

В. И. Козлов

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
ЮЖНО-УРАЛЬСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
ПРИРОДНОГО ЗАПОВЕДНИКА**

Масштаб 1:100 000

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА





Козлов Вячеслав Иванович
Кандидат геолого-минералогических наук
Ведущий научный сотрудник Института геологии
Уфимского научного центра Российской Академии наук

Вячеслав Иванович в течение многих лет успешно и плодотворно занимался изучением стратиграфии верхнего докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Им опубликованы сотни научных работ: монографии, путеводители геологических экскурсий по Южному Уралу и Волго-Уральской области на русском и английском языках, препринты и многочисленные статьи в отечественных изданиях и за рубежом. Научную работу Вячеслав Иванович успешно совмещал с научно-организационной деятельностью. Он был членом Научного совета по докембрию РАН и постоянных комиссий по верхнему докембрию МСК России и Уральского РМСК.

Его научная и научно-организационная деятельность отмечены в 1984 году дипломом и золотой медалью Министерства геологии СССР и Почётной грамотой Президиума Академии наук СССР. За заслуги в изучении недр региона 15 апреля 2003 г. Президиумом Академии наук Республики Башкортостан ему присуждена республиканская премия в области наук о Земле и экологии имени К.Р. Тимергазина.

Вячеслав Иванович возложил на себя кропотливый труд по составлению геологической карты Южно-Уральского государственного природного заповедника, который успешно завершился изданием карты. Работа по составлению Геологической карты Южно-Уральского государственного природного заповедника и Объяснительной записки к ней была выполнена Вячеславом Ивановичем абсолютно безвозмездно.

Российская Академия Наук
Уфимский научный центр
Институт геологии

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Южно-Уральский государственный природный заповедник»

В. И. Козлов

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
ЮЖНО-УРАЛЬСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
ПРИРОДНОГО ЗАПОВЕДНИКА**

Масштаб 1:100 000

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Под редакцией чл.-корр. РАН В.Н. Пучкова

Уфа
2014

УДК 550.8:528.94(234.853)

ББК 26.3

К 59

Козлов В.И. Геологическая карта Южно-Уральского государственного природного заповедника.

К 59 Масштаб 1:100 000: Объяснительная записка. — Уфа: ДизайнПресс, 2014. — 48 с.

ISBN 978-5-906165-36-7

В декабре 2001 г. администрация Южно-Уральского Государственного природного заповедника (ЮУГПЗ) обратилась в Институт геологии Уфимского научного центра Российской Академии наук (ИГ УНЦ РАН) с просьбой составить геологическую карту заповедника в масштабе 1:100 000. Такая карта была составлена В.И. Козловым. 25 марта 2002 г. она была рассмотрена и одобрена Отделом наук о Земле и экологии Академии наук Республики Башкортостан. Карта передана администрации ЮУГПЗ в июне этого же года.

В мае 2007 г. дирекция ЮУГПЗ вновь обратилась в ИГ УНЦ РАН с просьбой о составлении Объяснительной записки к упомянутой карте. Такая записка составлена В.И. Козловым. Геологическая карта масштаба 1:100 000 ЮУГПЗ и Объяснительная записка к ней составлены на основе Договора о научном сотрудничестве ИГ УНЦ РАН с ЮУГПЗ без какого-либо финансирования.

Объяснительная записка публикуется с точным воспроизведением с оригинала рукописи Козлова Вячеслава Ивановича, и лишь небольшие редакционные дополнения, связанные с получением новых геохронологических данных, внесены в текст и рисунки.

Вячеслав Иванович задерживал публикацию записки, чтобы отразить в ней этот новый материал, одним из авторов которого он был.

УДК 550.8:528.94(234.853)

ББК 26.3

ISBN 978-5-906165-36-7

© Козлов В.И., 2014

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
СТРАТИГРАФИЯ	8
Нижний рифей (бурзяний)	8
Айская свита ($RF_1 ai$)	8
Саткинская свита ($RF_1 st$)	8
Бакальская свита ($RF_1 b$)	10
Большеинзерская свита ($RF_1 bin$)	10
Суранская свита ($RF_1 sr$)	10
Юшинская свита ($RF_1 jš$)	14
Средний рифей (юрматиний)	16
Машакская свита ($RF_2 mš$)	17
Зигальгинская свита ($RF_2 zg$)	22
Зигазино-комаровская свита ($RF_2 zk$)	24
Авзянская свита ($RF_2 av$)	27
Верхний рифей (каратавий)	29
Нижнекаратауская подсерия	31
Зильмердакская свита ($RF_3 zl$)	31
Катавская свита ($RF_3 kt$)	35
Среднекаратауская подсерия	36
Инзерская свита ($RF_3 in$)	36
Палеозой (PZ)	36
Ордовикская система (O)	36
Силурийская система (S)	37
Девонская система (D)	37
Четвертичные отложения (Q)	37
ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	38
ТЕКТНИКА	39
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	43
ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ	45
ЛИТЕРАТУРА	46

ВВЕДЕНИЕ

Территория Южно-Уральского Государственного природного заповедника (ЮУГПЗ) расположена в центральной горной части Южного Урала в пределах Белорецкого и Учалинского районов Республики Башкортостан и Катав-Ивановского района Челябинской области Российской Федерации. Подробные сведения о физико-географических и экологических особенностях региона приведены в ряде работ [Геология СССР, т. XII и XIII; Гидрогеология СССР, т. XV] и в отчётах по геологической съёмке масштаба 1:50 000, выполненной на этой площади под руководством А.В. Клочихина [1972 г.], В.И. Козлова [1969 г.], Н.Ф. Решетникова [1966 г.], А.Ф. Ротару [1971 г.], П.Н. Швецова [1968 г., 1972 г.], а также в Объяснительных записках к Государственным геологическим картам масштаба 1:200 000 листа N-40-XVII (первое издание — А.И. Иванов [Объяснительная записка, 1960]; 2-е издание — В.М. Мосейчук и др. [Государственная..., 2010]) и масштаба 1:1 000 000 листа N-40(41) — Уфа (редактор В.И. Козлов [Геологическая карта..., 2002]). В орографическом отношении вся территория ЮУГПЗ занимает низкогорный Южный Урал, где расположены многочисленные хребты (Калты, Байрамгул, Нары, Машак, Кумардак, Юша, Белятур, Белягуш и др.) и отдельно стоящие горы: Ямантау (1640 м), Шаки-тар (1174 м), Машак (1265 м), Дунасанган (1093 м), Караташ (1071 м) и др. Направление горных цепей и отдельных хребтов преимущественно северо-восточное, согласное с общим простирием пород. К вершинам хребтов чаще всего приурочены скальные гребни, лишённые растительности и эффектно выделяющиеся среди лесов и лугов. По южной части Заповедника проходит железная дорога Сибай — Магнитогорск — Уфа и автотрасса республиканского значения Белорецк — Уфа, вдоль которых есть многочисленные выемки, существенно дополняющие разрозненные естественные обнажения горных пород.

Основные реки района — Бол. и Мал. Инзер, Тюльмень и их притоки (истоки их находятся здесь же) принадлежат бассейну реки Белой.

Географическое положение территории Заповедника обуславливает резко континентальный

климат с длительным периодом отрицательных температур, суровой зимой и большими суточными колебаниями температур. Максимальное количество осадков здесь достигает 650–750 мм. Среднегодовая температура $+7^{\circ}\text{C}$, средняя температура января $-15,5^{\circ}\text{C}$, в отдельные дни до $-40...-45^{\circ}\text{C}$, а июля $+17,5^{\circ}\text{C}$, в отдельные дни $+35^{\circ}\text{C}$.

Как отмечалось выше, территория Заповедника расположена в центре горных сооружений Южного Урала, которые входят в Центрально-Уральскую мегазону — крупнейшую структуру Уральской складчатой системы. Основными структурами мегазоны являются Башкирская (Башкирский мегантиклинорий) и Уфалейско-Уралтауская (включает одноимённые антиклинории) зоны и разделяющая их Зилаирская подзона (одноимённый синклинорий). Наиболее крупной структурой Центрально-Уральской мегазоны является Башкирский мегантиклинорий (протяжённость с северо-востока на юго-запад более 300 км при ширине от 60 до 120 км), сложенный преимущественно различно изменёнными карбонатно-терригенными отложениями и в меньшей степени — вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями верхнего докембрия, среди которых присутствуют массивы, дайки и силлы магматических пород. На севере структуры в ядре Тараташского антиклинория отмечаются глубоко метаморфизованные образования архея — раннего протерозоя.

Обнажённость территории в целом слабая. Отдельные фрагменты разреза можно наблюдать по берегам рек Бол. и Мал. Инзер, Тюльмень и их притоков, на вершинах хребтов и отдельных гор, а также в выемках железной дороги Белорецк — Карламан — Уфа и автомобильной дороги Белорецк — Инзер — Уфа.

Начало геологического изучения района связано с развитием в 30-х годах XVIII века горного дела в России и промышленным освоением минерально-сырьевых ресурсов Урала. Всестороннее изучение верхнего докембрия Южного Урала имело и имеет большое значение, так как с этими образованиями связаны месторождения железа, магнетита, полиметаллов, золота, барита и других

полезных ископаемых. История геологического изучения территории Заповедника, как и Южного Урала в целом, достаточно подробно изложена в монографиях [Козлов, 1982; Стратотип рифея..., 1983] и в Объяснительных записках к Государственным геологическим картам масштаба 1:200 000 листа N-40-XVII [Объяснительная записка..., 1960; Государственная..., 2010] и масштаба 1:1 000 000 листа N-40(41) – Уфа [Геологическая карта..., 2002].

Одним из самых значительных достижений советских геологов является выделение в верхах докембрия самостоятельного стратиграфического подразделения, по предложению Н.С. Шатского названного рифеем (от древнего названия Ripheus — Урал). В качестве стратотипа рифея был предложен разрез западного крыла Башкирского мегантиклинория на Южном Урале, где слагающие эту структуру толщи образуют законченный цикл осадконакопления. До середины прошлого столетия эти отложения обычно назывались «древними немymi свитами».

В Общей стратиграфической шкале докембрия России (бывшего СССР) [Семихатов и др., 1991] в верхнем протерозое выделены рифей и венд. Стратотипом рифейской эонотемы приняты разрезы западного крыла и осевой части Башкирского мегантиклинория. Аналогом стратотипических разрезов венда западной части Московской синеклизы на Южном Урале считаются свиты ашинской серии. Нижняя граница рифея изотопными методами была датирована в 1650 ± 50 млн лет, а верхняя — определена в 600 ± 10 млн лет [Семихатов и др., 1991; Дополнения..., 2000].

В настоящее время с развитием современных методов изотопных исследований появилась возможность уточнить K-Ar и Rb-Sr датировки. Так, для навьшских вулканитов айской свиты нижнего рифея U-Pb методом единичных зёрен цирконов по методике SHRIMP-II получено значение возраста $T_0 = 1752 \pm 11$ млн лет [Краснобаев и др., 2013a]. Этот возрастной рубеж является индикаторным не только для навьшских вулканитов, но и для нижней границы всего разреза рифея Южного Урала. Поэтому при разработке нового варианта стратиграфической шкалы докембрия России наиболее вероятная датировка нижней границы рифея на Южном Урале может быть определена цифрой, близкой к 1800 млн лет [Пучков и др., 2013].

Интегральный U-Pb возраст цирконов из риолитов и дацитов машакской свиты (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) 1383 ± 3 млн лет. С учётом возраста машакского вулканизма (1383 ± 3 млн лет), а также габброидов (1410–1390 млн лет) Бердяшского массива, прорывающего отложения саткинской свиты [Краснобаев и др., 2011], и Главной бакальской дайки ($1385 \pm 1,4$ млн лет), рвущей осадки бакальской свиты [Ernst et al., 2006], возрастной рубеж нижнего – среднего рифея может быть при-

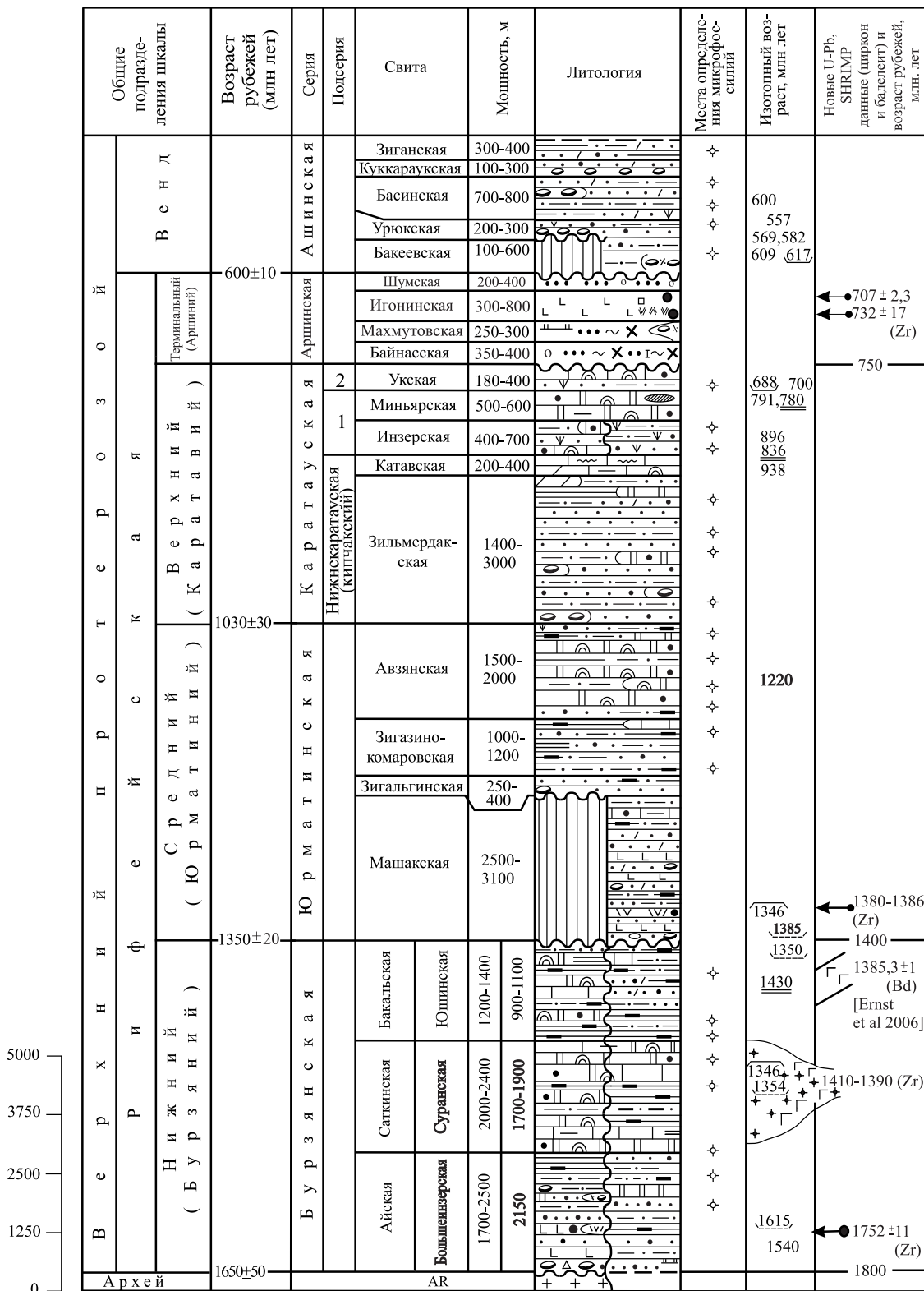
нят на уровне 1400 млн лет [Пучков и др., 2007, 2009, 2013; Краснобаев и др., 2008, 2013b].

Изотопные датировки ($707,0 \pm 2,3$ млн лет и $732,1 \pm 1,7$ млн лет) цирконов из аршинских мегтабазальтовых порфиритов в Тирлянском районе позволили выделить в Региональной стратиграфической шкале верхнего протерозоя Южного Урала новый надкаратауский (но довендский) стратон — аршиний (завершающий рифей с индексом RF₄ [Козлов и др., 2011]) в границах, приблизительно отвечающих интервалу 600–760 млн лет [Пучков и др., 2012]. Новые данные по датированию событий и возрасту рубежей рифея отражены на рис. 1.

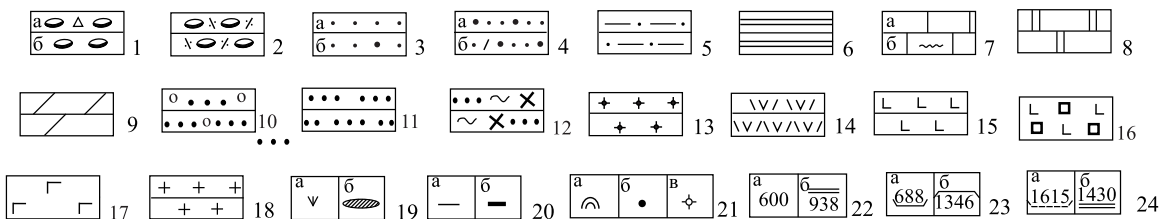
В карбонатных породах рифея Башкирского мегантиклинория развиты ниже-, средне- и верхнерифейские комплексы строматолитов и микрофитолитов, а в глинистых прослоях — разнообразные микрофоссилии. Перечисленные палеонтологические остатки определяют биостратиграфическую индивидуальность каждой серии и, иногда, свиты. Для рифея и венда характерно последовательное убывание радиологических дат снизу вверх по разрезу от 1752 ± 11 млн лет [Краснобаев и др., 2013a] до 557 млн лет [Геологическая карта..., 2002]. Имеющиеся перерывы в осадконакоплении (только в основании среднего рифея и в подошве венда) были, по нашему мнению, непродолжительными, что свидетельствует о полноте разреза. Благодаря незначительным постдиагенетическим изменениям слагающих пород, полноте осадочных последовательностей, имеющимся биостратиграфической и радиологической характеристикам, сравнительно достаточной обнажённости и доступности, южноуральские разрезы рифея служат эталонным объектом при межрегиональной корреляции верхнего докембрия России. Они могут быть надёжной основой и при межконтинентальных сопоставлениях.

В Унифицированных стратиграфических схемах докембрия Урала [1993] в сводном разрезе рифея и венда выделены (снизу): айская, саткинская, бакальская, машакская, зигальгинская, зигазино-комаровская, авзянская, зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская, укская, криволукская, бакеевская, урюкская, басинская, кукаркаульская и зиганская свиты. Эта стратиграфическая схема используется в Объяснительной записке, но с указанными выше изменениями и дополнениями (см. рис. 1).

Для рифейских отложений здесь характерна чёткая цикличность в осадконакоплении, позволяющая выделить мегаритмы, отвечающие эратемам (сериям): бурзянской (бурзяний, свиты от айской до бакальской), юрматинской (юрматиний, свиты от машакской до авзянской), каратауской (каратавий, свиты от зильмердакской до укской) и, согласно последним данным (см. рис. 1), аршинской (аршиний, свиты от байнасской до шумской). Ашинская серия венда включает свиты от бакеевской до



1. Среднекаратауская (тангаурский); 2. Верхнекаратауская (кудашский).



зиганской. В создании упомянутой стратиграфической схемы в 30–40-е годы прошлого столетия весомый вклад внесли О.П. Горяинова, М.И. Гарань, А.И. Иванов, А.И. Олли, Э.А. Фалькова, К.А. Львов. Позднее эта схема была уточнена и детализирована Ю.Р. Беккером, Б.М. Келлером, В.И. Козловым, А.Ф. Ротару и др. Обоснованию возраста рифейских отложений изотопно-геохронологическими методами посвящены работы А.А. Краснобаева, А.И. Тугаринова, Г.А. Казакова, М.А. Гаррис, И.М. Горохова и др., а палеонтологическими — работы И.Н. Крылова, В.А. Комара, М.Е. Раабен, Ф.Я. Власова (строматолиты), З.А. Журавлёвой (микрофитолиты), Т.В. Янкаускаса, В.Н. Сергеева, А.Ф. Вейса, Е.В. Козловой (микрофоссилии). Целенаправленные исследования литологии рифейских отложений проводятся В.Н. Подковыровым и А.В. Масловым, геохимии — А.В. Сачавой и Э.З. Гареевым, процессов седиментогенеза и рудообразования — Л.В. Анфимовым и М.Т. Крупениным, минералогии — Н.Д. Сергеевой,

палеомагнетизма — Н.Ф. Данукаловым, С.В. Шипуновым и П.Н. Михайловым. В результате сотрудничества Института геологии УНЦ РАН и ЮУГПЗ на территории заповедника в последние годы проведены на современном уровне геохимические исследования отложений нижнего и среднего рифея [Ардисламов и др., 2013].

При составлении геологической карты Южно-Уральского государственного природного заповедника и Объяснительной записки к ней, помимо многолетних исследований автора, использованы опубликованные материалы А.И. Иванова, Г.Б. Яковлева [Объяснительная записка..., 1960, 1962] и рукописные отчёты А.В. Клочихина и др. [1972 г.], В.И. Козлова и др. [1969 г.], Н.Ф. Решетникова [1966 г.], А.Ф. Ротару и др. [1971 г.] и П.Н. Швецова [1968 г. и 1972 г.]. В подборе и систематизации материалов большую помощь автору оказала старший научный сотрудник Н.Д. Сергеева, за что я выражаю ей глубокую благодарность.

Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка верхнепротерозойских отложений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). По В.И. Козлову [Геологическая карта..., 2002; Нижний рифей..., 1989; Козлов и др., 2011], с дополнениями и изменениями

Условные обозначения: 1 — конгломерато-брекчии (а), конгломераты (б); 2 — полимиктовые конгломераты; 3, 4 — песчаники: 3 — кварцевые (а) и полевошпат-кварцевые (б), 4 — аркозовые (а) и полимиктовые (б); 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты; 7 — известняки (а) и струйчатые известняки (б); 8 — доломиты; 9 — мергели; 10 — кварцито-песчаники гравийные; 11 — кварцито-песчаники и кварциты; 12 — слюдисто-хлорито-кварцевые сланцы; 13 — граниты; 14 — риодациты, 15 — метабазалты, 16 — метабазальтовые порфириты; 17 — габбро; 18 — породы кристаллического фундамента; 19, 20 — характеристика породы: 19 — глауконит (а) и кремни (б), 20 — глинистость (а), углеродистость (б); 21 — органические остатки: строматолиты (а), микрофитолиты (б), микрофоссилии (в); 22–24 — изотопный возраст (млн лет), методы: 22 — калий-аргоновый: глауконита (а), породы (б); 23 — рубидий-стронциевый: глауконита (а), породы (б); 24 — уран-свинцовый циркона (а), свинец-свинцовый карбонатов (б).

СТРАТИГРАФИЯ

На территории Заповедника развиты преимущественно образования бурзянской, юрматинской и каратауской серий рифея и в меньшей степени — нижнего и среднего палеозоя и четвертичной системы.

Нижний рифей (бурзяний)

Типом нижнего рифея являются отложения бурзянской серии, распространённые на крыльях Тараташского и в сводовой части Ямантауского антиклинориев, занимающих центральную часть Башкирского мегантиклинория; на восточном крыле структуры они откартированы в Маярдакском антиклинории (западнее города Белорецк). Стратотипическими для бурзяния являются разрезы Тараташского антиклинория в районе городов Куса, Магнитка, Сатка, Бакал, где ещё со времён М.И. Гараня (с 1939 г.) выделены айская, саткинская и бакальская свиты (см. рис. 1), связанные между собой постепенным переходом [Геологическая карта..., 2002].

Айская свита (RF₁ ai)

В типовых разрезах по р. Ай, на горах Бол. и Мал. Миасс, Юважелгинская, Ефремовские, Липовские, Чудинка, Кисеганские и др. айская свита представлена разнозернистыми полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами, полимиктовыми разногальчаными конгломератами и гравелитами, сланцами глинистыми, филлитовидными, часто углеродистыми, единичны прослой песчанистых доломитов; в нижней части отмечаются вулканиты. По данным М.И. Гараня [1956], В.И. Ленных и В.И. Петрова [1974], В.И. Козлова [Нижний рифей..., 1989], Н.Д. Сергеевой и др. [2013], айская свита залегает с размывом и угловым несогласием на метаморфических породах архея тараташского комплекса. По особенностям литологического состава и порядку напластования свита расчленена (рис. 2) на нижнюю (навышскую, с подразделением её на нижнюю и верхнюю толщи), среднюю (чудинскую) и верхнюю (кисеганскую) подсвиты. Вулканогенные и

вулканогенно-осадочные породы приурочены к верхней толще навышской подсвиты и со всех сторон обрамляют Тараташскую антиклиналь (структура имеет северо-восточное типично уральское простираение), ядро которой сложено архейскими образованиями, являющимися аналогами кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Навышские вулканиты согласно перекрыты терригенными осадками верхов айской свиты и терригенно-карбонатными отложениями саткинской и бакальской свит нижнего рифея. Южнее сводовой части Тараташской антиклинориев вулканиты айской свиты на всём протяжении Башкирского мегантиклинория (около 300 км) нигде не обнажаются, хотя её возрастными аналогами, выделяемые в качестве большеинзерской свиты, слагают ядро Ямантауского антиклинория и обнажены от широты р. Мал. Инзер на севере до автодороги Верх. Авзян — Стерлитамак на юге. Работами предшественников (см. библиографию [Нижний рифей..., 1989]) и нашими исследованиями установлено, что в составе навышских вулканитов преобладают эффузивы (лавы, лавовые брекчии), отмечаются субвулканические и жильные тела (долериты, реже дацитовые порфиры), вулканогенно-осадочные породы (туфы и туффиты). Айские эффузивы представлены преимущественно метабазальтами; для дацитовых порфиров свиты по циркону U-Pb методом получена изотопная дата 1615 ± 45 млн лет (проба из карьера на южных отрогах г. Мал. Миасс, [Краснобаев, 1986]), что определяло возраст нижней границы рифея в его стратотипе. В настоящее время, как отмечено выше, эта датировка значительно уточнена [Краснобаев и др., 2013а; Пучков и др., 2013]. Мощность айской свиты 1700–2500 м.

Саткинская свита (RF₁ st)

Свита представлена преимущественно доломитами и известняками, нередко содержащими строматолиты и микрофитолиты I (нижнерифейского) комплекса, с прослоями и пачками глинистых и углеродисто-глинистых сланцев, часто известковистых, местами содержащих микрофоссилии нижнего рифея [Стратотип рифея..., 1982, 1983; Нижний

рифей..., 1989]. К востоку и югу от гг. Куса, Сатка, Бакал в составе свиты возрастает число и мощность терригенных пачек и соответственно уменьшается количество карбонатных пород. Мощность сат-

кинской свиты изменяется от 2000–2400 м (район г. Кусы) до 3000–3500 м (район г. Сатки [Анфимов и др., 1983]). Для построения стратиграфической колонки нами принята мощность 2000–2400 м.

