № 142341-92/66). – Иркутск, 1992.
159. *Романов Е. К.* Отчет о работе Теринской геофизической партии в центральной части Чадобецкого поднятия. – Красноярский ТФГИ, 1961.
160. *Руденко А. Д., Абрамова В. А. и др.* Отчет по работам Чадобецкой поисковой партии за 1959 год. – Красноярский ТФГИ, 1960.
161. *Сапронов Н. Л., Москалев В. А.* Составление мелко- и среднемасштабных карт геологической интерпретации результатов дешифрирования МАКС кимберлитовых районов юга Сибирской платформы (1991–1994 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1995.
162. *Сафронов М. Ю.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 в юго-западной части Сибирской платформы на Тычанской площади. – Красноярский ТФГИ, 2000.
163. *Семенов Б. Г.* Отчет Чадобецкой гравиметрической партии за 1964 г. – Красноярский ТФГИ, 1964.
164. *Склярков Р. Я.* Геологическое строение Чадобецкого сводового поднятия (Отчет Теринской ГСП за 1961 г.). – Красноярский ТФГИ, 1962.
165. *Сорокин Ю. Д.* Поисково-оценочные работы на Чуктуконском фосфатно-редкометалльном проявлении (Отчет Восточной партии по работам 1989–1993 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1993.
166. *Сурков В. С., Старосельцев В. С.* Глубинное строение Байкитской антеклизы и Тычанского алмазоносного района. – Новосибирск, 1996.
167. *Сурков В. С., Старосельцев В. С.* Строение земной коры междуречья Подкаменной Тунгуски и Ангары (Отчет по контракту № 28 с Красноярскгеолкомом). – Новосибирск, 1998.
168. *Тоболов В. К., Тоболова Л. Я.* Результаты региональных электроразведочных работ методом ТТ-МТЗ масштаба 1 : 200 000 в среднем течении течения р. Подкаменная Тунгуска (Отчет Подпорожной ЭРП № 103/81-82). 1982.
169. *Тоболов В. К., Тоболова Л. Я.* Результаты региональных электроразведочных работ методом ТТ-МТЗ масштаба 1 : 200 000 в среднем нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска (Ошаровская ЭРП № 53/82-83). 1983.

170. *Тоболов В. К., Тоболова Л. Я., Овелян С. П.* Региональные электроразведочные работы методами ТТ, МТЗ масштаба 1 : 200 000 в бассейне р. Чадобец (Терьская ЭРП № 44/84-85). 1985.
171. *Филатов В. Ф.* Геоморфология юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского кряжа в связи с оценкой перспектив бокситоносности. – Красноярский ТФГИ, 1971.
172. *Цакулов Б. Г., Скляр Р. Я.* Геологическое строение бассейна р. Пуня (Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 Теринской партии в 1960 г.). – Красноярский ТФГИ, 1961.
173. *Цакулов Б. Г., Суханов В. Н., Цакулов С. А.* Промежуточный отчет о результатах поисково-разведочных работ и предварительной разведки бокситов на Иркинеевском выступе за 1968 год. – Красноярский ТФГИ, 1969.
174. *Чапурин А. К.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 в междуречье Ангары–Подкаменной Тунгуски (Ванаварская площадь) (Отчет Тунгусской партии по работам 1982–1986 гг.). – Енисейск, 1986.
175. *Четвергов А. П.* Отчет о работах Тунгусской гравиметрической партии за 1964 г. – Красноярский ТФГИ, 1964.
176. *Чусов М. В.* Результаты бурения поисковой скв. 1 на Исчухской площади. – Красноярский ТФГИ, 2011.
177. *Шепиленко А. М.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ Датминской с/п № 48/81-82 в междуречье Подкаменной Тунгуски, Иркинеевой и Чадобца. – Красноярский ТФГИ, 1982.
178. *Шибистов Б. В.* Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000 и аэромагнитная съемка масштаба 1 : 10 000 на Енболакской площади. – Красноярский ТФГИ, 2004.
179. *Юркин В. И. и др.* Кимберлитовые трубки Чадобецкого поднятия и перспективы их алмазоносности (Окончательный отчет Чадобецкой ПСП за 1961–1963 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1964.