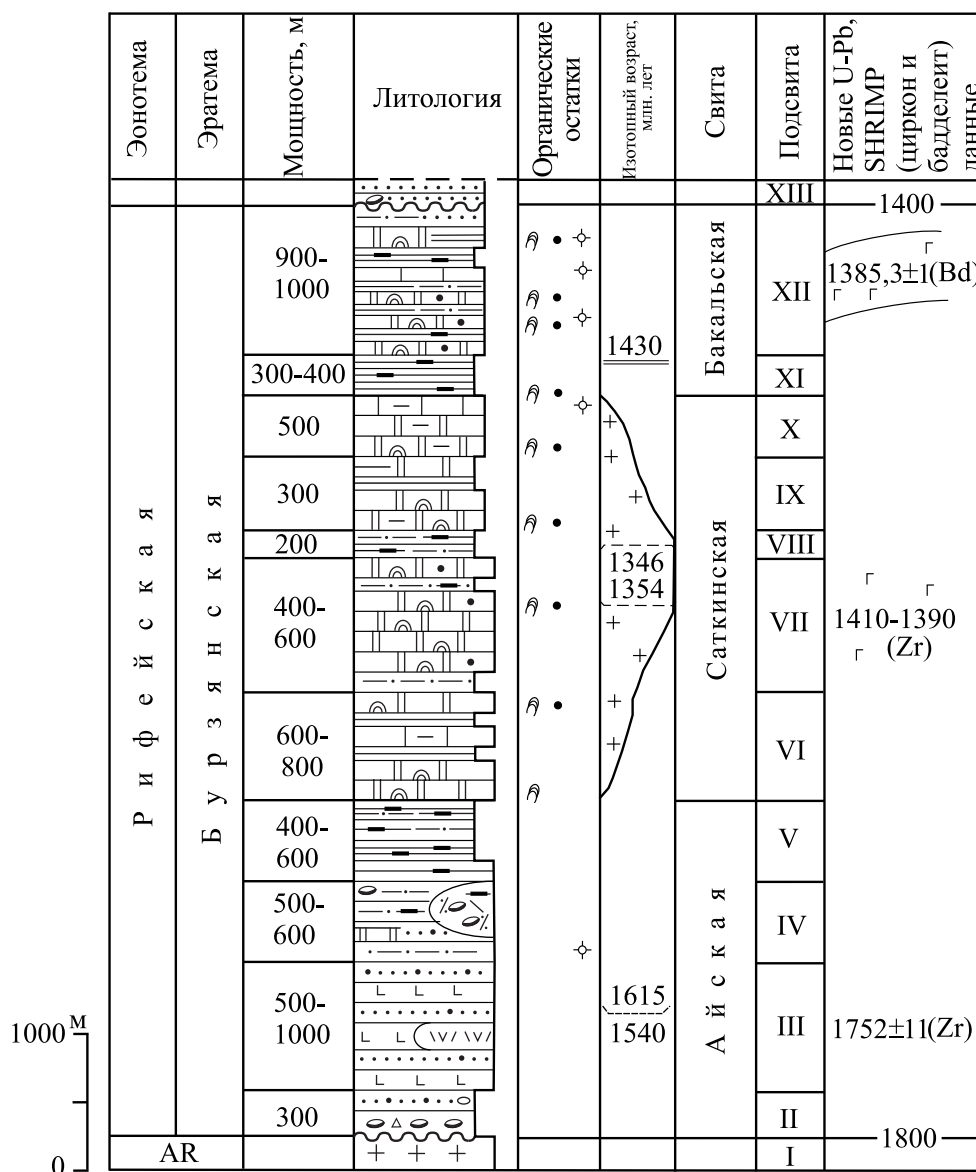


Рис. 2. Стратиграфическая колонка стратотипического разреза бурзянской серии (нижний рифей) Южного Урала. По В.И. Козлову [Геологическая карта..., 2002; Нижний рифей..., 1989; Козлов и др., 2011], с дополнениями

Стратиграфические подразделения: I — архейско-нижнепротерозойские метаморфические образования тараташского комплекса; II–XIII — рифей, свиты: II–V — айская, подсвиты: II, III — нижняя (навышская), толщи: II — нижняя (полимиктовые конгломерато-брекчии, гравелиты, разнозернистые аркозовые песчаники с редкой галькой), III — верхняя (чередование метабазальтов и полимиктовых, полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников и алевролитов, гравелитов и конгломератов), IV — средняя (чудинская — чередование алевролитов и песчаников аркозовых, полевошпат-кварцевых и реже полимиктовых и углеродисто- и известково-глинистых сланцев, прослои и пачки полимиктовых конгломератов и единичные прослои алевролитовых доломитов), V — верхняя (кисеганская — углеродисто-глинистые сланцы, часто алевритистые, подчинены маломощные прослои полевошпат-кварцевых алевролитов и очень редко песчаников); VI–X — саткинская, подсвиты VI — нижнекусинская (доломиты, местами строматолиты и микрофитолиты I комплекса), VII — верхнекусинская (доломиты с линзами кремней, реже известняки, прослои кварцевых алевролитов и глинисто-карбонатных сланцев, строматолиты и микрофитолиты I комплекса), VIII — половинкинская (сланцы углеродисто-глинистые с прослоями и пачками кварцевых алевролитов и реже песчаников), IX — нижнесаткинская (доломиты с прослоями мергелей и углеродисто-глинистых сланцев иногда с микрофоссилиями, строматолиты и микрофитолиты I комплекса), X — верхнесаткинская (доломиты, маломощные прослои известняков и глинисто-карбонатных сланцев с микрофоссилиями, магнезиты); XI–XII — бакальская, подсвиты: XI — нижняя (макаровская — углеродисто-глинистые сланцы с микрофоссилиями, прослои кварцевых и полевошпат-кварцевых алевролитов), XII — верхняя (малобакальская — доломиты и известняки, прослои и пачки углеродисто-глинистых сланцев часто с микрофоссилиями и кварцевых алевролитов, строматолиты и микрофитолиты I комплекса); XIII — зигальгинская свита среднего рифея. Условные обозначения см. рис. 1.

Бакальская свита (RF_1b)

Свита сложена углеродисто-глинистыми сланцами, доломитами и в меньшей степени известняками, подчинены прослой кварцевых алевролитов и песчаников. В карбонатных породах свиты присутствуют строматолиты и микрофитолиты I (нижнерифейского) комплекса, а в сланцах — микрофоссилии нижнего рифея [Нижний рифей..., 1989]. Работами Бакальской ГРП установлено, что по простиранию на юг, а также на запад и восток карбонатные породы верхней половины бакальской свиты замещаются карбонатно-терригенными. Бакальская свита имеет мощность 1200–1400 м и завершает разрез нижнего рифея в стратотипе, где мощность его колеблется от 4900 до 6300 м (см. рис. 1).

Как отмечалось выше, сводовая часть Ямантауского антиклинория сложена отложениями нижнего рифея, которые являются возрастными аналогами таковых в стратотипических разрезах Бакало-Саткинского района, но имеют некоторые отличительные особенности состава, строения и биостратиграфической характеристики. Это обстоятельство послужило А.И. Иванову основанием для выделения здесь в 1937 г. местных свит (большеинзерской, суранской и юшинской) в объёме ямантауской серии (рис. 3). Перечисленные свиты являются соответственно аналогами айской, саткинской и бакальской свит [Иванов, 1937; Нижний рифей..., 1989; Гарань, 1969; Геологическая карта..., 2002]. Необходимо отметить, что название ямантауская серия к этим свитам в геологической литературе и практике так и не привилось.

Большеинзерская свита (RF_1bin)

Свита сложена кварцевыми и в меньшей степени полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, подчинены доломиты, известняки и углеродисто-глинистые сланцы; гравелиты и мелко- и разногалежные конгломераты отмечаются в единичных прослоях. Отложения свиты слагают ядро Айгирской антиклинали, расположенной в юго-западной части карты за пределами территории Заповедника. Нижняя граница свиты не вскрыта эрозией. Мощность свиты около 2150 м.

Суранская свита (RF_1sr)

В основании и верхней части свита сложена доломитами и доломитизированными известняками, а в средней — глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, мергелями, полевошпат-кварцевыми алевролитами и реже песчаниками того же состава. Отложения суранской свиты слагают большую часть приосевой зоны Ямантауского анти-

клинория в районе хребтов Мал. Ямантау, Юша, Караташ, Машак и характеризуются слабой обнажённостью. Фрагменты разреза её можно наблюдать по рекам Бол. и Мал. Инзер и их притокам, а также в выемках железной дороги Белорецк — Карламан — Уфа и автотрассы Белорецк — Инзер — Уфа. С подстилающей большеинзерской свитой она связана постепенным переходом. По особенностям литологического состава и характеру чередования основных типов пород суранская свита расчленена на миньякскую, бердагуловскую, ангастакскую, сердаукскую и лапыштинскую подсвиты (см. рис. 3), связанные между собой постепенными переходами [Объяснительная записка..., 1960; Нижний рифей..., 1989].

Миньякская подсвита (RF_1sr_1) сложена преимущественно доломитами и известняками, с редкими прослоями углеродисто-глинистых сланцев и их карбонатсодержащих разновидностей. Прослеживается по правому берегу р. Бол. Инзер от д. Гадельшино на севере до д. Карталинская Запань на юге при ширине полосы распространения соответственно от 1 до 2 км. Миньякская подсвита здесь слагает ядро Гадельшинской антиклинали. Кроме того, за южной границей Заповедника отложения подсвиты распространены на восточном склоне хр. Караташ, где они слагают присводовую часть Айгирской антиклинали, занимая полосу шириной от 0,5 до 1 и 3 км. Обнажённость полосы распространения подсвиты недостаточная. Фрагменты разрезов подсвиты можно наблюдать по берегам рек Бол. Инзер (у устья р. Миньяк, и в 3,5 км ниже устья р. Суран), Ишля, Сюрюнзяк, по руч. Чёрному — левому притоку р. Миньяк. Во всех перечисленных фрагментах разрезов миньякская подсвита сложена доломитами и известняками мелко- и среднезернистыми, серыми и тёмно-серыми, а в верхах — светло-серыми и серыми. С подстилающей большеинзерской свитой контакт согласный, граница резкая. В 3,5 км ниже устья р. Суран непосредственно на полевошпат-кварцевых песчаниках (самый верхний слой большеинзерской свиты) залегают известняки (миньякская подсвита) мелкозернистые, тёмно-серые и серые. Общая мощность подсвиты 300–400 м.

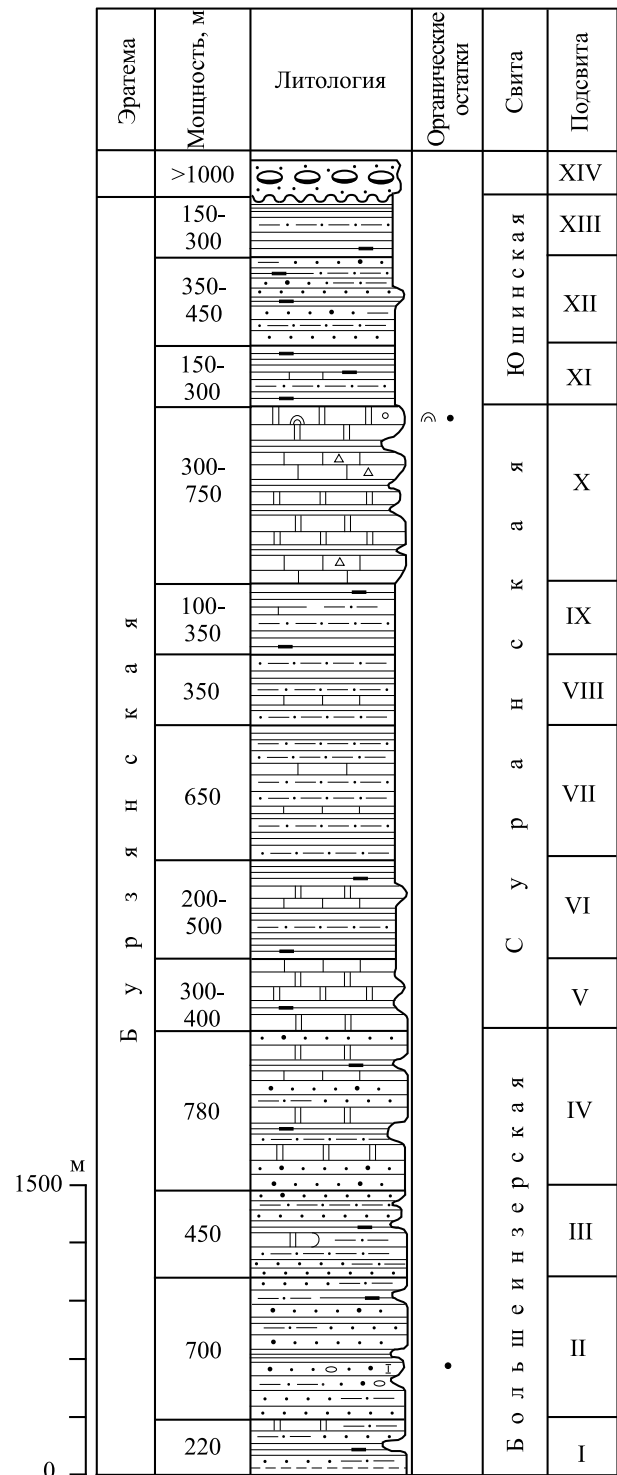
Бердагуловская подсвита (RF_1sr_2) представлена чередованием глинистых и углеродисто-глинистых сланцев, часто известковистых, полевошпат-кварцевых и кварцевых алевролитов, доломитов и известняков. Она прослеживается в ядре Бердагуловской антиклинали (ширина полосы около 4 км), полосой (ширина от 0,5 до 1,5 км) по правому берегу р. Бол. Инзер от д. Гадельшино на севере до д. Карталинская Запань на юге вдоль полосы распространения подстилающей миньякской подсвиты, в ядре Миньякской антиклинали (ширина полосы от 0,5 до 1,5 км) и на восточном склоне хр. Караташ в крыльях Айгирской антиклинали (за пределами территории

Заповедника). Обнажённость подсвиты слабая. Фрагменты разреза её можно наблюдать по р. Мал. Инзер у д. Бердагулово (стратотипический разрез), по руч. Сайбартан, по р. Бол. Инзер в 1 км выше устья р. Миньяк и в 3 км выше устья р. Суран, в 2,7 км ниже д. Лапышта, в районе д. Гадельшино и на р. Сюрюнзяк в д. Ишля. На подстилающей миньякской подсвите бердагуловская залегает согласно с постепенной сменой карбонатных пород карбонатно-терригенными. На правом берегу р. Бол. Инзер в 1 км выше устья р. Миньяк непосредственно на миньякских известняках с резким контактом согласно залегают тонкослоистые тёмно-серые углеродисто-глинистые сланцы, содержащие прослои (по 7–8 см) тонкого чередования этих сланцев и тонкозернистых известняков тёмно-серых и серых за счёт прослоев углеродисто-глинистого материала. Спорадически в составе подсвиты (например в стратотипическом разрезе у д. Бердагулово) появляются прослои (толщиной от 0,1 до 0,3 м) алевролитов кварцевых, светло-серых, серых, алевритистых известняков и тёмно-серых углеродисто-глинистых сланцев, в которых в процессе эпигенеза формируются текстуры: в виде невыдержанных (чётковид-

ных), за счёт карбонатных округлых обособлений — нодулей (от 1–2×3–5×10 см до 3–5×10×20–25 см), прослоев (рис. 4). В целом для бердагуловской подсвиты характерно разнообразное чередование перечисленных выше основных типов пород (сланцы, алевролиты, карбонатные породы), как правило, образующих между собой постепенные переходы. Местами в переслаивании отмечается простая ритмичность, представляющая чередование тёмно-серых и чёрных углеродисто-глинистых сланцев, алевролитов кварцевых и полевошпат-кварцевых

Рис. 3. Стратиграфическая колонка бурзянской серии (нижний рифей) Ямантауского антиклинория Южного Урала. По В.И. Козлову [Геологическая карта..., 2002; Нижний рифей..., 1989; Козлов и др., 2011]

Стратиграфические подразделения: I–IV — большеинзерская свита: I — нижняя подсвита (песчаники и алевролиты кварцевые и полевошпат-кварцевые, прослои доломитов, известняков и углеродисто-глинистых сланцев), II, III — средняя подсвита, толщи: II — нижняя (песчаники и алевропесчаники кварцевые, большей частью с полевым шпатом, полевошпат-кварцевые и аркозовые, прослои углеродисто-глинистых сланцев и известняков), III — верхняя (песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевые в верхней части с прослоями углеродисто-глинистых сланцев и доломитов), IV — верхняя подсвита (песчаники и алевролиты субаркозовые и полевошпат-кварцевые, доломиты, известняки, прослои углеродисто-глинистые сланцев); V–X — суранская, подсвиты: V — миньякская (доломиты, известняки, редкие прослои углеродисто-глинистых сланцев), VI — бердагуловская (сланцы глинистые и углеродисто-глинистые, часто известковистые, прослои доломитов, известняков и алевролитов кварцевых и полевошпат-кварцевых), VII и VIII — ангастакская, толщи: VII — нижняя (алевролиты кварцевые, прослои глинистых сланцев и известняков), VIII — верхняя (алевролиты кварцевые в чередовании с глинистыми сланцами и алевритистыми известняками), IX — сердаукская (сланцы глинистые и углеродисто-глинистые, алевролиты кварцевые, маломощные прослои известняков), X — лапыштинская (известняки и доломиты, местами со строматолитами и микрофитоитами I нижнерифейского комплекса, прослои глинистых сланцев); XI–XIII — юшинская, подсвиты: XI — вязовская (сланцы глинистые и углеродисто-глинистые, алевролиты и редко песчаники кварцевые, прослои известняков), XII — багарыштинская (ритмичное чередование песчаников и алевролитов кварцевых и полевошпат-кварцевых, сланцев глинистых и углеродисто-глинистых), XIII — сухинская (сланцы глинистые и углеродисто-глинистые, прослои алевролитов и песчаников полевошпат-кварцевых и реже кварцевых); XIV — зигальгинская (на западе) и машакская (на востоке) свиты юрматинской серии. Условные обозначения см. рис. 1.



светло-серых и серых и (реже) известняков тонкозернистых, тёмно-серых за счёт присутствия углеродисто-глинистого материала. Мощность таких ритмично-слоистых пачек от 0,5–1 до 20–40 м при толщине элементарных ритмов от 5 до 20 и 60 мм. Подобная направленная ритмичность отмечается в основании подсвиты, где наблюдается в различном соотношении чередование сланцев, алевролитов и известняков. Мощность ритмов здесь от 5 до 12 м. Это также является доказательством наличия постепенного перехода между миньякской и бердагуловской подсвитами. По простиранию отдельные слои и пачки часто выклиниваются или замещают друг друга, но общий набор пород и характерный их облик сохраняется хорошо. Мощность бердагуловской подсвиты 200–300 м.

Ангастакская подсвита ($RF_1 sr_3$) сложена преимущественно филлитизированными кварцевыми алевролитами и сланцами, мергелями с прослоями доломитов и известняков и очень редко песчаников полевошпат-кварцевого состава. Она распространена сравнительно широко на крыльях Бердагуловской, Миньякской, Гадельшинской и Айгирской антиклиналей, где образует полосы шириной от 1 до 3 км. Фрагменты разрезов отмечаются по долинам рек Мал. Инзер, Суран, Ишля, Сюрюзяк. Наиболее значительная площадь (1–5×17 км) распространения подсвиты откартирована в верховьях р. Мал. Инзер, где по правому берегу она слагает ядро Кузьелгинской антиклинали. Обнажена подсвита неравномерно, отдельные фрагменты разрезов подсвиты можно наблюдать по рекам Мал. Инзер, Суран, Ишля, Сюрюзяк и их притокам. Эти фрагменты дают достаточно полное представление о составе и строении ангастакской подсвиты. С подстилающей бердагуловской подсвитой она связана постепенным переходом, хотя граница обычно резкая и проводится по исчезновению прослоев чёрных и тёмно-серых углеродисто-глинистых сланцев.

Проведённые нами исследования [Нижний рифей..., 1989] свидетельствуют, что в составе ангастакской подсвиты преобладают филлитизированные глинистые сланцы и кварцевые алевролиты (составляющие соответственно 50 и 36% её мощности); подчинены мергели (10%), доломиты и известняки (около 4%). В отложениях подсвиты местами отмечается направленная прерывистая ритмичность. Простая ритмичная слоистость наиболее отчётливо выражена в сланцах в виде ленточной параллельной полосчатости, являющейся основной отличительной особенностью ангастакской подсвиты. Эта полосчатость обусловлена чередованием слойков (толщиной от 2–3 до 5–7 мм, реже до 1 см) карбонатно-глинистого и кварцевого состава. Направленная прерывистая ритмичность представлена чередованием ленточно-полосчатых сланцев, их карбонатсодержащих разностей и известняков

тёмно-голубовато-серых. Мощность таких ритмов в разных частях разреза подсвиты колеблется от 2–3 и 50–80 см до 10–15 м. Мощность ангастакской подсвиты около 1000 м.

Сердаукская подсвита ($RF_1 sr_4$) представлена преимущественно глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, с прослоями алевролитов кварцевых, известняков и доломитов. Она пользуется сравнительно незначительным распространением в виде узких полос шириной от 0,5 до 1 км в крыльях Айгирской и Бердагуловской антиклиналей и 1–1,5 км в крыльях Кузьелгинской антиклинали с расширением в южной периклинали этой структуры до 4 км. Обнажённость подсвиты слабая, разрозненные редкие выходы слагающих её пород можно наблюдать по рекам Мал. Инзер, Лапышта, Манява, Калган-Безмен и др. С подстилающей ангастакской подсвитой сердаукская связана постепенным переходом за счёт появления и последующего увеличения в верхней части разреза ангастакских сланцев и алевролитов углеродистого материала, что сопровождается сменой окраски пород с зеленовато-серой на тёмно-серую. Этот переход описан нами в разрезе по правому берегу р. Манява в 240 м ниже д. Ниж. Манява. Здесь на границе подсвит наблюдается неравномерное чередование углито-глинистых сланцев тёмно-серых (толщина слойков от 1–2 мм до 4–5 см) и алевролитов кварцевых светло-серых (толщина слойков от 1–2 мм до 15 см), содержащих тонкие (1–2 мм) слойки тёмных углеродисто-глинистых сланцев. Мощность этой переходной пачки 4 м. Породы сердаукской подсвиты по составу, внешнему облику и структурно-текстурным особенностям близки к одноимённым породам бердагуловской подсвиты. В её составе по всей площади распространения преобладают тёмно-серые и чёрные углеродисто-глинистые сланцы (более 90% мощности подсвиты) с редкими прослоями серых кварцевых алевролитов и карбонатных пород. Мощность сердаукской подсвиты колеблется от 100 до 350 м.

Лапыштинская подсвита ($RF_1 sr_5$) сложена преимущественно известняками и доломитами, с прослоями углеродисто-глинистых и глинистых сланцев в низах и верхах разреза вблизи контактов с подстилающими (сердаукская подсвита) и перекрывающими (вязовская подсвита юшинской свиты) отложениями. Она прослеживается в междуречье Мал. Инзера и Тюльмень в крыльях и периклиналиных замыканиях Кузьелгинской антиклинали (ширина полосы распространения от 1 до 2 км при протяжённости около 30 км), на восточном крыле Бердагуловской антиклинали (полоса шириной от 0,8 до 2 км) и в районе д. Лапышта (в крыльях одноимённой синклинали подстилает отложения вышележащей юшинской свиты). Обнажённость площади распространения подсвиты недостаточная, так как здесь преобладает слабо всхолмленный рельеф со сглаженными формами, что и обуславливает

отсутствие обнажённости. Разрозненные коренные выходы отмечаются только в бортах долин ручьёв и рек (Мал. Инзер, Кузьелга, Лапышта и др.). С подстилающей сердаукской подсвитой лапыштинская связана постепенным переходом [Объяснительная записка..., 1960; Швецов и др., 1972 г.]. В целом на всей площади распространения в составе лапыштинской подсвиты преобладают известняки и доломиты, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы резко подчинены и, как уже отмечалось выше, приурочены к нижним и верхним частям разреза вблизи контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями. Мощность лапыштинской подсвиты достигает 300–750 м, а всей суранской свиты — 1900–2800 м.

По результатам проведённых на территории Заповедника геологосъёмочных работ и нашим исследованиям [Нижний рифей..., 1989] в составе суранской свиты в основании и верхней части преобладают известняки и доломиты, составляющие около 98% мощности миньякской и лапыштинской подсвит и порядка 40% общей мощности свиты. В средней части разреза свиты преобладают кварцевые и полевошпат-кварцевые алевролиты и сланцы глинистые и углеродисто-глинистые (соответственно 40 и 33% суммарной мощности, слагаемых ими подсвит); мергели (18%), известняки (5%) и доломиты (4%) подчинены. Все перечисленные породы образуют между собой постепенные взаимопереходы, что нередко затрудняет корреляцию удалённых разрезов.

Основные типы пород суранской свиты описаны нами ранее [Нижний рифей..., 1989]. Краткая характеристика их проведена ниже.

Известняки и доломиты по микротекстурно-структурным особенностям близки между собой, характеризуются значительными колебаниями карбонатных минералов кальцита — доломита и терригенной примеси, что и обусловило наличие переходных разностей между ними. Структуры карбонатных пород гранобластовые и состоят из неправильно-ромбоэдрических или реже — ромбоэдрических зёрен кальцита (доломита) размером от 0,03 до 0,1 мм, реже до 0,15 мм. Почти постоянно присутствуют в переменных количествах реликтовые алевролитовые зёрна кварца и растащенные слои из углеродисто-глинистого материала.

В суранской свите в составе миньякской и лапыштинской подсвит широко развиты доломитовые метасоматиты по терригенным породам. По внешнему облику, текстурно-структурным особенностям и минеральному составу они сходны с таковыми из большеинзерской свиты. Эти породы подробно охарактеризованы нами ранее [Нижний рифей..., 1989].

Алевролиты кварцевого и полевошпат-кварцевого состава, серые, светло-серые породы, массивные или слоистые. Под микроскопом они имеют алевритовые конформно-регенерационные струк-

туры, осложнённые начальным бластезом. Обломочный материал (до 90–95% породы) представлен кварцем (85–95% обломков), плагиоклазом (3–15%), обломочными чешуйками и листочками гидратизированного и хлоритизированного биотита (от 1 до 3–5%); единичны пластинки гидратизированного мусковита. Акцессорные минералы — турмалин, циркон, апатит, сфен и рутил. Сортировка обломков хорошая, размеры от 0,04 до 0,1 мм, форма сглаженно-угловатая, реже угловатая и округлая, окатанная. Цемент в алевролитах (1–5% породы) плёночный, реже плёочно-поровый, тонко- и микрочешуйчатый, слюдисто-хлоритовый и хлоритовый. В алевролитах повсеместно присутствуют в переменных количествах зёрна вторичного доломита (до 0,1–0,12 мм). Часто алевролиты постепенно переходят в углито-глинистые и глинистые сланцы. Переход этот обусловлен постепенным увеличением в составе породы глинистого и углеродисто-глинистого цемента (в алевросланцах до 50–60% породы) и уменьшением размерности обломочного материала (до 0,01 мм и менее).

Углеродисто-глинистые и глинистые сланцы — это тёмно-серые до чёрных, неравномерно-слоистые породы. Слоистость в них обусловлена присутствием изменчивых по мощности прослоев описанных выше алевролитов. Состоят сланцы из тонкочешуйчатого ориентированного гидрослюдисто-хлоритового агрегата, замутнённого (часто до непрозрачного под микроскопом) углеродистым материалом, с включением микроиглолок рутила, микрозерен сфена и турмалина, иногда пирита и гидроокислов железа. Часто в сланцах отмечается примесь обломочного кварца алевритовой размерности, псевдоморфно замещённого доломитом (форма и размер исходного обломочного зерна, как правило, сохраняются).

Таким образом, суранская свита: 1) залегает с постепенным переходом на подстилающей большеинзерской свите; 2) представлена сложным комплексом терригенно-карбонатных осадков: известняками, доломитами, среди которых встречаются прослойки железистых разностей, мергелей и (реже) песчаниками, алевролитами и глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами; 3) отмечается многопорядковая ритмичность в переслаивании, что позволяет, в сочетании с особенностями состава, расчленить её на пять подсвит, из которых нижняя и верхняя являются карбонатными; 4) карбонатные породы представлены доломитами и известняками, содержащими алевритовую примесь кварца и полевого шпата, чешуек слюды; среди карбонатных хемогенных пород широко развиты известковые, доломитовые и кварц-доломитовые метасоматиты; 5) алевропсаммитовые и глинистые породы образуют между собой переходные разности, часто известковистые.

Стратиграфическое положение суранской свиты установлено вполне определённо залеганием её

на большеинзерской свите под черносланцевыми отложениями юшинской свиты, которая, в свою очередь, перекрывается вулканогенно-осадочной машакской свитой среднего рифея.

В сводовой части Аскараровской антиклинали (примерно в 100 км южнее Заповедника) в доломитах лапыштинской подсвиты собраны строматолиты *Kussiella kussiensis* Kryl., сходные со строматолитами из саткинской и бакальской свит Бакало-Саткинского района, и микрофитолиты *Osagia pulla* Z. Zhur., *O. suranica* Fed., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Ves. nuguschensis* Fed., *Volvatella primaria* Z. Zhur., типичные для нижнерифейского комплекса [Федонкин, 1974; Радченко, Федонкин, 1974]. Вблизи устья руч. Алакуян, по берегам р. Бол. Нугуш нами собраны микрофитолиты *Osagia lebidinosa* Z. Zhur., *O. pulla* Z. Zhur., *O. kotuicanica* Milst., также характерные для I (нижнерифейского) комплекса. М.Е. Раабен в районе д. Аскараров определены строматолиты *Kussiella kussiensis* Kryl., *Omachtella* sp., *Colleniella* sp. (устное сообщение) неважной сохранности, но достаточно уверенно сопоставимые с раннерифейскими формами Бакало-Саткинского района и разрезов Сибири.

Юшинская свита (RF₁jš)

Свита впервые выделена А.И. Ивановым [1937] и сложена преимущественно глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, единичны маломощные прослои доломитов и известняков.