180. *Яскевич В. И., Семенов Б. Г.* Получение гравиметрической карты масштаба 1 : 200 000 с целью получения глубинной тектоники. Лист О-47-IV (Отчет о результатах работ Чадобецкой ГП Центральной геофизической экспедиции КГУ за 1962–1963 гг.). – Красноярский ТФГИ, 1964.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-47-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Нефть и газ					
<i>Газ горючий</i>					
I-2	7	Исчухское	К	[176]	Законсервировано
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Цветные металлы					
<i>Алюминий, железо, титан, апатит</i>					
III-3	8	Пуня	К	[81, 82]	Законсервировано
III-4	10	Центральное	К	[81, 82]	Законсервировано
IV-3	11	Ибджибдек	К	[81, 82]	Законсервировано
Редкие металлы и редкоземельные элементы					
<i>Ниобий, редкие земли, марганец, железо, апатит</i>					
IV-4	4	Чуктуконское	К	[117, 140]	Законсервировано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Керамическое и огнеупорное сырье					
<i>Глины огнеупорные</i>					
III-4	11	Центральное	К	[16]	Законсервировано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ), россыпей проявлений (Р), шлиховых ореолов (ШО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП) полезных ископаемых листа О-47-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь каменный</i>				
II-2	3	Исчухинское. Левый берег у устья р. Лев. Исчуха	[59]	П. Прослой угля мощностью 5-10 см в отложениях чинокской свиты
II-3	5	Теринское. Левый берег р. Терина, в 2,5 км ниже устья р. Исчуха	[59]	П. Пласты угля мощностью 0,3-1,5 м в отложениях чинокской свиты
III-1	4	Пуньское. Правый берег р. Пуня, 3,6 км ниже устья руч. Каменистый	[59]	П. Обломки угля в делювии. Прослой угля в отложениях чинокской свиты
IV-3	7	Ибджибдекское. В истоках р. Ибджибдек	[116]	П. Прослой угля мощностью 0,2-2,0 м в отложениях катской свиты
IV-3	8	Ибджибдекское. В истоках р. Ибджибдек	[116]	П. Прослой угля мощностью 0,2-2,0 м в отложениях катской свиты
IV-3	9	Ибджибдекское. В истоках р. Ибджибдек	[116]	П. Прослой угля мощностью 0,2-2,0 м в отложениях катской свиты
IV-3	13	Безымянное. Правый приток среднего течения р. Ибджибдек	[116]	П. Прослой угля мощностью 0,2 м в отложениях катской свиты
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-4	4	Хурламское. Истоки правого притока р. Хурламо, 2 км южнее от выс. 416,0 м	[59]	П. Жила магнетитовых руд мощностью 0,9-1,3 м и протяженностью более 700 м. Вмещающие породы - гранатовые скарны
III-1	3	Хальтаконское. Левый борт руч. Калтыкан (левый приток р. Пуня), 400 м выше устья	[59]	П. Зона дробления протяженностью около 2 км. Вкрапленные и массивные магнетитовые руды
III-2	3	Пуньское. Правый борт р. Пуня, 1 км ниже от устья руч. Зеленый	[59]	ПМ. Обломки магнетитовой руды в склоновом делювии совместно с брекчированными карбонатитами
III-3	4	Левый борт р. Накита, в 600 м южнее устья руч. Кипелый	[116]	ПМ. Глыбовые развалы лимонитов
IV-3	4	Левый борт р. Пуня, в 3,6 км юго-восточнее устья руч. Негдурага	[116]	ПМ. Крупные обломки бурых железняков в отложениях мурожнинской свиты
IV-3	5	Водораздел рек Пуня и Тогонь, в 3,3 км севернее устья р. Тогонь	[116]	ПМ. Обломки бурых железняков в отложениях бельской свиты
IV-3	6	Левый борт р. Пуня, в 2,4 км северо-западнее устья р. Тогонь	[116]	ПМ. Глыбы бурых железняков в отложениях бельской свиты
IV-3	14	Тогоньское. Истоки правого притока р. Пуня, ниже р. Ибджибдек	[59]	ПМ. Обломки магнетитовой руды в склоновом делювии
<i>Хром</i>				
I-1	1	Долина р. Немба	[93]	ВГХП. Cr - 0,015-0,050%, Ni - 0,006-0,010%, Co - 0,002-0,004%, Mg - 0,002-0,006%
IV-2	1	Водораздел рек Гайнга, Чапиря, Нерюнда	[59]	ВГХО. Cr - 0,03-0,05%
<i>Титан</i>				
II-3	2	Правый борт р. Терина, руч. Ромова	[93]	П. Горной линией вскрыта приподошвенная часть палеогеновых отложений. Минералогическим анализом установлено содержание ильменита - 0,45-5,31 кг/м ³