В пределах рассматриваемой карты она прослеживается от юго-западного угла к северо-восточному, слагая крылья Ямантауского антиклинория, а от истоков р. Мал. Инзер (от широты высот с отметками 1380 м — хр. Нары и 1308 м — хр. Машак) переходит в сводовую часть структуры при ширине полосы распространения около 6 км. Здесь юшинская свита показана нерасчленённой. Юго-западнее указанной широты свита слагает крылья Кузьелгинской антиклинали, имеет ширину полосы распространения 1–2 км на западе и 1–1,5 км на востоке, причём в последнем случае южнее широты г. Ямантау она срезается Казавдинским сбросо-сдвигом [Ротарь и др., 1971 г.]. В Кузьелгинской антиклинали юшинская свита показана нерасчленённой. На восточном склоне хр. Караташ полоса распространения юшинской свиты имеет ширину 0,5–1 км, а в крыльях Лапыштинской синклинали (хр. Юша и его отроги) — достигает 8 км. Свита имеет слабую обнажённость: разрозненные гривковые выходы шириной от 1–3 до 10–15 м и протяжённостью 100–200 м приурочены к участкам развития устойчивых к выветриванию песчаников, а там, где в разрезе преобладают сланцы, обнажения практически

отсутствуют. Разрозненные фрагменты разрезов свиты можно наблюдать по р. Мал. Инзер ниже д. Кузьелга и выше дд. Айгир, Лапышта, Багарышта, ручьям Бол. и Мал. Кургаза и некоторым другим. С подстилающей суранской свитой она связана постепенным переходом, что наблюдалось нами на правом берегу р. Кузьелга у южной окраины одноимённой деревни и на левом берегу р. Лапышта на юго-восточной окраине д. Лапышта. В последнем случае на пачке переслаивания лапыштинских известняков и алевролитов совершенно согласно залегают кварцевые алевролиты вязовской подсвиты юшинской свиты. Контакт проводится по подошве пачки (около 10 м) алевролитов, совершенно лишённой карбонатных прослоев. По особенностям состава и характеру чередования пород юшинская свита расчленена на вязовскую, багарыштинскую и сухинскую подсвиты (см. рис. 3), связанные между собой постепенными переходами [Иванов, 1937; Ротарь и др., 1971 г.; Клочихин и др., 1972 г.; Швецов и др., 1972 г.; Нижний рифей..., 1989]. Однако из-за плохой обнажённости почти везде на представленной карте юшинская свита показана нерасчленённой.

Вязовская подсвита (RF₁jš₁) сложена глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами и кварцевыми алевролитами, с прослоями песчаников того же состава и известняков. Она развита в районе деревень Юша, Лапышта и Татлы на крыльях Юшинской синклинали полосой шириной около 600 м. Обнажённость отложений подсвиты плохая. Отдельные фрагменты разрезов можно наблюдать по берегам р. Лапышта, Татлы и в некоторых других местах. Стратотипическим для подсвиты А.И. Ивановым [1937] был предложен разрез по г. Вязовой на хр. Юша. В качестве опорного нами [Нижний рифей..., 1989] предложен разрез на южной окраине д. Лапышта по левому берегу одноимённой реки. Нижняя граница вязовской подсвиты совпадает с подошвой юшинской свиты и описана выше; мощность подсвиты 150–300 м (см. рис. 3).

Преобладающими в составе вязовской подсвиты являются глинистые и углеродисто-глинистые сланцы зеленовато- и тёмно-серые, иногда чёрные, среди которых присутствуют тонкие прослои (от 1–2 до 5–10 и реже 30–50 см) кварцевых алевролитов и (иногда) песчаников. В нижней части разреза подсвиты отмечаются маломощные прослои (5–15 см) известняков, по составу, внешнему облику и структурно-текстурным особенностям близкие к таковым из подстилающей лапыштинской подсвиты, что подтверждает наличие постепенного перехода между юшинской и суранской свитами.

Багарыштинская подсвита (RF₁jš₂) представлена ритмичным чередованием песчаников и алевролитов кварцевого и полевошпат-кварцевого состава и сланцев глинистых и углеродисто-глинистых.

Подсвета слагает ядра и крылья мелких складок, осложняющих Юшинскую синклиналь (район станции Юша и д. Ильмяшкино), и значительную площадь (0,7×2 км) в ядре Лапыштинской синклинали. Обнажена подсвета недостаточно. Фрагменты разрезов её можно наблюдать по рекам Багарышта ниже пос. Татлы, р. Мал. Инзер в 800 м ниже устья р. Кузьелга, а также выше ст. Айгир, руч. Бол. Кургаза. Стратотипическим для подсветы является разрез по р. Багарышта [Иванов, 1937]. Достаточно представительный разрез подсветы описан нами на правом берегу р. Мал. Инзер в 800 м ниже устья р. Кузьелга [Нижний рифей..., 1989]. Переход от подстилающей вязовской подсветы постепенный и граница проводится по появлению в разрезе мощных пластов песчаников. Преобладающими в разрезе подсветы являются кварцевые песчаники и алевролиты, по облику, составу обломочного материала и цемента близкие к песчаникам. Более глинистые разности алевролитов нередко переходят в глинистые сланцы. В породах подсветы можно наблюдать фрагменты первичных текстур: горизонтальную слоистость, складки оползания и волочения, текстуры взмучивания (рис. 5).

Породы багарыштинской подсветы часто находятся в простом или направленном ритмичном переслаивании, в основании ритмов нередко присутствуют грубозернистые разности песчаников, иногда гравелитов, содержащих продукты размыва подстилающих пород. Мощность багарыштинской подсветы 350–450 м.

Сухинская подсвета (RF₁ jš₃) сложена сланцами глинистыми, часто углеродистыми, алевролитами с прослоями песчаников кварцевого, реже полевошпат-кварцевого состава. Имеет незначительное распространение в верховьях р. Мал. Инзер и характеризуется плохой обнажённостью. С подстилающей багарыштинской подсветой она связана постепенным переходом [Иванов, 1937]. Мощность сухинской подсветы 150–300 м, а общая мощность юшинской свиты — 600–1000 м.

В составе юшинской свиты незначительно преобладают глинистые и углеродисто-глинистые сланцы (37%) над алевролитами (32%) и песчаниками (31% общей мощности свиты); доломиты и известняки отмечаются в единичных и маломощных прослоях.

Сланцы глинистые и углеродисто-глинистые, тёмно-серые до чёрных, тонко- и среднеслоистые, что обусловлено неравномерным послойным распределением углеродистого материала или присутствием тонких алевролитовых прослоев. Под микроскопом они имеют тонко- и дисперсно-чешуйчатую структуру и состоят из ориентированного бледно-зелёного гидрослюдисто-хлоритового агрегата, часто замутнённого тонкораспылённым или локализованным в отдельные слои углеродистым материалом, содержание которого от 5 до 30–35% толщины про-

слоя. Нередко алевритовая примесь кварца (размерностью от 0,02 до 0,07 мм) и листочков биотита (размерностью до 0,1 мм) обнаруживает одинаковую ориентировку по слоистости. Содержание биотита в отдельных прослоях достигает 10–15% и сланцы переходят в слюдястые разности. Листочки биотита, как правило, псевдоморфно замещены хлоритом, реже гидратизированы и имеют характерные «гармошковидные» веерообразные структуры. В примеси в незначительных количествах отмечаются включения микроигольчатого рутила, микропризмочки турмалина, точечные выделения гидроокислов железа, зёрна окисленного пирита (0,02–0,3 мм) и реже доломита железистого, замещённого кальцитом и гидроокислами железа.

Алевролиты кварцевые, слюдястые, серые или зеленовато-серые, часто со слоистыми и полосчатыми текстурами, обусловленными обогащением отдельных слойков слюдястым или глинистым материалом. При микроскопическом изучении в них отмечаются сланцеватые и слоистые текстуры. Обломочный материал размерностью от 0,08 до 0,1 мм, средне- и слабосортированный, представлен полуокатанными зёрнами кварца (70–80% обломков), полевого шпата — альбита (до 2%) монокристаллического или тонкодвойникового, листочками и пластинками биотита (до 0,12–0,2 мм в длину), замещёнными хлоритом, иногда в сростании с волокнистым мусковитом. Содержание биотита в отдельных прослоях от 2–3 до 10–30% (в слюдястых разностях). Часто отдельные прослои состоят из ориентированных, слившихся в единый агрегат чешуек бурого биотита. Цемент в алевролитах (10–15%) поровый, порово-плёночный, коррозионный, по составу хлоритовый, гидрослюдисто-хлоритовый. Нередко алевролиты карбонатизированы (5–35%), при этом кальцит замещает обломочные зёрна и цемент.

Песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые, серые, часто слоистые за счёт градационной сортировки. Под микроскопом в них отмечаются сланцеватые и конформно-регенерационные структуры или структуры рекристаллизационного, рекристаллизационно-грануляционного бластеза. Обломочный материал обычно плохо сортирован и нередко отмечаются переходные разности к алевролитам — алевропесчаники. Кластогенные зёрна (0,05–0,25 мм) часто имеют удлинённый облик и представлены кварцем, содержание которого 97–99% в кварцевых разностях и 80–90% — в полевошпат-кварцевых, и плагиоклазом — соответственно 1–3% и 7–10%. Кварц обычно монокристаллический с широким спектром дефектности; плагиоклаз — альбит с тонкими или широкими двойниковыми полосками, единичны монокристаллы, обычно содержащие вроски серицита и железистой слюдки. Часть зёрен полевого шпата замещена агрегатом гидрослюды. В переменных количествах присутствуют листочки

гидратизированного и хлоритизированного биотита (от 1–3 до 15–20% в полевошпат-кварцевых разностях), обломки кварцитов и глинистых сланцев. Аксессуары представлены сфеном, рутилом, цирконом, турмалином и апатитом. Цемент (от 3–10 до 30% в слюдистых разностях) гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый, иногда с тонкорасеянной примесью рудного минерала, часто окисленного, плёночный, порово-плёночный и (реже) базальный.

Известняки мелкозернистые, серые или тёмно-серые, часто слюдистые, нередко имеют сгустковые или сланцеватые микротекстуры. Сланцеватые известняки из субпараллельно ориентированных удлиненных зёрен кальцита (в длину до 0,3 мм), плотно прилегающих друг к другу, на плоскостях напластования часто отмечаются тонкие скопления углеродистого материала. Известняки со сгустковыми микротекстурами из неправильных по форме выделений и комочков с нечёткими ограничениями, сцементированных мелко- и тонкозернистым кальцитом.

Стратиграфическое положение и возраст юшинской свиты определяется залеганием её на суранской свите, содержащей строматолиты и микрофитоциты I (нижнерифейского) комплекса, под вулканогенно-осадочными образованиями машакской свиты юрматинской серии. В вязовской подсвите юшинской свиты в углеродисто-глинистых сланцах содержатся микрофоссилии, встречающиеся в раннерифейской биоте.

Юшинская свита завершает разрез нижнего рифея Ямантауского антиклинория, где его мощность достигает 4400–6000 м.

Обоснование корреляции и основные отличия нижнерифейских отложений Ямантауского и Тараташского антиклинориев изложены нами ранее [Нижний рифей..., 1989]. Следует отметить, что в аналогах айской свиты здесь нет вулканитов, аркозовых разностей алевропсаммитов, почти полное отсутствие крупнозернистых осадков (гравелитов и конгломератов); в аналогах саткинской свиты наблюдается большее содержание алевропелитов и незначительное присутствие строматолитов и микрофитоцитов; почти исключительно терригенный состав юшинской свиты, сопоставляемой с терригенно-карбонатной бакальской свитой типовых разрезов нижнего рифея Бакало-Саткинского района.

В юго-восточной части представленной карты (но за пределами Заповедника) на восточном крыле Башкирского мегантиклинория в районе г. Белорецк в сводовой части Маярдакского антиклинория в составе нижнего рифея выделена кызылташская свита ($RF_1 kz$), сложенная двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевыми и мусковит-кварцевыми сланцами часто графитистыми и мраморизованными известняками, отмечаются доломиты и локально, в ядре антиклинория — эклогиты, развитые, вероятно, по азитовым дайкам и силлам машакского возрас-

та [Glasmacher et al., 2001]. Нижняя граница свиты не вскрыта эрозией. По особенностям геологического состава она расчленена [Объяснительная записка..., 1960; Решетников и др., 1966 г.; Геология и перспективы..., 1988] на ахмеровскую ($RF_1 kz_1$ — известняки кристаллические, прослой сланцев двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевых часто графитистых и известковистых и песчаников полевошпат-кварцевых), басканскую ($RF_1 kz_2$ — сланцы двуслюдяно-кварцевые часто графитсодержащие и с плагиоклазом, прослой кристаллических известняков), камерташскую ($RF_1 kz_3$ — сланцы двуслюдяно-кварцевые часто с плагиоклазом, прослой известняков) и маярдакскую ($RF_1 kz_4$ — сланцы графит-кварцевые и мусковит-плагиоклаз-кварцевые графитсодержащие, прослой кварцитов) подсвиты, общей мощностью 700–1200 м. Каких-либо палеонтологических данных, подтверждающих раннерифейский возраст кызылташской свиты, пока нет. Однако возраст этой свиты уверенно определяется временем внедрения в эти отложения гранитов Ахмеровского массива: 1381 ± 23 млн лет (циркон, U-Pb метод, SHRIMP II [Краснобаев и др., 2007]).

Средний рифей (юрматиний)

Типом среднего рифея являются отложения юрматинской серии, сложенные алевролитами и песчаниками кварцевого, полевошпат-кварцевого и полимиктового состава, доломитами, известняками, глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами; в основании разреза на восточном крыле Башкирского мегантиклинория присутствуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Отложения юрматинской серии пользуются широким распространением в крыльях упомянутой структуры, слагая хребты Шуйда, Бол. и Мал. Сука, Зигальга, Нары, Кумардак, Машак, Бол. и Мал. Шатак, Базал и др. Нижняя граница серии определяется подошвой зигальгинской (на западе) или машакской (на востоке) свит (см. рис. 1), трансгрессивно и несогласно перекрывающих подстилающие отложения нижнего рифея. Изотопный возраст этой границы определялся в 1350 ± 20 млн лет на основании согласующихся между собой U-Pb (циркон) и Rb-Sr (валовые пробы) датировок машакских эффузивов (соответственно 1350 ± 30 и 1346 ± 41 млн лет), а также контролировался возрастом бердяшских гранитов рапакиви 1354 ± 20 и 1348 ± 13 млн лет (соответственно возраст циркона и породы, U-Pb и Rb-Sr методы).

В настоящее время нижний рубеж среднего рифея уточнён на основании современных изотопных данных машакского вулканизма, датированного в 1383 млн лет [Пучков и др., 2007, 2009, 2013; Краснобаев и др., 2008, 2013б; Ernst et al., 2006] и принят в 1400 млн лет [Пучков и др., 2013].



Рис. 4. Характер обнажений (вверху) и карбонатные округлые обособления (нодули) в алевропелитовых сланцах (внизу) бердагуловской подсвиты суранской свиты у д. Бердагулово. Фото Н.Д. Сергеевой

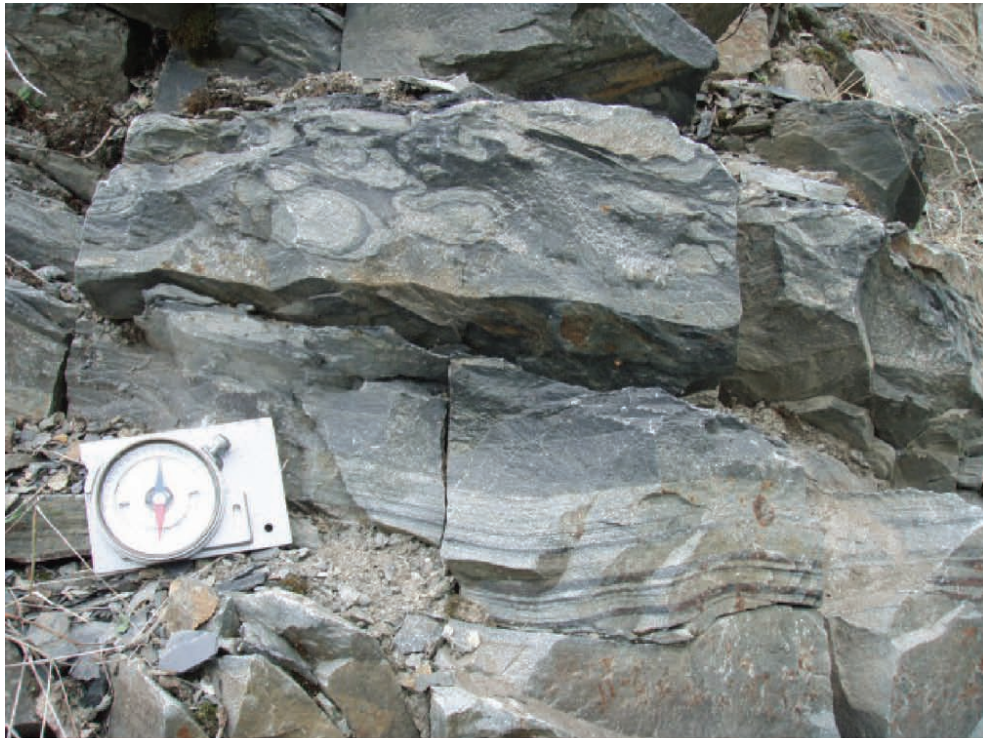


Рис. 5. Первичные текстуры (горизонтально-слоистая, складки оползания и волочения) в отложениях багарыштинской подсвиты юшинской свиты в выемке железной дороги по левому борту р. Багарышта ниже пос. Татлы. Фото Н.Д. Сергеевой

Вверху — общий вид обнажений, внизу — фрагмент.

Возраст обломочного циркона из перекрывающих бирьянских песчаников зильмердакской свиты каратавия — 1100 и 1070 млн лет [Козлов, 1982]. Это позволяет принять возраст юрматинской серии, с учётом новых датировок, в пределах 1400–1030±30 млн лет (см. библиографию [Геологическая карта..., 2002; Пучков и др., 2013]). По литологическому составу и порядку напластования серия расчленена на машакскую, зигальгинскую, зигазинокомаровскую и авзянскую свиты (рис. 6), связанные между собой постепенным переходом [Геологическая карта..., 2002].

Машакская свита ($RF_2 m\delta$)

Свита распространена только на восточном крыле Башкирского мегантиклинория, где является базальной для юрматинской серии. В Ямантауском антиклинории на площади Заповедника она представлена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, полимиктовыми песчаниками и алевролитами, конгломератами и углеродисто-глинистыми сланцами.

Машакская свита впервые выделена А.И. Ивановым в 1934 г. со стратотипом на хр. Машак; вулканогенно-осадочные образования хребтов Бол. и Мал. Шатак К.А. Львов в 1935 г. выделил в шатакскую свиту, а аналогичные отложения восточной части Златоустовского района М.И. Гарань в 1950 г. — в кувашскую свиту [Гарань, 1956]. Юго-западнее г. Белорецк (хребты Яндык, Белятур, Мал. Малиновы, Маярдак и др.) аналоги машакской свиты выделены в аюсапканскую и белетарскую свиты [Иванов, 1946, 1949, 1956; Объяснительная записка..., 1960; Геология и перспективы..., 1988]. Одновременность перечисленных свит убедительно доказана цитируемыми выше авторами, подтверждена последующими исследованиями Ю.Р. Беккера, Б.М. Келлера, В.И. Козлова, А.Ф. Ротаря, П.Н. Швецова и др., что в 1977 и 1990 гг. отражено в Унифицированных стратиграфических схемах докембрия Урала [1993].

Отложения свиты и её возрастных аналогов приурочены к крыльям Ямантауского, Ирмельского, Тараташского и Маярдакского антиклинориев, где прослеживаются почти непрерывной полосой типично уральского простирания шириной от 5 до 10 км от г. Златоуст на севере почти до широты пос. Верх. Авзян на юге (общая протяжённость около 270 км). Свита слагает хребты Машак, Шаки-тар, Белятур, Карагас, Бол. Шатак, горы Ямантау, Машак, Шаки-тар, Караульная, Калпак, Маяк, Дуна-санган и др. Обнажённость свиты крайне неравномерная и в целом недостаточная. Отдельные фрагменты её разрезов можно наблюдать в привершинных частях перечисленных выше хребтов и отдельных гор, а также по берегам редких и небольших

рек и ручьёв (Бол. и Мал. Катав, Бол. и Мал. Кузьелга, Каменный Ключ, Бол. Ключ и др.).

На хребтах Машак и Бол. Шатак машакская свита залегает на различных горизонтах юшинской свиты нижнего рифея со стратиграфическим пере-рывом и угловым несогласием от 5–7° до 30–40°. Соотношение это видно в естественных обнажениях на р. Мал. Катав, на водоразделе рек Бол. и Мал. Казавда [Иванов, 1937; Ротарь, 1974], на юго-западном окончании горы Каинтюбе в 800 м от её вершины, вблизи седловины, отделяющей вершину от горы Дунасанган [Швецов, 1974], на западном склоне хр. Бол. Шатак в овраге Шатакский [Львов, 1935; Ларионов и др., 2004 г.]. В Златоустовском районе, где отложения свиты значительно метаморфизованы, контакт с подстилающими отложениями осложнён Зюраткульским надвигом и не наблюдался. Наиболее полные (стратотипические) разрезы машакской свиты описаны А.Ф. Ротарю [1974] в районе г. Бол. Ямантау. Достаточно полным и сравнительно доступным является разрез машакской свиты на хр. Бол. Шатак, включающий серию обнажений южнее урочища Матвеев Залавок на западе и далее на северо-восток, восток и юго-восток в направлении горы Капкаташ (отм. 1099,7). Этот разрез мы предлагаем в качестве гипостратотипического для машакской свиты [Козлов и др., 2007].

По данным геологосъёмочных работ и нашим исследованиям, машакская свита на площади распространения испытывает значительные фациальные изменения, выражающиеся в каждом конкретном разрезе в соотношении вулканогенных и осадочных пород, в частых постепенных или резких взаимопереходах псаммитов в псефиты, алевролитов — в пелиты и наоборот. Установлено, что мощность вулканогенных пород в машакской свите уменьшается с севера на юг: в районе хр. Машак они составляют около 80% мощности свиты, а на хр. Бол. Шатак — 30–50% [Стратотип рифея ..., 1983].

А.И. Иванов [1937] впервые расчленил машакскую свиту на ерикаташскую (белятурскую), шаки-тарскую и кувышскую подсвиты. А.Ф. Ротарю с соавторами в 1971 г. свита была расчленена на подсвиты (снизу): кузьелгинскую, казавдинскую, быковскую, калпакскую, куян-тавскую, каранскую, шаки-тарскую и ямантаускую, что отражено в упомянутых выше схемах докембрия Урала [Унифицированные..., 1993]. В.И. Козлов [Стратотип рифея..., 1983; Козлов и др., 1994] предложил расчленить машакскую свиту на три подсвиты: три нижние подсвиты А.Ф. Ротарю он объединил в нижнемашакскую, три следующие — в среднемашакскую, а две верхние — в верхнемашакскую подсвиты. В объяснительной записке к Геологической карте масштаба 1:200 000 листа N-40-XXII Н.Н. Ларионов с соавторами [2004 г.] в составе машакской свиты на хр. Бол. Шатак выделили три подсвиты и верхнюю толщу. Подсвиты отвечают трём нижним подсвитам

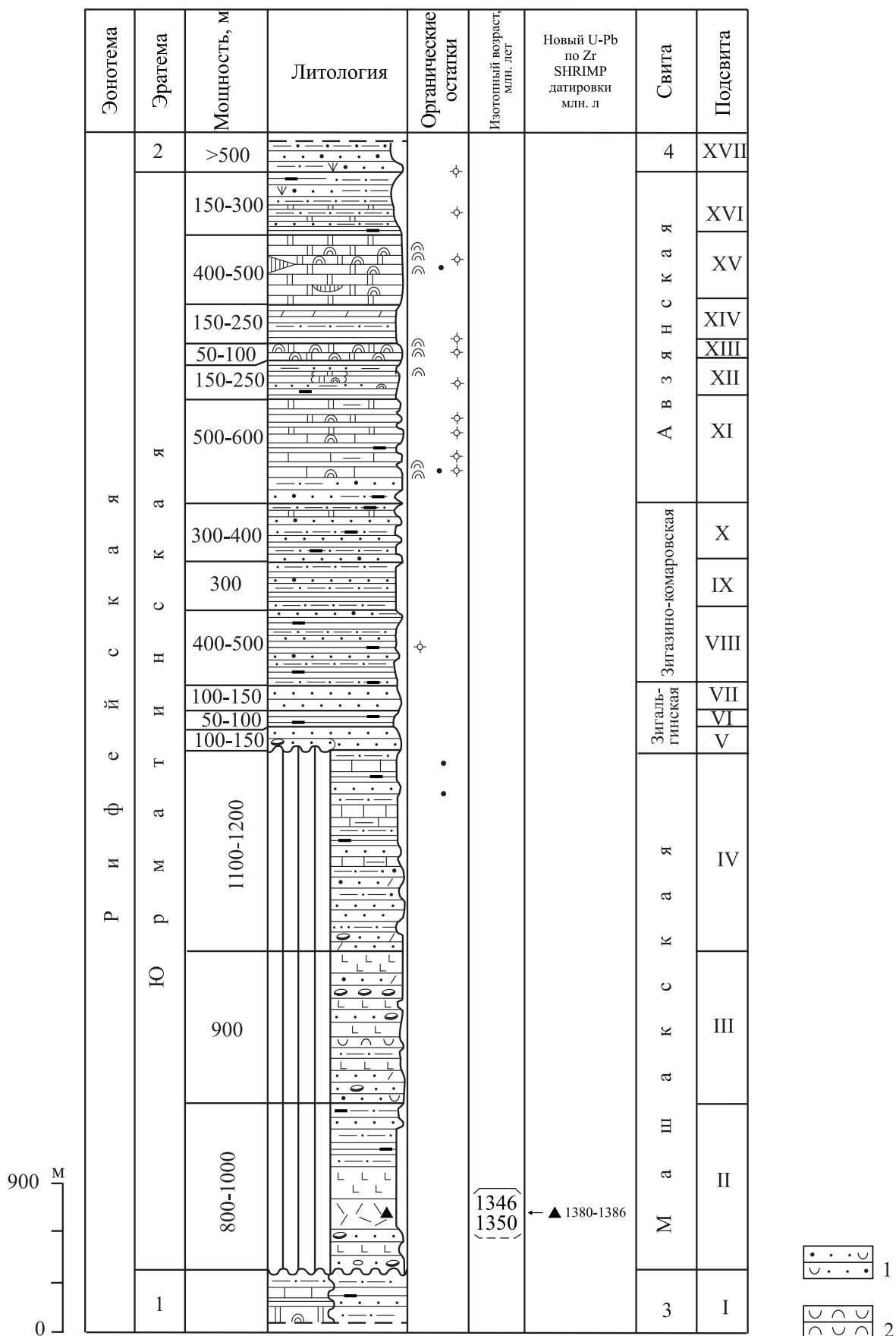


Рис. 6. Стратиграфическая колонка стратотипического разреза юрматинской серии (средний рифей) Южного Урала. По В.И. Козлову [Геологическая карта..., 2002; Нижний рифей..., 1989; Козлов и др., 2011]

А.Ф. Ротару (соответственно кузьелгинской, казавдинской и быковской [Ротарь, 1974]), а верхняя толща объединяет остальные пять подсвит. Подобное разделение свиты на три подсвиты и верхнюю толщу в геологической практике отмечается впервые и, с нашей точки зрения, является неверным. Ещё раз проанализировав все имеющиеся по району геолого-геофизические материалы, мы предлагаем, как это было сделано нами ранее [Стратотип рифея..., 1983], с учётом цикличности осадконакопления и проявления излияний вулканогенных пород основного и кислого состава, разделить машакскую свиту на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты (рис. 7). Как и прежде, нижняя подсвита включает кузьелгинскую, казавдинскую и быковскую подсвиты А.Ф. Ротару [1974], средняя — калпакскую, куянтавскую и каранскую подсвиты А.Ф. Ротару [1974], верхняя — шакитарскую и ямантаускую подсвиты А.Ф. Ротару [1974]. На геологической карте Заповедника подобное расчленение машакской свиты сделано только в районах г. Ямантау; на хребтах Юша, Белятур и Карагас она показана нерасчленённой, а на хр. Машак выделено три подсвиты, отвечающие всему объёму машакской свиты.

Нижняя подсвита ($RF_2 m_1^{\check{c}}$) представлена метабазами, риодацитами, углеродисто-глинистыми сланцами, полимиктовыми алевролитами, песчаниками и разногалечными конгломератами. Нижняя граница подсвиты совпадает с подошвой машакской свиты и описана выше.