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
П-3	3	Правый борт р. Терина	[93]	П. Горной линией вскрыта приподошвенная часть палеогеновых отложений. Минералогическим анализом установлено содержание ильменита - 0,08-4,86 кг/м ³
П-3	4	Левый борт р. Терина	[93]	П. Горной линией вскрыта приподошвенная часть палеогеновых отложений. Минералогическим анализом установлено содержание ильменита - 2,7-3,74 кг/м ³
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-1	3	Правый борт р. Немба, в 4 км севернее тригопункта 431,0 м	[59]	ПМ. Горизонт известняков кембрийского возраста с вкрапленностью малахита
I-1	5	Р. Мал. Хоролгокит	[93]	ВГХП. Cu - 0,008-0,060%
I-3	4	Левобережье и долина р. Лев. Енболак	[59]	ВГХО. Cu - 0,01%
I-4	3	Правый приток р. Хурламо, ниже слияния с р. Сипун	[59]	ВГХО. Cu - 0,01%
I-4	5	Долина р. Хурламо, ниже слияния с р. Сипун	[59]	ВГХО. Cu - 0,01%
I-4	6	Приустьевая часть р. Болак-Тунгэр	[59]	ВГХО. Cu - 0,01%
П-2	2	Левый берег руч. Лев. Исчуха, 3,5 км выше по течению от устья	[59]	ПМ. Вкрапленность малахита во вторичных кальцитовых прожилках в отложениях среднего кембрия
IV-4	7	Правый берег р. Чадобец, в 1 км ниже руч. Чуктукон	[82]	ПМ. Редкая вкрапленность самородной меди, халькопирита и малахита в доломитах нижнеогоньской подсвиты, в приконтактной зоне с телом долеритов
<i>Свинец, цинк</i>				
П-4	1	Р. Цемба	[93]	ВГХП. Zn - 0,015-0,020%, Cr - 0,015-0,020%, Y - 0,010-0,020%, La - 0,010-0,015%
П-4	2	Руч. Богатый, левый приток р. Терины	[93]	ВГХП. Zn - 0,015-0,020%, Cr - 0,015-0,020%, Pb - 0,150-0,300%
III-4	9	Правый борт левого безымянного притока р. Терина (напротив м-ния Центральное), 1,5 км выше по течению от устья	[82]	ПМ. Прослой кварцита мощностью 10 см с содержанием Zn - 1,0%
<i>Никель, кобальт, медь</i>				
П-2	4	Водораздел рр. Пунча, Лев. Исчуха, Ромова	[59]	ВГХО. Co - 0,01%, Ni > 0,01%, Cu > 0,01%
П-4	3	Верховья руч. Богатый	[59]	ВГХО. Ni - 0,01%, Cu - 0,01-1%
П-4	4	Водораздел р. Терина и руч. Богатый	[59]	ВГХО. Co - 0,005-0,3%, Ni - 0,01-0,05%, Cr - 0,03-0,05%
III-1	1	Верховья руч. Каменистый	[59]	ВГХО. Ni - 0,01-0,05%, Cu - 0,01-0,1%
III-1	2	Левобережье руч. Каменистый	[59]	ВГХО. Ni - 0,01-0,05%, Cu - 0,01-0,1%
III-2	1	Водораздел р. Пунча-Огонь	[59]	ВГХО. Co - 0,005-0,3%
III-2	2	Левый приток р. Пуня, ниже слияния с р. Кочокту	[59]	ВГХО. Co - 0,005-0,3%, Ni - 0,01-0,05%, Cu - 0,01-0,1%
III-3	2	Левый берег р. Огонь, оз. Огоньково	[59]	ВГХО. Ni - 0,01-0,05%, Cu - 0,01-0,1%
III-3	5	Прав берег р. Огонь, выше слияния с р. Накита	[59]	ВГХО. Ni - 0,01-0,05%, Cr - 0,03-0,05%, Cu - 0,01-1%
IV-1	1	Водораздел рек Бива, Феоконда, руч. Зеленый	[59]	ВГХО. Ni - 0,01-0,05%, Cr - 0,03-0,05%
IV-2	2	Верх р. Чапирия	[59]	ВГХО. Ni - 0,01-0,05%, Cr - 0,03-0,05%
<i>Алюминий, железо, титан, апатит</i>				
I-1	7	Водораздел руч. Коча и верхнего течения р. Прав. Енболак	[59]	ПМ. Галька бокситов в рыхлых отложениях неогена
I-4	2	Водораздел р. Курлямо и истоков правого притока р. Хурламо	[59]	ПМ. Галька бокситов в рыхлых отложениях палеоген-неогена
П-1	1	Левый борт верхнего течения р. Прав. Енболак	[59]	ПМ. Галька бокситов в рыхлых отложениях палеоген-неогена
П-2	1	Водораздел правых притоков р.	[59]	ПМ. Обломки бокситов в рыхлых отло-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Правый Енболак - руч. Мосенков и Мунгна		жениях палеоген-неогена
II-3	7	Теринская группа. Водораздел истоков р. Накита и верхнего течения р. Терина	[93]	П. Тектоническая депрессия размером около 2х6 км и глубиной ~50 м, выполненная отложениями мурожинской свиты с горизонтами бокситовых глин и обломками железистых бокситов
II-3	8	Теринская группа. Водораздел истоков р. Накита и верхнего течения р. Терина	[93]	П. Тектоническая депрессия размером около 2х6 км и глубиной ~50 м, выполненная отложениями мурожинской свиты с горизонтами бокситовых глин и обломками железистых бокситов