В стратотипических разрезах на хр. Машак нижняя подсвита слагает безымянные возвышенности в верховьях рек Мал. Катав, Мал. Казавда, Бол. и Мал. Кузьелга, а также обнажается на склонах гор Ямантау, Калпак, Машак и др. В основании подсвиты в стратотипическом разрезе в районе урочища Просенская поляна по правому берегу реки Бол. Кузьелга, по данным А.Ф. Ротару [1974],

преобладают липариты, в меньшем количестве метабазалты, туфобрекчии метабазалтов, туффиты, туфосланцы, кварцито-песчаники и полимиктовые конгломераты (кузьелгинская подсвита — $RF_2 m_1^{\check{c}}$ по А.Ф. Ротару, мощность 300–350 м). В средней части нижней подсвиты преобладают метабазалты и их туфы, единичны прослой кварцито-песчаников (казавдинская подсвита — $RF_2 m_2^{\check{c}}$ по А.Ф. Ротару, мощность 170–260 м). С подстилающей кузьелгинской подсвитой граница резкая, но согласная [Ротарь, 1974]. Верхняя часть нижней подсвиты сложена неравномерным чередованием углеродисто-глинистых сланцев, часто алевритистых и кварцито-песчаников (быковская подсвита — $RF_2 m_3^{\check{c}}$ А.Ф. Ротару, мощность около 150 м). Суммарная мощность аналогов нижней подсвиты машакской свиты на хр. Машак, по данным А.Ф. Ротару [1974], колеблется от 620 до 760 м, а в монографии [Парначёв и др., 1986] указана её мощность в 800 м. Для сводной стратиграфической колонки машакской свиты (см. рис. 6 и 7) нами принята мощность нижней подсвиты в 800–1000 м. Общая характеристика основных типов пород нижней подсвиты будет приведена ниже.

Средняя подсвита ($RF_2 m_2^{\check{c}}$) представлена неравномерным чередованием полимиктовых разнотекстурированных песчаников, метабазалтов, кварцито-песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов, подчинены прослой полимиктовых алевролитов и конгломератов. Обнажённость подсвиты слабая: в полосе её распространения отмечаются отдельные протяжённые (300–500 м) гривки и изолированные скалы; большая часть площади задернована. Непосредственная граница нижней и средней подсвит нами не наблюдалась (зона контакта не обнажена). По данным А.Ф. Ротару, между быковской и калпакской подсвитами (в нашем расчленении — между нижней и средней подсвитами машакской

К рис. 6. Стратиграфические подразделения: 1 — нижний рифей (бурзяний), 2 — верхний рифей (каратавий), 3 и 4 — свиты: 3 — бакальская (на севере), юшинская (на юге), 4 — зильмердакская; I — нижний рифей: верхняя подсвита бакальской свиты на севере, сухинская подсвита юшинской свиты на юге; II–XVI — средний рифей; II–IV — машакская свита, подсвиты: II — нижняя (метабазалты, риодациты, углеродисто-глинистые сланцы, полимиктовые алевролиты, песчаники и конгломераты), III — средняя (неравномерное чередование песчаников полимиктовых, метабазалтов, кварцито-песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов, подчинены полимиктовые конгломераты и алевролиты), IV — верхняя (чередование песчаников полимиктовых и кварцевых, алевролитов того же состава, углеродисто-глинистых сланцев; редкие прослой известняков); V–VII — зигальгинская свита, подсвиты: V — нижняя (песчаники кварцевые, кварцито-песчаники), VI — средняя (сланцы глинистые и углеродисто-глинистые), VII — верхняя (песчаники кварцевые, кварцито-песчаники); VIII–X — зигазино-комаровская свита, подсвиты: VIII — серёгинская (сланцы глинистые и углеродисто-глинистые, иногда с микрофоссилиями, алевролиты и песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые, редкие прослой доломитов), IX — амбарская (алевролиты кварцевые и полевошпат-кварцевые, сланцы глинистые, прослой песчаников кварцевых), X — тузанская (алевролиты и песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые, сланцы глинистые и углеродисто-глинистые в ритмичном переслаивании, прослой алевритистых доломитов); XI–XVI — авзянская свита, подсвиты: XI — катаскинская (доломиты и известняки со строматолитами и микрофитолитами II комплекса, прослой и пачки углеродисто-глинистых и глинистых сланцев с микрофоссилиями; местами в основании присутствуют преимущественно кварцевые песчаники каратакинской толщи), XII — малоинзерская (сланцы углеродисто-глинистые и глинистые с микрофоссилиями, алевролиты и песчаники полевошпат-кварцевые и кварцевые, прослой и линзы доломитов со строматолитами II комплекса), XIII — ушаковская (доломиты со строматолитами II комплекса); XIV — куткурская (сланцы глинистые с микрофоссилиями, мергели, прослой алевролитов полевошпат-кварцевых и кварцевых); XV — реветская (доломиты со строматолитами и микрофитолитами II комплекса, реже известняки, местами прослой и линзы кремней); XVI — тюльменская (углеродисто-глинистые и глинистые сланцы с микрофоссилиями, доломиты глинистые, алевролиты и песчаники полевошпат-кварцевые, субаркозовые и аркозовые, часто содержащие глауконит); XVII — зильмердакская свита верхнего рифея.

Условные обозначения: 1 — туфопесчаники; 2 — туффиты. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

свиты) наблюдается постепенный переход [Парначёв и др., 1986].

В стратотипических разрезах машакской свиты на хр. Машак отложения средней подсвиты распространены широко и слагают значительные площади в районах гор Турнаташ, Кусейматау, Суяме, севернее г. Ямантау на склонах гор Калпак, Машак и Шакитар, севернее Куянтавских болот, в верховьях рек Мал. Казавда и Мал. Кузьелга. В нижней части подсвиты здесь преобладают metabазальты, их туфы и туфобрекчии, единичны прослои углеродисто-глинистых сланцев и полимиктовых песчаников (калпакская подсвита — $RF_2 m\check{s}_4$ по А.Ф. Ротару, мощность 250–500 м). В средней части подсвиты в тех же

разрезах преобладают разногалечные (иногда валунные) конгломераты, песчаники кварцевые и полимиктовые, редкие прослои алевролитов того же состава и углеродисто-глинистых сланцев (куянтавская подсвита — $RF_2 m\check{s}_5$ по А.Ф. Ротару, мощность 100–120 м). Завершается разрез подсвиты на хр. Машак metabазальтами, туфоалевролитами и туфопесчаниками; подчинены конгломераты и углеродисто-глинистые сланцы (каранская подсвита — $RF_2 m\check{s}_6$ по А.Ф. Ротару, мощность 500–550 м). Общая мощность средней подсвиты в разрезах на хр. Машак колеблется от 850 до 1170 м [Ротарь, 1974].

Верхняя подсвита ($RF_2 m\check{s}_3$) представлена неравномерным чередованием песчаников полимик-

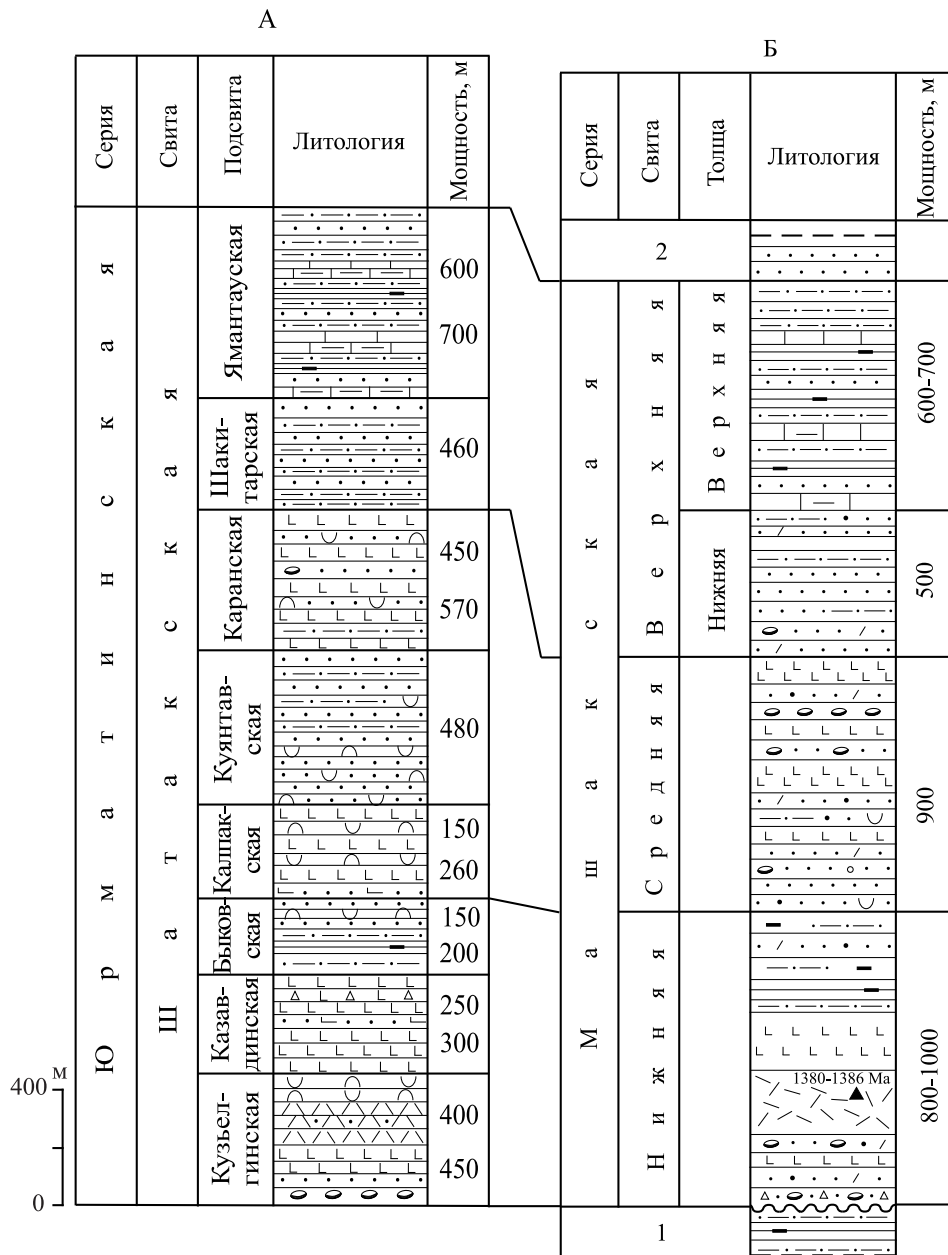


Рис. 7. Стратиграфические колонки машакской свиты по хребтам Бол. и Мал. Шатак. А — по А.Ф. Ротару [Парначёв и др., 1986], с изменениями; Б — по В.И. Козлову [Стратотип рифея..., 1983; 2006]

1 — юшинская свита нижнего рифея, 2 — зигальгинская свита. Условные обозначения см. рис. 1 и 6.

товых и кварцевых, алевролитов того же состава, углеродисто-глинистых сланцев; присутствуют прослои туфоалевролитов и (редко) известняков. Отложения подсвиты слагают западные склоны гор Ямантау и Шакитар, южное окончание хр. Машак, обнажены они недостаточно. По А.Ф. Ротару с соавторами [Парначёв и др., 1986], каранская и шакитарская подсвиты (по нашему средняя и верхняя подсвиты) связаны постепенным переходом.

Полученные нами результаты многолетних исследований [Козлов и др., 2003; 2007] и данные А.Ф. Ротару с соавторами [Парначёв и др., 1986] позволяют разделить верхнюю подсвиту машакской свиты на нижнюю (существенно песчаниковую) и верхнюю (неравномерное чередование сланцев и алевропсаммитов) толщи, отвечающие соответственно шакитарской и ямантауской подсвитам А.Ф. Ротару.

В стратотипических разрезах машакской свиты на хр. Машак нижняя толща верхней подсвиты (шакитарская подсвита — $RF_2 m_7$ по А.Ф. Ротару, мощность 400 м) в наиболее обнажённом разрезе по западному склону г. Шакитар представлена преимущественно песчаниками кварцевыми, разномасштабными с прослоями алевролитов того же состава и углеродисто-глинистых сланцев, общей мощностью 150–170 м.

Верхняя толща рассматриваемой подсвиты (ямантауская подсвита — $RF_2 m_7$ по А.Ф. Ротару, мощность 700 м) на хр. Машак сложена неравномерным чередованием туфов кислого и основного состава, туффитов, углеродисто-глинистых сланцев, полимиктовых и кварцевых песчаников, липаритов и единичных потоков метабазальтов [Парначёв и др., 1986].

С определённой долей условности, используя материалы А.Ф. Ротару [Парначёв и др., 1986], мы полагаем, что в составе верхней подсвиты преобладают алевролиты полимиктовые (250–300 м), сланцы глинистые и углеродисто-глинистые (200–250 м) и полимиктовые песчаники (100 м). Мощность верхней подсвиты — 1100–1200 м, а общая мощность машакской свиты достигает 2800–3100 м [Козлов и др., 2007].

По данным А.И. Иванова, Н.А. Румянцевой, А.Ф. и З.М. Ротару, П.Н. Швецова, В.П. Парначёва, К.И. Иванова, Л.А. Карстен и др. (см. библиографию [Геологическая карта..., 2002]) и нашим исследованиям, вулканиты машакской свиты представлены породами основного и кислого состава в эффузивной, жерловой, субвулканической и дайковой фациях. В эффузивной фации присутствуют метабазальты (преобладают), риолиты, трахириолиты и плагиопорфиры.

Метабазальты составляют от 30% (хр. Бол. Шатак) до 50% (хр. Машак) мощности вулканогенных пород. Потоки, их мощность от 0,5–2 до 10–15 м, нередко налегают друг на друга и образуют

серии, включающие от 2 до 5–7 потоков, и имеют чёткую зональность: в центральной части метабазальты более зернистые и массивные, в подошве и кровле — тонкозернистые, нитевидно хлоритизированные и эпидотизированные, в кровле потоков часто отмечаются миндалекаменные, шлаковые и брекчиевые текстуры и краснокаменные изменения, обусловленные интенсивным ожелезнением их краевой части. Мощность таких зонков изменяется от 1–2 до 5–10 см, нередко они полностью или частично размыты. Часто потоки разделены прослойками (от 0,5–1 м до 25 и более метров) вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Метабазальты претерпели региональный метаморфизм зеленокаменной фации, эпидот-хлоритовой и эпидот-амфиболитовой субфаций и в них практически не сохранилось первичных минеральных парагенезисов.

Вулканиты кислого состава в машакской свите приурочены только к низам разреза, составляют около 7–15% мощности вулканогенных пород и представлены риолитами, трахириолитовыми порфирами и плагиодацитами.

Жерловые, субвулканические и гипабиссальные фации машакских вулканитов представлены габбро-долеритами, плагиодацитами и эруптивными брекчиями, пирокластические образования основного и кислого состава представлены разномасштабными туфами, а вулканогенно-осадочные — туффитами.

Песчаники полимиктового и кварцевого состава образуют постепенные переходы к гравелитам, конгломератам и алевролитам. Для песчаных прослоев и галечного материала конгломератов машакской свиты характерна *анатит-цирконовая* ассоциация, где преобладают цирконы тёмно-розовой и малиново-красной окраски, аналогично подстилающим отложениям нижнего рифея (большеинзерская и юшинская свиты) [Сергеева, 1988], что не противоречит представлениям о формировании отложений машакского времени за счёт размыва осадочных толщ нижнего рифея. Алевропелиты обычно отмечаются в тонких (от 1–2 мм до 2–3 см) слоях в алевропсаммитовых или песчаных породах. Конгломераты в виде линз и прослоев мощностью от 5–7 до 30 и 45 м встречаются в нижней и средней подсвитах машакской свиты и слагают её базальные горизонты. В базальных горизонтах встречены обломки (размер их варьирует от 1–2 и 5–10 до 20–40 см, окатанность хорошая) преимущественно кварцито-песчаников и кварцитов серых, светло- и желтовато-серых кварцевых алевролитов и тёмно-серых и чёрных углеродисто-глинистых сланцев, сходных с аналогичными образованиями подстилающей юшинской свиты нижнего рифея; примерно со 150 м выше по разрезу нижней и средней подсвит встречаются редкие обломки тёмно-зеленовато-серых метабазальтов.

Обобщая имеющиеся опубликованные материалы и данные детального изучения разрезов машакской свиты на хребтах Машак, Бол. Шатак и на горе Ямантау, можно сделать следующие основные выводы по составу и строению среднерифейской молассоидной осадочно-вулканогенной формации: 1) на всей площади распространения свиты характерно чередование вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ; 2) в составе осадочных пород значительную роль играют грубообломочные разности, в основании свиты местами отмечаются базальные валунные конгломераты; 3) отдельными интервалами осадочные толщи свиты имеют циклическое строение с регрессивной направленностью: в основании ритмов залегают алевроглинистые породы, затем песчаники, а на них конгломераты; количество грубообломочных осадков снизу вверх уменьшается и на хребтах Машак и Бол. Шатак верхи свиты сложены глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами; 4) в составе обломочного материала конгломератов присутствуют подстилающие породы нижнего рифея; выше по разрезу их роль сокращается, а увеличивается количество обломков из пород нижежащих толщ машакской свиты; 5) отложения свиты испытывают фациальные изменения, выражающиеся в изменении количества и мощности вулканогенных и грубообломочных образований; 6) в перекрывающих вулканиты терригенных толщах примесь вулканогенного материала уменьшается вверх по разрезу до его полного исчезновения; 7) колебания мощности отложений от 800–1000 до 2500 и 3100 м определяются, главным образом, мощностью вулканогенных и грубообломочных толщ.

Несогласное стратиграфическое и структурное залегание на мелководно-морских отложениях раннего рифея, линейный характер распространения в современном эрозионном срезе, строение и особенности состава вулканогенных образований машакской свиты характерны для древних континентальных рифтовых ассоциаций.

Юго-западнее г. Белорецк, в юго-восточной части представленной карты, но за пределами территории Заповедника, в крыльях Маярдакского антиклинория аналоги машакской свиты выделены в аюсапканскую и белетарскую свиты [Иванов, 1956; Геология и перспективы..., 1988]. *Аюсапканская свита* (RF₂aj) представлена кварцитами, мусковит-кварцевыми и мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами, часто графитистыми, и редкими прослоями полимиктовых конгломератов. На подстилающих образованиях кызылташской свиты нижнего рифея она залегает с разрывом и угловым несогласием [Геологическая карта..., 2002]. Мощность аюсапканской свиты 150–600 м. *Белетарская свита* (RF₂bl) сложена метавулканитами основного состава, мусковит-графит-кварцевыми и мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами; отмечаются редкие

прослой кварцитов. С подстилающей аюсапканской свитой она связана постепенным переходом [Геологическая карта..., 2002]. Мощность белетарской свиты 200–300 м.

Зигальгинская свита (RF₂zg)

Свита сложена преимущественно кварцевыми песчаниками и кварцитовидными разностями их, с прослоями и пачками алевролитов и глинистых сланцев, часто углеродистых, присутствуют линзы конгломератов. Она является одной из основных маркирующих толщ рифея Южного Урала и прослеживается в крыльях Тараташского, Ямантауского, Таганайского, Ирмельского и Маярдакского антиклинориев. В северной половине Башкирского мегантиклинория на восточном крыле структуры, в Ирмельском и Маярдакском антиклинориях, где степень метаморфизма пород значительно возрастает, в составе свиты преобладают кварциты, кварцито-песчаники, мусковит-кварцевые, хлоритовидно-кварцевые, часто графитистые, и графит-кварцевые сланцы. Свита впервые выделена при геологосъёмочных работах коллективом южноуральских геологов [Горяинова и др., 1931]. В Тараташском антиклинории и на западном крыле Ямантауского антиклинория зигальгинская свита является базальной для юрматинской серии и залегает с размывом на подстилающих нижнерифейских отложениях (соответственно бакальская и юшинская свиты), а на восточном крыле Ямантауского антиклинория и в Маярдакском антиклинории с подстилающей машакской свитой и её возрастными аналогами она связана постепенным переходом [Ротарь, 1974; Геологическая карта ..., 2002].

На территории Заповедника зигальгинская свита имеет сравнительно широкое распространение. Выходы её пород почти всегда приурочены к наиболее возвышенным хребтам (Зигальга, Кумардак, Нары, Караташ и др.) и к обособленным горам (Ямантау, Шикташ, Машак и др.). На перечисленных хребтах и горах можно наблюдать большей частью изолированные скалы, которые, при широком развитии крупноглыбового делювия (курумов и «каменных» рек), не позволяют составить полный разрез свиты. Из-за недостаточной обнажённости в различных районах Южного Урала зигальгинская свита расчленялась на неодинаковое количество толщ (подсвит). М.И. Гарань [1946, 1963] и А.И. Иванов [1946, Объяснительная записка..., 1960] расчленили зигальгинскую свиту на три подсвиты, из которых нижняя и верхняя сложены кварцитовидными песчаниками, а средняя — глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами с прослоями кварцевых алевролитов и песчаников. Разные авторы понимали её объём и порядок напластования внутри свиты неоднозначно. Недостаточной обна-

жённостью полосы распространения свиты, широким развитием крупноглыбовых россыпей на склонах межхребтовых понижений, большей частью залесённых и заболоченных, объясняют резкие колебания мощности свиты (от 400 до 1000 м), приводимые различными исследователями для разобшённых разрезов. Последующие геологосъёмочные работы в 50–70-х и 90-х годах прошлого века показали, что более правильным было расчленение зигальгинской свиты, предложенное М.И. Гаранем и А.И. Ивановым (см. рис. 6), что нашло отражение в принятых стратиграфических схемах [Унифицированные..., 1993]. Однако подобное расчленение может быть проведено не повсеместно. Наибольший интерес представляют разрезы центральной части Ямантауского антиклинория (гора Ямантау, хр. Машак), где сравнительно легко картируются все три подсвиты зигальгинской свиты. В большинстве же случаев (хребты Нары, Кумардак, Инзерские Зубчатки, Караташ) из-за мелкого масштаба зигальгинская свита показана нерасчленённой.

Нижняя подсвита (RF_2zg_1) представлена песчаниками кварцевыми, часто кварцитовидными, кварцито-песчаниками, кварцитами и единичными прослоями и линзами конгломератов и глинистых сланцев, которыми сложены гребни хребтов Зигальга, Машак, Нары, Караташ, склоны горы Ямантау. Обнажённость подсвиты недостаточная. По вершинам перечисленных хребтов и гор видны разрозненные гребни и одиночные скалы. Нижняя граница подсвиты совпадает с подошвой зигальгинской свиты и описана выше. Мощность нижней подсвиты 150 м. По площади мощность отложений подсвиты колеблется от 60 м на севере в районе хребтов Шуйда и Иркускан до 250 м для горы Ямантау и хр. Мал. Шатак, а для сводной колонки юрматинской серии нами взято среднее значение мощности 150 м.

Средняя подсвита (RF_2zg_2) преимущественно сланцевая с прослоями алевролитов и песчаников кварцевых, кварцитовидных. Песчаники приурочены к нижней и верхней частям разреза подсвиты, подчёркивая тем самым постепенный переход между подстилающими и перекрывающими отложениями. Этот переход описан нами на хребтах Ягодный и Аваляк [Козлов и др., 1964 г.] и А.Ф. Ротарем и др. [1971 г.] на западном склоне г. Караульная (северо-западный склон г. Ямантау). Отложения подсвиты протягиваются узкой полосой вдоль склонов хребтов Зигальга, Машак, Караташ и др. Обнажена подсвита плохо, что не позволяет привести её полойный разрез. Разрозненные гривки шириной от 1–1,5 до 3–5 м, чередующиеся с закрытыми участками по 10–15 и более метров, можно наблюдать на склонах хребтов Ягодный, Аваляк, Кумардак, Нары, на горах Ирмель, Ямантау и др. Эти гривки сложены тонким неравномерным ритмичным чередованием алевролитов кварцевых, серых и тёмно-

серых и углеродисто-глинистых сланцев тёмно-серых и чёрных, с прослоями (0,5–1–3 см) песчаников кварцевых, мелкозернистых, светло-серых. Мощность подсвиты определяется по-разному, в Унифицированной стратиграфической схеме докембрия Урала [1993] она принята в 50–100 м.

Верхняя подсвита (RF_2zg_3) почти нацело сложена песчаниками кварцевыми, кварцито-песчаниками и кварцитами, с единичными и маломощными (1–3 и 5–10 см) прослоями алевролитов кварцевых и сланцев углеродисто-глинистых. Отложения подсвиты пользуются небольшим распространением в сравнении с нижними подсвитами. Она слагает хребты Нары (южная часть), Кумардак, Мал. Ямантау и др. Обнажённость подсвиты недостаточная. С подстилающей средней подсвитой она связана постепенным переходом [Козлов и др., 1964 г., 1969 г.; Ротарь и др., 1971 г. и др.]. Мощность верхней подсвиты определяется в 100–150 м по площади распространения [Унифицированные..., 1993]. Исходя из этого, общая мощность зигальгинской свиты в стратотипических разрезах рифея Южного Урала колеблется от 250 до 400 м. Но это ориентировочные цифры, так как недостаточная обнажённость не позволяет установить характер залегания пород и их истинную мощность.

Преобладающими в разрезе свиты являются кварцевые песчаники, кварцитовидные разности их и кварцито-песчаники, составляющие от 80 до 95% общей мощности отложений. Как правило, это белые, светло-серые, иногда розовато-серые (за счёт примеси гидроокислов железа) породы, плотные, крепкие, толсто- и среднеслоистые, местами косо-слоистые. Поверхности слоёв ровные, на них часто наблюдаются хорошо сохранившиеся знаки ряби, волнений и течений, а так же трещины усыхания. В верхней части разреза свиты (ближе к контакту с перекрывающей зигазино-комаровской свитой) песчаники имеют серый и тёмно-серый цвет и содержат примесь углеродисто-глинистого материала и прослой углеродисто-глинистых и глинистых сланцев. Песчаники почти полностью (95–98%) состоят из кварца с незначительной примесью серицита и хлорита (2–3%), гидроокислов железа и единичных зёрен аксессуарных минералов (циркона, турмалина, апатита и рутила). Структура основной массы песчаников псаммитовая или алевропсаммитовая, обломочный материал в них обычно хорошо отсортирован, имеет среднюю или хорошую окатанность. Размер обломков варьирует от 0,08 мм до 0,4–0,5 мм, преобладают зёрна размерности 0,1–0,2 мм. Цемент песчаников представлен серицитом, хлоритом и реже углеродисто-глинистым веществом. Местами в основании зигальгинской свиты отмечаются конгломераты, образующие прослой мощностью от 0,5–1 до 2–3 м. Галька, как правило, хорошо окатана и представлена кварцитом, кварцем и тёмными филлитовидными сланцами. Размер

гальки от 1–2 до 5–8 см, иногда до 10–15 см. Цемент конгломератов — описанные выше кварцевые песчаники.

Алевролиты по составу близки описанным песчаникам, но содержат значительно больше серицита, хлорита и углеродисто-глинистого вещества и переходят в серицит-хлорит-кварцевые и углеродисто-глинистые сланцы. Алевролиты и сланцы нередко образуют самостоятельную толщу (мощность от 50 до 70 м) в средней части свиты с подчинёнными им прослоями кварцитовидных песчаников.

Обобщая имеющиеся материалы, отметим, что для зигальгинской свиты характерно: 1) широкое развитие мономинеральных кварцевых песчаников светлых или слабо ожелезненных, нередко кварцитовидных; 2) песчаники образуют мощные пачки, они обычно толсто- и среднеслоистые, иногда косослоистые; в них отмечаются знаки ряби волнений и течений, на плоскостях напластования иногда видны трещины усыхания; ритмичность в чередовании пород полностью отсутствует; 3) зернистость в песчаниках меняется постепенно: от средне- и крупнозернистых (редко) в нижней части до мелкозернистых в верхней; 4) средняя и самая верхняя части осадков свиты обогащены углеродисто-глинистым материалом, отчего породы имеют серую и тёмно-серую окраску.