II-3	9	Накитское	[147]	П. В скв. ЕН-16, в инт. 31,0-41,0 м в отложениях мурожинской свиты горизонт бокситоносных глин
II-4	5	Теринская группа. Водораздел истоков р. Накита и верхнего течения р. Терина	[93]	П. Тектоническая депрессия размером около 2х6 км и глубиной ~50 м, выполненная отложениями мурожинской свиты с горизонтами бокситовых глин и обломками железистых бокситов
II-4	8	Верхне-Теринское. Левый борт р. Терина, на северном крыле Чадобецкого поднятия	[59, 81]	П. В отложениях мурожинской свиты, выполняющих воронкообразные полости размером от 100х15 до 250х120 м, линзы и пласты мощностью 2-20 м глинистых и каменистых бокситов
III-3	3	Водораздел рек Огонь и Накита, 1,8 км южнее тригопункта 309 м	[147]	ПМ. Скважиной вскрыты пестроцветные аллитные глины мурожинской свиты мощностью 58,6 м с горизонтами бокситовых глин
III-3	6	Огонь-Накитакское. Расположено в 4 км западнее от слияния рек Огонь и Накита	[81, 82]	П. В пестроцветных глинах подбокситовой толщи, вскрыты 3 тела рыхлых и глинистых бокситов размером от 30 до 200 м в поперечнике
III-4	20	Водораздел истоков руч. Брус и Семенов Дольчик	[59]	ПМ. Обломки бокситов в делювиальных отложениях
IV-3	1	Усть-Огоньское. Бассейн правого безымянного притока р. Пуны, в 1400 м западнее устья р. Огонь	[81, 82]	П. Эрозионная котловина в карбонатных породах нижнего кембрия, выполненная отложениями подбокситовой толщи с двумя маломощными линзами каменистых бокситов
IV-3	3	Накуоминское. Водораздел рек Пуны и Накуоми	[59]	П. В глинистых отложениях мурожинской свиты выявлены два маломощных тела рыхлых и каменистых бокситов
IV-3	15	Ламнан. Левый борт левого притока р. Ламнан	[81, 82]	П. Воронкообразная котловина в карбонатных породах нижнего кембрия, выполненная пестроцветными глинами мурожинской свиты с линзой рыхлых и каменистых бокситов мощностью 11 м
IV-4	3	Чуктуконское бокситопоявление. Расположено в контуре одноименного месторождения	[81, 82]	П. В отложениях мурожинской свиты плащеобразные тела глинистых и каменистых бокситов, переслаивающиеся с высокоглиноземистыми железняками
IV-4	5	Чуктуконское бокситопоявление. Расположено в контуре одноименного месторождения	[81, 82]	П. В отложениях мурожинской свиты плащеобразные тела глинистых и каменистых бокситов, переслаивающиеся с высокоглиноземистыми железняками
IV-4	10	Водораздел рек Полпод и Чадобец, вблизи тригопункта 297,0 м	[59]	ПМ. Галька бокситов в делювиальных отложениях
IV-4	11	Полпод. Водораздел рек Полпод и Великанда	[81, 82]	П. Котловина в карбонатных породах нижнего кембрия размером около 1,0х2,0 км и глубиной 70 м, выполненная пестроцветными глинами мурожинской свиты с несколькими телами глинистых и каменистых бокситов размером, не превышающим 100х200 м. Мощность рудных тел не более 2,0-2,6 м

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Редкие металлы и редкоземельные элементы				
<i>Ниобий, фосфор</i>				
I-1	4	Верховья р. Тарыдак	[93]	ВГХП. P - 0,150-0,500%, Ce - 0,010-0,030%, La - 0,006-0,015%, Y - 0,015-0,030%
I-1	6	Левый приток р. Правый Енболак	[93]	ВГХП. P - 0,150-0,600%
II-4	9	Левый приток р. Терины	[93]	ВГХП. Nb - 0,003%, Y - 0,010-0,015%, La - 0,010-0,015%, P - 0,150-0,300%
III-3	7	Р. Пуня	[82]	ВГХО. P - 0,1%
III-3	10	Водораздел р. Огонь и руч. Семенов Дольчик	[82]	ВГХО. P - 0,1%
III-4	2	Теринское 1. Левый борт р. Терина, напротив устья руч. Семенов Дольчик	[82]	П. В пределах ВГХО горными выработками вскрыты терригенные и карбонатные породы рифея, импрегнированные прожилками карбонатитов и щелочных пикритов. Литохимическим опробованием установлены повышенные содержания ниобия, фосфора, иттрия
III-4	5	Левобережье руч. Семенов Дольчик	[82]	ВГХО. P - 0,1%, Nb - 0,005%