Зигазино-комаровская свита (RF_2zk)

Преобладающими в разрезе этой свиты являются глинистые, большей частью углеродистые сланцы, переслаивающиеся с кварцевыми и полевошпат-кварцевыми алевролитами и песчаниками; единичны прослои алевритистых доломитов. Свита впервые выделена О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой [1935, 1940] вдоль Бакало-Зигазинского понижения в качестве основного продуктивного горизонта «верхней железорудной серии». Она распространена на крыльях Ямантауского антиклинория, обнажена очень слабо. Фрагменты разреза свиты на территории Заповедника можно наблюдать по рекам Мал. и Бол. Инзер и их притокам. С подстилающей зигальгинской свитой наблюдается постепенный переход, что можно видеть на правом берегу р. Мал. Инзер в 2,5 км ниже ж/д ст. Айгир. В зоне контакта отмечается пачка (мощностью 6 м) переслаивания мелкозернистых кварцевых песчаников серых и светло-серых, кварцевых алевролитов тёмно-серых и серых и углеродисто-глинистых сланцев тёмно-серых и чёрных; песчаники и алевролиты содержат тонкие (от долей до 1–3 мм) слои чёрных углеродисто-глинистых сланцев. По особенностям литологического состава и порядку напластования свита расчленена на серёгинскую, амбарскую и туканскую подсвиты (см. рис. 6), связанные постепенными переходами. Из-за недостаточной обнажённос-

ти провести это расчленение не всегда возможно. Поэтому на восточном крыле Ямантауского антиклинория свита показана нерасчленённой. По набору пород эти подсвиты близки друг к другу и отличаются окраской: серёгинская и туканская подсвиты сложены в основном тёмноокрашенными породами, содержащими примесь углеродистого материала, амбарская подсвита не содержит этого материала и имеет зеленовато- и голубовато-серый цвет.

Серёгинская подсвита (RF_2zk_1) сложена глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми алевролитами и песчаниками, с редкими прослоями доломитов глинистых или алевритистых. Отложения подсвиты прослеживаются на западном крыле Ямантауского антиклинория полосой шириной от 0,5 км в долине р. Бол. Инзер, 1 км в долине р. Мал. Инзер в 2,5 км ниже железнодорожной станции Айгир, постепенно распространяясь до 1,5–2 км на широте г. Ямантау и северо-восточнее её и до 3,3 км в верховьях р. Тюльмень. Имея значительную площадь распространения, серёгинская подсвита характеризуется слабой обнажённостью (полоса распространения её часто завалена глыбами зигальгинских кварцевых песчаников). Отдельные разобшённые выходы слагающих её пород можно наблюдать по рекам Бол. и Мал. Инзер. На р. Бол. Инзер у бывшего пос. Серёгин (примерно в 12 км юго-западнее границы Заповедника, но в пределах рассматриваемой геологической карты) находится стратотипический разрез серёгинской подсвиты. Нижняя граница подсвиты совпадает с подошвой зигазино-комаровской свиты и описана выше. По данным геологостёмочных работ [Ротарь и др., 1971 г.; Клочихин и др., 1972 г.; Швецов и др., 1972 г. и др.], мощность серёгинской подсвиты достигает 400–500 м.

Серёгинская подсвита характеризуется выдержанностью состава на всей площади распространения и является своеобразной маркирующей толщей в надзигальгинских образованиях юрматиния. Основные разновидности пород её связаны постепенными взаимопереходами: сланцы содержат слои алевролитов и песчаников, алевролиты — сланцев, алевропесчаников и песчаников и т. д. Породы обычно находятся в ритмичном чередовании (переслаивание типа «рулета») при относительно выдержанной плоскопараллельной слоистости. Мощность подсвиты 400–500 м.

Амбарская подсвита (RF_2zk_2) представлена переслаиванием алевролитов кварцевых и полевошпат-кварцевых и сланцев глинистых, очень редко углеродистых, отмечаются прослои песчаников кварцевых и глинистых доломитов. Распространена там же, где и подстилающая серёгинская, и прослеживается полосой шириной от 0,6 до 1,3 км параллельно выходам последней вдоль западного склона хребта Нары; в междуречье Бол. и Мал. Инзе-

ра ширина полосы её распространения 0,5–1 км. Обнажена слабо, разрозненные фрагменты разреза можно наблюдать по рекам Бол. и Мал. Инзер, Юрюзань и их притокам. На подстилающей серёгинской подсвете она залегает согласно, граница между ними условная и проводится по преобладанию в разрезе алевролитов и сланцев зеленовато-голубовато-серой окраски и исчезновению тёмно-серых и чёрных цветов.

Преобладающими в составе подсветы здесь являются полевошпат-кварцевые и кварцевые алевролиты, часто переходящие в сланцы переменного хлорит-серицит-кварцевого состава; песчаники отмечаются редко и преимущественно в низах разреза; ещё реже присутствуют глинисто-алевритистые доломиты. Цвет пород голубовато- и зеленовато-серый. Мощность амбарской подсветы около 300 м.

Амбарская подсвета характеризуется выдержанностью состава по площади распространения. В ней широко развиты породы с простым ритмическим чередованием, отдельными участками проявлена направленная ритмичность: алевролит – глинистый сланец, песчаник – алевролит – глинистый сланец – алевролит.

Туканская подсвета ($RF_2 z k_3$) сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми алевролитами и песчаниками, глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами; в основании и вверху разреза наблюдаются прослои карбонатных пород. Отложения подсветы прослеживаются там же, где и подстилающие амбарские образования, полосой шириной от 0,6–1,1 км в междуречье Бол. и Мал. Инзера до 1,5–2 км на широте д. Сред. Тюльмень. Обнажённость подсветы недостаточная: в поле её распространения наблюдаются небольшие (20–30 м) изолированные друг от друга выходы, разобшённые задернованными участками от 50–100 м до 200 м. Фрагменты разреза подсветы можно наблюдать по рекам Бол. и Мал. Инзер и их притокам. Граница с подстилающей амбарской подсветой проводится по смене зеленовато-голубовато-серой окраски на зеленовато- и тёмно-серую, а кое-где и чёрную.

Результаты описания фрагментов разрезов и имеющиеся материалы по геологосъёмным и поисковым работам в полосе распространения отложений туканской подсветы показывают, что в её составе преобладают алевролиты полевошпат-кварцевые, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, подчинены песчаники близкого с алевролитами состава, реже присутствуют прослои доломитов, нередко в различной степени железненных (сидериты). Перечисленные породы образуют неравномерное, чаще направленное ритмичное чередование. Толщина отдельных слоёв колеблется от долей до 1–3 и 5–10 мм и от 5–10 иногда до 20–50 см. Более мощные прослои алевролитов, сланцев или песчаников, как правило, содержат тонкие слои (от долей до первых миллиметров) других пород:

сланцы содержат слои алевролитов и песчаников, алевролиты — сланцев и песчаников, песчаники — алевролитов и сланцев. Поэтому при сохранении общего набора пород соотношение последних в переслаивании бывает различным в каждом конкретном разрезе или скважине. В целом туканская подсвета характеризуется сравнительно выдержанным составом пород по простираанию (особенно на западном крыле Ямантауского антиклинория, в так называемом Бакало-Зигагинском понижении). Отличия конкретных разрезов с севера на юг определяются, по существу, колебаниями содержания и мощности прослоев глинистых и углеродисто-глинистых сланцев и алевролитов, а также карбонатных пород, и особенно их глинистых разностей. Для пород подсветы всегда характерно проявление тонкого чередования (ритмичности), обусловленной быстрой сменой состава, размерности зёрен и окраски осадков. Границы между прослоями различного состава чёткие, реже постепенные нечёткие. Породы подсветы часто смяты в складки, гофрированы и имеют плейчатую текстуру. Тонкие прослойки из-за смятия часто растащены, фрагментированы, нередко будинированы и обычно кливажированы (кливаж течения и разлома), иногда отмечаются микросмещения прослоёв по трещинкам кливажа скола. Мощность туканской подсветы 300–400 м, а общая мощность зигазино-комаровской свиты достигает 1000–1200 м.

На восточном крыле Ямантауского антиклинория из-за недостаточной обнажённости зигазино-комаровская свита на карте Заповедника показана нерасчленённой, а в междуречье Юрюзани и Белой, на склонах г. Иремель, хр. Аваляк и в верховьях р. Ай зигазино-комаровская и авзянская свиты показаны нерасчленёнными ($RF_2 z k-av$).

В целом по площади распространения в составе зигазино-комаровской свиты преобладают глинистые, большей частью углеродистые сланцы в переслаивании с кварцевыми и полевошпат-кварцевыми алевролитами и (редко) песчаниками; отмечаются прослои глинистых или алевритистых доломитов, часто железненных.

Глинистые сланцы желтовато-, буровато- и кирпичевато-серые, а низкоуглеродистые или углеродистые их разности — тёмно-серые до чёрного. Они неравномерно слоистые, нередко с параллельно-полосчатой текстурой, с чёткими, реже с нечёткими границами слоёв. Породы часто смяты в микроскладки, имеют плейчатую, плейчато-полосчатую и поперечно-сланцеватую текстуры, иногда содержат растащенные будинированные прослойки песчаников и алевролитов. В местах изгиба складок прослойки часто пережаты и разорваны. Они имеют бластопелитовые структуры в основной ткани. В прослойках присутствуют порфиробласты разбухших листочков (от 0,1 до 0,32 мм в длину) биотита (от редких знаков до 5%), часто со структурами

«столбика монет», неравномерно замещённые по спайности хлоритом и мусковитом. Ориентированы они обычно под углом к слоистости. Листочки биотита псевдоморфно замещены окислами и гидроокислами железа и ориентированы согласно со слоистостью. Основная ткань сланцев состоит из микрочешуек гидрослюды, иногда с хлоритом и тонкими чешуйками серицита; нередко в ней отмечается примесь (от 1 до 10–15%) мелких (менее 0,01 мм) и (от редких знаков и 1–2% до 20–30%) более крупных (от 0,01 до 0,08 мм) зёрен кварца. В переменном количестве также присутствует примесь тонких гидратированных чешуек обломочной слюды, отмечаются рассеянные включения сагнетита, пирита и окисленного магнетита.

По данным М.Т. Крупенина [1999], содержание $C_{орг}$ в чёрных углеродисто-глинистых сланцах зигазино-комаровской свиты составляет 1–4%; под электронным микроскопом углерод наблюдается в округлых глобулях размером около 0,01 мкм. По данным Л.В. Анфимова [1997], углеродистое вещество представлено графитом.

Алевролиты полевошпат-кварцевые и кварцевые, серые, зеленовато- и буровато-серые, реже зелёные или голубовато-зелёные, отдельные прослойки пиритизированы (1–3%) и редкие карбонатизированы (от 5 до 30%). Алевролиты неравномерно-слоистые, реже среднеслоистые из-за присутствия слоек (от долей до 5–15 мм) светло- и желтовато-серой, иногда рыжеватой-серой и серой окраски. Слоистость часто прерывистая, пологоволнистая, линзовидная и редко косая, нередко со следами оползания и взмучивания. Структурно-текстурные особенности осадков свидетельствуют о формировании пород в прибрежно-морском и мелководно-морском бассейне с активным гидродинамическим режимом вод, с частыми изменениями направлений волнений и течений и с мелкими тектоническими подвижками. Границы между слоями чёткие или постепенные. Алевролиты мелко-, средне- и крупнозернистые, в переменном количестве содержат псаммитовую примесь (от редких знаков до 30–35%), в последнем случае они переходят в алевропсаммитовые разности. Форма аллотигенных зёрен сглаженно-угловатая, угловатая, полуокатанная и неокатанная. Структура пород — алевритовая, в прослоях псаммоалевритовая, в кварцитовидных разностях — конформная или конформно-регенерационная. Прослоями в алевролитах увеличивается количество глинистого цемента и они переходят в алевропелитовые и глинистые сланцы. Состоят алевролиты из кварца (80–93%) и полевого шпата (5–18%, в основном кислый плагиоклаз и реже, не более 1–2% — микроклин), в незначительных количествах присутствуют биотит (1–3%), реже мусковит (от редких знаков до 1%), титанистые минералы (ильменит, сфен и рутил) — обычно сильно лейкоксенизированные (от редких знаков до 1–3%)

и единичные зёрна циркона и турмалина. В переменном количестве (от 1 до 20–30%) содержатся глинистые интракласты — вытянутые тонкие обрыванные прослойки или обрывки неправильной формы с рваными ограничениями. В слюдисто-полевошпат-кварцевых разностях алевролитов содержание слюдистых минералов (в основном биотита) возрастает от 5 до 10–18%. Биотит гидратизирован, замещён хлоритом и окислами и гидроокислами железа.

Характер цементации в алевролитах крайне изменчив и обусловлено это присутствием частых фрагментированных и взмученных тонких пелитовых слоек, которые нередко сливаются с седиментогенным цементом, поэтому аллотигенные зёрна неравномерно разобщены последним. Цемент в алевролитах гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, иногда с включениями микрочешуек серицита и микрозерен железистого минерала, часто окисленного. Иногда глинистый цемент слегка импрегнирован тонкодисперсным углеродистым веществом и имеет светло-серый, серый, реже желтовато-серый цвет. Цемент коррозионный, содержание его крайне изменчиво (от 3–5 до 30–40%, иногда до 50% и выше в алевропелитовых разностях) даже в одном шлифе. Алевролитовые прослойки в псаммитах обычно кварцитовидные, крупнозернистые, в них развит регенерационный кварцевый поровый, плёночно-поровый цемент (1–3%).

Песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые образуют в алевролитах и иногда в сланцах прослойки толщиной от 0,5 до 20 мм. Они обычно имеют серовато- и тёмно-зелёные, тёмно-серые цвета, изменение окраски зависит от состава и окраски цемента. Псаммиты тонко- и мелкозернистые, средне и плохо сортированные (часто из-за алевритовой примеси — от 5 до 15–35% и примеси глинистых интракласт — от редких знаков до 20–30%), с псаммитовой, реже с конформно-регенерационной структурой. По составу они близки к песчаникам серёгинской подсвиты. Цемент (от 3–5 до 20%) по составу близок к таковому в вышеописанных алевролитах.

Карбонатные породы образуют незначительные по мощности прослойки (от 2–3 см до 0,5 м) и пачки (от 3–5 до 10–15 м). Обычно это доломиты, известковистые доломиты, известняки, доломитизированные известняки, иногда сидериты. К верхней части туканской подсвиты приурочены месторождения бурых железняков, возникших за счёт окисления сидеритов (Зигазино-Комаровский, Бакальский и другие районы).

Основные особенности зигазино-комаровской свиты: 1) она сложена мощной толщей песчано-сланцевых пород; 2) алевропелитовые осадки являются преобладающими в разрезе, сланцы большей частью углеродистые тёмно-серые или чёрные и они приурочены к основанию и верхней части свиты;

3) алевролиты и песчаники в значительном количестве содержат примесь полимиктового материала (микроклина, плагиоклаза, микрокварцитов, различных сланцев); 4) обломочный материал неравномерно окатан; единичны прослои (линзы) гравелитов; 5) присутствие небольших по мощности пачек с ритмическим «флишоидным» переслаиванием, когда I элемент ритма (ЭР) сложен песчаниками, мощностью от 1–3 до 10–15 см, II ЭР — алевролитами (от 1–3 до 7–10 см) и их глинистыми разностями, III ЭР — глинистыми сланцами (от 0,5 до 5 см). IV ЭР — глинистыми доломитами или известняками (от 1–3 до 10 см); 6) незначительное развитие карбонатных пород.

Авзянская свита (RF₂av)

Свита сложена чередованием карбонатных (доломиты, доломитизированные известняки, известняки, известковистые доломиты, сидериты) и терригенных (алевролиты и песчаники кварцевого и полевошпат-кварцевого состава) пород, с прослоями и пачками глинистых и углеродисто-глинистых сланцев; в Маярдакском антиклинории, где степень метаморфизма пород значительно возрастает, в составе свиты появляются мусковит(двуслюдяно)-кварцевые и двуслюдяно-плагиоклаз-кварцевые сланцы, прослоями и пачками графитистые; алевролиты и песчаники приобретают кварцитовидный облик и большей частью переходят в слюдяные кварциты. Отложения свиты пользуются широким распространением в крыльях Ямантауского антиклинория. На западном крыле этой структуры свита прослеживается почти непрерывной 2–3 км полосой от р. Кужа на юге до г. Куса на севере; местами (бассейн рек Тюльмень и Реветь) ширина полосы распространения достигает 7–8 км. Имея значительное распространение, свита характеризуется неравномерной обнажённостью; достаточно полные и представительные разрезы её, детально описанные нами ранее [Козлов и др., 1980 г., 1985 г., 1991 г.] и опубликованные [Стратотип рифея..., 1983; Козлов, Ларионов, 1988; Маслов, Анфимов, 2000], можно наблюдать по руч. Катаскин, рекам Мал. Инзер, Тюльмень, Юрюзань, Миселя, Терженка и их притокам. Поэтому в данной записке приводится только краткая характеристика этой свиты. Авзянская свита впервые выделена К.А. Львовым в 1933 г. со стратотипом по р. Бол. Авзян. С подстилающей зигазино-комаровской свитой она связана постепенным переходом: в разрезах по руч. Катаскин, рекам Бол. Авзян, Кужа, Буланка и др. вблизи контакта (по 10–15 м) наблюдается чередование терригенных и карбонатных пород, соответственно характерных для зигазино-комаровской и авзянской свит.

В Унифицированной стратиграфической схеме докембрия Урала [1993] авзянская свита расчлене-

на на катаскинскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую (зелёную), реветскую и тюльменскую подсвиты (см. рис. 6), связанные постепенным переходом [Стратотип рифея..., 1983; Геологическая карта..., 2002].

Катаскинская подсвита (RF₂av₁) в стратотипических разрезах по руч. Катаскин и р. Мал. Инзер сложена известняками и доломитами с прослоями углеродисто-глинистых и глинистых сланцев, содержащих маломощные и редкие прослои полевошпат-кварцевых алевролитов. Отложения подсвиты на западном крыле Ямантауского антиклинория наблюдаются полосой шириной 500–700 м и редко 1 км в междуречье Бол. и Мал. Инзера, и затем уходят полосой шириной от 600–700 м до 2 км по восточному склону хр. Салдыс, по рекам Реветь, Аюаткан и левобережью р. Тюльмень до д. Верхн. Тюльмень и далее на северо-восток в направлении г. Кусы. Обнажённость подсвиты недостаточная, её нижняя граница совпадает с подошвой авзянской свиты и описана выше. На территории Заповедника в приустьевой части руч. Катаскин расположен стратотипический разрез отложений подсвиты. Мощность катаскинской подсвиты 500–600 м.

Малоинзерская подсвита (RF₂av₂) представлена сланцами углеродисто-глинистыми и глинистыми, часто с микрофоссилиями (малоинзерская биота), алевролитами и (реже) песчаниками полевошпат-кварцевыми и кварцевыми, с прослоями и линзами доломитов и известняков со строматолитами и микрофитолитами II (среднерифейского) комплекса. Она пользуется значительным распространением на крыльях Ямантауского антиклинория, соответственно западнее и восточнее пород катаскинской подсвиты. На западном крыле структуры она прослеживается полосой шириной 0,4–0,6 км в междуречье Бол. и Мал. Инзера, расширяясь до 1–1,2 км в долине р. Тюльмень. Обнажена подсвита слабо, хотя в бортах пересекающих её ручьёв и рек наблюдаются разрозненные фрагменты разрезов (Катаскин, Мал. Инзер и др.). На территории Заповедника на левом берегу р. Мал. Инзер расположен стратотипический разрез малоинзерской подсвиты. С подстилающей катаскинской подсвитой она связана постепенным переходом через пачку переслаивания карбонатных и алевропелитовых пород. Граница между подсвитами проводится там, где в разрезе начинают преобладать сланцы глинистые и углеродисто-глинистые. По материалам геологосъёмочных работ, выполненных за последние 10–15 лет почти по всей площади Башкирского мегантиклинория, мощность малоинзерской подсвиты 150–250 м.

Ушаковская подсвита (RF₂av₃) почти нацело сложена доломитами и доломитизированными известняками, переполненными строматолитами и микрофитолитами II (среднерифейского) комплекса; отмечаются редкие и маломощные прослои глинистых сланцев. Отложения подсвиты просле-

живаются узкой полосой шириной 200–300 м вдоль всей площади распространения подстилающих отложений (катаскинская и малоинзерская подсвиты) там, где они не срезаются разрывными нарушениями. Обнажена подсвита удовлетворительно, достаточно полные разрезы её имеются по ручью Катаскин, рекам Мал. Инзер, Реветь и их притокам. Лучший разрез подсвиты можно наблюдать по руч. Катаскин примерно в 200 м от его впадения в р. Мал. Инзер, где обнажены доломиты тонкозернистые, серые, грубослоистые, мощностью около 75 м. Здесь в доломитах определены строматолиты II (среднерифейского) комплекса [Стратотип рифея..., 1983]. С подстилающей малоинзерской подсвитой она связана постепенным переходом [Горяинова, Фалькова, 1940]. Мощность ушаковской подсвиты колеблется от 50 до 100 м.

Куткурская (зелёная) подсвита ($RF_2 av_4$) сложена глинистыми сланцами с маломощными и редкими прослоями кварцевых и полевошпат-кварцевых алевролитов и (очень редко) песчаников. Она прослеживается почти непрерывной полосой шириной от 0,8–1,2 до 1,8 км вдоль хребтов Салдыс и Белягуш до верховьев р. Тюльмень. Обнажена подсвита плохо. В полосе её распространения встречаются редкие разрозненные гривки. Небольшие фрагменты разреза подсвиты можно наблюдать по руч. Катаскин рекам Тюльмень, Куткурка, Бол. и Мал. Инзер и др. С подстилающей ушаковской подсвитой куткурская связана постепенным переходом [Горяинова, Фалькова, 1940]. Мощность подсвиты 150–250 м.

Реветская подсвита ($RF_2 av_3$) сложена почти исключительно доломитами и доломитизированными известняками, часто содержащими строматолиты и микрофитолиты II (среднерифейского) комплекса, с прослоями и линзами кремней, в которых в ряде пунктов определены микрофоссилии среднего рифея. Отложения её тянутся вдоль хребтов Салдыс и Белягуш полосой шириной 1,5–2 км, расширяясь севернее хр. Кареда до 6–8 км (верховья рек Тюльмень, Катав, Куткурка). Обнажена она неравномерно: неполные разрезы её можно наблюдать по рекам Тюльмень, Мал. Инзер, Реветь и их притокам. На территории Заповедника в нижнем течении р. Реветь расположен стратотипический разрез одноимённой подсвиты. По данным предыдущих исследователей [Горяинова и др., 1931; Горяинова, Фалькова, 1937; Олли, 1948], с подстилающей куткурской подсвитой она связана постепенным переходом. Мощность подсвиты 400–500 м.

Тюльменская подсвита ($RF_2 av_6$) сложена углеродисто-глинистыми и глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками кварцевого, полевошпат-кварцевого, субаркозового и аркозового состава; в отдельных маломощных прослоях отмечаются глинистые доломиты. Подсвита впервые выделена нами в 1975 г. [Козлов, 1975, 1982] со стратотипом на р. Тюльмень (север центральной части территории

Заповедника). Предыдущими исследователями из-за неточности геологического картирования она не выделялась, а соответствующие ей отложения включались в реветскую подсвиту или частично относились к зильмердакской свите. Следует отметить, что против выделения тюльменской подсвиты в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения некоторые исследователи (П.Н. Швецов, Н.Н. Ларионов, А.В. Маслов) возражали, не имея представления о составе и строении пограничных отложений авзянской и зильмердакской свит. П.Н. Швецов [1979, 1980] считал отложения тюльменской подсвиты перемытой корой выветривания (эти осадки с великолепными микрофоссилиями, с глауконитом и прекрасно сохранившимися обломками полевого шпата — кора выветривания!? В.И. Козлов). В настоящее время тюльменская подсвита откартирована полосой шириной 1–3 км вдоль восточного склона хр. Зильмердак (Южно-Инзерская площадь) [Клочихин и др., 1985 г.], а её стратиграфическое положение и статус самостоятельной подсвиты закреплены в Унифицированной стратиграфической схеме докембрия Урала [1993] и признаются и Н.Н. Ларионовым с соавторами [2004 г.], и А.В. Масловым [Маслов, Анфимов, 2000].

Стратотипический разрез тюльменской подсвиты наблюдается по левому берегу р. Тюльмень у подножия хр. Белягуш. Он описан нами ранее [Козлов, 1982; Стратотип рифея..., 1983]. В алевропелитах тюльменской подсвиты определены богатые комплексы микрофоссилий, образующих тюльменскую микробиоту [Янкаускас и др., 1989], имеющую важное значение при межрегиональной корреляции отложений рифея.

Мощность тюльменской подсвиты по площади распространения колеблется от 200 до 300 м (в Златоустовском районе её мощность достигает 600–700 м). Она завершает разрез авзянской свиты, общая мощность отложений которой изменяется от 1500 до 2000 м. Авзянская свита в свою очередь завершает осадочные последовательности среднего рифея, мощность отложений которых достигает 5500–7700 м.

Имеющиеся у нас материалы по стратотипическим и опорным разрезам основных стратиграфических подразделений авзянской свиты позволяют считать, что типичными для неё являются карбонатные породы и углеродисто-глинистые и глинистые сланцы.

Доломиты и известняки свиты большей частью серые или светло-серые, иногда тёмно-серые и розовато-серые, мелко- и тонкозернистые. Породы почти нацело сложены соответственно зёрнами доломита или кальцита размером 0,01–0,05 мм, встречается алевритовая примесь кварца, полевого шпата, листочков серицита, циркона, турмалина. Кроме того, в отдельных разностях доломитов в основании свиты (катаскинская подсвита) в просло-

ях среди терригенных пород отмечается примесь глинистого или углеродисто-глинистого материала, спорадически рассеянного среди основной массы породы или концентрирующейся в тончайших слоях.

Углеродисто-глинистые и глинистые сланцы и аргиллиты образуют как небольшие по мощности прослои (от 0,1–0,5 до 3–5 м), так и самостоятельные пачки мощностью от 10–20 до 40 м внутри карбонатной каташкинской подсветы и преобладают в составе малоинзерской, куткурской и тюльменской подсвет. Это преимущественно тёмно-серые или чёрные, редко пестроцветные (куткурская подсвета), разноплитчатые породы, состоящие в основном из гидрослюдистого глинистого материала (80–85%), в небольшом количестве (7–8%) присутствуют углеродистый материал, алевритовые зёрна кварца, реже полевого шпата, пакеты хлоритизированного биотита (около 1%), единичные зёрна циркона, турмалина, лейкоксена, игольчатого рутила и редко карбоната.

Алевриты полевошпат-кварцевые и кварцевые и алевропелиты обычно образуют прослои (от 1–2 до 10–15 см) среди сланцев. Цвет их серый или зеленовато-серый. Обломочная часть породы (75–80%) состоит из корродированных зёрен кварца (90–100%), полевого шпата (от единичных знаков до 10%), единичных зёрен циркона, турмалина, листочков мусковита и гидробиотита. Цемент (от 15 до 25%) обычно базального типа, состоит из гидрослюды и регенерационного кварца, в известковистых разностях, как правило, присутствует карбонат.

Песчаники имеют ограниченное распространение и приурочены главным образом к верхней части свиты (тюльменская подсвета); в небольших по мощности прослоях (от 1–2 до 5–10 см) они присутствуют в малоинзерской подсвете. По составу и облику они близки к описанным выше алевролитам, только в субаркозовых и аркозовых разностях количество полевого шпата соответственно увеличивается до 15 и 25%, а кварца уменьшается.

Необходимо отметить, что с севера на юг и с запада на восток отложения авзянской свиты испытывают значительные фациальные изменения, выражающиеся в постепенном увеличении карбонатных пород (с севера примерно до широты пос. Верх. Авзян), а затем — в уменьшении их количества. Соответственно этому происходит уменьшение, а затем — увеличение количества терригенных пород, что сопровождается переходом глинистых сланцев в алевролиты, в которых отмечаются прослои песчаников (разрезы по р. Куже и её притокам).

В авзянской свите отмечается несколько уровней карбонатных и алевропелитовых пород, содержащих соответственно строматолиты, микрофитолиты II (среднерифейского) комплекса и микрофоссилии

среднего рифея, которые определяют биостратиграфическую характеристику юрматинской серии. Эти маркирующие уровни прослеживаются на десятки километров и являются опорными при проведении межрегиональной корреляции.

Верхний рифей (каратавий)

Типом верхнего рифея являются отложения каратауской серии, имеющей наибольшее распространение на Южном Урале в сравнении с подстилающими эратемами и слагающие хребты Каратау, Зильмердак, Бирьян, Алатау, Калу, Салдыс и др. Серия обладает пёстрым терригенно-карбонатным составом и пёстрой окраской (чем резко отличается от нижележащих отложений) с преобладанием желтоватых, зеленовато-серых, зеленовато-голубоватых, розовых, бурых, малиновых и других цветов. По составу, чередованию пород в переслаивании и проявившейся цикличности в строении каратауская серия расчленена на зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты (рис. 8). Нижняя граница серии совпадает с подошвой зильмердакской свиты, залегающей на подстилающих отложениях юрматинской серии с постепенным переходом. Более подробно аргументация этого положения изложена нами ранее [Козлов, 1982; Козлов и др., 1991, 1994; Геологическая карта..., 2002].

Каратауская серия впервые была выделена Н.С. Шатским в 1945 г. со стратотипом на Каратауском поднятии. Ранее эти же отложения О.П. Горяинова, Э.А. Фалькова с соавторами [1931 и др.] называли «верхними» свитами или «пёстрой» серией. А.И. Олли [1948] выделил их в зилимскую формацию, расчленённую на нижний (бирьянский) и верхний (инзерский) циклы.

В соответствии с Унифицированной стратиграфической схемой докембрия Урала [1993] каратауская серия рассматривалась в составе (снизу): зильмердакской, катавской, инзерской, миньярской, укской и криволукской свит (последняя распространена только на восточном крыле Башкирского мегантиклинория). С выделением нового стратона — аршиния (см. рис. 1) [Козлов и др., 2011] криволукская свита исключена из состава каратауской серии верхнего рифея и отнесена к аршинской серии завершающего рифея [Пучков, Сергеева, 2013 г.].

В результате многолетних исследований нами установлено три типа разрезов каратауской серии: западный (Алатауский и Каратауский антиклинорий, Зилимо-Шишенякская синклиналь), центральный (Инзерский синклинорий) и восточный (Верхнебельский синклинорий, включая Прибельские структуры в районе с. Верхний Авзян и южнее), которые отличаются полнотой, составом, строением, биостратиграфической, минералогической

и магнитометрической характеристиками, степенью постдиагенетических изменений, проявлениями магматизма, характером пликативной и дизъюнктивной тектоники. Более подробно эти типы разрезов и их особенности описаны нами ранее [Козлов, 1982, 1986; Козлов и др., 1991, 1997 и др.] и на них мы не будем останавливаться.

Из-за пестроты литологического состава и неравномерной обнажённости расчленение слагающих серию отложений на подчинённые стратиграфические подразделения, как и корреляция конкретных

разрезов, значительно удалённых друг от друга, до настоящего времени остаются дискуссионными. Отчасти это объясняется отсутствием описания стратотипов как самой серии, так и большинства свит, входящих в её состав. В Каратауском антиклинории нет единого или хотя бы фрагментарно представительного разреза одноимённой серии. Разрозненные (10–15, редко 50–100 м) выходы можно наблюдать в разобшённых структурах (и только антиклинальных!), осложнённых разрывными нарушениями, что не способствует восприятию единого

Подсерия	Мощность, м	Литология	Органические остатки	Радиологический возраст, млн.л	Свита	Подсвита, толща	Возраст рубежей, млн.л	
1	350-400	~ X ··· I ~ X			2		750	
Верхнекаратауская (кудашская)	110-300		•••••	688	Укская	XV		
	70-100		•••••	700		XIV		
Среднекаратауская (тангурская)	250-350		•••••	780	Миньярская	XIII		
	250		•••••	791		XII		
	125-250		•••••	896	Инзерская	XI		
	80		•••••	836		X		
	50		•••••	836		IX		
	100-300		•••••	938	Катавская	VIII		
100-150		•••••		VII				
Нижнекаратауская (кипчакская)	100-250		•••••		Зильмердакская	VI		
	250-400		•••••			V		
	100-250		•••••			IV		
	200-300		•••••			III		
	1400-2000		•••••			II		
	>1000				I		1030	

1 - Завершающий рифей (Аршиний);
2 - Байнасская

Рис. 8. Сводная стратиграфическая колонка каратауской серии верхнего рифея Башкирского мегантиклинория. Составил В.И. Козлов

разреза серии или свиты и точной стратиграфической приуроченности того или иного горизонта со строматолитами и микрофоссилиями. Такие фрагменты можно наблюдать в антиклиналях Аджигардакской, Воробьиногорской, гор Берёзовой, Весёлой и др. Поэтому мы предлагаем в качестве стратотипического для каратауской серии разрез вдоль автотрассы Уфа — Белорецк на участке Кулмас — Инзер — Реветь. Это наиболее полный хорошо обнажённый (здесь прекрасно сочетаются естественные обнажения горных пород и искусственные выемки) и доступный разрез верхнего рифея, пересекающий вкрест простирания все основные структуры западного крыла Башкирского мегантиклинория (включает западный и центральный типы разрезов каратавия). В алевропелитах этого разреза определены микрофоссилии во всех подсвитях зильмердакской свиты (определения Е.В. Козловой, 1993, а также результаты совместных с ГИН РАН исследований в 1997—2001 гг.), что имеет принципиальное значение для изучения эволюции микробиот юрматинской и каратауской серий, а также в инзерской и укской свитах. В карбонатных породах катавской, миньярской и укской свит описаны строматолиты. Для подинзерских известняков из этого разреза в результате совместных с ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) исследований получена надёжная Pb-Pb датировка 848 ± 48 млн лет, определяющая нижнюю границу среднекаратауской подсерии. Всё вышесказанное позволяет рекомендовать данный разрез в качестве стратотипического для каратауской серии.

Верхний рифей характеризуется наиболее богатыми и разнообразными комплексами микрофоссилий, строматолитов и микрофитолитов, детально охарактеризованными нами ранее [Геологическая карта..., 2002], определяющими биостратиграфическую характеристику каратавия и его отдельных свит.

Эти комплексы служат основным инструментом при межрегиональной корреляции рифея России и других континентов. Временной интервал серии, с учётом новых данных, 1030 ± 30 —750 млн лет [Стратиграфический кодекс..., 2006; Козлов и др., 2011].

По особенностям литологического состава, порядку напластования, имеющимся палеонтологическим и радиологическим данным нами предложено расчленить каратаускую серию на три подсерии (системы) [Козлов, 1986; Геология и перспективы..., 1988; Унифицированные..., 1993 и др.]: нижнекаратаускую (в составе зильмердакской и катавской свит), среднекаратаускую (объединяющую инзерскую и миньярскую свиты) и верхнекаратаускую (в объёме укской свиты). На западном крыле Башкирского мегантиклинория (а следовательно, и в предлагаемом разрезе) распространены все свиты каратавия (см. рис. 8).

На территории Заповедника отложения каратауской серии занимают большую часть северо-западной четверти карты и выполняют северо-восточное центриклинальное окончание Инзерского синклинория. Здесь откартированы зильмердакская, катавская и инзерская свиты.

Нижнекаратауская подсерия

Она включает карбонатно-терригенные отложения зильмердакской и катавской свит (см. рис. 8).

Зильмердакская свита (RF₃zI)

Эта свита является базальной для каратавия и сложена разномасштабными полевошпат-кварцевыми, аркозовыми, субаркозовыми, кварцевыми

Условные обозначения к рис. 8: 1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3—6 — песчаники (3 — кварцевые, 4 — полевошпат-кварцевые, 5 — полимиктовые, 6 — аркозовые); 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты; 9 — известняки массивные (а) и струйчатые (б); 10 — доломиты; 11 — доломиты глинистые (а) и песчаные (б); 12 — песчаники и алевролиты с глауконитом; 13 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 14 — характеристика породы: а — глинистость, б — углеродистость; 15 — органические остатки: а — строматолиты, б — микрофитолиты, в — микрофоссилии; 16—18 — изотопный возраст (млн лет): 16 — глауконита, К-Аг метод; 17 — глауконита Rb-Sr; 18 — породы, Pb-Pb метод. **Стратиграфические подразделения:** I — авзянская свита среднего рифея; II—XV — верхний рифей; II—V — зильмердакская свита, подсвиты: II — бирьянская (песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевые, аркозовые и субаркозовые, полимиктовые и кварцевые, разномасштабные, местами переходящие в гравелиты и мелкогалечные конгломераты, отмечаются прослойки аргиллитов с микрофоссилиями и доломитов с микрофитолитами III комплекса); III — нугушская (песчаники кварцевые в основании, вверху — алевролиты кварцевые и полевошпат-кварцевые и аргиллиты с микрофоссилиями); IV — лемезинская (песчаники кварцевые, подчинённые прослойки кварцевых алевролитов и аргиллитов); V — бедерышинская (песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевые, кварцевые и полимиктовые, редко аргиллиты с микрофоссилиями — мулдакаевская биота и доломиты); VI, VII — катавская свита, подсвиты: VI — нижняя (известняки пестроцветные, глинистые и мергели ленточнослоистые; местами известняки со строматолитами и микрофитолитами III комплекса), VII — верхняя (известняки глинистые, «струйчатые»); VIII—XI — инзерская свита, подсвиты: VIII — нижняя (подинзерские слои — известняки со строматолитами и микрофитолитами III комплекса, в основании местами аргиллиты с микрофоссилиями — шишенякская биота). IX—XI — верхняя, толщи: IX — нижняя (песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевые с глауконитом), X — средняя (известняки со строматолитами и микрофитолитами III комплекса), XI — верхняя (песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевые с глауконитом, прослойки аргиллитов и известняков); подсвиты в Инзерском синклинории: нижняя (песчаники, реже алевролиты, кварцевые, полимиктовые и полевошпат-кварцевые), верхняя (неравномерное чередование алевролитов, песчаников кварцевых, полимиктовых и полевошпат-кварцевых, часто с глауконитом, и аргиллитов с микрофоссилиями, редкие прослойки известняков). XII—XIII — миньярская свита, подсвиты: XII — нижняя (доломиты со строматолитами и микрофитолитами III комплекса), XIII — верхняя (доломиты со строматолитами и микрофитолитами III комплекса, прослойки и линзы кремней); XIV, XV — укская свита, подсвиты: XIV — нижняя (песчаники и алевролиты глауконит-кварцевые и полимиктовые, прослойки аргиллитов с микрофоссилиями и известняков со строматолитами и микрофитолитами IV комплекса). XV — верхняя (известняки со строматолитами и микрофитолитами IV комплекса).

и полимиктовыми песчаниками и алевролитами, глинистыми сланцами, присутствуют маломощные прослой и линзы конгломератов, гравелитов и песчанистых доломитов. Она пользуется наибольшим распространением среди свит стратона, слагая на территории Заповедника хребты Калты, Белягуш, Байрамгул, Салдыс и др. На всей площади распространения состав и строение зильмердакской свиты остаются неизменными. Свита характеризуется неравномерной обнажённостью: лучшие обнажения дают кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, худшие — алевролиты и глинистые сланцы. Нижняя граница свиты совпадает с подошвой каратауской серии и охарактеризована выше.

По особенностям литологического состава, строению, соотношению пород в переслаивании и характеру ритмичности зильмердакская свита обычно расчленяется на бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую подсвиты (см. рис. 8).

Бирьянская подсвита ($RF_3 zI_1$) представлена разнозернистыми полевошпат-кварцевыми, аркозовыми, субаркозовыми песчаниками и алевролитами, с прослоями, пачками и линзами аргиллитов и, редко, мелкогалечных конгломератов, гравелитов и доломитов. Подсвита является наиболее типичной для зильмердакской свиты, имеет преимущественное распространение среди других подсвит и слагает хребты Бирьян, Зильмердак, Каратау, Сухие Горы и др. Обнажённость подсвиты неравномерная: отдельные фрагменты её разреза можно наблюдать по рекам Юрюзань, Мал. Инзер, Тюльмень и др., небольшие коренные выходы — на вершинах перечисленных выше хребтов, на большей же части площади распространения наблюдаются элювиально-делювиальные развалы, а местами вообще задерновано.

Известно [Козлов, 1982], что стратотипическим для бирьянской подсвиты А.И. Олли [1948] предложил разрез хр. Бирьян по р. Инзер выше д. Зуяково. Состав и строение подсвиты в данном разрезе опубликованы нами ранее [Козлов, 1982]. В настоящее время при строительстве железной дороги Уфа — Белорецк этот разрез уточнён. Поэтому в качестве парастратотипического для бирьянской подсвиты мы предлагаем разрез по левому берегу р. Мал. Инзер в 0,2 км ниже д. Реветь; в качестве опорного — разрез, расположенный на хр. Зильмердак (в 15 км юго-западнее стратотипического разреза по р. Инзер) в месте пересечения его автотрассой Уфа — Белорецк.

В западных разрезах Башкирского мегантиклинория (хребты Бирьян, Зильмердак, Алатау) бирьянская подсвита О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой [1940] и А.И. Олли [1948], расчленена на три толщи: нижнюю и верхнюю, сложенные преимущественно средне- и крупнозернистыми, желтовато-серыми и вишнёво-красными, аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, и среднюю, представленную розоватыми и вишнёво-красными

алевролитами, песчаниками и в меньшей степени глинистыми сланцами. Состав бирьянской подсвиты в разрезах хр. Зильмердак и на левом берегу р. Мал. Инзер (ниже д. Реветь) позволяет нам расчленить подсвиту на четыре толщи [Козлов, 1982; Козлов и др., 1991, 1994].

Первая толща сложена желтовато- и розовато-серыми полевошпат-кварцевыми, аркозовыми и кварцевыми разнозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Мощность толщи 135 м.

Вторая толща представлена алевролитами и песчаниками с подчинёнными прослоями аргиллитов. Преобладающая окраска пород розовая и вишнёво-красная. Мощность толщи около 200 м.

Третья толща, как и первая, сложена розовато-серыми и, редко, светло-серыми и желтоватыми, преимущественно средне- и крупнозернистыми песчаниками полевошпат-кварцевыми, аркозовыми и субаркозовыми, гравелитами и конгломератами. Этими породами определяется облик всей подсвиты. Мощность толщи около 160 м.

Четвёртая толща пёстрая по составу и цвету. В нижней части преобладают красноцветные песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевого и кварцевого состава; в основании есть тёмно-серые разности. Верхняя часть толщи сероцветная и представлена доломитами, кварцевыми песчаниками и алевролитами. В доломитах определены микрофитоолиты III (верхнерифейского) комплекса [Козлов, 1982]. Мощность четвёртой толщи 315 м. Общая мощность бирьянской подсвиты в разрезе по левому берегу р. Мал. Инзер 810 м, а в целом по региону она колеблется от 1400 до 2000 м.

Цитированными выше исследователями верхняя половина четвёртой толщи обычно включалась в состав нугушской подсвиты. По нашему мнению, рассматриваемые отложения по литологическим особенностям и минералого-петрографическому составу более близки к нижележащим образованиям бирьянской подсвиты, чем к вышележащим нугушским. Они в целом подтверждают закономерную смену грубообломочных пород основания бирьянской подсвиты более мелкообломочными и даже карбонатными — в верхней части. Эти породы завершают бирьянский цикл осадконакопления, поэтому и включены нами в состав бирьянской подсвиты.

Одной из характерных особенностей бирьянской подсвиты является наличие в песчаниках тончайших (от долей до 1–2 мм, редко в местах раздува до 5–8 мм) слойков («рудных прослоев»), обогащённых мелкими зёрнами магнетита, ильменита, рутила и циркона с примесью гематита, турмалина и полевого шпата (древние россыпи). Эти «рудные прослой» обычно образуют тонкое ритмичное чередование с безрудными вмещающими песчаниками. Общая мощность такой рудной пачки достигает

10–25 см, очень редко 80–125 см, но мощность рудных слоев и содержание в них полезных компонентов по простиранию не выдерживаются.

Нугушская подсвита ($RF_3 z_2$) сложена преимущественно алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. Впервые подсвита выделена А.И. Олли [1948] со стратотипом на левом берегу р. Нугуш [Раабен, 1994]. Она слагает полосу различной ширины, расположенную между песчаниками бирьянской и лемезинской подсвит зильмердакской свиты, образующими в рельефе хребты, гряды и отдельные вершины. Эта приуроченность к межгорным понижениям рельефа обуславливает неудовлетворительную обнаженность подсвиты, полных естественных разрезов её нет. С подстилающей бирьянской подсвитой она связана постепенным переходом [Козлов, 1982]. Мощность нугушской подсвиты в разрезе по левому берегу р. Мал. Инзер около 200 м (см. рис. 8), а по площади распространения она местами достигает 300 м.

По результатам изучения разрезов и данным геологосъемочных работ следует, что в составе подсвиты преобладают кварцевые алевролиты, переслаивающиеся с аргиллитами и содержащие прослои кварцевых песчаников.

В разрезе по р. Мал. Инзер в нугушской подсвите нами выделяются нижняя и верхняя толщи. Нижняя толща сложена кварцевыми песчаниками кварцитовидными, светло-серыми, сливными, неяснослоистыми. Они мелко- (от 0,2 до 0,5 мм, преобладает 0,3 мм) и среднезернистые (от 0,3 до 0,7 мм, преобладает более 0,4 мм), обломочные зёрна окатаны и полуокатаны. Обломочный материал (95–98% породы) преимущественно кварцевый (95–100%), в незначительном количестве присутствуют полевые шпаты (до 2–3% — микроклин, ортоклаз и плагиоклаз, последний несколько преобладает), единичны обломки кремней и кварцевого песчаника; акцессорные минералы редки и представлены цирконом, рутилом и анатазом. Цемент песчаников (1–7% породы) плёночный, по составу: гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый и гидрослюдисто-железистый. На поверхностях напластования в них часто видна симметричная волновая рябь, трещины усыхания и пластинки зелёных аргиллитов размером $2-1 \times 0,3-0,5$ мм. Мощность толщи в данном разрезе 8 м, а по региону она достигает 15–20 м. Верхняя толща нугушской подсвиты сложена однообразными тонкослоистыми алевролитами. Мощность её на р. Мал. Инзер 210–215 м.

Для нугушских отложений характерно наличие волнистой слоистости, валиков ряби и трещин усыхания на плоскостях напластования, а на отдельных участках — ритмичной слоистости, выраженной чередованием (от долей до нескольких мм) светлых (алевролитовых) и тёмных (глинистых) слоев.

Лемезинская подсвита ($RF_3 z_1$) сложена преимущественно кварцевыми песчаниками с редки-

ми прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Она слагает вершины хребтов Калты, Салдыс и др. В стратотипическом разрезе каратавия по р. Мал. Инзер у автодорожного моста в 2 км восточнее пос. Инзер наблюдается один из лучших разрезов лемезинской подсвиты. С подстилающей нугушской подсвитой она связана постепенным переходом [Горяинова и др., 1931; Горяинова, Фалькова, 1935; Объяснительная записка..., 1960 и др.]. Мощность лемезинской подсвиты 150–250 м.

В составе лемезинской подсвиты на территории Заповедника преобладают кварцевые песчаники мелко- и среднезернистые, кварцитовидные, и только в верхней части появляются прослои алевролитов и аргиллитов.

Бедерышинская подсвита ($RF_3 z_4$) представлена полевошпат-кварцевыми, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами и редко доломитами. Она прослеживается на северо-западе карты вдоль восточного склона хр. Салдыс, а за р. Мал. Инзер — по западному склону хр. Калты полосой шириной 0,6–1 км вдоль левобережья р. Тюльмень, затем на широте г. Байгулла (отм. 495,1) круто поворачивает на запад до южных отрогов горы Мал. Шверлак, где имеет ширину полосы распространения 3–4 км, и снова поворачивает на юго-запад к долине р. Мал. Инзер. Подсвита обнажена плохо. С подстилающей лемезинской подсвитой она связана постепенным переходом [Горяинова и др., 1931; Горяинова, Фалькова, 1935; Олли, 1948; Объяснительная записка..., 1960; Козлов, 1982 и др.]. Мощность подсвиты 250–400 м.

По результатам изучения разрезов и материалов геологосъемочных работ в составе бедерышинской подсвиты выделяются алевролиты кварцевые и полевошпат-кварцевые, аргиллиты, песчаники кварцевые и доломиты. Алевролиты и аргиллиты обычно находятся в частом и тонком переслаивании, связаны между собой постепенными взаимопереходами и в разрезе преобладают над песчаниками.

Бедерышинская подсвита завершает разрез зильмердакской свиты, общая мощность которой в разрезе р. Мал. Инзер около 1400 м (см. рис. 8).

В юго-восточной части карты (за пределами территории Заповедника) в Маярдакском антиклинории, где свита имеет ограниченное распространение, в её составе появляются серицит (мусковит)-кварцевые и мусковит-хлорит-кварцевые сланцы, местами графитистые, а мощность свиты уменьшается до 850–1100 м.

В результате детального и комплексного изучения стратотипического разреза каратауской серии по р. Мал. Инзер, опорных разрезов по рекам Бол. Инзер, Инзер и их многочисленным притокам, естественных обнажений и выемок вдоль автотрассы и железной дороги Белорецк — Уфа нами получен богатейший фактический материал о составе,

строении, структурно-текстурных особенностях, характере соотношения пород в переслаивании и цикличности осадконакопления в период формирования осадков зильмердакской свиты — базального горизонта верхнего рифея. В составе свиты преобладают песчаники и алевролиты аркозовые и субаркозовые, полевошпат-кварцевые и кварцевые с подчинёнными прослоями гравелитов и редко- и мелкогалечных конгломератов; аргиллиты; реже доломиты, а также песчаники, алевролиты и аргиллиты, в различной степени доломитистые.

Аркозовые и субаркозовые песчаники преобладают в разрезе и наиболее широко развиты в первой и третьей толщах бирьянской подсвиты. Они тесно связаны с полевошпат-кварцевыми разностями, с которыми обычно образуют постепенные взаимопереходы. По гранулометрическому составу выделяют мелко- (преобладают), средне- и крупнозернистые псаммиты. В крупнозернистых разностях отмечается гравийный и галечный материал, сгруппированность которого неравномерна, и песчаники отдельными прослоями переходят в гравелиты и редко- и мелкогалечные конгломераты. Состав обломочного материала (90–98% породы) в песчаниках непостоянен. Обычно содержание кварца колеблется от 45 до 65 и 75%, полевого шпата в аркозовых разностях — от 25 до 45%, а в субаркозовых — от 15 до 25%; почти постоянно присутствуют фрагменты жильных гранитных пород (около 1%), кремней (редкие зёрна), листочки и чешуйки мусковита, реже биотита (1–2%), зёрна глауконита (от редких знаков до 1%); в единичных зёрнах наблюдаются циркон, турмалин, рутил и сфен лейкоксенизированный, иногда апатит (новообразованный). В отдельных прослоях отмечается значительная примесь гематита (от 2 до 5–10%). Полевые шпаты представлены микроклином, ортоклазом (преобладают и содержатся примерно в равных количествах) и плагиоклазом. Последний в различной степени серицитизирован или преобразован в бластический микроагрегат кварца с примесью чешуек серицита. Часть зёрен деанортитизируется и переходит в альбит или замещается аутигенным кварцем. Калиевые полевые шпаты частично или полностью замещаются глинистыми минералами или (иногда) хлоритом, они часто корродируются аутигенным кварцем, который по спайности и трещинам проникает вглубь зерна. Обломки жильных гранитных пород представлены фрагментами основной массы.

Грубозернистые разности песчаников отмечаются только в бирьянской подсвите и содержат хорошо окатанную и угловато-окатанную гальку размером от 0,5–1 до 2–3 см кварца, кварцитов, микрокварцитов, кварц-серицитовых, полевошпат-кварцевых (гнейсовидных) и кремнистых пород, кварцито-песчаников. Галечниковый материал обычно неравномерно рассеян по всему слою, но часто скапливается в небольших линзах параллельно

плоскости напластования, образуя как бы конгломератовидные прослои. Конгломераты маломощные, в самостоятельных прослоях отмечаются редко и быстро выклиниваются по простиранию, образуя постепенные переходы с вмещающими грубозернистыми песчаниками. Основная масса конгломератов — описанные выше песчаники, состав обломочного материала аналогичен таковому в грубозернистых разностях; размер обломков от 1–3 до 5, реже 10 см, они большей частью угловато-окатанные, иногда почти угловатые. Сгруппированность обломочного материала, как правило, крайне неравномерная.

Песчаники кварцевые, светлые, редко светло-серые с зеленоватыми, желтоватыми и розовыми оттенками, средне- (5–10 см) и крупнослоистые (15–40 см, редко 1 м). Нередко на поверхностях напластования в них видны симметричная волновая рябь и трещины усыхания; во многих слоях отмечается косая слоистость. Песчаники, по существу, мономинеральные, кварцевые. Обломочный материал в них (95–99% породы) представлен в основном кварцем (95–99%), отмечаются обломки пород (кварцитов, песчаников, глинистых сланцев, кремней, гранитов) и окатанные зёрна (от редких зёрен до 2–3%) микроклина, редко ортоклаза и плагиоклаза, единичны зёрна циркона, турмалина, рутила и иногда апатита, листочки и чешуйки мусковита и биотита. Цемент (1–5%) новообразованный кварцево-регенерационный, иногда наблюдаются поровый, базальный и порово-базальный типы цементации. На плоскостях напластования нередко отмечаются маленькие (длина 2–3 см, ширина 1–2 см, толщина 1–3 мм) плоские пластинки аргиллита розового или ярко-зелёного цвета. Алевролиты и аргиллиты по составу основных породообразующих минералов близки к подобным разностям из нугушской подсвиты.

Песчаники полимиктовые (отмечаются только в бедерышинской подсвите), серые, зеленовато- и тёмно-серые, разноминеральные. Обломочный материал в них (75–85% породы) окатан, полуокатан, овальной или сглаженно-угловатой формы и представлен кварцем (85–99%), полевым шпатом (от единичных знаков до 10–15%), единичными листочками и чешуйками мусковита и биотита и обломками пород (до 1% — фрагменты гранитных жильных пород, кварцевые песчаники и кремни); аксессуарные минералы по составу близки к описанным в алевролитах. Цемент (от 5–15 до 25% породы) плёночный, поровый, плёночно-поровый, базальный; по составу гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый, хлоритовый, железистый, гидрослюдисто-железистый. Железистый цемент развит большей частью в песчаниках, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами. В отдельных прослоях отмечаются песчаники с доломитовым цементом (5–35% породы), наблюдаются даже переходные

разности к песчаным доломитам. Песчаники имеют поровый, контактово-поровый, базальный, крустификационный и коррозионный типы цементации.

Алевролиты обычно зеленовато- и желтовато-серые, мелко- и крупнозернистые. Обломочный материал (55–90% породы) в них представлен в основном кварцем и слюдами, содержание которых неравномерно: кварца от 45 до 80%, слюдяных минералов (биотита и мусковита) от 5 до 36%; в незначительных количествах присутствуют полевые шпаты (1–10% — микроклин, ортоклаз и плагиоклаз), иногда (единичные знаки) глауконит и обломки кремней, лейкоксенизированный титаномагнетит и гематит (1–5%); отмечаются единичные зёрна циркона, турмалина, барита, апатита, рутила и лейкоксенизированного сфена. Цементирующий материал (10–35, редко 45%) распределён в породе неравномерно. Тип цементации плёночный, плёночно-поровый и базальный; цемент гидрослюдный, гидрослюдисто-хлоритовый тонко- и дисперсно-чешуйчатого строения, в составе его часто отмечается примесь железистого материала.

Аргиллиты отмечаются в тонких прослоях (от 1–2 мм до 1,5–2, редко 5–15 см) среди алевролитов и имеют зеленовато- и тёмно-серую окраску. Состоят они из тонко- и дисперсно-чешуйчатого агрегата гидрослюд с примесью чешуек биотита и мусковита (5–45%), кварца и полевого шпата (от 1 до 25–30%) алевритовой размерности; отмечаются тонкие включения гематита и титанистых лейкоксенизированных минералов, образующих иногда тонкие нитевидные слои. В аргиллитах наблюдается микротекстура взмучивания, иногда отдельные слои взмучиваются, разрываются, нарушается их параллельная ориентировка, часть таких слоев обособляется в обломковидные удлинённые разноориентированные пластинки аргиллитов, не выдержанные по размерности (от долей мм до $1 \times 1 \times 0,2$ и $5 \times 10 \times 0,4$ см).

Доломиты тонко- и мелкозернистые, реже оолитовые, тёмно-серые, серые и буровато-серые, тонкослоистые. Они состоят из микрозерен доломита (размерность от 0,005 до 0,1, редко 0,2–0,4 мм) округлой, изометричной неправильно-ромбоэдрической и реже ромбоэдрической формы. В редких и маломощных прослоях в них в переменном количестве отмечается примесь глинистого, алевритового или песчаного материала, и нередко доломиты образуют переходные разности к терригенным породам.