III-4	6	Левобережье руч. Семенов Дольчик	[82]	ВГХО. P - 0,1%, Nb - 0,005%
III-4	8	Теринское 2. Правый борт р. Терина, в пределах северной части контура м-ния Центральное	[82]	П. Массив карбонатитов размером около 800x500 м, с повышенными содержаниями ниобия, фосфора, иттрия
III-4	12	Теринское 3. Левый борт р. Терина, западнее от высотной отметки 318,0 м	[82]	П. В пределах ВГХО горными выработками вскрыты терригенные и карбонатные породы рифея, импрегнированные прожилками карбонатитов и щелочных пикритов. Литохимическим опробованием установлены повышенные содержания ниобия, фосфора, иттрия
III-4	13	Теринский купол. Правый борт р. Терина, в пределах центра контура м-ния Центральное	[82]	П. Гипергенные образования палеогенового возраста, с повышенными содержаниями ниобия, фосфора, иттрия
III-4	14	Правый приток р. Терина	[93]	ВГХП. Nb - 0,004-0,005%, P - 0,150-0,300%
III-4	15	Р. Терина	[93]	ВГХП. Nb - 0,003-0,005%, P - 0,100-0,150%
III-4	16	Руч. Семенов Дольчик	[93]	ВГХП. Nb - 0,002-0,004%, La - 0,008-0,015%, Y - 0,010-0,020%, Zr - 0,030-0,040%
III-4	19	Правый приток р. Терина	[93]	ВГХП. Nb - 0,003-0,004%, P - 0,150-0,200%, Y - 0,008-0,010%
III-4	21	Р. Брус	[82]	ВГХО. P - 0,1%, Nb - 0,005%
IV-4	6	Р. Чуктукон	[93]	ВГХП. Nb - 0,003-0,010%, La - 0,010-0,020%, P - 0,150-0,400%, Ce - 0,010-0,020%, Pb - 0,005-0,008%, Mo - 0,0004-0,0006%
IV-4	9	Кривоколенное	[82]	П. Гипергенные образования палеогенового возраста, с повышенными содержаниями ниобия, фосфора, суммы редких земель, скандия и иттрия
<i>Редкие земли</i>				
III-3	9	Левый приток р. Огонь	[93]	ВГХП. Y - 0,015%, La - 0,008-0,015%, Pb - 0,004%
III-4	1	Долина руч. Семенов Дольчик и Заптев Дольчик	[59]	ВГХО. TR (La, Ce, Ta) - 0,003-0,3%, Nb - 0,05-0,1%
IV-4	1	Водораздел рек Чуктукон, Тогоня	[59]	ВГХО. TR (La, Ce, Ta) - 0,003-12,3%, U - 30-640 мкР/ч, Th - 0,01-0,22%
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-3	2	Долина р. Курлямо	[164]	ШО. Длина - 7 км. Содержание - 2 зн.
I-4	1	Правый приток р. Курлямо	[164]	ШО. Длина - 3,5 км. Содержание - 2 зн.
II-3	1	Долина р. Хурламо и правые ее	[164]	ШО. Длина - 13 км. Содержание - 10 зн.

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		притоки		
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Барит, целестин</i>				
I-2	5	Исчухское	[176]	П. Скв. ИС-1
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Алмазы</i>				
I-1	2	Долина р. Немба	[93]	ШО. Размер - 1,0x2,0 км. В пробах зерна пикроильменита и перовскита
I-2	1	Долина р. Болак	[93]	ШО. Размер - 3,5x1,3 км. В пробах зерна пикроильменита и перовскита
I-2	2	Левый приток р. Болак	[93]	ШО. Размер - 3,0x1,1 км. В пробах зерна пироба
I-2	3	Долина р. Прав. Енболак	[93]	ШО. Размер - 16,5x2,2 км. В пробах зерна пироба
I-2	4	Долина р. Коча	[93]	ШО. Размер - 4,0x1,2 км. В пробах зерна пироба
I-3	1	Долина р. Лев. Енболак	[93]	ШО. Размер - 5,2x2,3 км. В пробах зерна пироба
I-3	3	Долина р. Лев. Енболак с левым притоком	[93]	ШО. Размер - 11,0 км. В пробах зерна пикроильменита
I-3	5	Долина р. Енболак и устьевая часть р. Лев. Енболак	[93]	ШО. Размер - 16,0x3,4 км. В пробах зерна пикроильменита
II-3	6	Долина р. Исчуха и приустьевая часть р. Пеньков	[93]	ШО. Размер - 8,5x4,0 км. В пробах зерна пироба
II-4	6	Долина р. Терина	[93]	ШО. Размер - 11,5x3,0 км. В пробах зерна пироба
II-4	7	Верхнее течение р. Терина, в 7 км ниже от устья р. Исчуха	[179]	Р. Пахарная канава в русловом аллювии р. Терина. Кристалл октаэдрической формы весом 10,0 мг
III-3	1	Водораздел рек Терина и Накита	[147]	П. В скв. ЕН-12 с глубины 0-30 м в пробе весом 1 т обнаружены два обломка плоскогранных октаэдров размером 1,5 и 1,7 мм
III-3	11	Северный и западной борта Чадобецкого поднятия	[93]	ШО. Размер - 43,5x31,0 км. По всем рекам и их притокам Чадобецкого поднятия в пробах зерна перовскита