Имеющиеся у нас материалы по зильмердакской свите позволяют наметить некоторые характерные черты её строения: 1) в основании залегает мощная толща (815–2000 м) полевошпат-кварцевых, аркозовых и субаркозовых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов (бирьянская подсвита); в песчаниках часто наблюдается косая слоистость русловых и пойменных типов и знаки ряби, в алевролитах — трещины усыхания и мелкая косая

слоистость, что свидетельствует о формировании отложений в водной среде в условиях мелководья и периодического осушения бассейна; 2) в средней части свиты (лемезинская подсвита) преобладают кварцевые мономинеральные песчаники; 3) кластический материал в породах свиты представлен кварцем, полевым шпатом, микрокварцитами, микропегматитами, фрагментами гранитных жильных пород, кварцитами, кварцито-песчаниками, алевролитами и глинистыми породами; 4) характерно наличие микрослоёв, обогащённых ильменитом, рутилом, лейкоксомом, магнетитом, гематитом, цирконом и турмалином; 5) ориентировка косых серий, уменьшение мощности отложений и размерности обломочного материала от западных разрезов к восточным свидетельствует, что источник сноса обломочного материала располагался западнее.

Катавская свита (RF₃kt)

Эта свита почти нацело сложена известняками, часто содержащими строматолиты и микрофитолиты III (верхнерифейского) комплекса, их глинистыми разностями и мергелями и благодаря своим специфическим особенностям и биостратиграфической характеристике является одним из лучших маркирующих горизонтов в рифее Южного Урала. В пределах Заповедника катавская свита прослеживается вдоль западного склона хр. Белягуш от долины р. Мал. Инзер (д. Кумбино) полосой шириной 0,6–1 км и далее на северо-восток вдоль долины р. Тюльмень до широты горы Байгулла (отм. 495,1 м), затем круто поворачивает на запад, а через 7 км — на юго-запад при ширине 2–2,2 км. Обнажена свита достаточно хорошо: вдоль береговых скал правого берега ниже моста на автодороге через р. Мал. Инзер и в железнодорожной выемке левого берега от этого же моста.

Ранее [Козлов, 1982, 1986; Козлов и др., 1991, 1994] было показано, что катавская свита в разрезах Южного Урала расчленяется на нижнюю и верхнюю подсвиты с подразделением нижней на две толщи. В описанных разрезах по долине р. Мал. Инзер у подножия хр. Белягуш в катавской свите достаточно чётко выделяются указанные выше подсвиты и толщи. Нижняя толща нижней подсвиты представлена строматолитовыми известняками и имеет мощность 80 м, верхняя толща этой же подсвиты сложена ленточнослоистыми пестроцветными известняками мощностью от 150 до 200 м. Верхняя подсвита представлена «струйчатыми» известняками, обнажена здесь недостаточно и имеет мощность около 50 м. «Струйчатая» текстура в известняках катавской свиты впервые описана О.П. Горяиновой с соавторами [1931]. Струйчатость обусловлена неравномерным распределением глинистого материала в виде струй — вытянутых бесформенных

сгустков, ориентированных параллельно слоистости. Мощность катавской свиты на площади Заповедника составляет 260–380 м.

Ниже приведём основные особенности катавской свиты, отмеченные нами ранее [Козлов и др., 1991]: 1) в её составе преобладают пестроцветные известняки и их глинистые разности (мергели); 2) характерна тонкая плоскопараллельная (ленточная) слоистость; 3) присутствие строматолитов и микрофитолитов III (верхнерифейского) комплекса; 4) наличие «струйчатых» известняков; 5) значительная примесь алевропелитового материала в карбонатных породах и отсутствие в разрезе «чистых» кварцевых песчаников, столь характерных для подстилающих отложений каратавия. Катавская свита благодаря перечисленным выше особенностям является одним из лучших маркирующих горизонтов рифея Южного Урала.

Среднекаратауская подсерия

Эта подсерия включает карбонатно-терригенные отложения инзерской и миньярской свит (см. рис. 8).

Инзерская свита ($RF_3 in$)

Свита представлена песчаниками и алевролитами полевошпат-кварцевыми и кварцевыми, часто содержащими глауконит, и аргиллитами; в западных разрезах существенную роль играют известняки и доломиты, часто содержащие строматолиты и микрофитолиты III (верхнерифейского) комплекса. На северо-западе геологической карты Заповедника свита слагает приосевую часть северо-восточного центриклинального замыкания Инзерского синклинория и прослеживается полосой шириной 3–6 км на протяжении 30 км по правым берегам рек Тюльмень и Мал. Инзер, вдоль западного склона хр. Большой Камень. Обнажена свита в районе пос. Инзер вполне удовлетворительно: здесь по правому берегу р. Мал. Инзер ниже автодорожного моста и до устья и по левому берегу р. Бол. Инзер ниже д. Усмангали и до слияния с р. Мал. Инзер на протяжении почти 5 км наблюдаются сплошные скальные выходы. С подстилающей катавской свитой она связана постепенным переходом, что можно наблюдать на правом берегу р. Мал. Инзер в 200 м ниже автодорожного моста.

Известно [Козлов, 1982; Козлов и др., 1997 и др.], что для инзерской свиты характерно три типа разреза: западный, центральный и восточный. В первом из них (Алатауский и Каратауский антиклинории) в разрезе свиты есть самостоятельные карбонатные пачки и толщи, а во втором (Инзерский синклинорий) их нет, но здесь расположены стратотипические разрезы свиты, представленные

преимущественно терригенными породами, перечисленными выше. Мощность свиты в районе пос. Инзер около 700 м.

Наиболее характерными особенностями инзерской свиты являются: 1) обилие глауконита, часто образующего ярко-зелёные слойки; 2) присутствие ущественно карбонатных подинзерских слоёв в основании и самостоятельной карбонатной толщи в середине верхней подсвиты; 3) наличие в карбонатных породах строматолитов и микрофитолитов, образующих своеобразную ассоциацию форм III (верхнерифейского) комплекса, резко отличную от развитой в подстилающей катавской [Стратотип рифея..., 1983].

Более молодые отложения рифея на описываемой территории заповедника отсутствуют.

Палеозой (PZ)

Палеозойские отложения в составе ордовикской, силурийской и девонской систем слагают южное замыкание Юрюзанской синклинали в пределах заповедника и северное замыкание Зилаирского синклинория за его пределами.

Ордовикская система (O)

Нерасчленённые отложения среднего и верхнего отделов ордовика (O_{2-3}) обособлены в **бактинскую свиту** ($O_{2-3} bk$), которая впервые выделена А.И. Ивановым [Объяснительная записка..., 1960] в Юрюзанской синклинали и расчленена на пять подсвит. Нижняя часть свиты представлена массивными серыми, светло- и розовато-серыми кварцитовидными песчаниками с линзами и прослоями гравийного и галечного материала, иногда переходящими в конгломераты. Для песчаников характерна косая слоистость. Верхняя часть сложена кварцевыми мелкозернистыми песчаниками с доломитовым цементом. Органические остатки, содержащиеся в отложениях, отвечают среднему и верхнему ордовику: *Pterygomtopus* aff. *selerops* Dalm., *Platystrophia* sp., *Nicolella actoniae* (Sow.), *Nicolella* sp., *Leptaena trigonalis* Schm. [Краузе, Маслов, 1961]. Свита слагает хр. Бакты, протягиваясь полосой юго-восточнее долины р. Юрюзань. На подстилающих отложениях зигазино-комаровской свиты среднего рифея залегают трансгрессивно, с крупным угловым несогласием и базальными конгломератами в основании. Мощность свиты разными исследователями оценивается от 600–700 м [Геологическая карта..., 2002] до 1000–1500 м [Государственная..., 2010].

В северном замыкании Зилаирского синклинория нерасчленённые отложения среднего и верхнего отделов ордовика (O_{2-3}) представлены кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев.

Песчаники содержат редкую фауну брахиопод среднего и верхнего ордовика [Геологическая карта..., 2002]. Залегают они с резким угловым и азимутальным несогласием на различных толщах рифея. Мощность отложений 50–100 м.

Силурийская система (S)

Венлокский ярус нижнего отдела силура (S_1w) представлен тёмно-серыми (до чёрных), буроватыми и зеленоватыми глинистыми и серицито-глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых буроватых песчаников. Мощность отложений 200–300 м.

Лудловский ярус верхнего отдела силура (S_2ld) прослеживается в северном замыкании Зилаирского синклинория, где отложения яруса выделены в *серменевскую свиту* [Краузе, Маслов, 1961] и представлены доломитами и известняками, иногда с прослоями кварцевых песчаников, глинистых, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Общая мощность лудловских отложений здесь 250–300 м.

В Юрюзанской синклинали выделяются объединённые отложения лудловского яруса верхнего отдела силура и нижнего девона (S_2ld-D_1), представленные известняками, доломитами и глинистыми сланцами общей мощностью 200 м [Объяснительная записка..., 1960].

Девонская система (D)

Нижнедевонские отложения нерасчленённые (D_1) выделены в северном замыкании Зилаирского синклинория, где они представлены серыми и светло-серыми массивными известняками с многочисленной фауной брахиопод, криноидей и строматопор нижнего девона. Нижняя граница их неизвестна, мощность около 250 м [Геология СССР, 1964].

Объединённые эйфельский и живетский ярусы среднего девона (D_2) в Юрюзанской синклинали представлены известняками серыми и тёмно-серыми, мелкозернистыми, часто переполненными остатками фауны, тёмно-серыми и желтовато-серыми алевролитами и меньше серыми глинистыми доломитами. Мощность отложений около 100 м.

Франский ярус верхнего девона (D_3f) имеет незначительное распространение в пределах Юрюзанской синклинали. Отложения представлены известняками, аргиллитами, алевролитами и песчаниками. На подстилающих породах живетского яруса франские осадки залегают согласно и имеют мощность 200 м.

Фаменский ярус верхнего девона в Юрюзанской синклинали представлен полимиктовыми песчаниками, сланцами, гравелитами, конгломератами

и реже известняками, общей мощностью отложений более 200 м. По аналогии с Зилаирским синклинорием эти отложения отнесены к *зилаирской свите* (D_3zl).

Четвертичные отложения (Q)

Эти отложения широко распространены на территории Заповедника и представлены аллювиальными, элювиальными, делювиальными, коллювиальными и болотными отложениями. На представленной геологической карте показаны только нерасчленённые аллювиальные отложения.

Аллювиальные отложения слагают низкую и высокую поймы, I и II надпойменные террасы, развитые по долинам основных рек Бол. и Мал. Инзер, Тюльмень, Тирлян, Юрюзань и их притоков. Они представлены суглинками, супесями и песчано-гравийно-галечниковым материалом. III и IV террасы цокольные, аллювиальные отложения на них почти не сохранились. В редких останцах аллювий этих террас представлен супесями, глинами, суглинками с полимиктовой галькой.

Элювиальные отложения маломощны и по составу отвечают материнским породам.

Делювиальные отложения распространены повсеместно на склонах хребтов, обособленных гор и современных речных долин и оврагов. Они представлены суглинками, песчаными глинами с обильным щебнем и обломками пород. Цвет и литологический состав отложений зависит от характера разрушаемых коренных пород. Мощность отложений, по данным горно-буровых работ, колеблется от 2,5–10 до 20 и 50 м.

Коллювиальные отложения приурочены к хребтам (Караташ, Мал. Ямантау, Нары, Машак, Кумардак и др.) и отдельным горам (Ямантау, Машак, Шакитар и др.) и представлены глыбами и щебнем кварцитов, кварцито-песчаников, песчаников, долеритов, риолитов и других пород, устойчивых к выветриванию. Промежутки между беспорядочно сваленными крупными обломками заполнены мелким щебнем и иногда песчано-глинистой массой. Осыпи (каменные реки) образуют шлейфы, которые тянутся вниз по склону от гольцовых останцов. По данным А.Ф. Ротаря и др. [1971 г.], мощность коллювиальных отложений от 10–15 до 50 м.

Болотные отложения имеют широкое распространение в верховьях рек Бол. и Мал. Инзер, Тюльмень, Тирлян, Юрюзань и их крупных притоков. Представлены отложения торфом, илами, иловыми суглинками, обогащёнными растительными остатками. По данным А.Ф. Ротаря и др. [1971 г.], П.Н. Швецова и др. [1968 г., 1972 г.], А.В. Клочихина и др. [1972 г.] мощность этих отложений 2–3 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Приведённая ниже краткая характеристика интрузивных комплексов основана на результатах геологосъёмочных (А.И. Иванов, Г.Б. Яковлев, А.В. Клочихин, В.И. Козлов, А.Ф. Ротару, Н.Ф. Решетников и П.Н. Швецов) и тематических (Ю.П. Краев, Е.А. Шумихин и А.А. Алексеев) работ.

На площади Заповедника магматические образования представлены дайками, реже силлами и малыми интрузиями преимущественно основного состава. Как правило, это небольшие тела шириной от 0,5–1, 3–10 до 30–50 м, иногда 200–500 м и протяжённостью от 0,2–0,5 до 3–5 км, рельефно выступающие на вершинах или склонах гор и хребтов в гривках и (редко) гребнях. Из-за небольших размеров большинство даек на представленной геологической карте не показано. Пространственно большинство интрузивных тел тяготеют к зонам глубинных разломов. Слагающие дайки магматические породы претерпели интенсивные изменения, связанные с неоднократным проявлением метаморфизма. В результате они превращены в зелёные сланцы, имеющие грубосланцеватую текстуру, афанитовое и мелкокристаллическое строение и характерный зелёный или тёмно-зелёный цвет.

В пределах представленной карты среди карбонатно-терригенных отложений рифея дайки, силлы и малые интрузии выделены в юшинский, буландихинский и инзерский комплексы [Геология и перспективы..., 1988].

Юшинский габбродолеритовый комплекс ($v\beta RF_1 j\delta$) объединяет недифференцированные тела меланократовых габброидов. В составе комплекса отмечаются породы от пикритов и пикродолеритов до кварцсодержащих меланократовых габбродолеритов [Геологическая карта..., 2002]. Они отличаются пониженным содержанием титана, железа и щелочей, повышенным — магния. В Маярдакском антиклинории (за пределами карты) интрузивные породы преобразованы региональным метаморфизмом в гранатовые амфиболиты и эклогиты. Раннерифейский возраст комплекса принят условно и может быть пересмотрен. В уже упоминавшейся нами работе [Glasmacher et al., 2001] приводятся данные о машакской (1360 млн лет) датировке эклогитов по единичным цирконам.

Буландихинский комплекс долерит-пикритовой ($v\beta RF_2 bl$) среднерифейской долерит-пикритовой

формации пространственно приурочен к региональным нарушениям (Зюраткульский, Караташский и другие разломы) К комплексу относятся единичные недифференцированные дайки долерит-пикритов и оливиновых долеритов мощностью 5–10 м и дифференцированные маломощные силлы. Все дифференцированные залежи отличаются незначительной мощностью (9–15 м) и достаточно контрастными переходами между ультраосновной и основной зонами при незначительном преобладании в расслоенной серии пикритов. Маломощные закалённые зоны этих залежей сложены порфиroidными долерит-пикритами. Время формирования комплекса определяется по косвенным геологическим признакам: размещению интрузий в ниже- и реже в среднерифейских отложениях, отсутствию их в более молодых отложениях и значительному зеленокаменному метаморфизму пород. Для габбродолеритов в районе д. Лапышта К-Аг методом получена датировка в 1013 ± 15 млн лет [Геологическая карта..., 2002].

Инзерский комплекс габбродолеритовый ($v\beta RF_3 in$) объединяет дайки, прорывающие верхне- и среднерифейские толщи западного крыла Ямантауского антиклинория. Дайки комплекса имеют широкое распространение и образуют близмеридиональный Инзеро-Туканский пояс. В зоне Караташского разлома и восточнее они единичны. Интрузии инзерского комплекса при мощности от 0,5–1 и 5–10 до 100 м прослеживаются по простиранию от нескольких до 5–10 км. Все они имеют типично дайковую форму, симметрично-зональное строение и крутое преимущественно западное падение. Дайки обычно сложены мелко-, средне- и крупнозернистыми микропегматитовыми долеритами, габбродолеритами, в эндоконтактах — порфиroidными долеритами. Габбродолериты инзерского комплекса в породах моложе позднего рифея не встречены, а в составе галечного материала конгломератов ашинской серии венда обычны микропегматитовые долериты. Возраст габбродолеритов, определённый К-Аг методом, колеблется от 670 до 925 млн лет [Геологическая карта..., 2002]. Однако в составе этого комплекса могут присутствовать девонские дайки, о чём свидетельствует девонская Ar-Ag датировка долеритовой дайки в районе ж/д станции Инзер [Пучков, 2012].

ТЕКТОНИКА

Основные черты тектонического строения территории Южно-Уральского государственного природного заповедника изложены в работах А.И. Иванова [Объяснительная записка..., 1960], Г.Б. Яковлева [Объяснительная записка..., 1962], А.В. Ключихина и др. [1972 г.], В.И. Козлова и др. [1969 г.], Н.Ф. Решетникова [1966 г.], А.Ф. Ротару и др. [1971 г.], П.Н. Швецова и др. [1968 г., 1972 г.], В.Н. Пучкова [2008, 2010] и публикациях А.И. Олли, Г.С. Сенченко, М.А. Камалетдинова и др. Предыдущими исследованиями установлено широкое развитие на площади Заповедника пликативных и дизъюнктивных дислокаций. В настоящей записке мы приведём характеристику лишь основных из них.

Описываемая площадь Заповедника полностью входит в Башкирский мегантиклинорий — основную структуру Центрально-Уральской мегазоны Уральской складчатой системы. Центральная (большая) часть карты приурочена к Ямантаускому антиклинорию, сложенному ниже- и среднерифейскими образованиями, северо-западная часть охватывает восточное крыло Инзерского синклинория, сложенное отложениями верхнего рифея. На юго-востоке этой карты (за пределами территории Заповедника) расположены Маярдакский антиклинорий, где в основном развиты метаморфические образования нижнего и среднего рифея, и Зилаирский синклинорий, выполненный фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика, силура и девона (рис. 9).

Ямантауский антиклинорий является одной из крупнейших структур Башкирского мегантиклинория и простирается почти на 200 км от Бакало-Саткинского района на севере до широтного течения р. Белая на юге (см. рис. 9). Антиклинорий представляет собой сложную структуру, расчленяющуюся, благодаря ундуляции оси, на ряд самостоятельных антиклинальных и синклинальных складок, осложнённых разрывными нарушениями. Осевая плоскость антиклинория севернее южной рамки карты ориентирована в северо-северо-восточном направлении ($5-10^\circ$), а от широты пос. Айгир и долины р. Мал. Инзер она поворачивает на северо-восток ($25-30^\circ$) и через 50 км у истоков этой реки от широты высот с отметками 1380 м и 1308 м (соответственно хребты Нары и Машак) ось структуры отклоняется к востоку ещё больше и имеет прости-

рание $35-40^\circ$. Антиклинорий погружается на северо-восток и юго-запад, максимальное воздымание его наблюдается в районе широтного течения р. Бол. Инзер, где ядро структуры сложено дозигальгинскими образованиями нижнего рифея, а крылья имеют асимметричное строение: машакская свита среднего рифея развита только на восточном крыле (хребты Машак, Юша, Белятур, Большой и Малый Шатак) и отсутствует в западном. Восточное крыло местами срезано Зюраткульским надвигом. В пределах представленной карты ядро Ямантауского антиклинория сильно сжато и здесь преобладают крутые углы падения ($60-80^\circ$). Наиболее крупными антиклинальными складками здесь являются Кузьелгинская, Куянтавско-Кумардакская, Машакская, Айгирская, Бердагуловская и Гадельшинская, а синклинальными — Юрюзанская, Малоинзерская, синклиналь г. Ямантау, Юшинская, Багарыштинская, Миньякская, Лапыштинская и Манявская.

Наиболее интересной является *Айгирская антиклиналь*, осложняющая западное крыло Ямантауского антиклинория. Она расположена в 2 км северо-западнее железнодорожной станции Айгир, ядро её здесь целиком сложено породами зигальгинской свиты среднего рифея, а южнее станции — большеинзерской и суранской свитами. Восточное крыло складки срезано Айгирским надвигом, по которому на отложения среднего рифея (зигальгинская и зигазино-комаровская свиты) надвинуты карбонатные породы суранской свиты нижнего рифея. Падение восточного крыла антиклинали крутое — от 40 до 85° , местами наблюдаются вертикальные углы. Западное крыло структуры падает на северо-запад под углами от 50 до 85° , а в ущелье р. Мал. Инзер в крыле этой антиклинали отмечается опрокинутое залегание пород.

На северо-западе карты западное крыло антиклинория, сопряжённое с восточным крылом Инзерского синклинория, сложено породами зигазино-комаровской и авзянской свит, имеющими преобладающую нормальную последовательность напластования. Здесь отмечаются осложняющие крыло мелкие складки, иногда опрокинутые залегания и разрывные нарушения, которые устанавливаются по геологическим данным (из разреза выпадают отдельные подсвиты и толщи зигазино-комаровской и авзянской свит), геофизическими методами

и дешифрированием аэрофотоснимков. Восточное крыло антиклинория в этом районе и несколько южнее имеет сложное строение. Здесь откартировано несколько структур четвёртого порядка.

Куянтавско-Кумардакская антиклиналь расположена юго-западнее Юрюзанской синклинали и прослежена в северо-восточном направлении на

протяжении 19 км и простирается с юго-запада на северо-восток. Ядро Кумардакской антиклинали совпадает с вершиной хребта Кумардак и складывается кварцито-песчаниками верхней подбиты зигальгинской свиты. Крылья структуры сложены породами зигазино-комаровской свиты. Углы падения пород в обоих крыльях от 20 до 45°, а в отдельных

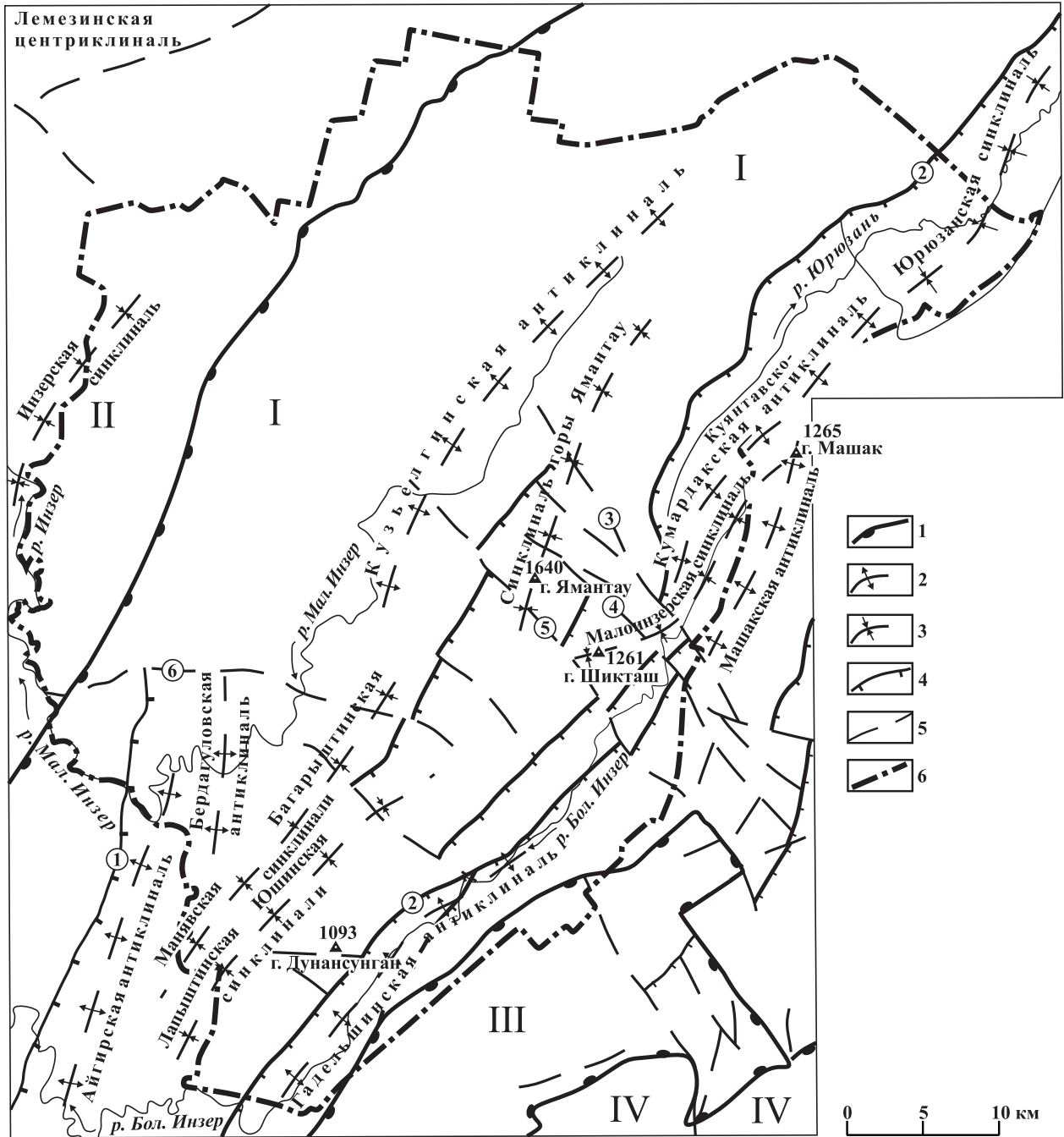


Рис. 9. Тектоническая схема территории Южно-Уральского государственного природного заповедника. Составил В.Н. Пучков с использованием материалов [Пучков, 2000; Геологическая карта..., 2002; Объяснительная записка..., 1960; Ключихин и др., 1972 г.]

Условные обозначения: 1 — границы между основными структурами, 2 — оси антиклиналий, 3 — оси синклиналий; 4 и 5 — разрывные нарушения: 4 — надвиги, 5 — разломы, сбросы, сбросо-надвиги; 6 — граница территории заповедника. Римские цифры обозначают основные структуры: I — Ямантауский антиклинорий, II — Инзерский синклиний, III — Маярдакский антиклинорий, IV — Зилаирский синклиний. Цифры в кружках — тектонические нарушения: 1 — Караташский надвиг, 2 — Зюраткульский надвиг, 3 — Казавдинский сбросо-сдвиг, 4 — Североямантауский сбросо-сдвиг, 5 — Южноямантауский сбросо-сдвиг, 6 — Малоюмантауский сброс.

случаях достигают 80°. А.И. Ивановым [1937] описано периклинальное замыкание структуры на северо-восточном окончании хребта. Продолжением Кумардакской антиклинали на юге является Куянтавская антиклиналь, имеющая асимметричное строение крыльев. Породы, залегающие в её северо-западном крыле, имеют углы падения 45–50°, а в юго-восточном — 15–20°. Ядро структуры, вытянутое в направлении с юго-запада на северо-восток, сложено кварцито-песчаниками нижней подсвиты, а крылья — сланцами средней подсвиты зигальгинской свиты. На северо-западе эта структура постепенно переходит в синклиналь горы Ямантау.

Малоинзерская синклиналь сочленяется с Кумардакской антиклиналью и представляет собой структуру, линейно-вытянутую в северо-восточном направлении на протяжении 21 км при ширине 1–3 км. Северо-западное крыло синклинали является одновременно юго-восточным крылом Кумардакской антиклинали. В южном направлении прослеживается по долине р. Бол. Инзер до устья р. Куянтау, где смещается по Североямантаускому разлому в северо-западном направлении и далее прослеживается до Южноямантауского разлома между антиклиналями гор Куянтау — с северо-запада и Шикташ — с юго-востока.

Машакская антиклиналь находится восточнее Малоинзерской синклинали и прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении 20 км. За счёт ундуляции шарнира она состоит из нескольких брахиантиклиналей. Самая северная из них — Машакская брахиантиклиналь, запрокинутая на запад. Ядро структуры сложено сланцами средней подсвиты зигальгинской свиты, а крылья — кварцито-песчаниками верхней подсвиты той же свиты. Углы падения крыльев колеблются от 49° до 60°.

Юрюзанская синклиналь расположена в северо-восточной четверти представленной карты, имеет северо-восточное простирание, протяжённость складки около 20 км при ширине 6–8 км. Северо-восточное крыло и юго-западное центриклинальное замыкание синклинали сложены ордовикскими и силурийскими отложениями, ядро — девонскими (полимиктовые песчаники и алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы зилаирской свиты). Юго-восточное крыло складки сопряжено с западным крылом Ирмельского антиклинория, северо-западное — срезано Зюраткульским надвигом. Падение пород в юго-восточном крыле нормальное на северо-запад с углами 30–50°, в центриклинальном замыкании — на северо-восток при углах 10–20°. На широте горы Бол. Аваляк это крыло осложнено небольшим поперечным сбросо-сдвигом [Объяснительная записка..., 1960].