III-4	3	Р. Терина, в 500 м ниже устья руч. Семенов Дольчик	[179]	Р. Пахарная канава в русловом аллювии р. Терина. Обломок октаэдроида весом 11,8 мг
III-4	4	Руч. Семенов Дольчик, в 1,2 км выше устья	[125]	Р. Шлиховая проба из русловых илистых галечников с грубоокатанной галькой. 10 зерен пластинчато-гексагональной формы, размером 0,1-0,5 мм
III-4	7	Долина р. Семенов Дольчик	[93]	ШО. Размер - 4x0,85 км. В пробах зерна пикроильменита
III-4	17	Водораздел р. Брус и истоков руч. Семенов Дольчик	[125]	П. В мелкообъемной пробе из коры выветривания трубки «Бруская» установлено 2 осколка размером около 0,5 мм
III-4	18	Долина р. Брус	[93]	ШО. Размер - 8,5x2,3 км. В пробах зерна пироба
IV-3	10	Долина р. Ибджибек	[93]	ШО. Размер - 4,0x2,5 км. В пробах зерна бадделеита
IV-4	2	Долина р. Чуктукон	[93]	ШО. Размер - 10,8x5,5 км. В пробах зерна пироба и бадделеита
IV-4	8	Долина р. Чадобец	[93]	ШО. Размер - 7,4x3,5 км. В проб зерна пикроильменита и хромшпинелида
Строительные материалы				
<i>Обломочные породы</i>				
<i>Песчано-гравийный материал</i>				
III-4	22	Левый борт р. Терина, 1,8 км северо-восточнее от тригопункта 299 м	[82]	П. Аллювиальные песчано-гравийные отложения мощностью около 10 м и площадью 1,5 км ²
III-4	23	Правый борт р. Терина, у северной рамки месторождения бокситов Центральное	[82]	П. Речные отложения мощностью около 7 м ² , представленные песком и галькой размером до 5 см

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	24	Правый берег р. Терина, 500 м выше по течению от устья руч. Дольчик	[82]	П. Песчано-галечные отложения мощностью от 2 до 5 м вскрыты на площади 100х400 м
СОЛИ				
Соли натриевые				
I-2	6	Исчухское	[176]	П. В скв. ИС-1 в инт. 370-1654 м отложения кембрия включают пласты соли общей мощностью 200-250 м
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ				
Минеральные лечебные воды				
II-4	10	Правый борт р. Терина, у пос. Терина Дальняя	[59]	Минерализованные источники хлоридно-натриевого состава с сероводородным обогащением приурочены к полям развития карбонатных пород нижнего кембрия
IV-3	2	Левый борт р. Пуня, у устья р. Огонь	[59]	Минерализованные источники хлоридно-натриевого состава с сероводородным обогащением приурочены к полям развития карбонатных пород нижнего кембрия
IV-3	12	Правый борт р. Пуня, 2 км ниже по течению от устья р. Ибджибдек	[59]	Минерализованные источники хлоридно-натриевого состава с сероводородным обогащением приурочены к полям развития карбонатных пород нижнего кембрия
Грязи лечебные				
IV-4	12	Правый берег р. Чадобец, в 2,7 км выше устья р. Пуня	[82]	Участок размером около 1 га, покрытый черным пахучим илом и источниками горько-соленой воды

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

Название ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь (S), км ²	Запасы			Сумма В+С ₁ +С ₂	Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов
			В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃	
Исчухский ЛУ	Газ горючий	155,33		1488 млн. м ³	21789 млн м ³	23277 млн м ³	-	-	-	23277 млн м ³
Центральное месторождение (III-4-10), крупное	Бокситы (руда)	-	11,492 млн т	35,301 млн т	1,57 млн т	48,364 млн т	-	-	-	48,364 млн т
	Титан (TiO ₂)	-	-	-	-	-	-	0,0667 млн т	-	0,667 млн т
	Ванадий (V ₂ O ₅)	-	-	50,2 тыс. т	-	-	-	-	-	50,2 тыс. т
	Галлий	-	-	3159 тыс. т	-	-	-	-	-	3159 тыс. т
	Апатит (P ₂ O ₅)	-	-	-	-	-	-	100,0 млн т	-	100 млн т
	Глины огнеупорные	-	-	12,9 млн т	-	-	12,9 млн т	-	20,8 млн т	-
Ибджибдеское месторождение (IV-3-11), среднее	Бокситы (руда)	-	-	5,753 млн т	3,8 млн т	9,553 млн т	-	-	-	9,553 млн т
	Ванадий (V ₂ O ₅)	-	-	8,5 тыс. т	-	-	-	-	-	8,5 тыс. т
	Галлий	-	-	0,294 тыс. т	-	-	-	-	-	0,294 тыс. т
Пуньское месторождение (III-3-8), малое	Бокситы (руда)	-	-	2,578 млн т	1,073 млн т	3,651 млн т	-	-	-	3,651 млн т
	Ванадий (V ₂ O ₅)	-	-	3,7 тыс. т	-	-	-	-	-	3,7 тыс. т
	Галлий	-	-	0,119 тыс. т	-	-	-	-	-	0,119 тыс. т
<i>Накита-Теринское бокситоносное прогнозируемое рудное поле (3.1.0.5)</i>	Бокситы (руда)	51,0	-	-	-	-	-	-	5,5 млн т	5,5 млн т
Верхне-Теринское проявление (II-4-8)	Бокситы (руда)	-	-	0,31 млн т	-	0,31 млн т	0,7 млн т	-	-	1,01 млн т
<i>Тогоньское бокситоносное прогнозируемое рудное поле (3.1.0.6)</i>	Бокситы (руда)	32,0	-	-	-	-	-	-	3,5 млн т	3,5 млн т
<i>Великандовское бокситоносное прогнозируемое рудное поле (3.1.0.7)</i>	Бокситы (руда)	32,0	-	-	-	-	-	-	13,9 млн т	13,9 млн т
Чуктуконское месторождение (IV-4-4), крупное	Руда	-	-	-	6,639 млн т	-	-	-	-	6,639 млн т
	ΣTR ₂ O ₃	-	-	-	485,98 тыс. т	-	3248 тыс. т	-	-	485,98 тыс. т
	Nb ₂ O ₃	-	-	-	39,834 тыс. т	-	1278 тыс. т	-	-	39,834 тыс. т
	Железо	-	-	-	2,463 млн т	-	-	-	162,0 млн т	164,463 млн т
	Апатит (P ₂ O ₅)	-	-	-	-	-	54,9 млн т	-	-	55,9 млн т
	Марганец (MnO ₂) (руда)	-	-	-	1,029 млн т	-	-	-	-	1,029 млн т
<i>Немба-Енболакское прогнозируемое алмазоносное кимберлитовое поле (4.0.0.1)</i>	Алмазы	680	-	-	-	-	-	-	40 млн карат	40 млн карат

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозируемых объектов	Прогнозные ресурсы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные и цветные металлы	Железо (млн т руды)	Месторождение - 1	P ₃	165,2
		Бокситоносные прогнозируемые поля - 3	P ₃	
	Титан (млн т руды)	Месторождение - 1	P ₂	0,067
		Бокситоносные прогнозируемые поля - 3	P ₃	1,45
	Бокситы (млн т руды)	Месторождение - 3	P ₁	16,4
		Бокситоносные прогнозируемые поля - 3	P ₃	14,15
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Минеральные удобрения	Апатит (млн т руды)	Месторождение - 1	P ₂	100,0
Керамическое и огнеупорное сырье	Глины огнеупорные (млн т)	Месторождение - 1	P ₂	20,8
Драгоценные и поделочные камни	Алмазы (млн карат)	Кимберлитовое прогнозируемое алмазное поле - 1	P ₃	40,0

Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления Геолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов		Баланс ресурсов по результатам (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
	На начало работ	По результатам работ		
Чадобецкий бокситоносный рудный район (3.1) Железные руды (Fe) Титан (TiO ₂)	-	P ₃ - 3,2 млн т P ₃ - 1,45 млн т	+3,2 млн т +1,45 млн т	ПР
Накита-Геринское бокситоносное прогнозируемое рудное поле (3.1.0.5) Бокситы (руда)	-	P ₃ - 5,5 млн т	+5,5 млн т	ПР
Тогоньское бокситоносное прогнозируемое рудное поле (3.1.0.6) Бокситы (руда)	-	P ₃ - 3,5 млн т	+3,5 млн т	ПР
Великандовское бокситоносное прогнозируемое рудное поле (3.1.0.7) Бокситы (руда)	-	P ₃ - 13,9 млн т	+13,9 млн т	ПР
4.0.01.dі Немба-Енболакское прогнозируемое среднепалеозойское алмазное кимберлитовое поле Алмазы	-	P ₃ - 40 млн карат	+40 млн карат	ПР

Список буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Скважина, 50,0 м, разрез вельминской свиты	[147]; 137
2	Скважина, 70,0 м, разрез вельминской свиты	[147]; 145
3	Опорная скважина, 160 м, разрез вельминской и черноостровской свит	[147]; 141
4	Скважина, 44,0 м, разрез вельминской свиты	[147]; 156
5	Скважина, 140,0 м, разрез вельминской и черноостровской свит	[147]; 1
6	Скважина, 140,0 м, разрез чинокской тычанской и черноостровской свит	[147]; 2
7	Опорная скважина, 100,5 м, разрез чинокской, тычанской и черноостровской свит	[147]; 3
8	Опорная скважина, 2360,0 м, разрез триаса, перми, карбона, кембрия, венда, рифея	[176]; ИС-1
9	Скважина, 160,0 м, разрез учамской, кербовской и еробинской свит	[147]; 4
10	Скважина, 200,0 м, разрез учамской свиты	[147]; 5
11	Скважина, 200,0 м, разрез учамской и кербовской свит	[147]; 6
12	Скважина, 200,0 м, разрез интрузии кузьмовского комплекса и еробинской свиты	[147]; 7
13	Скважина, 100,0 м, разрез пуньской свиты	[147]; В-2
14	Скважина, 100,0 м, разрез верхнеогоньской подсвиты	[147]; В-4
15	Опорная скважина, 145,0 м, кимберлитовые брекчии	[147]; 8