Большинство перечисленных структур отделены друг от друга разноамплитудными надвигами (Караташским, Айгирским и др.). Три крупных взбросо-сдвига наблюдаются в районе г. Ямантау,

где восточное крыло антиклинория и прилегающая часть ядра разбиты на ряд блоков, что доказывает непосредственным соприкосновением по линиям нарушений различных по составу и возрасту толщ, залегающих с одним и тем же простиранием, и близкими углами падения слоистости пород.

Караташский надвиг наблюдается в юго-западной части карты, проходит по юго-восточному склону хр. Караташ, имеет северо-восточное простирание и срезает западное крыло Айгирской антиклинали. По нарушению приведены в непосредственное соприкосновение верхние горизонты зигальгинской свиты и породы суранской свиты. Этот надвиг подтверждается дешифрированием аэрофотоснимков и материалами геофизических исследований. Падение плоскости надвига юго-восточное [Клочихин и др., 1972 г.]. На широте д. Реветь Караташский надвиг срезается Мало-ямантауским сбросом.

Зюраткульский надвиг прослеживается вдоль восточного крыла Ямантауского антиклинория и всего Башкирского мегантиклинория. Южнее пос. Магнитка до Юрюзанской синклинали к нему приурочены интрузии габбродолеритов Кусинско-Копанской группы и гранитоидов Рябиновского массива. Этот надвиг чётко фиксируется в Юрюзанской синклинали, где отложения ордовика, силура и девона с северо-западным простиранием контактируют с породами зигальгинской свиты, имеющими северо-восточное простирание, т.е. разница в простирании палеозойских и рифейских пород достигает 90°. Юго-западнее Юрюзанской синклинали наличие этого разлома предполагается по отсутствию сопряжения моноклинали хр. Машак с Кумардакской антиклиналью, расположенной восточнее. На широте г. Ямантау он осложнён тремя поперечными сбросо-сдвигами (Казавдинским, Североямантауским и Южноямантауским). По линиям этих сбросов приходят в непосредственное соприкосновение различные толщи юшинской, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свит, что хорошо прослеживается по обе стороны от линии нарушений. Юго-западнее широты г. Ямантау Зюраткульский надвиг вновь фиксируется чётко: машакская свита здесь сопряжена с разными толщами зигазино-комаровской и суранской свит. По геофизическим данным, плоскость Зюраткульского надвига падает на восток в среднем под углом 30–40°, а амплитуда перемещения с востока более 1 км [Геологическая карта..., 2002].

Казавдинский сбросо-сдвиг, приуроченный к долинам рек Бол. Казавда, Куянтау и Безымянка, имеет северо-западное простирание. Этот разлом прослежен П.Н. Швецовым [1968 г.] до широты г. Белорецк. Нарушение чётко фиксируется по геологическим данным: видно несоответствие простирания моноклинально залегающих пород машакской и зигальгинской свит в районе гор Шакитар,

Караульная и хр. Машак. Здесь амплитуда горизонтального смещения блоков составляет около 6 км. Северо-восточный блок смещён в юго-восточном, а юго-западный, соответственно, в северо-западном направлении. Разлом чётко фиксируется гравитационной ступенью в 5–6 мгл там, где по плоскости сместителя соприкасаются образования машакской и зигальгинской свит. На отдельных участках разлом подтверждается дешифрированием аэрофотоснимков [Ротарь и др., 1971 г.].

Североямантауский сбросо-сдвиг прослеживается по северному окончанию г. Мал. и Бол. Ямантау и Шикташ до верховьев реки Безымянка. Нарушение чётко фиксируется при геологическом картировании по резкому несоответствию простирания моноклинально залегающих пород машакской и зигальгинской свит. Здесь амплитуда горизонтального перемещения блоков составляет примерно 5 км. Южнее г. Шакистар, на сравнительно хорошо обнажённом участке, разлом фиксируется зоной дробления шириною около 1 км, в которой наблюдаются многочисленные тектонические блоки размером от нескольких метров до 250–300 м. Горизонтальное перемещение блоков чётко фиксируется по маркирующей куянтавской толще машакской свиты. В этой зоне на седловине между горами Ямантау и Шакистар среди курумов кварцито-песчаников наблюдались единичные глыбы крупнокристаллических магнезитов, которые могут быть связаны только с карбонатными отложениями суранской свиты. Разлом чётко фиксируется гравитационной ступенью в 8 мгл, особенно там, где по плоскости сместителя соприкасаются образования машакской и зигальгинской свит. Падение плоскости сместителя, судя по данным грави- и магнито-разведки, крутое (70–80°) юго-западное.

Южнаямантауский сбросо-сдвиг прослеживается от устья руч. Караньелга (левый приток р. Мал. Инзер) в юго-восточном направлении вдоль долины руч. Калпак. Нарушение чётко фиксируется по резкому несоответствию простирания пород. Амплитуда горизонтального перемещения блоков составляет около 9 км [Ротарь и др., 1971 г.]. Северо-восточный блок сдвинут в северо-западном направлении, а юго-западный, соответственно, в юго-восточном. Разлом фиксируется гравитационной ступенью, достигающей 8 мгл там, где по плоскости сместителя соприкасаются образования зигальгинской и зигазино-комаровской свит (с севера) с образованиями машакской свиты (с юга). Падение плоскости сместителя, судя по данным гравиразведки, крутое (70–80°) северо-восточное. Следовательно, Ямантауский тектонический блок опущен [Ротарь и др., 1971 г.].

Инзерский синклиниорий располагается между Алатауским и Каратауским антиклинориями на

западе и Ямантауским антиклинорием на востоке, имеет корытообразную морфологию и прослеживается примерно на 100 км (он находится на северо-западе карты Заповедника). Это большая по площади и сложно построенная синклиналичная структура северо-восточного простирания. На северо-востоке синклиниорий переходит в Месединскую седловину. В пределах Заповедника восточное крыло структуры сложено породами каратауской серии верхнего рифея. Последовательность напластования здесь в целом нормальная, но наблюдаются мелкая складчатость и разрывные нарушения; местами отмечается запрокинутое залегание (на южном окончании хр. Салдыс породы зильмердакской свиты опрокинуты на запад). В центриклинальном замыкании синклинория, севернее хр. Мал. Кареда, в районе Сухих гор, в результате вторичной складчатости полоса бирьянской подсвиты зильмердакской свиты резко расширяется, достигая 20 км. Западное крыло синклинория по линии Зильмердакского надвига надвинуто на восточное крыло Алатауского антиклинория. В центральной части Инзерского синклинория, в местах наибольшего погружения его шарнира, выделяются синклиналичные складки, сложенные породами катавской, инзерской и миньярской свит, в свою очередь осложнённые мелкими складками и разрывными нарушениями небольших амплитуд. Особенно интенсивно смяты породы инзерской свиты, что видно в разрезе по правому берегу р. Инзер, в выемке железной дороги в 0,5 км восточнее ст. Инзер, в выемке автотрассы Уфа – Белорецк у д. Усмангали и по левому берегу р. Бол. Инзер на отрезке д. Усмангали – пос. Инзер. У северной рамки карты расположено южное центриклинальное замыкание Лемезинской синклинали, имеющей здесь относительно пологие углы падения (10–15°). На это замыкание надвинуты (местами опрокинутые) верхние подсвиты зильмердакской свиты (северная часть Сухих Гор, имеющих здесь антиклиналичное строение). Ядро синклинали (за пределами площади Заповедника) сложено породами миньярской свиты. Сочленение Инзерского синклинория и Ямантауского антиклинория нормальное: породы зигазино-комаровской и авзянской свит среднего рифея западного крыла Ямантауского антиклинория согласно перекрыты отложениями каратауской серии восточного крыла Инзерского синклинория.

Имеющиеся материалы позволяют предположить, что образование основных складок и разрывов в западной части Башкирского мегантиклинория связано с позднепалеозойским циклом тектогенеза [Сенченко, 1976], тогда как в восточной — это обусловлено двумя этапами деформаций — тиманским (вендским) и уральским (позднепалеозойским) [Пучков, 2000, 2010].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В отложениях верхнего докембрия на Южном Урале известны месторождения и проявления железа, магнезита, барита, полиметаллов, золота, флюорита, строительных материалов.

В южной половине Заповедника к юшинской свите приурочены мелкие месторождения бурых железняков, сосредоточенные в основном в Лапыштинском железорудном районе (месторождения Лапыштинское, Юшинское, Ишлинское I и др.). Все месторождения здесь сосредоточены в вязовской подсвите юшинской свиты. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и имеют форму пластовых тел мощностью от 0 до 11 м. Руды представлены плотными, часто пористыми, кавернозными и корковыми бурыми железняками и охрами. Рудные минералы представлены гидрогётитом, реже гидрогематитом; среднее содержание железа 31%. По заключению А.И. Иванова [Объяснительная записка..., 1960], все месторождения Лапыштинской группы приурочены к зоне окисления железистых карбонатов. Все месторождения этой группы не эксплуатируются из-за малых запасов.

Юго-западнее Заповедника в большеинзерской свите известны коренные (Улюк-Бар, Рамеевская жила и др.) и россыпные (Кургашлинское, Надеждинское, Большой Ключ, Богряшка, Шатакский Борт и др.) месторождения золота, которые ранее разрабатывались. Все коренные месторождения относятся к песчаникам и карбонатно-глинистым породам большеинзерской золотоносной формации, сосредоточены в узкой полосе северо-восточного простирания и приурочены к ядру Айгирской антиклинали. Рудовмещающие толщи смяты в изоклиналильные складки с почти вертикальными падениями крыльев и пронизаны многочисленными дайками основного состава. На месторождении Улюк-Бар оруденение представлено золотоносными кварцевыми жилами, ориентированными перпендикулярно слоистости в песчаниках нижней части средней подсвиты большеинзерской свиты. Оруденение сопровождается пирит-пирротиновой сульфидной минерализацией с содержанием сульфидов от 1 до 5%.

В суранской свите известны Юшинское месторождение и Сюрюньякская группа месторождений

магнезита. Руды Юшинского месторождения приурочены к доломитам верхней части миньякской подсвиты суранской свиты (возрастной аналог саткинской свиты в Ямантауском антиклинории [Нижний рифей, 1989; Унифицированные..., 1993]). Расположено оно в окрестностях д. Карталинская Запань и вблизи ж/д станции Юша. На месторождении установлено три рудных тела: нижнее — 2 м, среднее — 8 м и верхнее — 80–100 м. В пределах рудного поля выявлен силл габбро-долерита толщиной 200–250 м, секущий магнезитовое тело. На поверхности рудные тела прослеживаются на 150–200 м. Содержание MgO в магнезитах 42–43%, SiO₂ — 2,7–9,7%.

Сюрюньякская группа месторождений включает Кызылташское (наиболее типичное), Сюрюньякское, Азналкинское и Белятурское. Все они приурочены к Кызылташской синклинали и к одному горизонту кызылташской свиты, которая также является возрастным аналогом саткинской свиты [Нижний рифей..., 1989; Унифицированные..., 1993]. Кызылташское месторождение приурочено к юго-восточному опрокинутому на запад крылу одноимённой синклинали, сложенному доломитами кызылташской свиты. Рудные тела имеют линзообразную, пластовую или неправильную форму, длина их по простиранию изменяется от 50–80 до 350–400 м, а по падению — от 100 до 300 м, мощность от 2,0 до 76,4 м (в среднем — 16,5 м). Контакты рудных тел с вмещающими доломитами постепенные. Содержание MgO в рудах колеблется от 39 до 46,5%, CaO — от 0,1 до 3,0%, SiO₂ — от 2,5 до 14,2%, Fe₂O₃+FeO — от 0,22 до 7,86%.

Все перечисленные месторождения кристаллического магнезита не эксплуатируются из-за малых запасов и низкого качества руд.

В суранской свите известно месторождение флюорита (плавикового шпата) Суран, расположенное в 50 км западнее г. Белорецк и в 18 км к западу—юго-западу от ж/д станции Улуелга. Оно приурочено к зоне сочленения Ямантауского и Маярдакского антиклинориев, где широко развиты изменённые карбонатные, глинисто-карбонатные и глинистые сланцы суранской свиты (возрастной аналог саткинской свиты стратотипических разрезов бурзяния

Бакало-Саткинского района). Зона оруденения выходит на поверхность, она прослежена по простиранию на 950 м, а на глубину — 370 м. Форма рудных тел — линзы и жилы, мощность их от 0,5 до 9 м, количество от одного до четырёх.

На территории Заповедника известны проявления редких металлов Айгирское (в песчаниках зигальгинской свиты вблизи Караташского разлома [Клочихин и др., 1972 г.]), Красный Обвал (песчаники зигальгинской свиты в зоне Миселинского разлома [Ротарь и др., 1971 г.]); урана Кумардакское и Ямантауское (песчаники зигальгинской свиты [Ро-

тарь и др., 1971 г.]); меди Кузьелгинское, Ямантауское, Калпакское (машакская свита [Ротарь и др., 1971 г.]); золота и серебра Кузьелгинское и Ямантауское (машакская свита [Ротарь и др., 1971 г.]).

Кроме того, при изучении разреза авзянской свиты по левому берегу руч. Катаскин в районе одноимённого хутора, в нижнем течении р. Реветь и по р. Тюльмень вблизи б/п Средняя Тюльма нами [Козлов и др., 1991 г.] были выявлены повышенные и аномально высокие содержания барита и железа в катаскинской подсвите, меди и никеля в куткурской подсвите.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Представленная карта и Объяснительная записка к ней составлены по материалам геологических съёмки масштаба 1:50 000 и изданных Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 листов N-40-XVI и N-40-XVII, с уточнениями по материалам IV Уральского стратиграфического совещания (Екатеринбург, 1990). Проведена генерализация крупномасштабных карт, доведённая до предельной разрешающей способности составляемой карты масштаба 1:100 000. В результате этого на карте впервые для данного масштаба в индексах указана принадлежность допалеозойских отложений к местным стратиграфическим подразделениям — свитам и подсвитам, все выделенные на карте интрузивные образования впервые отнесены к конкретным комплексам с указанием их возраста.

При изложении материалов по верхнему докембрию использованы уточнённый вариант Регио-

нальной шкалы верхнего докембрия Южного Урала [Козлов и др., 1994, 1997] и новые данные изотопно-геохронологических исследований [Пучков и др., 2007, 2009, 2012, 2013; Козлов и др., 2011; Краснобаев и др., 2008, 2011, 2013а, б; Ernst et al., 2006].

В этой шкале последовательно выдержан хроностратиграфический принцип построения и она является первой попыткой выделения в типовых стратонах каратавия Южного Урала подчинённых стратонов (подсерий = систем), которые, по нашему мнению, претендуют на роль общих. Показано, что рифей Южного Урала служит моделью для расчленения верхнедокембрийских отложений России и уточнения Международной шкалы дофанерозоя.

Рассмотрены основные разрывные и пликативные дислокации. Приведены краткие сведения о твёрдых полезных ископаемых, имеющих на территории Заповедника.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная:

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – 290 с.

Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинские месторождения магнетитов на Южном Урале. – М.: Наука, 1983. – 87 с.

Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н. Геология машакской свиты Ямантауского антиклинория (Южный Урал). – Уфа: ДизайнПресс, 2013. – 216 с.

Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. – М.: Госгеолтехиздат, 1946. – С. 3–28.

Гарань М.И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала // Совещание по унификации стратиграфических схем Урала. – Л.: ВСЕГЕИ, 1956. – С. 51–53.

Гарань М.И. Корреляция разрезов верхнедокембрийских образований Урала // Стратиграфия СССР. Т. 2: Верхний докембрий. – М.: ГОНТИ, 1963. – С. 114–204.

Гарань М.И. Нижний и средний докембрий // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. Кн. 1: Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. – М.: Недра, 1969. – С. 64–149.

Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан (новая серия). N-40 (41) – Уфа / Отв. ред. В.И. Козлов. 1:1 000 000. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002.

Геология и перспективы нефтегазоносности Урала / М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева, В.И. Козлов, Д.В. Постников. – М.: Наука, 1988. – 240 с.

Геология СССР. Т. XII: Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. – Ч. 1: Геологическое описание. – Кн. 1. – М.: Недра, 1969. – 723 с.

Геология СССР. Т. XIII: Башкирская АССР и Оренбургская область. – Ч. 1: Геологическое описание. – Кн. 1 / Под ред. Д.Г. Ожиганова. – М.: Недра, 1964. – 655 с.

Гидрогеология СССР. Т. XV: Башкирская АССР / Ред. тома Е.А. Зуброва. – М.: Недра, 1972. – 344 с.

Горяинова О.П., Дорофеев Н.В., Наливкин Д.В. и др. Стратиграфия древних «немых» толщ западного склона Южного Урала // Изв. ВГРО. – 1931. – Т. 52, Вып. 70. – С. 75–88.

Горяинова О.П., Фалькова Э.А. К стратиграфии свит древнего палеозоя западного склона Южного Урала // Записки ВМО. – 1935. – Ч. 64, Вып. 2. – С. 273–283.

Горяинова О.П., Фалькова Э.А. Древние свиты западного склона Южного Урала // Бюл. МОИП, нов. сер., Т. XLV, отд. геол., Т. XV(3). – 1937. – С. 242–274.

Горяинова О.П., Фалькова Э.А. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР //

Зигазино-Комаровское железорудное месторождение Башкирской АССР. – Уфа: Башгосиздат, 1940. – С. 3–114. (Труды геол. упр. БАССР; Вып. 9).

Государственная геологическая карта РФ. Изд. второе. Сер. Южно-Уральская. N-40-XVII (Тирлянский) / В.М. Мосейчук и др.; под ред. В.Н. Пучкова. 1:200 000. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2010.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 112 с.

Иванов А.И. К стратиграфии и древнему орогенезу древних свит западного склона Южного Урала // Тр. Башк. геол. треста. – 1937. – Вып. 7. – С. 2–28.

Иванов А.И. Возраст древних свит западного склона Южного Урала // Тр. Башк. геол. упр. – 1946. – С. 3–90.

Иванов А.И. Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала // Бюллетень МОИП. Отд. геол. – 1949. – Т. 34, Вып. 5. – С. 31–42.

Иванов А.И. Древние «немые» свиты Южного Урала // Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы: Тез. докл. – Л., 1956. – С. 57–59.

Козлов В.И. Верхний и терминальный рифей Башкирского Урала: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук / ГИН АН СССР. – Москва, 1975. – 22 с.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала – М.: Наука, 1982. – 128 с.

Козлов В.И. Стратотип рифея Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1986. – С. 6–15.

Козлов В.И. Корреляция разрезов рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Матер. VI Межрег. науч.-практ. конф., Уфа, март 2006 г. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. – С. 45–49.

Козлов В.И., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Михайлов П.Н. Вулканисты машакской свиты среднего рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Магматизм на пассивных окраинах Родины: Матер. междунаrod. конф. в рамках проекта МПГК-440. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. – С. 32–34.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др. Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст // Общие вопросы и принцип расчленения докембрия. – СПб.: Наука, 1994. – С. 133–156.

- Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В.** Стратиграфия рифея в стратотипическом разреза Южного Урала: Препр. / РАН. Башкирский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1991. — 38 с.
- Козлов В.И., Ларионов Н.Н.** Строение стратотипа среднерифейской авзянской свиты (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1988. — № 7. — С. 122–126.
- Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А.** К вопросу о строении и расчленении машакской свиты среднего рифея Южного Урала // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 21–32.
- Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н. и др.** Верхний докембрий Южного Урала и сопредельных районов востока Русской плиты // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. — Екатеринбург: УрО РАН, 1997. — С. 85–98.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Нехорошева А.Г. и др.** Аршинский — новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. — С. 3–8.
- Краснобаев А.А.** Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986. — 145 с.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Ахмеровский гранитный массив — представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Докл. РАН. — 2007. — Т. 418, № 2. — С. 1–6.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Машакский вулканизм: ситуация 2008. // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Матер. Международ. науч. конф. III Чтения памяти С.Н. Иванова. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. — С. 61–63.
- Краснобаев А.А., Попов В.С., Беляцкий Б.В.** Цирконология нефелиновых сиенитов Бердяшского массива. // Докл. РАН. — 2011. — Т. 436, № 3. — С. 377–380.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др.** Цирконология навьшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. — 2013а. — Т. 448, № 4. — С. 437–442.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний — средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2013б. — Т. 21, № 5. — С. 3–20.
- Краузе С.Н., Маслов А.В.** Ордовик, силур и нижний девон Западного склона Башкирского Урала. — Уфа, 1961. — 95 с.
- Крупенин М.Т.** Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). — Екатеринбург: УрО РАН, 1999. — 256 с.
- Ленных В.И., Петров В.И.** О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении тараташского комплекса // Вулканизм Южного Урала. — Свердловск, 1974. С. 146–164. — (Тр. Ильменского заповедника; Вып. 12).
- Львов К.А., Олли А.И.** Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте «немых» толщ западного склона Урала // Записки ВМО. — 1935. — Ч. 64, № 2. — С. 277–314.
- Маслов А.В., Анфимов Л.В.** Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерагения). — Екатеринбург: УрО РАН, 2000. — 132 с.
- Нижний рифей Южного Урала // *В.И. Козлов, А.А. Краснобаев, Н.Д. Сергеева и др.* — М.: Наука, 1989. — 240 с.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР. Сер. Южно-Уральская. N—40—XVII / *А.И. Иванов.* 1:200000. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — 80 с.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР. Сер. Южно-Уральская. N—40—XVI / *Г.Б. Яковлев.* 1:200000. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — 87 с.
- Олли А.И.** Древние отложения западного склона Урала. — Саратов: Изд-во СГУ, 1948. — 414 с.
- Парначёв В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.** Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. — 104 с.
- Пучков В.Н.** Палеогеодинамика южного и среднего Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2000. — 146 с.
- Пучков В.Н.** Тектоника Башкирского мегантиклинория // Природный комплекс Южно-Уральского государственного природного заповедника и сопредельных территорий. — Уфа: Принт, 2008. — С. 163–178. — (Труды ЮУГПЗ; Вып. 1).
- Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфсервис, 2010. — 280 с.
- Пучков В.Н.** Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. — 2012. — № 1. — С. 42–52.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др.** Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2007. — С. 3.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М. и др.** Новые U-Pb датировки машакской свиты Ю. Урала и их сравнительная оценка // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 119–161.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д.** Новые определения изотопного возраста вулканических излияний в типовом разрезе рифея и венда Южного Урала: следствия для стратиграфии и тектоники // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. IX Межрег. науч.-практ. конф. (Уфа, 19–22 ноября, 2012 г.). — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — С. 52–55.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д.** Новое в стратиграфии стратотипического разреза рифея // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы её обустройства: Матер. Всерос. конф. — М.: ГИН РАН, 2013. — С. 70–72.
- Раабен М.Е.** Стратиграфический словарь: Верхний докембрий: Северная Евразия в границах бывшего СССР / Нугушская подсвита (толща). М.: Наука. 1994. С. 185.
- Радченко В.В., Федонкин М.А.** Нижнерифейские отложения южной части Башкирского антиклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1974. — № 11. — С. 117–122.
- Ротарь А.Ф.** Машакская свита (рифей) на Южном Урале // Сов. геология. — 1974. — № 4. — С. 116–123.
- Семихатов М.А., Шурип К.А., Аксёнов Е.М. и др.** Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — № 4. — С. 3–14.

Сенченко Г.С. Складчатые структуры Южного Урала. — М.: Наука, 1976. — 171 с.

Сергеева Н.Д. Акцессорные минералы терригенных пород стратотипических разрезов рифея на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. — С. 46–53.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Ратов А.А. Лимитотип стратиграфической границы нижнего рифея на Южном Урале // Геологический сборник № 10 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПресс, 2013. — С. 64–70.

Стратиграфический кодекс России. — 3-е изд. — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. — 96 с.

Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм // *Н.Ф. Данукалов, Р.А. Комиссарова, П.Н. Михайлов.* — М.: Наука, 1982. — 176 с. — (Труды ГИН АН СССР; Вып. 368).

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. — М.: Наука, 1983. — 183 с. — (Труды ГИН АН СССР; Вып. 377).

Унифицированные стратиграфические схемы Урала (докембрий и палеозой). — Екатеринбург, 1993.

Федонкин М.А. О новых находках онколитов в ямантауской серии Южного Урала // Биостратиграфия рифея и палеонтология нижнего кембрия Европы и северной Азии. — М.: Наука, 1974. — С. 249–252.

Швецов П.Н. К методике фациального картирования докембрийских вулканитов Урала // Палеовулканизм и оруденение: Тез. докл. к 2-му Уральск. палеовулканол. симпозиуму. — Миасс, 1974. — С. 57.

Швецов П.Н. Базальные горизонты верхних серий рифея Южного Урала как отражение предшествующих эпох корообразования // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 249, № 1. — С. 168–171.

Швецов П.Н. Стратиграфия белорецкого комплекса Южного Урала // Сов. геология. — 1980. — № 3. — С. 43–55.

Янкаускас Т.В., Козлова Е.В., Козлов В.И. Тюльменская микробиота среднего рифея Южного Урала // Докл. АН СССР. — 1989. — Т. 306, № 2. — С. 419–421.

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic syites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 119–161.

Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U. et al. The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // Prec. Res. — 2001. — V. 110, No 1(4). — P. 185–213.

Фондовая:

Клочихин А.В., Пацков А.А. и др. Геологическое строение центральной части Ямантауского антиклинория. — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1972 г. — 244 с.

Клочихин А.В., Коклин А.В., Калужин А.М. и др. Отчёт о геологической съёмке и геологическом доизучении по

объекту «Южно-Инзерская площадь» за 1980–1985 гг. — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1985 г. — 321 с.

Козлов В.И., Гареев Э.З., Горожанин В.М. Отчёт по теме «Изучение стратотипических разрезов верхнего и терминального рифея Башкирского Урала с целью уточнения легенды для геологических карт (по работам Протерозойской тематической группы за 1977–1980 гг.)». — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1985 г. — 250 с.

Козлов В.И., Краев Ю.П. и др. Геологическое строение северной части Башкирского Урал-Тау: Отчёт Кирябинской геолого-съёмочной партии за 1961–63 гг. — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1964 г. — 450 с.

Козлов В.И., Краев Ю.П. и др. Геологическое строение Тирлянского района на Южном Урале: Отчёт о геологической съёмке масштаба 1:50 000. — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1969 г. — 401 с.

Козлов В.И., Шишорина Н.Е., Генина Л.А. Изучение стратотипических разрезов верхнего и терминального рифея Башкирского Урала с целью уточнения легенды для геологических карт: Отчёт по теме 77–9 Протерозойской тематической группы за 1977–1980 гг. — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1980 г. — 280 с.

Козлов В.И. и др. Осадочные и магматические формации и палеомагнетизм рифея Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1991 г. — Т. 1. — 464 с.

Ларионов Н.Н. и др. Геологическое доизучение в масштабе 1:200 000 листа N 40-XXII «Авзянская площадь»: Отчёт по работе за 1996–2003 гг. — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 2004 г. — 303 с.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. Пограничные стратотипы рифея — венда, венда — раннего палеозоя Южного Урала и соответствующие этапы их геологической истории. Раздел: «Пограничные стратотипы рифея — венда Южного Урала». — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 2013 г. — 110 с.

Решетников Н.Ф., Петров О.М., Никишин Г.Н. и др. Геологическое строение центральной части Южного Урала в районе г. Белорецка (Отчет серменевской геолого-съёмочной партии за 1962–1966 гг.). — Уфа. Фонды БГПО 1966 г.

Ротарь А.Ф. и др. Геологическое строение центральной части Башкирского мегантиклинория: Отчёт о геологической съёмке масштаба 1:50 000 Ямантауской партии за 1965–70 гг. — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1971 г. — 450 с.

Швецов П.Н. и др. Геологическое строение междуречья Белой и верховьев Бол. Инзера севернее широты г. Белорецка. — Уфа. Фонды Башкир. фил-ла ФБУ «ТФГИ по ПФО», 1968 г. — 272 с.

Швецов П.Н., Ямаев Ф.А., Пацков А.А. Геологическое строение центральной части Ямантауского антиклинория в среднем течении рек Бол. и Мал. Инзер. — Уфа. Фонды БГПО. 1972 г.

Козлов Вячеслав Иванович

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
ЮЖНО-УРАЛЬСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
ПРИРОДНОГО ЗАПОВЕДНИКА**

Масштаб 1:100 000

Объяснительная записка

Подготовка оригинал-макета: А. Черников

Подписано в печать 26.06.2014. Формат 60×84^{1/8}. Бум. офсет. № 1.
Гарнитура «Ньютон». Усл. печ. л. 5,83. Тираж 100 экз. Заказ. 162.

ООО «Альфа-реклама» г. Уфа, ул. К. Маркса, 37, корп. 3, оф. 205.
Тел.: (347)291-13-60. Эл. почта dizain_press@mail.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным оригинал-макетом в ООО «ДизайнПресс»