16	Опорная скважина, 300,0 м, разрез верхнеогоньской и среднеогоньской подсвит	[147]; Ен-17
17	Скважина, 200,0 м, разрез нижнеогоньской подсвиты	[147]; 12
18	Скважина, 111,0 м, разрез бельской, пуньской свит	[147]; 45
19	Скважина, 200,0 м, разрез верхнеогоньской подсвиты	[147]; 44
20	Скважина, 100,0 м, разрез пуньской свиты	[147]; 46
21	Скважина, 166,0 м, разрез среднеогоньской подсвиты	[147]; Ен-20
22	Скважина, 33,5 м, разрез кирнаевской, бельской, мурожнинской свит и верхнеогоньковской подсвиты	[147]; 54
23	Скважина, 40,0 м, разрез бельской свиты и нижнеогоньковской подсвиты	[147]; 650
24	Опорная скважина, 100,0 м, кимберлитовые брекчии	[147]; В-6
25	Опорная скважина, 389,0 м, разрез неогена, палеогена, мела и семеновской свиты протерозоя	[81]; 211
26	Скважина, 100,8 м, разрезы бельской, мурожнинской свит и подбокситовой толщи мела	[81]; 870
27	Опорная скважина, 104,0 м, разрезы бургуклинской и катской свит	[81]; 249

Список горных выработок и буровых скважин, показанных на карте неоген–четвертичных образований

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Скважина, 4,7 м, разрез озерных отложений (LEII-l)	[147]; 139
2	Скважина, 5,8 м, разрез озерных отложений (LEII-l), аллювия кирнаевской свиты (aN ₁₋₂ kr)	[147]; 138
3	Скважина, 1,4 м, разрез десерпция (dr)	[147]; 166
4	Скважина, 3,1 м, разрез палюстрия (a,plH)	[147]; 1
5	Скважина, 4,2 м, разрез палюстрия (a,plH) и озерных отложений (LEII-l)	[147]; 2
6	Скважина, 4,3 м, разрез аллювия (aH) и озерных отложений (LEII-l)	[147]; 3
7	Скважина, 1,5 м, разрез аллювия и палюстрия (aH) и (a,plH)	[147]; 4
8	Скважина, 3,4 м, разрез элювия (e)	[147]; 5
9	Скважина, 4,0 м, разрез аллювия (aH)	[147]; 6
10	Шурф, более 2,0 м, разрез и СПК из отложений кочковской (laEkč)	[93]; 5180
11	Скважина, 4,5 м, разрез аллювия (aH)	[147]; 7
12	Скважина, 1,8 м, разрез делювиальных и солифлюкционных отложений (d,s)	[147]; 8
13	Шурф, более 2,1 м, разрез делювиальных и солифлюкционных (d,s) отложений и находка костей крупных млекопитающих	[93]; 5539
14	Скважина, 3,5 м, разрез отложений кочковской (laEkč) и кирнаевской (aN ₁₋₂ kr) свит	[147]; B-4
15	Скважина, 1,6 м, разрез делювиальных и солифлюкционных отложений (d,s)	[147]; 45
16	Скважина, 2,0 м, разрез палюстрия (a,plH)	[81]; 650
17	Шурф, более 1,5 м, разрез и СПК отложений третьей надпойменной террасы р. Терина (a ³ llkz-mr)	[93]; 291
18	Расчистка, более 5,0 м, разрез и СПК отложений второй надпойменной террасы р. Терина (a ² llkr-sr)	[93]; 292
19	Расчистка, более 2,0 м, разрез делювиальных и солифлюкционных отложений (d,s)	[93]; 299
20	Скважина, 5,0 м, разрезы делювиальных и солифлюкционных (d,s) и отложений кирнаевской свиты (aN ₁₋₂ kr)	[81]; 52-55
21	Шурф, более 2,8 м, разрез и СПК из отложений кочковской (laEkč)	[93]; 3092
22	Шурф, более 7,0 м, разрез и СПК отложений первой надпойменной террасы р. Терина (a ¹ llsr-H)	[93]; 293
23	Скважина, 3,4 м, разрезы делювиальных и солифлюкционных отложений (d,s), делювиально-пролювиальных отложений (dpE)	[81]; 211
24	Скважина, 2,2 м, разрезы делювиальных и солифлюкционных отложений (d,s)	[81]; 870-925
25	Скважина, 2,8 м, разрез делювиально-пролювиальных отложений (dpE)	[81]; 20
26	Шурф, более 2,5 м, разрез и СПК отложений первой надпойменной террасы р. Чадобец (a ¹ llsr-H)	[93]; 307
27	Шурф, более 2,5 м, разрез и СПК отложений кочковской свиты (laEkč)	[93]; 305
28	Расчистка, 7 м, разрез и СПК из аллювия кирнаевской свиты (aN ₁₋₂ kr)	[93]; 312

Электронное научное издание

**Варганов А. С.
Попова Н. Н.
Алясов В. А.
и др.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе
Серия Тунгусская
Лист О-47-IV (Пуня)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *А. А. Ситчихина*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 100 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru