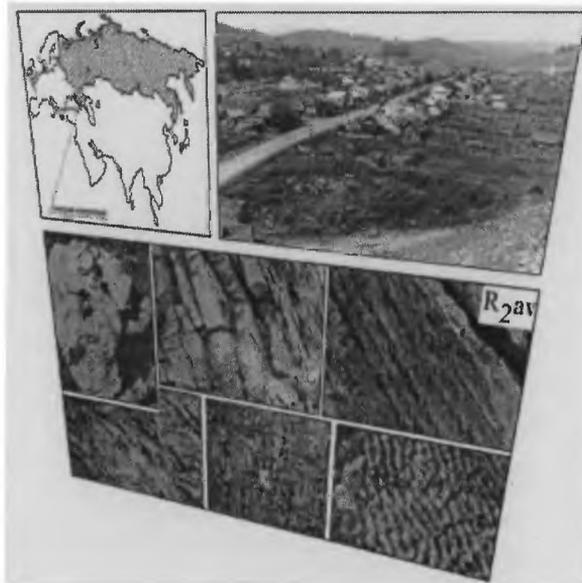


Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии

А.В. Маслов
Л.В. Анфимов

АВЗЯНСКАЯ РУДОНОСНАЯ СВИТА СРЕДНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

(литостратиграфия, условия образования, минерогения)



Екатеринбург
2000

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии

А.В. Маслов
Л.В. Анфимов

**АВЗЯНСКАЯ РУДОНОСНАЯ СВИТА
СРЕДНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА**
(литостратиграфия, условия образования, минерогения)

Екатеринбург
2000

УДК 551.82:552.52(470.55/.58)

Маслов А.В., Анфимов Л.В. АВЗЯНСКАЯ РУДОНОСНАЯ СВИТА СРЕДНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА (литостратиграфия, условия образования, минерогения). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 132 с.

ISBN 5-7691-1098-8

В монографии приведена характеристика опорных разрезов авзянской свиты среднего рифея Башкирского мегантиклинория, описаны их типы и рассмотрены особенности интерпретации взаимоотношений средне- и верхнерифейских образований в стратотипической местности. Выполнен анализ фациальных особенностей терригенных и карбонатных осадков, реконструирована литофациальная зональность отложений катаскинской, малоинзерской, ушаковской, куткурской и реветской подсвит. Дана общая характеристика процессов седиментогенеза конца среднего рифея (~ 1200-1100 млн. лет назад) в области сочленения восточных районов Восточно-европейской платформы и западного склона Южного Урала. Кратко освещены особенности петрографического состава основных типов пород и закономерности их соотношений на различных уровнях авзянской свиты. Рассмотрены основные черты литогенеза и дана модель формирования месторождений полезных ископаемых (магнезиты, полиметаллы, барит и др.), приуроченных к осадочным последовательностям авзянской свиты. Показано, что рудные компоненты автогенетичны по отношению к рудоносным осадочным комплексам, а рудные залежи – аллогенетичны; месторождения магнезитов, полиметаллов и барита в отложениях авзянской свиты являются гидротермально-метасоматическими литогенными.

Монография рассчитана на геологов широкого профиля, стратиграфов, литологов, специалистов в области геологии рудных и нерудных месторождений.

Отв. редактор д.г.-м.н. Г.А. Мизенс

Рецензенты: д.г.-м.н. проф. В.П. Алексеев, к.г.-м.н. М.Т. Крупенин

ISBN 5-7691-1098-8

Издание настоящей работы осуществлено
при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-64497)

© А.В. Маслов, Л.В. Анфимов

© ИГГ УрО РАН

© Е.А. Маслова, композиция на обложке

ВВЕДЕНИЕ

Авзянская свита, завершающая среднерифейскую юрматинскую серию Башкирского мегантиклинория на Южном Урале, является одним из наиболее интересных подразделений типового разреза рифея как с седиментологической и палеогеографической, так и с металлогенической точек зрения.

К терригенно-карбонатным отложениям авзянской свиты приурочены месторождения железа в Зигазино-Комаровском рудном районе, на юге мегантиклинория – стратиформные месторождения и проявления полиметаллов, магнезитов, барита и других ценных в промышленном отношении компонентов [Горяинова, Фалькова, 1940; Старостина, 1962; Стратотип рифея..., 1983; Прокин, Верховцев, 1984; Анфимов, 1997]. Все это заставляет исследователей внимательно подходить к анализу большого круга вопросов, связанных с изучением авзянской свиты, начиная от выяснения особенностей строения и изменения ее от разреза к разрезу, характера границ стратиграфических подразделений внутри свиты, основных черт накопления терригенно-карбонатных отложений и кончая вопросами металлогенической специализации авзянского уровня и генезиса рудных скоплений. В части касающейся главным образом стратиграфии, подобные попытки предпринимались и ранее [Старостина, 1962; Стратотип рифея..., 1983 и др.], но все они вплоть до конца 80-х гг. не выходили за пределы *общей характеристики* состава и строения разрезов. Впервые для рассматриваемой территории послойная характеристика многих естественных и вскрытых бурением разрезов всех шести подсвит (толщ) авзянской свиты была приведена только в начале 90-х гг. [Маслов, Крупенин, 1991]. Позднее, на основе данной работы, оказалось возможным рассмотреть характер вариаций строения разрезов на всей площади мегантиклинория, построить и проанализировать схематические литофациальные карты [Маслов, 1997б].

Предлагаемая вниманию читателей монография суммирует итоги многолетних исследований авторов и состоит из двух частей. В первой из них приведена послойная характеристика опорных разрезов авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория, описаны их типы, рассмотрены особенности взаимоотношений средне- и верхнерифейских образований, проанализированы фациальные особенности терригенных и карбонатных отложений авзянского уровня и их литофациальная зональность и дана общая характеристика процессов седиментогенеза конца среднего рифея на территории современного Башкирского мегантиклинория и в прилежащих к нему с запада районах. Во второй части кратко освещены особенности петрографического состава основных типов пород и закономерности их распределения на различных уровнях свиты, рассмотрены вопросы литогенеза, реконструирован общий характер породного бассейна и реконструированы основные черты формирования месторождений полезных ископаемых, приуроченных к авзянской свите. Введение, заключение, главы 1-5 написаны А.В. Масловым, главы 6-8 – Л.В. Анфимовым.

Авторы искренне признательны Г.А. Мизенсу, взявшему на себя труд по редактированию работы, а также В.П. Алексееву и М.Т. Крупенину, чьи конструктивные замечания и критика существенным образом способствовали успешной работе над монографией.

Неоценимую техническую помощь в подготовке рисунков оказала авторам Н.С. Глушкова.

Техническая редакция рукописи выполнена в ИГТ УрО РАН Ю.Б. Корниловым, верстка оригинал-макета – С.В. Колотовым.

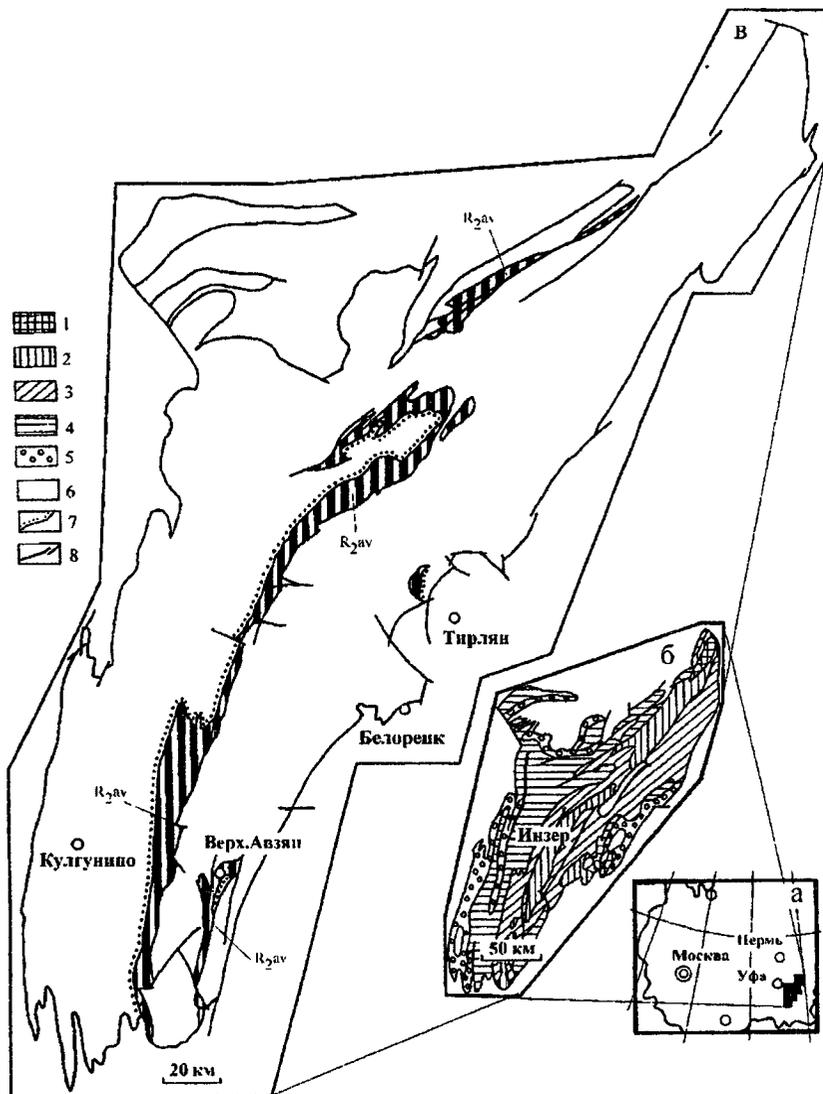
Публикация настоящей работы осуществлена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-64497).

Глава 1. ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ АВЗЯНСКОЙ СВИТЫ

На территории Башкирского мегантиклинория авзянская свита имеет относительно широкое распространение, тяготея преимущественно к его центральной части (рис. 1). На северо-востоке мегантиклинория она известна в Кусинском и Бакало-Саткинском районах. Южнее, после небольшого перерыва, отложения рассматриваемого нами уровня юрматиния вскрываются в среднем и верхнем течении рек Юрюзань и Кават. Затем они, переходя на восточное крыло Инзерского синклиниория, прослеживаются в виде узкой полосы примерно до широтного течения р. Мал. Инзер. Значительным распространением терригенные и карбонатные образования авзянской свиты пользуются в Зигазино-Комаровском рудном районе, откуда они непрерывной полосой протягиваются вплоть до южных границ Башкирского мегантиклинория. На восточном крыле после-

Рис. 1. Обзорная карта (а), схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория (б) и контуры распространения неметаморфизованных осадочных образований авзянского уровня среднего рифея (в).

1 – архейские и нижнепротерозойские образования тараташского метаморфического комплекса; 2 – нижнерифейские отложения бурзянской серии; 3 – среднерифейские отложения юрматинской серии; 4 – верхнерифейские образования каратауской серии; 5 – нижне- и верхневендские отложения ашинской серии; 6 – палеозойские осадочные последовательности.



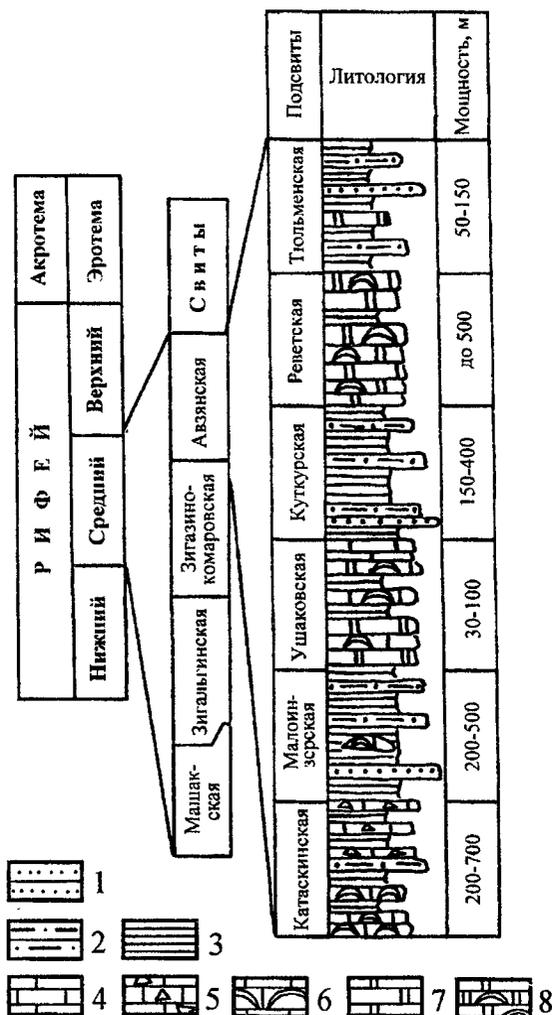
дно небольшие арсалы распространения неметаморфизованных пород авзянской свиты известны северо-западнее пос. Тирлян и на правобережье р. Белой в окрестностях пос. Верх. Авзян и южнее него.

Начиная с классических работ О.П. Горяиновой, Э.А. Фальковой, А.И. Олли, А.И. Иванова, М.И. Гараня и ряда других исследователей 30-50-х гг. авзянская свита подразделялась на пять толщ (снизу вверх)¹ – катаскинскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую и реветскую. В 1975 г. В.И. Козлов выделил выше реветской толщи еще одну терригенно-карбонатную толщу, названную им тюльменской [Козлов, 1975; Стратиграфический словарь..., 1994]. После III Уральского стратиграфического совещания [Унифицированные..., 1980] все указанные выше толщи авзянской свиты получили статус подсвит (рис. 2).

Катаскинская подсвита представлена доломитами, известняками и известковистыми доломитами, часто со строматолитами. В виде прослоев среди карбонатно-глинистых пород можно видеть глинистые и низкоуглеродистые глинистые сланцы (НГС), плоскообломочные синседиментационные карбонатные брекчии (ПОБр) и алевролиты.

Мощность подсвиты варьирует от 200-260 до более 700 м. Карбонатные породы данного уровня содержат так называемую раннеавзянскую ассоциацию строматолитов – *Stratifera flexurata* Kom., *Baicalia aborigena* Schap., *Svetliella avzianica* Komar., *Colleniella evoluta* Schap. [Стратотип рифея..., 1982; Стратотип рифея..., 1983] и ряд других.

Ниже приведена послойная характе-



¹ Нечетные толщи (подсвиты) авзянской свиты слагаются в основном карбонатными породами, четные представлены преимущественно пачками неравномерного переслаивания глинистых сланцев, песчаников и алевролитов.

Рис. 2. Основные литостратиграфические единицы в разрезе авзянской свиты среднего рифея Башкирского мегантиклия.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые сланцы; 4 – известняки; 5 – синседиментационные плоскообломочные брекчии известняков; 6 – строматолитовые известняки; 7 – доломиты; 8 – строматолитовые доломиты.

ристика ряда опорных разрезов катаскинской подсвиты, известных в различных районах Башкирского мегантиклинория (рис. 3).

В центральной части Башкирского мегантиклинория на восточном крыле Инзерского синклинория в разрезе по р. Мал. Инзер у хут. Катаскин, по данным О.П. Горяиновой, наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх):

Мощность, м

1. Доломиты с кремнями	54
2. Закр <i>ы</i> то	2
3. Доломиты мелкозернистые, неотчетливо полосчатые	12
4. Закр <i>ы</i> то	6,4
5. Зеленовато-серые глинистые сланцы	8
6. Закр <i>ы</i> то	7
7. Доломиты, доломитизированные глинистые сланцы и известняки с прослоямисланцев глинистых черного и зеленовато-серого цвета	11,4
8. Закр <i>ы</i> то	20,5
9. Известняки серого цвета	27,5
10. Доломиты серые неравномерно перекристаллизованные	1,9
11. Закр <i>ы</i> то (по ходу в свалах обломки строматолитовых известняков)	10,6
12. Доломиты и доломитистые известняки серые и сиреневато-серые	1,4
13. Закр <i>ы</i> то	около 100
14. Неравномерное чередование глинистых сланцев, алевролитов, доломитов и известняков	4,5
15. Известняки, доломитизированные известняки	2,8
16. Доломиты серые микрозернистые	более 4,5

В.И. Козловым приведено несколько иное описание этого же разреза:

Мощность, м

1. Известняки серые среднекристаллические с прослойками и линзочками черных кремней; в нижней части слоя наблюдаются строматолиты	12
2. Доломиты серые тонкокристаллические, в нижней части с пластовыми строматолитами, а в верхней – с прослоями и линзами кремней	65
3. Серые, желтовато- и светло-серые доломиты плитчатые глинистые с прослоями доломитизированных алевролитов	35
4. Закр <i>ы</i> то	около 65
5. Фрагментарные коренные выходы темно-серых алевролитов (преобладают), полевошпат-кварцевых песчаников и тонкокристаллических известняков	16
6. Доломиты мелкокристаллические серые строматолитовые с прослоями НГС и полевошпат-кварцевых песчаников	17

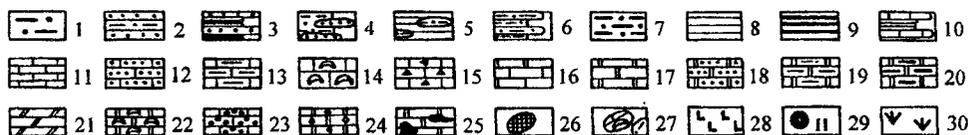
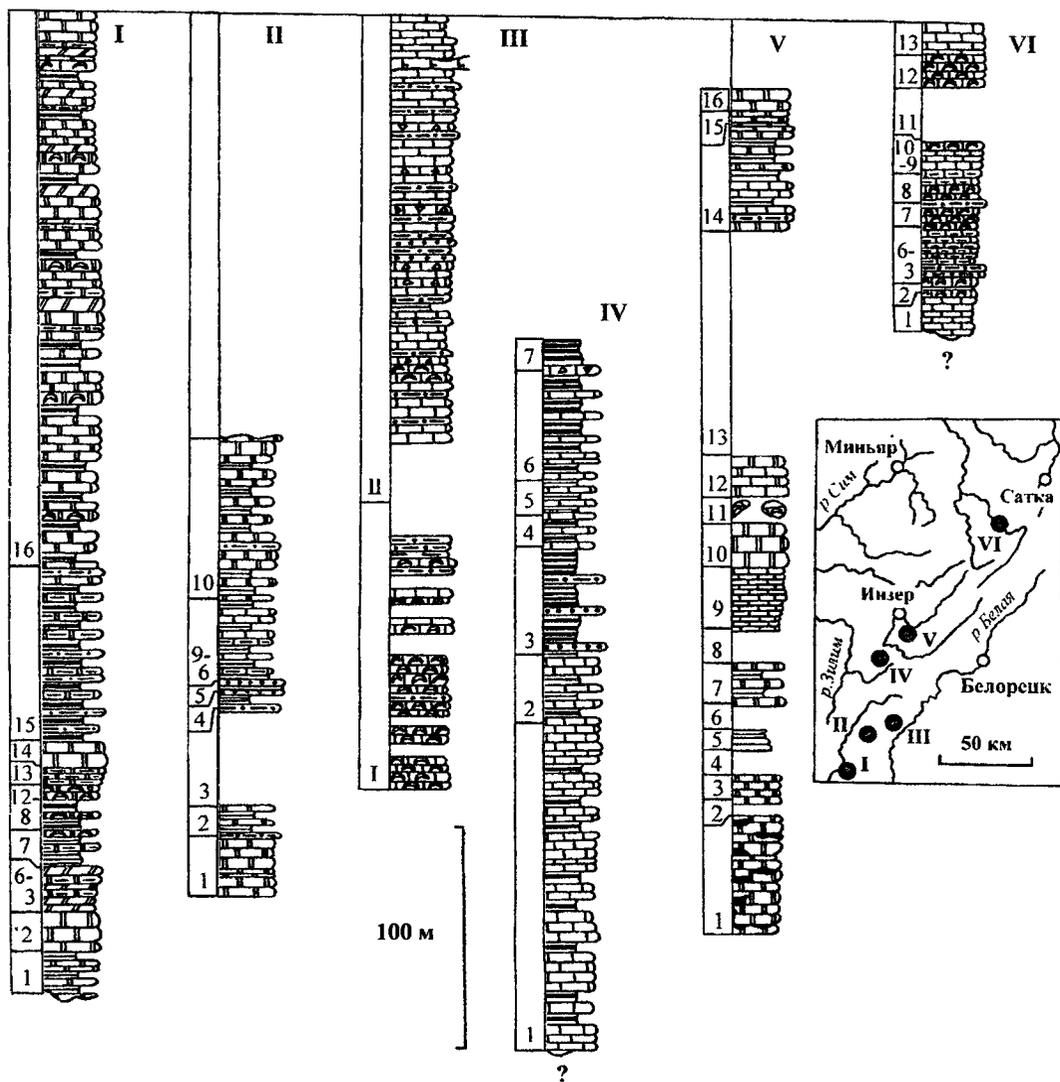


Рис. 3. Строение разрезов катаскинского уровня авянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклия.

Разрезы: I – Кужинское рудное поле (среднее течение р. Кужа); II – нижнее течение р. Алакуян; III – окрестности пос. Верх. Авзян; IV – бассейн верхнего течения р. Зилим, Южно-Инзерская площадь; V – р. Мал. Инзер у хутора Катаскин; VI – р. Юрюзань несколько ниже устья р. Буланка.

1 – песчаники; 2 – пакеты переслаивания песчаников и алевролитов; 3 – пакеты переслаивания НГС и мелкозернистых песчаников; 4 – алевролиты с линзами и линзовидными прослоями

мелкозернистых песчаников; 5 – глинистые сланцы с уплощенными линзами алевролитов; 6 – тонкое чередование мелко- и крупнозернистых алевролитов; 7 – алевролиты; 8 – глинистые сланцы; 9 – низкоуглеродистые глинистые сланцы; 10 – пакеты переслаивания глинистых сланцев и известняков; 11 – известняки; 12 – известняки с алеврито-песчаной примесью; 13 – глинистые известняки; 14 – строматолитовые известняки; 15 – синседиментационные плоскообломочные брекчии известняков; 16 – доломитистые известняки; 17 – доломиты; 18 – доломиты с алеврито-песчаной примесью; 19 – глинистые доломиты; 20 – доломиты глинистые низкоуглеродистые; 21 – мергели доломитовые; 22 – строматолитовые доломиты; 23 – микрофитолитовые известняки; 24 – микрофитолитовые доломиты; 25 – доломиты с кремнями; 26 – фрагменты сильно ожелезненных пород; 27 – состав пород на закрытых интервалах; 28 – габбро-диабазы; 29 – положение изученных разрезов; 30 – закрытые интервалы.

Здесь и далее арабские цифры соответствуют номерам пачек в тексте, римскими цифрами обозначены толщи.

7. Пачка переслаивания, аналогичная породам слоя 5	15
8. Пачка чередования полевошпат-кварцевых песчаников мелкозернистых, алевролитов и глинистых сланцев	12
9. Известняки мелкокристаллические темно-серые	5

По мнению Н.Н. Ларионова (1994 г.)², рассматриваемый разрез подсвиты, также как и некоторые другие, может быть расчленен на подчиненные подразделения следующим образом: слои 1, 2 – подрудная толща, слои 3, 4 – рудная толща, слои 5 - 8 – надрудная толща, а породы слоя 9 принадлежат так называемой верхней карбонатной толще.

В данном разрезе, однако, не вскрыты соотношения пород катаскинской подсвиты с подстилающими образованиями и в настоящее время в качестве стратотипического принят разрез на северной окраине пос. Верх. Авзян [Стратотип рифея..., 1983; Козлов, Ларионов, 1988].

Послойное описание типового разреза катаскинской подсвиты на северной окраине пос. Верх. Авзян приводилось в литературе уже неоднократно, но с существенными разночтениями; ниже оно дано по материалам работы [Маслов, Крупенин, 1991]; верхняя часть данного разреза показана на рис. 4:

	Мощность, м
1. Известняки серые и темно-серые со строматолитами	30
2. Желтовато-серые тонко-, горизонтальнослоистые известковистые мерге ли.....	8
3. Тонкослоистые плитчатые известняки с небольшими желваковыми строматолитами	3
4. Пласт плоскообломочных известняковых брекчий	1,5

² Здесь и далее в круглых скобках дана ссылка на диссертационную работу Н.Н. Ларионова, тогда как в квадратных скобках ссылка на ее автореферат.

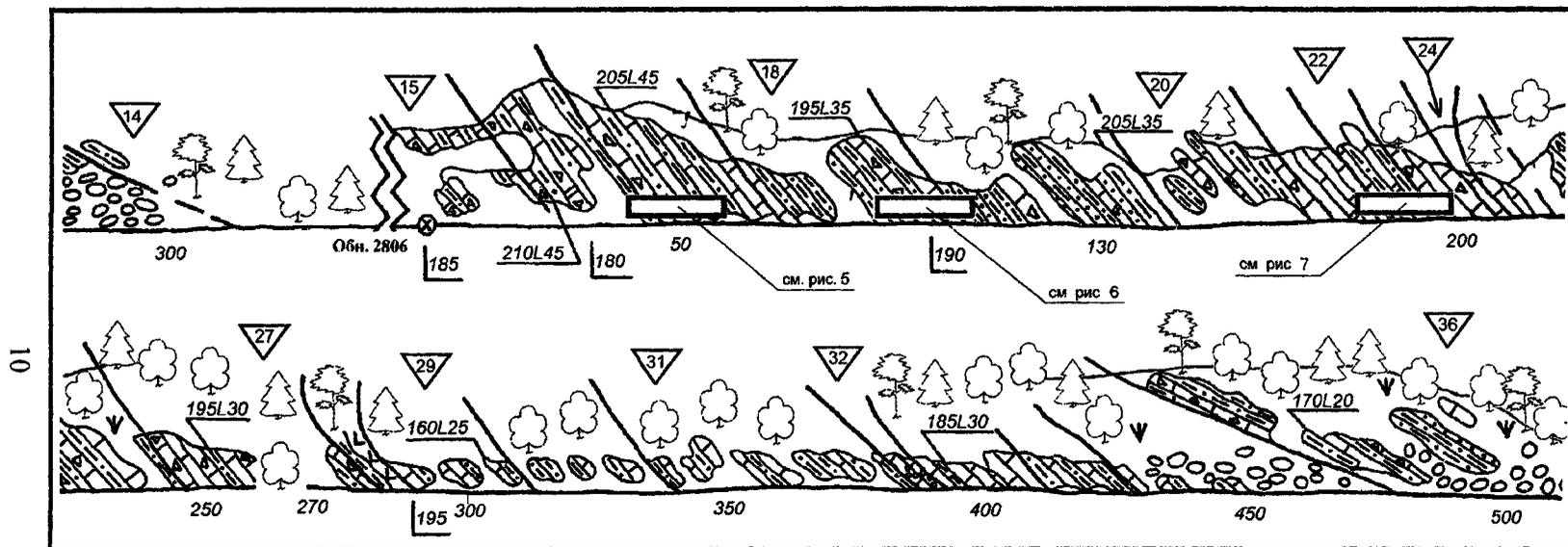


Рис. 4. Строение средней и верхней частей катаскинской подсвиты в разрезе по правому берегу р. Бол. Авзян на северной окраине пос. Верх. Авзян.

Прямоугольниками показаны места детальных замеров мощность индивидуальных пластов. Условные обозначения см. на рис. 3.

5. Чередование тонкоплитчатых темно-серых и массивных серых известняков	4
6. Темно-серые известняки с крупными желваковыми строматолитами	3
7. Закрyто	13
8. Серые плитчатые тонкополосчатые известняки	8
9. Темно-серые известняки с крупными пластово-желваковыми строматолитами.....	4
10. Закрyто	8
11. Темно-серые мелкозернистые низкоуглеродистые алевролиты	3
12. Серые плитчатые известняки	7
13. Темно-серые низкоуглеродистые крупнозернистые алевролиты с линзами известняков	23
14. Закрyто	до 55
15. Чередование тонкоплитчатых зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и сильно ожелезненных известняков	14
16. Переслаивание темно-серых глинистых известняков и ПОБр	16
17. Чередование неяснослоистых серых и темно-серых известняков, иногда содержащих прослой ПОБр, и черных тонкоплитчатых НГС	20
18. Грубое переслаивание известняков и низкоуглеродистых алевролитов (в нижней части пачки) и ПОБр и черных мелкозернистых низкоуглеродистых алевролитов – в верхней	23
19. Темно-серые, почти черные мелкозернистые низкоуглеродистые алевролиты с редкими прослоями ПОБр и килевидными телами крупнозернистых алевролитов	16
20. Неравномерное чередование черных мелкозернистых алевролитов и серых или желтовато-серых известняков	2
21. Тонкоплитчатые массивные пелитоморфные известняки	3
22. Пачка близкая по своему облику к пачке 20	3
23. Темно-серые мелкозернистые неслоистые алевролиты с маломощными прослоями темноокрашенных известняков и ПОБр	4
24. Неравномерное чередование известняков, мелкозернистых низкоуглеродистых алевролитов и ПОБр	5
25. Черные неслоистые мелкозернистые низкоуглеродистые алевролиты с прослоями темноокрашенных известняков	5
26. Грубое неравномерное чередование НГС и темно-серых тонкоплитчатых известняков	13
27. Неравномерное чередование известняков, ПОБр и низкоуглеродистых алевролитов	15
28. Тонкое переслаивание известняков, НГС и ПОБр	1,5
29. Пачка, аналогичная слою 26	12
30. Черные низкоуглеродистые тонкоплитчатые алевролиты с маломощными прослоями известняков	13
31. Грубое неравномерное чередование известняков и темно-серых тонкоплитчатых НГС	21

32. Микрофитолитовые известняки	2
33. Пологоволнистое чередование серых и желтовато-серых известняков и темно-серых НГС	16
34. Массивные серые и желтовато-серые известняки с тонкой субгоризонтальной полосчатостью	20

Выше, после небольшого закрытого интервала, обнажены чередующиеся между собой мелкозернистые песчаники и алевролиты малоинзерской подсвиты. Как видно из приведенных материалов, катаскинская подсвита на северной окраине пос. Верх. Авзян имеет двучленное строение. Нижняя ее часть, мощностью около 100-130 м, представлена в основном строматолитовыми и хемогенными известняками с прослоями их глинистых разностей; в верхних горизонтах среди известняков здесь присутствуют также алевролиты. Именно из этой части разреза Вл. А. Комаром описаны строматолиты *Svetliella avzianica* Komar [Стратотип рифея..., 1982; и др.]. Верхняя часть подсвиты (до 200 м) складывается различными по строению микропачками чередования мелкозернистых алевролитов, известняков и плоскообломочных карбонатных брекчий. Характерные особенности строения различных интервалов этой части подсвиты описаны ниже и показаны на рис. 5-8.

Так, в районе пикета 40 м (см. рис. 4) нами задокументированы следующие соотношения и последовательность литотипов:

Мощность, см

1. ПОБр более 80
2. Тонкоплитчатые водорослево-слоистые известняки 12
3. ПОБр 10
4. Тонкоплитчатые серые известняки 5
5. ПОБр 23

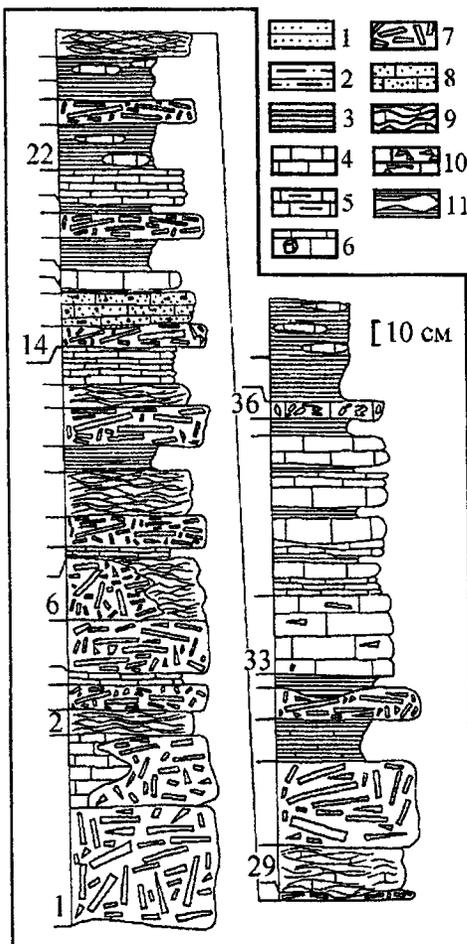
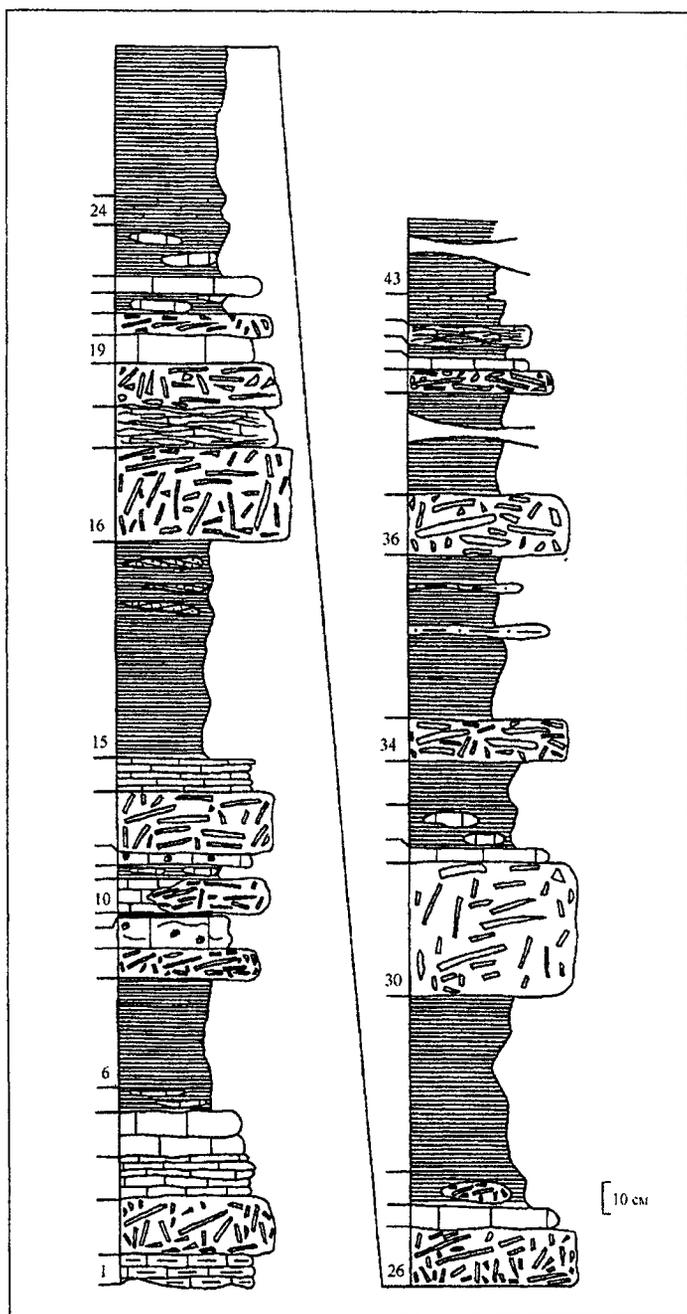


Рис. 5. Характер строения верхней толщи катаскинской подсвиты авзянской свиты в разрезе на северной окраине пос. Верх. Авзян. Обн. 2806, пикет 40 м.

1 – мелкозернистые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые сланцы; 4 – известняки; 5 – глинистые известняки; 6 – известняки с пиритом; 7 – плоскообломочные синседиментационные брекчии известняков; 8 – калькарениты; 9 – водорослево-слоистые известняки; 10 – известняки с molar tooth структурами; 11 – интервалы, показанные вне масштаба.

Рис. 6. Характер строения верхней толщи катаскинской подсвиты авзянской свиты в разрезе на северной окраине пос. Верх. Авзян. Обн. 2806, пикет 100 м.

Условные обозначения см. на рис. 5.



- | | |
|---|----|
| 6. Водорослево-слоистые известняки сменяющиеся по латерали ПОБр | 28 |
| 7. Тонколитчатые глинистые известняки | 4 |
| 8. ПОБр | 13 |
| 9. Желтовато-серые известняки тонко-, горизонтально- и водорослево-слоистые | 20 |

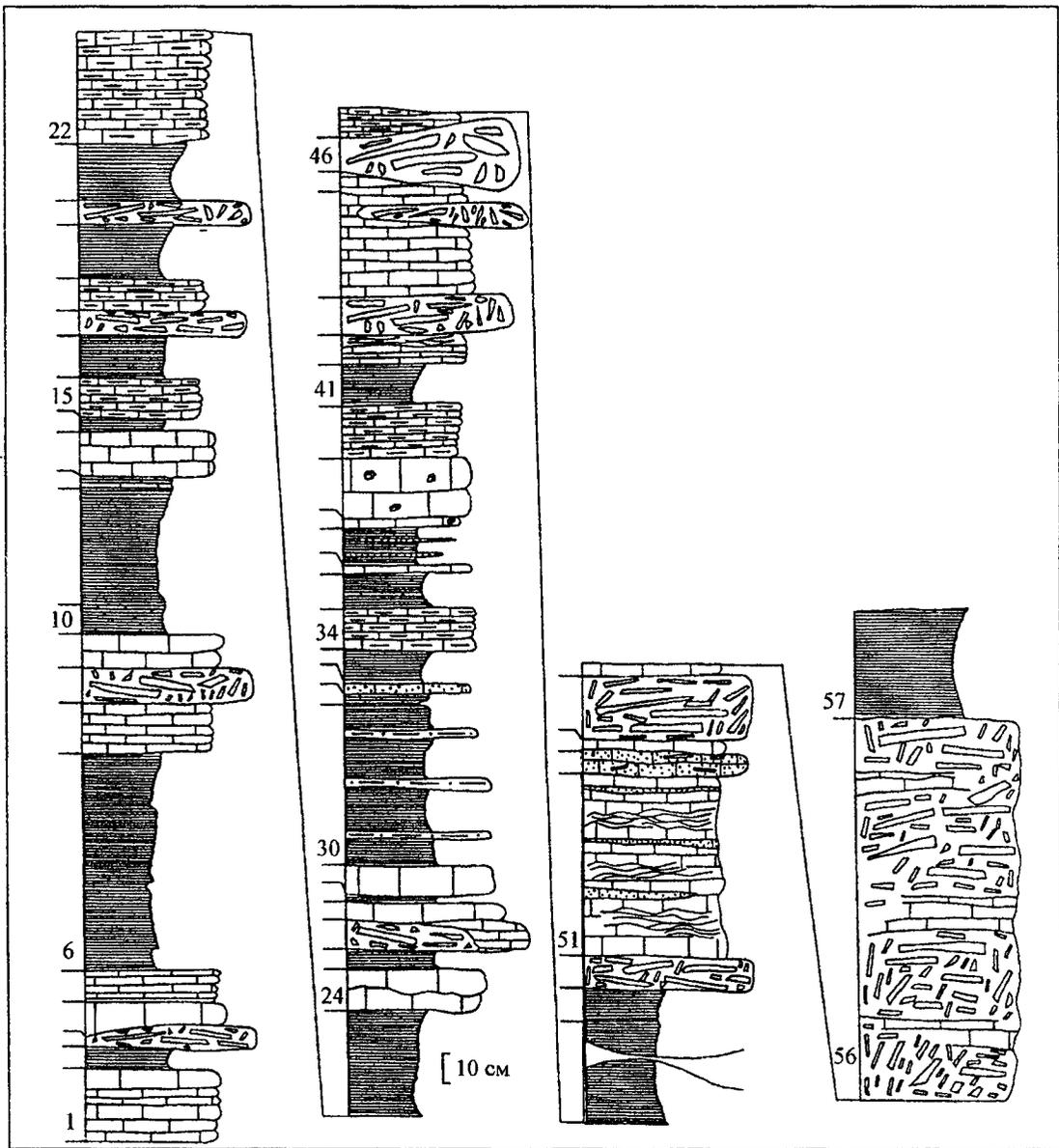


Рис. 7. Характер строения верхней толщи катаскинской подсвиты авзянской свиты в разрезе на северной окраине пос. Верх. Авзян. Обн. 2806, пикет 180 м.

Условные обозначения см. на рис. 3.

10. Глинистые сланцы	11
12. Водорослево-слоистые известняки замещающиеся по латерали ПОБр	10
13. Тонкослоистые темно-серые известняки.....	16

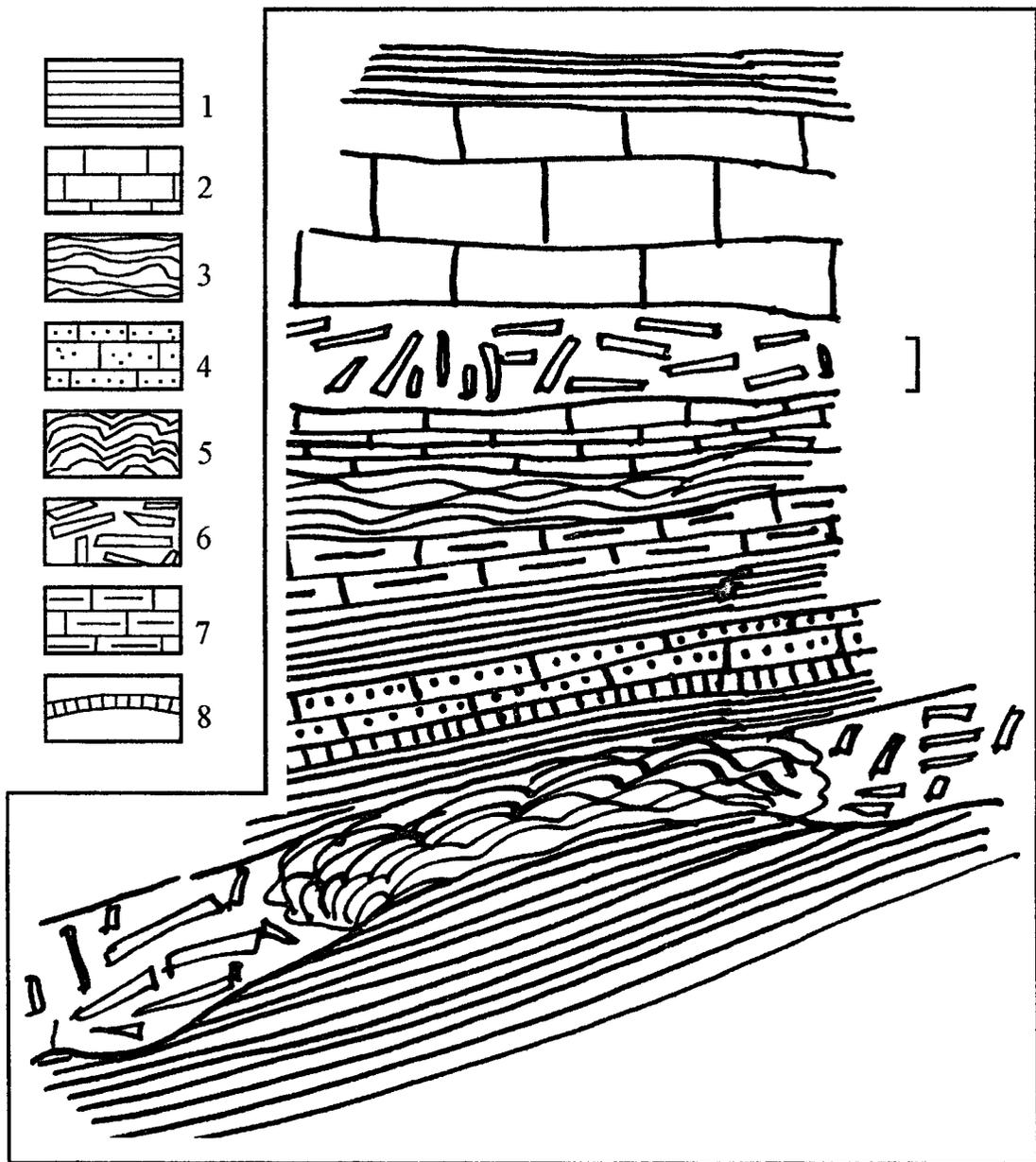


Рис. 8. Детали соотношения плоскообломочных синседиментационных брекчий, водорослево-слоистых известняков и низкоуглеродистых глинистых сланцев в верхней толще катаксинской подсвиты в разрезе на северной окраине пос. Верх. Авзян. Масштаб линейки 10 см.

1 – низкоуглеродистые глинистые сланцы; 2 – известняки; 3 – водорослево-слоистые известняки; 4 – калькарениты; 5 – известняки с пластово-желваковыми строматолитами; 6 – плоскообломочные синседиментационные брекчии известняков; 7 – глинистые известняки; 8 – известняки с шестоватой текстурой.

14. ПОБр	8-11
15. Калькарениды с многочисленными мелкими фрагментами известняков.....	15
16. Карбонатно-глинистые сланцы	1
17. Массивные серые и темно-серые известняки.....	6-8
18. НГС	14
19. ПОБр	10
20. НГС	4
21. Тонкоплитчатые темно-серые известняки.....	14
22. НГС с уплощенными линзами известняков	20
23. ПОБр	8-12
24. НГС	8
25. НГС с конкрециями известняков	10
26. Водорослево-слоистые известняки замещающиеся по латерали ПОБр	10-11
27. ПОБр	2-3
28. Водорослево-слоистые известняки с <i>tolar-tooth</i> структурами	20
29. ПОБр с <i>tolar-tooth</i> структурами	35
30. НГС	19
31. ПОБр	14
32. НГС	6
33. Известняки с редкими карбонатными фрагментами	34
34. Неравномерное чередование средне- и тонкоплитчатых известняков (мощность прослоев – 7-10 см) и НГС (0,5-1 см)	до 70
35. НГС	8
36. Дырчатые известняки с <i>tolar-tooth</i> структурами	7-8
37. НГС	20-21
38. НГС с конкрециями известняков	более 25

В данном фрагменте суммарная мощность прослоев ПОБр составляет 40%, количество известняков несколько больше 30%, остальное приходится на глинистые сланцы и их низкоуглеродистые разновидности.

Выше по разрезу, у пикета 100 м, ситуация несколько иная.

Мощность, см

1. Желтовато-серые глинистые известняки	10
2. ПОБр	20-22
3. Тонкослоистые тонкоплитчатые известняки	15
4. Массивные желтовато-серые известняки	15
5. НГС тонкоплитчатые с линзовидными стяжениями (конкрециями) известняков.....	11
6. НГС	40
7. ПОБр	11

8. Массивные желтовато-серые известняки с пиритом и тонкими глинистыми пропластками	12
9. НГС	3-5
10. Линзовидно взаимозамещающиеся ПОБр и желтовато-серые на выветрелой поверхности известняки	13
11. НГС с карбонатными конкрециями уплощенной формы	5
12. Массивные желтовато-серые известняки	4,5
13. ПОБр	22
14. Тонкоплитчатые глинистые известняки	13
15. НГС с маломощными прослоями косослоистых алевролитов в верхней части микропакета	80
16. ПОБр	35
17. Комковатые желтовато-серые известняки водорослево-слоистые (?)	15
18. ПОБр	16
19. Массивные желтовато-серые известняки	9
20. ПОБр	8
21. НГС с уплощенными линзами известняков	8
22. Желтовато-серые массивные известняки	5
23. НГС с линзами известняков	20
24. Мергелистые зеленовато-серые глинистые сланцы	10
25. НГС	55
26. ПОБр	22
27. Желтовато-серые и серые известняки	8
28. НГС с линзами (до 8x20 см) ПОБр	12
29. НГС с маломощными прослоями алевролитов	65
30. ПОБр	50
31. Серые массивные известняки	5
32. НГС с крупными линзами известняков	17
33. НГС	16
34. ПОБр	15-18
35. НГС с прослоями алевролитов	60
36. ПОБр	22
37. НГС с микробиальными пленками	125
38. ПОБр	8
39. Микритовые известняки серого цвета	4
40. НГС	4
41. Тонкоплитчатые пологоволнистослоистые известняки	12
42. Мергелистые НГС	12
43. НГС	более 1500

Основная роль здесь принадлежит НГС (60%), тогда как на долю ПОБр приходится около 25%, а известняков – всего 15%.

Наконец, в окрестностях пикета 180 м, доля прослоев ПОБр в разрезе верхней части каташкинской подбиты заметно снижается (~ 20%); суммарные же мощности про-

слоев известняков и НГС здесь примерно равны (40 и 41%, соответственно):

Мощность, см

1. Средне- и тонкоплитчатые серые тонкополосчатые известняки	28
2. НГС	8
3. ПОБр	от 4 до 8
4. Массивные среднеплитчатые известняки	11
5. Тонкоплитчатые глинистые известняки	13
6. НГС	82
7. Серые тонкозернистые тонкоплитчатые известняки	18
8. ПОБр	12
9. Тонко-, горизонтальнослоистые известняки	12
10. Карбонатно-глинистые сланцы	11
11. НГС	44
12. Карбонатно-глинистые сланцы	4
13. Среднеплитчатые тонкозернистые массивные и на отдельных интервалах тонко-, горизонтальнослоистые известняки	16
14. НГС	5
15. Тонкоплитчатые глинистые известняки темно-серые	14
16. НГС	16-18
17. ПОБр	9-10
18. Глинистые известняки	11-12
19. НГС	20
20. ПОБр	8
21. НГС	20-22
22. Тонкоплитчатые глинистые известняки	40
23. НГС	40
24. Серые комковатые известняки	16
25. НГС	7
26. ПОБр	до 12
27. Темные тонкоплитчатые массивные известняки	6
28. Карбонатно-глинистые сланцы	3
29. Желтовато-серые массивные или тонко-, горизонтальнослоистые известняки.....	11
30. НГС с прослоями алевролитов	60
31. Тонко-, горизонтальнослоистые карбонатно-глинистые сланцы	4
32. Калькарениты	3
33. Темно-серые, зеленовато-серые глинистые сланцы	12
34. Тонкоплитчатые глинистые известняки	15
35. Карбонатно-глинистые сланцы	14
36. Тонко-, горизонтальнослоистые известняки	3
37. НГС с тонкими пропластками калькаренитов	14
38. Тонко-, горизонтальнослоистые известняки	4

39. Темно-серые микрокавернозные массивные или неотчетливо слоистые известняки с редкими кубиками пирита (?)	23
40. Глинистые тонкоплитчатые серые известняки	20
41. Карбонатно-глинистые сланцы	15
42. Тонко-, горизонтально слоистые и водорослево-слоистые известняки	до 11
43. ПОБр	14
44. Полосчатые известняки с линзами ПОБр в верхней части	40
45. Темно-серые пелитоморфные массивные известняки с предположительно размытой кровлей	до 9
46. ПОБр	до 20
47. Глинистые тонкоплитчатые известняки	13
48. НГС	80
49. Карбонатно-глинистые сланцы	12
50. ПОБр	13
51. Желтовато-серые массивные неравномернополосчатые известняки с интервалами водорослевой слоистости и прослоями калькаренитов	68
52. Калькарениты с прослоями мелкообломочных ПОБр	8-9
53. Массивные серые тонкозернистые известняки	3
54. ПОБр	22
55. Серые массивные известняки	4
56. ПОБр с интервалами тонкослоистых и массивных известняков	140
57. НГС	более 40

Нижняя граница катаскинской подсвиты в разрезе на северной окраине пос. Верх. Авзян резкая и проводится в подошве мощной собственно карбонатной пачки; верхняя граница значительно менее определена и проведена в рассматриваемом разрезе условно – по исчезновению последних карбонатных прослоев в достаточно мощном интервале, сложенном в переменном количестве терригенными и карбонатными породами.

Если обратиться к сравнению двух описанных выше разрезов катаскинской подсвиты, то мы увидим, что в верхней части разреза у пос. Верх. Авзян заметную роль играют пачки и пакеты переслаивания терригенных и карбонатных пород, среди которых достаточно велика роль и плоскообломочных карбонатных брекчий, в Инзерском же синклинии общее количество терригенных пород в разрезе подсвиты существенно меньше и обособить по их наличию какие-либо части разреза не представляется возможным.

Самые верхние уровни катаскинской подсвиты и низы малоинзерской можно наблюдать в пределах Южно-Уральского государственного биосферного заповедника на левобережье р. Реветь несколько выше устья руч. Кушьелга (рис. 9):

Мощность, м

1. Темно-серые тонкокристаллические известняки с прослоями плоскообломочных карбонатных синседиментационных брекчий

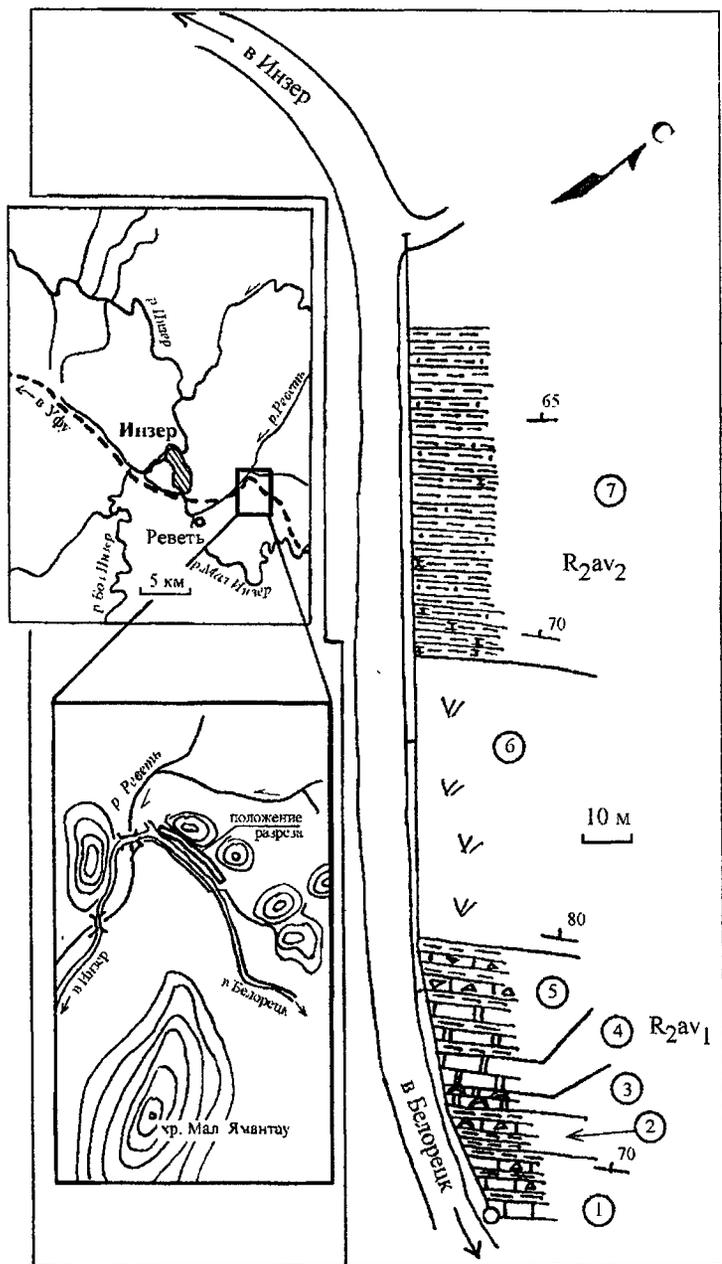


Рис. 9. Разрез верхней части катаскинской и низов малоинзерской подбит по правому борту долины руч. Кушьелга в его приустьевой части (вдоль автотрассы Инзер-Белорек примерно в 3 км северо-восточнее д. Реветь).

Условные обозначения см. на рис. 3.

и мало мощными интервалами черных тонкоплитчатых неслоистых низкоуглеродистых глинистых сланцев (на отдельных интервалах в них наблюдаются тонкие прослои алевроитового материала, довольно быстро выклинивающиеся по простиранию). Внутри прослоев известняков в их нижних и верхних частях присутствует тонкая нитевидная слоистость15

2. Преимущественно темно-серые низкоуглеродистые глинистые сланцы с прослоями афанитовых известняков и плоскообломочных карбонатных брекчий (последние часто приурочены к верхним уровням пластов пелитоморфных разностей). В ряде случаев брекчии выполняют своеобразные “карманы” глубиной до 20-25 см. Иногда можно видеть латеральные переходы присутствующих здесь же строматолитовых известняков (мощность индивидуальных прослоев до 30 см) в примерно равные им по мощности пласты плоскообломочных карбонатных брекчий, в которых наблюдаются фрагменты строматолитовых построек и слоевищ 10
3. Известняки с конофитонами (?). В центральной части слоя строматолиты не имеют определенной ориентировки, часто можно видеть их “рост” примерно параллельно поверхности напластования (наиболее характерно это для самых нижних и верхних зон данного слоя) 4
4. Среднеплитчатые темно-серые тонкокристаллические доломиты с “бурундучными” текстурами метазенеза 6
5. Пакет относительно равномерного чередования низкоуглеродистых глинистых сланцев, доломитов (в нижней части) и плоскообломочных синседиментационных карбонатных брекчий (мощность индивидуальных пластов последних варьирует от 0,5 до 1,5 м). В пластах НГС наблюдаются тонкие пропластки алевроитового материала, имеющих мощность от 2-3 до 5-7 мм, иногда в них присутствует тонкая пологая кося слоистость. В верхней части данного пакета появляются прослои буровато-серых алевролитов с массивной или неотчетливо проявленной градационной слоистостью 25
6. Закрото около 50
7. Достаточно однородная пачка тонко-, горизонтальнослоистых алевроитистых глинистых сланцев в нижней трети мергелистых. На ряде уровней здесь присутствует неотчетливая полого- и линзовидно-волнистая слоистость, а на поверхностях напластования – площадки с интерференционной рябью волнения ~ 50

Непосредственное положение границы между образованиями катаскинской и маюинзерской подсвит указать в данном случае невозможно, но общий характер верхней части катаскинского уровня в рассматриваемом разрезе весьма напоминает таковой в разрезе на северной окраине пос. Верх. Авзян.

В юго-западной части Башкирского мегантиклинория, в бассейне среднего течения р. Кужа, разрез, соответствующий катаскинскому уровню авзянской свиты других районов, вскрыт многочисленными поисковыми и картировочными скважинами при проведении поисковых и геолого-съёмочных работ ПГО “Башкиргеология” (Р.С. Казаков, В.А. Филиппов, В.В. Радченко и др.). Однако в силу некоторого своеобразия состава

и строения входящие в него образования были выделены в самостоятельные стратиграфические подразделения. Так, в 1975 г. В.А. Филиппов описал в бассейне р. Кужи две свиты – кужинскую и биктимирскую, которые отнес к верхнему рифею. Несколько позже Р.С. Казаков [1978] и В.В. Радченко и Р.С. Казаков [1980] эти же образования сопоставили с авзянской свитой среднего рифея. Проведенное в последующие годы “... *детальное литолого-стратиграфическое изучение естественных разрезов и керна ... скважин ... показало, что несмотря на значительные литолого-фациальные различия отложений кужинского комплекса и авзянской свиты, они являются разновозрастными и уверенно коррелируются ...*” (Н.Н. Ларионов, 1994). В Кужинском районе Н.Н. Ларионов описал снизу вверх следующие свиты с рядом подчиненных им единиц (толщ и пачек): 1) кужинская свита с нижней карбонатно-глинистой пестроцветной и верхней, существенно карбонатной, толщами (мощность около 250 м); 2) биктимирская свита (мощность до 450 м, нижняя ее толща – преимущественно терригенная, а верхняя объединяет так называемые ритмиты, т.е. тонкое переслаивание глинистых сланцев, алевролитов и тонкозернистых песчаников). В составе верхней толщи биктимирской свиты присутствуют прослои крупнозернистых и гравийных разностей песчаников, которые рассматриваются Н.Н. Ларионовым как маркирующие, но за пределы Кужинского района не выходят. Выше, по представлениям В.А. Филиппова, в разрезе должны залегать образования так называемой бретьякской свиты – пестроцветные алевролиты и аргиллиты. Однако, как отмечает Н.Н. Ларионов, они развиты в восточной по отношению к Кужинскому району так называемой Бретьякской структурно-фациальной зоне. Н.Н. Ларионов коррелирует биктимирскую свиту с малоинзерской подсвитой, а аналоги ушаковской, куткурской, реветской и тюльменской толщ, по его представлениям, в Кужинском районе отсутствуют вследствие размыва или же “... *просто не обнаружены*”.

В расположенном к северу от бассейна р. Кужа Зигазино-Комаровском районе, по данным Н.Н. Ларионова, катаскинская подсвита объединяет доломиты, известняки и глинистые сланцы с прослоями полевошпат-кварцевых песчаников и алевролитов (она подразделяется в свою очередь на ряд толщ). В районе пос. Тара в низах катаскинской подсвиты описана пестроцветная глинисто-карбонатная толща. По материалам поисково-разведочных работ С.Г. Чебана, в основании ее присутствуют доломиты мощностью до 60 м. Общая мощность данной толщи достигает 280-290 м. Выше нее залегают: 1) так называемая подрудная толща – чередование известняков (преобладают) и углеродисто-глинистых сланцев (мощность 140 м); 2) “рудная толща” – известняки, НГС и глинистые сланцы (230 м); 3) надрудная толща – песчаники полевошпат-кварцевые с гравийными зернами кварца, НГС, известняки, глинистые сланцы (до 50 м); 4) верхняя карбонатная толща – преимущественно известняки (10-15 м). Далее в восходящем разрезе наблюдаются: 1) малоинзерская подсвита – глинистые сланцы и НГС, алевролиты и мелкозернистые песчаники с пластами и линзами карбонатных пород со строматолитами (мощность до 370-400 м); 2) ушаковская подсвита – известняки с прослоями глинистых сланцев, доломиты (мощность не более 34-35 м); 3) куткурская подсвита – глинистые сланцы зелено- и пестроцветные с прослоями алевролитов и песчаников (мощность около 230 м); 4) реветская подсвита – доломиты, известняки, известковистые доломиты с прослоями НГС - более 370 м.

По сути дела этот разрез ничем не отличается от разрезов авзянской свиты Инзерского и других районов мегантиклинория. Как отмечено Н.Н. Ларионовым [1994], в Зи-

газино-Комаровском районе катаскинская подсвита, как и в стратотипе состоит из 4 толщ. Весь разрез авзянской свиты здесь почти до деталей и величин мощности схож с другими разрезами свиты. Это дало Н.Н. Ларионову основание для заключения о том, что при прослеживании разрезов от Зигазино-Комаровского района к Инзерскому и далее, например к Катав-Ивановскому, мы имеем одинаковую последовательность литостратиграфических единиц. Справедливо и другое. Если мы пойдем от стратотипа свиты в пос. Верх. Авзян к Инзерскому району и далее к Зигазино-Комаровскому, то практически везде увидим одинаковую последовательность осадочных образований, относимых всеми или почти всеми авторами к авзянской свите. Исходя из этого мы везде можем считать их именно отложениями авзянского (в широком смысле данного термина) уровня. В.А. Филиппов [1997, стр. 192] отмечает, что “северная часть блока (это блок распространения отложений кужинской свиты на юге Башкирского мегантиклинория - А.М.) ... изучалась маршрутами, при проведении которых в долинах рек Зигаза, Зилим, Туссаган были встречены и описаны почти все характерные литологические пакки комплекса (кужинского - А.М.) ...”. Это показывает, что отложения авзянской свиты развитые в Зигазино-Комаровском районе похожи на отложения Кужинского района, а последние, соответственно, похожи на все остальные образования авзянской свиты на территории Башкирского мегантиклинория с теми или иными обычными для них вариациями.

Н.Н. Ларионов [1994] сопоставляет бретьякскую свиту бассейна р. Кужа с куткурским уровнем авзянской свиты. Верхняя толща и верхи нижней толщи биктимирской свиты он относит к малоинзерскому уровню. Для ушаковской подсвиты типовых разрезов Н.Н. Ларионов видит аналоги в доломитах (мощность около 20 м), известных в самых верхах биктимирской толщ. Остальной разрез – это катаскинская толща, за исключением самых низов кужинской свиты, представленных ритмитами. Последние принадлежат, вероятно, верхней части зигазино-комаровской свиты.

После такого подробного рассмотрения приведем послойное описание собственно разреза катаскинского уровня в бассейне среднего течения р. Кужа, основанное на материалах Н.Н. Ларионова (1994 г.).

Мощность, м

1. Тонкое чередование НГС и алевролитов	до 60
2. Неравномерное переслаивание песчаников (преобладают) и НГС	около 40
3. НГС с прослоями доломитовых мергелей и кварцевых песчаников	20
4. Мелкокристаллические доломиты со строматолитами в нижней части	10
5. НГС	около 4
6. Пестроцветные алевролиты в чередовании с глинистыми сланцами	1,7
7. Доломитовые мергели серые и темно-серые	8-9
8. Неравномерное чередование глинистых сланцев пестроцветных (преобладают), алевролитов и песчаников	9
9. Карбонатно-глинистые сланцы	8
10. Доломиты тонкокристаллические со строматолитами в нижней части	15-16
11. Пестроцветные глинистые сланцы с прослоями мергелей	6

12. Доломиты темно-серые тонкокристаллические	6
13. Ритмичное чередование пестроцветных глинистых сланцев и доломитовых мергелей	25
14. Доломиты неравномернозернистые серые со строматолитами и прослоями НГС.....	68
15. Неравномерное чередование строматолитовых доломитов, доломитовых мергелей и НГС	около 30
16. Строматолитовые доломиты	10
17. Песчаники полевошпат-кварцевые с прослоями алевролитов и доломитов в верхней части пачки	7
18. Доломиты со строматолитами в верхней части пачки	52
19. НГС с прослоями доломитов	1
20. Доломиты темно-серые тонкокристаллические	7
21. Доломиты с прослоями мергелистых сланцев	8
22. Строматолитовые доломиты	14
23. Неравномерное чередование НГС, песчаников и доломитов	4
24. Доломиты мелкокристаллические с прослоями песчаников	21
25. Песчаники полевошпат-кварцевые с прослоями доломитов и НГС	12

Верхняя граница подсвиты имеет в южных районах мегантиклинория, в отличие от окрестностей пос. Верх. Авзян, достаточно резкий характер.

Наиболее западные в пределах Башкирского мегантиклинория разрезы катаскинской подсвиты были вскрыты буровыми скважинами при проведении поисковых работ и геологическом доизучении в Зигазино-Комаровском районе (В.П. Филонов, С.Г. Чебан и др.). Так, было установлено, что в сводном разрезе катаскинской подсвиты здесь могут быть выделены следующие шесть пачек:

Мощность, м

1. Доломиты серые, мелкокристаллические, массивные с прослоями НГС	60
2. Неравномерное чередование глинистых сланцев зеленовато-серого, реже бордового цвета и доломитов серой и розовато-серой окраски ³	120
3. Известняки и доломиты мелкокристаллические, массивные с редкими прослоями НГС и алевролитов	150
4. Чередование глинистых сланцев (преобладают), известняков и доломитов, прослои и линзы железистых карбонатов, сидеритов, анкеритов ⁴	150

³ Так называемый "пестроцветный горизонт".

⁴ Так называемый "рудный горизонт".

5. Переслаивание песчаников (преобладают), глинистых сланцев и известняков.....	60
6. Известняки и доломиты, часто с примесью терригенного (песчаного) материала	30

По данным обобщения материалов бурения и результатов изучения естественных обнажений сводный разрез катаскинской подсвиты имеет здесь следующий вид (Н.Н. Ларионов, 1994 г.):

Мощность, м

1. Доломиты мелкокристаллические массивные пестроцветные (зеленовато-серые, сиреневато-серые и т.п.); в средней части слоя наблюдается пакет глинистых сланцев также пестроцветных с линзовидными прослоями доломитов	14
2. Известняки пестроцветные с прослоями глинистых сланцев	17
3. Глинистые доломиты пестроцветные	30
4. Переслаивание известняков мелкокристаллических серых и зеленовато-серых и темно-серых глинистых сланцев	34
5. Известняки мелкокристаллические тонкослоистые сиреневато-серые	15
6. Тонкое неравномерное переслаивание сиреневато-серых алевролитов и мелкокристаллических доломитов	18,5
7. Мелкокристаллические глинистые известняки сиреневато-серые с микропакетом зеленовато-серых глинистых сланцев в верхней части слоя	25
8. Грубое переслаивание алевролитов полевошпат-кварцевых зеленовато-серых и глинистых сиреневато-серых известняков мелкокристаллических	27
9. Пачка переслаивания алевролитов мелкозернистых зеленовато-серых и доломитов мелкокристаллических пестроцветных	32
10. Алевролиты полевошпат-кварцевые пестроокрашенные с прослоями мелкокристаллических известняков (10-15 см)	20
11. Доломиты пестроцветные (кремовые и розовато-серые)	3,2
12. Алевролиты мелкозернистые зеленовато-серые тонко-, горизонтальнослоистые	5
13. Доломиты светло-серые, зеленовато-серые и, в верхней части слоя, пестроцветные	9,3

Указанные образования принадлежат, по представлениям Н.Н. Ларионова, пестроцветной толще. Выше залегает так называемая *подрудная толща*, представленная неравномерным чередованием мелкокристаллических серых известняков (преобладают) и ИГС. Мощность толщи около 140 м.

Следующим подразделением в разрезе катаскинской подсвиты является *рудная толща*, вскрытая при проведении буровых работ (А.В. Ключихин и др., 1985 г., скв. 1);

естественные выходы пород данной толщи описаны также западнее пос. Тукан (Н.Н. Ларионов, 1994 г.).

Мощность, м

1. Неравномерное чередование известняков серых мелкокристаллических глинистых и НГС	29
2. НГС с редкими пропластками мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников	46
3. Неравномерное чередование НГС и мелкокристаллических серых известняков	15
4. НГС с редкими тонкими прослоями известняков и полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников	10
5. Неравномерное переслаивание известняков мелкокристаллических и НГС; в верхней части слоя присутствуют прослои известняков с конгломератоподобными текстурами	80
6. Низкоуглеродистые глинистые сланцы	6

Выше по разрезу катаскинской подсвиты следует “надрудная толща”:

Мощность, м

1. Песчаники полевошпат-кварцевые с зернами кварца гравийной размерности	5
2. НГС с прослоями алевролитов и известняков	7
3. Пачка переслаивания НГС и известняков	12
4. Глинистые сланцы	7
5. Известняки	1,1
6. НГС с маломощными прослоями алевролитов	1,2
7. Известняки темно-серые тонко-, горизонтальнослоистые	1,7
8. Пачка переслаивания глинистых сланцев и полевошпат-кварцевых алевролитов	7
9. Известняки	2
10. Алевролиты темно-серые с прослоями и линзами песчаников	~ 1
11. Известняки мелкокристаллические	2,5
12. НГС с тонкими прослоями светло-серых кварцевых песчаников	2,7

Самые верхние горизонты катаскинской толщи наблюдаются, по данным А.В. Ключихина и др., в правом борту безымянного ручья западнее пос. Тукан. Нижняя часть этого фрагмента слагается в основном доломитами, часто в той или иной степени железистыми, а верхняя представлена неравномерным чередованием НГС, известняков и алевролитов, выше которых вскрывается пачка тонкого переслаивания алевролитов, НГС и мелкозернистых песчаников малоинзерской подсвиты.

Таким образом, в Зигазино-Комаровском районе в составе катаскинской подсвиты по сравнению с Авзянским районом значительно увеличена роль тонкозернистых терригенных пород в той или иной мере обогащенных органическим материалом, в то же

время практически отсутствуют синседиментационные плоскообломочные карбонатные брекчии, являющиеся индикаторами специфических обстановок накопления исходных осадков. Несколько меняется здесь и характер верхней границы подсвиты. Переход от преимущественно карбонатной катаскинской подсвиты к сложенному почти исключительно терригенными породами малоинзерскому уровню в данном районе достаточно резкий, несмотря на наличие среди известняков в верхней части катаскинской подсвиты микропачек и прослоев НГС. Главное же отличие состоит в том, что в Авзянском районе терригенные породы в разрезе подсвиты тяготеют к ее верхам, а в Зигазино-Комаровском районе основная их масса сосредоточена в средней части данного уровня.

На северо-востоке Башкирского мегантиклинория катаскинская подсвита обнажена значительно хуже, чем в рассмотренных выше районах. Фрагменты разрезов ее верхних горизонтов известны в окрестностях г. Катав-Ивановска, по р. Юрюзань у устья р. Буланка и в окрестностях г. Куса [Маслов, Крупенин, 1991]. Верхние горизонты подсвиты сложены здесь преимущественно карбонатными породами при полном, или почти полном, отсутствии силикокластических образований. В отличие от разрезов центральной части мегантиклинория (Инзерский синклиорий и др.) в верхней части подсвиты здесь появляются строматолиты, а верхняя граница подсвиты – четкая и резкая.

Малоинзерская подсвита слагается в основном глинистыми и низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, среди которых в ряде разрезов наблюдаются пласты и/или линзы карбонатных пород со строматолитами. Строение ряда из описываемых ниже ее разрезов более подробно показано на **рис. 10**.

Наиболее полный естественный разрез малоинзерской подсвиты, где можно наблюдать ее нижнюю и верхнюю границы, известен в окрестностях пос. Верх. Авзян и неоднократно описан в литературе [Стратотип рифея..., 1983; Козлов, Ларионов, 1988; Маслов, Крупенин, 1991]. Малоинзерская подсвита может быть условно подразделена здесь на три пачки.

Нижняя (мощность около 60-70 м) слагается в основном мелкозернистыми алевролитами, содержащими иногда примесь углеродистого материала, и глинистыми сланцами с прослоями известняков и мелкозернистых песчаников.

Средняя (100-110 м) объединяет “тонко-” и “грубо-” чередующиеся алевролиты, мелкозернистые песчаники, глинистые сланцы и НГС с маломощными прослоями и линзами строматолитовых доломитов, а верхняя (50-60 м) представлена мелкозернистыми алевролитами и НГС.

Послойное описание данного разреза выполнено Н.Н. Ларионовым (1994 г.):

Мощность, м

1. Пачка переслаивания серых и темно-серых алевролитистых глинистых сланцев (преобладают), полевошпат-кварцевых песчаников и серых пелитоморфных известняков около 60
2. Алевролиты полевошпат-кварцевые темно-серые и черные с тонкими прослоями серых песчаников того же состава 36
3. Доломиты среднекристаллические с реликтами строматолитовой структуры серые; среди доломитов наблюдаются два прослоя темно-серых алевролитов 3

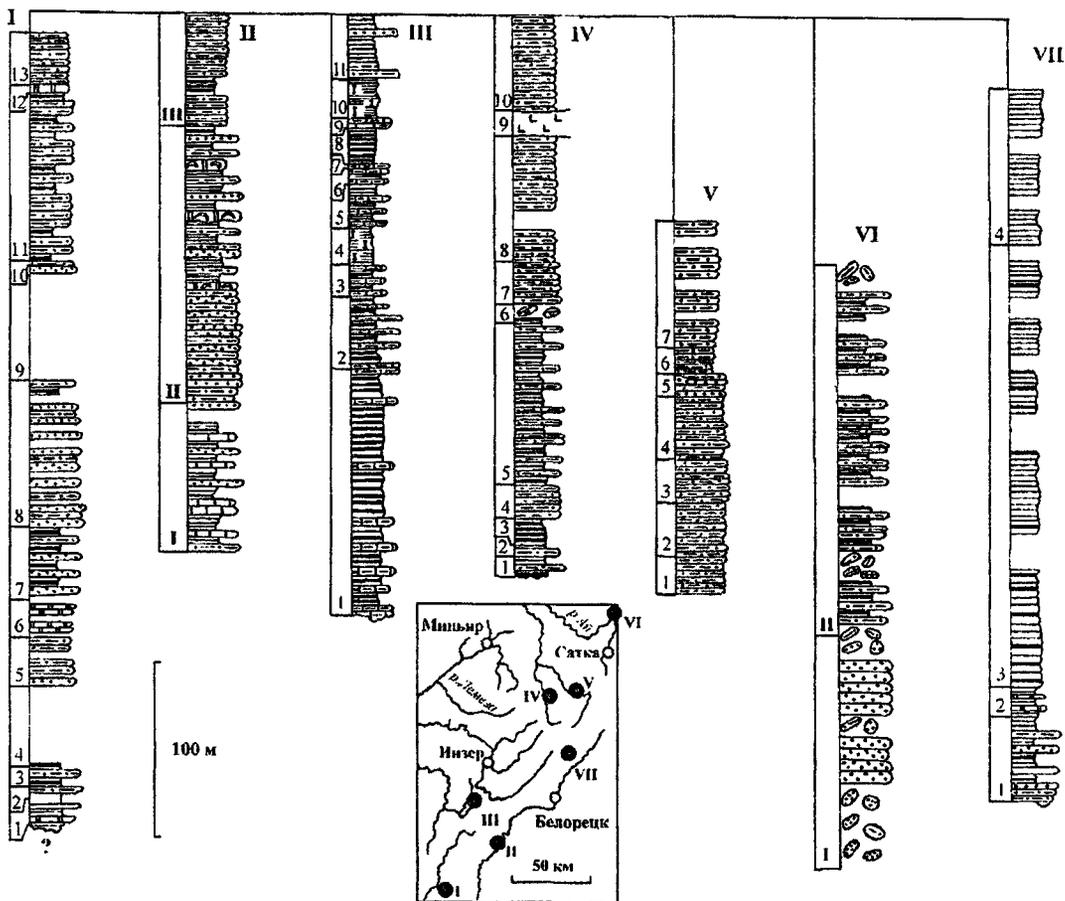


Рис. 10. Строение разрезов малоинзерской подсвиты авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория.

Разрезы: I – Кужинское рудное поле (бассейн среднего течения р. Кужа); II – р. Бол. Авзян ниже плотины пруда в пос. Верх. Авзян; III – Южно-Инзерская площадь, скв. 4; IV – р. Катав выше г. Катав-Ивановск; V – р. Юрюзань несколько ниже устья р. Буланка; VI – р. Малый Багруж; VII – среднее течение р. Терзенка у бывшей деревни Мисели.

Условные обозначения см. на рис. 3.

- | | |
|--|----|
| 4. Алевролиты, сходные с породами слоя 2 | 6 |
| 5. Пачка тонкого переслаивания полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников и НГС; здесь же присутствуют линзы строматолитовых доломитов | 12 |
| 6. Ритмичное чередование НГС, серых алевролитов полевошпат-кварцевых и песчаников мелкозернистых того же состава | 26 |
| 7. Ритмичное переслаивание пород сходных с описанными в предыдущем слое, но с меньшей долей НГС | 27 |

8. Алевролиты полевошпат-кварцевые серые и желтовато-серые	22
9. НГС с прослоями светлых желтовато-серых полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников	11
10. Алевролиты полевошпат-кварцевые голубовато-серые мелкозернистые	11

Далее по разрезу закрыто, и верхние уровни малоинзерской подсвиты срезаны разрывным нарушением. Мощность подсвиты в приведенном разрезе оценивается Н.Н. Ларионовым в 200-215 м.

В Инзерском синклинии разрез малоинзерской подсвиты, вскрытый в обнажениях по левому берегу руч. Катаскин, имеет, по данным Н.Н. Ларионова (1994 г.), следующее строение:

	Мощность, м
1. Ритмичное чередование НГС, полевошпат-кварцевых алевролитов (преобладают) и мелкозернистых песчаников	50
2. Глинистые сланцы с редкими маломощными прослоями мелкозернистых алевролитов	55
3. Алевролиты доломитовые тонкослоистые серые	20
4. Закрыто (по ходу вдоль берега наблюдаются обломки глинистых сланцев).....	~ 80

Общая мощность подсвиты составляет здесь примерно 200-205 м.

В верховьях р. Большой Нугуш, северо-западнее пос. Верх. Авзян, при работах по геологическому доизучению, было установлено, что в разрезе малоинзерской подсвиты заметно преобладают мелкозернистые алевролиты с редкими маломощными прослоями НГС. В средней части разреза присутствует горизонт крупнозернистых алевролитов с невыдержанными по мощности прослоями и линзами крупно- и среднезернистых песчаников. По всему разрезу толщи наблюдаются редкие, маломощные линзы известняков и доломитов. Общая мощность малоинзерской подсвиты в верховьях р. Бол. Нугуш составляет порядка 500-600 м.

Наиболее южный из естественных разрезов малоинзерской подсвиты расположен в среднем течении р. Кужи (это так называемые “биктимирские слои” или “свита” В.А. Филиппова), где снизу вверх, по данным Н.Н. Ларионова (1994 г.) и нашим наблюдениям [Маслов, Крупенин, 1991], обнажены:

	Мощность, м
1. Ритмичное переслаивание мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников, сероцветных алевролитов, НГС и мелкокристаллических доломитов	35
2. Закрыто, по ходу наблюдаются обломки песчаников мелкозернистых и доломитов	30
3. Песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые мелкозернистые с гравийными зёрнами кварца и пластинками глинистых	

<i>сланцев</i>	40
4. <i>Неравномерное чередование серых доломитов, мелкозернистых кварцевых песчаников и, в верхней части, алевролитов</i>	65

Более высокие уровни разреза свиты вскрыты скважинами на южном склоне горы Биктимир.

Мощность, м

1. <i>Тонкое переслаивание НГС и мелкозернистых кварцевых песчаников</i>	55
2. <i>Песчаники кварцевые мелкозернистые серые тонкослоистые с тонкими пропластками НГС</i>	20
3. <i>НГС</i>	0,5
4. <i>Тонкое ритмичное переслаивание НГС и алевритистых их разностей</i>	90
5. <i>Тонкое чередование НГС и алевритистых их разностей с прослоями и линзами крупнозернистых и гравийных кварцевых песчаников</i>	20-25
6. <i>Неравномерное чередование крупнозернистых кварцевых песчаников, алевролитов и мелкозернистых песчаников (преобладают)</i>	7
7. <i>Песчаники кварцевые крупнозернистые с гравийным кварцевым материалом</i>	5
8. <i>НГС с прослоями кварцевых крупнозернистых песчаников</i>	3
9. <i>Тонкое ритмичное переслаивание НГС, кварцевых алевролитов и, иногда, крупнозернистых кварцевых песчаников</i>	8
10. <i>Неравномерное чередование песчаников мелкозернистых кварцевых, крупнозернистых их разностей и гравелитов</i>	8
11. <i>Ритмичное переслаивание НГС и серых алевролитов. Присутствуют также прослои кварцевых разнозернистых песчаников</i>	5
12. <i>Песчаники кварцевые серые мелкозернистые</i>	2

Так же как и у пос. Верх. Авзян, в составе пачек переслаивания здесь наблюдаются НГС и мелкозернистые алевролиты и, несмотря на то, что мощность подсвиты возрастает примерно в 1,5 раза, можно предполагать, что общий ее облик к югу от широты пос. Верх. Авзян остается почти неизменным.

В Зигазино-Комаровском рудном районе в верховьях р. Зилим, по данным поисковых и разведочных работ С.Г. Чебана (1987 г.), в разрезе малоинзерской подсвиты обособляются три толщи. Нижняя (мощность 250-270 м) включает пакеты и пачки ритмичного или неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, НГС и редких прослоев известняков. В составе средней (около 200 м) доминируют глинистые сланцы и НГС с редкими прослоями песчаников, а верхняя (200-250 м) представлена пачками переслаивания НГС, алевролитов и песчаников, среди которых присутствуют прослои доломитов и известняков со строматолитами.

Относительно полный разрез малоинзерской подсвиты вскрыт в данном районе скважиной 9 на Южно-Инзерской площади (А.В. Клочихин и др., 1985 г.).

1. НГС с маломощными прослоями глинистых известняков	130
2. Тонкое переслаивание НГС и алевролитов	39
3. Пачка переслаивания НГС и глинистых известняков	~ 15
4. Глинистые сланцы с прослоями карбонатно-глинистых разностей	19
5. Известняки глинистые с тонкими прослоями карбонатно-глинистых разностей.....	27
6. Карбонатно-глинистые сланцы	около 6
7. Глинистые известняки	около 4
8. Низкоуглеродистые глинистые сланцы	1,8
9. Тонкоплитчатые глинистые известняки	2,4
10. Карбонатно-глинистые сланцы	21

Выше по разрезу наблюдаются серые мелкокристаллические известняки ушаковской подсвиты авзянской свиты.

Общая мощность малоинзерской подсвиты составляет в Зигазино-Комаровском районе около 400 м.

Основными отличиями рассматриваемых разрезов от тех, что известны в Авзянском районе, являются, во-первых, их большая мощность, во-вторых, значительная роль в составе подсвиты тонкозернистых силикокластических пород и, в-третьих, существенно большая доля глинистых сланцев обогащенных углеродистым материалом.

На северо-востоке Башкирского мегантиклинория относительно полные разрезы малоинзерской подсвиты известны по рекам Катав и Юрюзань, а также по руч. Малый Багруш у г. Куса.

В качестве примера ниже дано описание разреза малоинзерской подсвиты по р. Юрюзань ниже устья р. Буланки.

1. Пачка примерно равного переслаивания мелко- и крупнозернистых алевролитов	19
2. Неравномерное чередование мелко- и крупнозернистых алевролитов	30
3. Примерно равное чередование серых крупнозернистых и зеленовато-серых мелкозернистых алевролитов	21
4. Алевролиты мелкозернистые с подчиненными им прослоями крупнозернистых разностей	27
5. Алевролиты с горизонтальной и линзовидно-косой слоистостью	16
6. Мелкозернистые алевролиты с редкими прослоями крупнозернистых разностей	7
7. Алевролиты мелкозернистые темно-серые	70

Выше по разрезу закрыто. Общая мощность подсвиты составляет здесь порядка 300-350 м.

В окрестностях г. Кусы малоинзерская подсвета представлена двумя толщами. Нижняя (100-120 м) слагается, в основном, средне- и мелкозернистыми зеленовато-серыми песчаниками с маломощными прослоями алевролитов, а верхняя (видимая мощность более 200 м) – разнообразными пачками переслаивания алевролитов, глинистых сланцев и НГС. Иногда в ее составе присутствуют прослои доломитов. На поверхностях напластования пород верхней толщи присутствуют текстуры, указывающие на периодическую смену субаквального и субаэрального режимов седиментации. Общая мощность подсветы составляет здесь, по данным геолого-съемочных работ (А.Н. Черноостровец и др., 1978 г.), более 500 м.

На восточном крыле мегантиклинория к северу от среднего течения р. Терженки А.Ф. Ротарем и др. (1971 г.) в составе малоинзерской подсветы выделены четыре толщи. Первая из них (мощность около 45 м) объединяет чередующиеся между собой зеленовато- и темно-серые филлиты, среди которых присутствуют маломощные прослои алевропесчаников. Вторая толща (~ 20 м) представлена зеленовато-серыми филлитами с маломощными редкими прослоями доломитов. В составе третьей (230 м) доминируют зеленовато-серые филлиты с прослоями темно-серых их разновидностей. Четвертая толща (85 м) представлена в основном зеленовато-серыми филлитами.

Ушаковская подсвета полностью или почти полностью слагается доломитами, доломитистыми известняками и известняками (и их строматолитовыми разновидностями) с маломощными прослоями глинистых сланцев [Стратиграфия СССР..., 1963; Стратотип рифея..., 1983].

В пос. Верх. Авзян на правом берегу пруда разрез ушаковской подсветы имеет, по данным Н.Н. Ларионова (1994 г.), следующий вид:

Мощность, м

1. Доломиты серые массивные грубоплитчатые 5
2. Доломиты серые тонкослоистые среднеплитчатые 2-3
3. Доломиты серые и светло-серые массивные узловатого облика 20

Несколько южнее, по руч. Кургашля (правый приток р. Белой), наблюдаются пелитоморфные среднеплитчатые доломиты с тонкими прослоями глинистых сланцев, имеющие мощность около 40 м.

По данным Р.С. Казакова и др. (1977 г.), на р. Большой Шаик у бывшего поселка Кысык разрез ушаковской подсветы имеет большую мощность и характеризуется следующим строением:

Мощность, м

1. Доломиты песчанистые с прослоями песчаников (по 0,5-2,5 м) 30
2. Доломиты с прослоями НГС 5
3. Пачка переслаивания доломитов, доломитовых мергелей, глинистых сланцев и песчаников 15
4. Строматолитовые доломиты 15
5. Доломиты с прослоями НГС 10

6. Доломиты	15
7. Доломиты глинистые тонкоплитчатые тонкослоистые	10-12

В окрестностях пос. Тукан к ушаковской подсвиты А.В. Клочихиным и др. (1985 г.) отнесена примерно 40-метровая пачка грубого неравномерного чередования доломитов и НГС, в которой мощность прослоев как доломитов, так и НГС увеличивается вверх по разрезу.

В разрезе подсвиты по руч. Катаскин В.И. Козловым и др. (1985 г.) описаны две пачки. Нижняя (мощность около 75 м) складывается доломитами со строматолитами *Sonophyton metula* Kir., *Con. cylindricus* (Grab.) и *Jacutophyton sp.* и прослоями известковых алевролитов, а верхняя (до 25 м) представлена доломитами и глинистыми сланцами.

Куткурская подсвита объединяет филлитовидные и глинистые сланцы зеленовато- или голубовато-серого цвета, среди которых присутствуют прослой мелкозернистых песчаников и алевролитов. Иногда в составе подсвиты наблюдаются и кирпично-красные глинистые сланцы. В верхней ее части наблюдаются прослой доломитов и бурых железняков; последние сформированы, как правило, за счет окисления пластов сидеритов.

Строение описанных ниже разрезов показано на **рис. 11**.

В пос. Верх. Авзян на правом берегу р. Бол. Авзян ниже плотины стратиграфически выше строматолитовых карбонатов ушаковской подсвиты, после небольшого по мощности закрытого интервала (около 10-12 м), обнажены:

Мощность, м

1. Тонко- и среднеплитчатые светло- и зеленовато-серые крупно- и мелкозернистые тонкослоистые алевролиты	23
2. Грубоплитчатые массивные или неяснослоистые мелкозернистые алевролиты	16
3. Закрыто	13
4. Алевролиты, сходные с породами слоя 2	64

Выше, после закрытого интервала мощностью около 5 м, наблюдаются доломиты реветской подсвиты. Аналогичный разрез подсвиты наблюдается и выше плотины у родника на правом берегу пруда. Общая мощность куткурской подсвиты в окрестностях пос. Верх. Авзян составляет около 120-130 м.

Юго-западнее, на р. Бол. Шаик в окрестностях бывшего поселка Кысык, Р.С. Казаковым и др. (1977 г.) описаны фрагменты куткурской подсвиты, общая мощность которых оценивается указанными авторами примерно в 400 м:

Мощность, м

1. Делювиальные развалы песчаников мелкозернистых и серых доломитов	около 30
2. Песчаники среднезернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые с маломощными прослоями алевролитов и глинистых сланцев	26
3. Закрыто	6

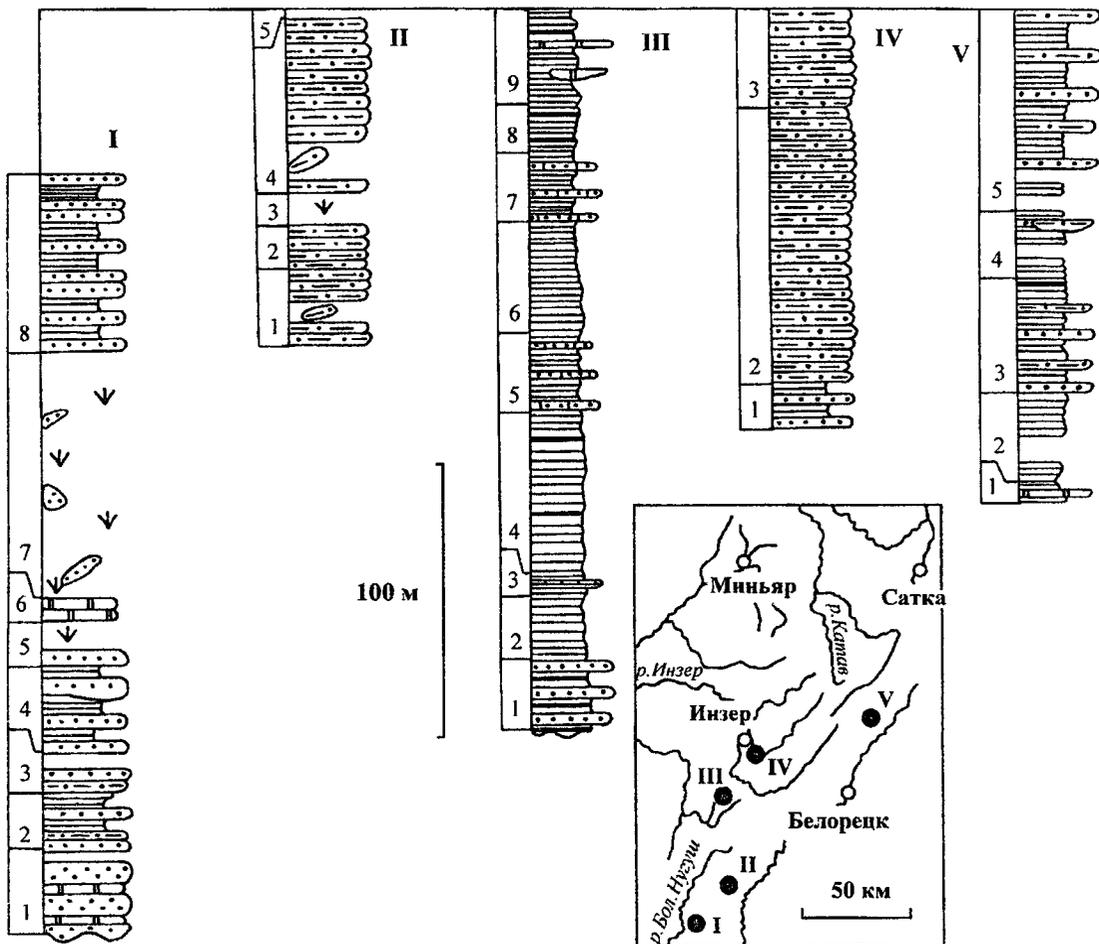


Рис. 11. Строение разрезов куткурского уровня авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория.

Разрезы: I – р. Бол. Шаик у бывшей д. Кысык; II – р. Бол. Авзян ниже плотины пруда в пос. Верх. Авзян; III – Южно-Инзерская площадь, скв. 10; IV – руч. Катаскин; V – р. Терженка у бывшей д. Мисели.

- | | |
|---|----------|
| 4. Пачка переслаивания песчаников мелкозернистых кварцевых и зеленовато-серых глинистых сланцев | 35 |
| 5. Закрето | около 8 |
| 6. Серые мелкокристаллические доломиты | 4,5 |
| 7. Закрето, по ходу наблюдаются редкие обломки песчаников мелкозернистых | около 19 |
| 8. Пачка частого переслаивания полевошпат-кварцевых песчаников и листоватых глинистых сланцев | до 60 |

В Зигазино-Комаровском районе А.В. Ключихиным и др. (1985 г.) по скв. 10 на Южно-Инзерской площади описан полный разрез подсвиты:

Мощность, м

1. Чередование песчаников, глинистых сланцев и НГС	25
2. Зеленовато-серые глинистые сланцы	21-22
3. Вишневого цвета глинистые сланцы с прослоями известняков	4
4. Зеленовато-серые глинистые сланцы	58
5. Вишневые глинистые сланцы с прослоями песчанистых известняков	30
6. Зеленовато-серые глинистые сланцы	37
7. Вишнево-красные глинистые сланцы с прослоями песчанистых известняков.....	25
8. Зеленовато-серые глинистые сланцы	18
9. Глинистые сланцы с прослоями и линзами доломитов	30

Выше пород слоя 9 скважиной вскрыты доломиты реветской подсвиты. Примечательной особенностью данного разреза является присутствие нескольких отчетливо выраженных пачек пестро- и красноцветных глинистых сланцев и пачек переслаивания их с карбонатными породами. Также как и в Авзянском районе, куткурская подсвита представлена здесь в основном тонкозернистыми силикокластическими породами, однако мощность их увеличивается до 240-250 м.

Близкий по характеру строения и состава разрез подсвиты известен также в Инзерском синклинории по руч. Катаскин.

Фрагментарные коренные выходы пород куткурской подсвиты можно наблюдать также в окрестностях г. Катав-Ивановска [Маслов, Крупенин, 1991]. Преимущественным развитием в составе подсвиты пользуются здесь глинистые сланцы, НГС, пачки переслаивания последних с алевролитами, а также мелкозернистые песчаники. Общая мощность подсвиты оценивается в 300-350 м.

На востоке Башкирского мегантиклинория разрез куткурской подсвиты известен по р. Терженке. Здесь, по материалам геолого-съёмочных работ А.Ф. Ротаря и др. (1971 г.), выше пород ушаковской подсвиты обнажены:

Мощность, м

1. Зеленовато-серые глинистые сланцы с прослоем доломитов	3,2
2. Тонкополосчатые зеленовато-серые глинистые сланцы	30
3. Темно-серые НГС с редкими прослоями алевропесчаников	40
4. Глинистые филлитовидные сланцы	20
5. Глинистые сланцы с маломощными прослоями алевропесчаников в верхней части пачки	70

Породы слоя 5 перекрываются доломитами реветской подсвиты; мощность куткурской подсвиты составляет в рассматриваемом районе около 150-170 м.

Реветская подсвита объединяет доломиты, известковистые доломиты и, реже, известняки преимущественно светлой, иногда розовато-серой, окраски. В некоторых разрезах среди карбонатных пород наблюдаются прослои алевролитов, глинистых и филлитовидных сланцев (рис. 12). В составе реветской подсвиты описаны строматолиты *Baicalia nova* Kryl et. Schar., *Conophyton metula* Kir., *Con. kuzha* Kom., *Stratifera flexurata* Kom. [Стратотип рифея.... 1982; Стратотип рифея.... 1983] и ряд других форм.

Стратотипический разрез реветской подсвиты расположен на левом берегу р. Мал. Инзер выше д. Реветь [Стратотип рифея..., 1983]. Мощность подсвиты составляет здесь около 250 м, из которых почти 90% приходится на пелитоморфные средне- и грубоплитчатые доломиты серого или розовато-серого цвета, содержащие в средней части 18-мет-

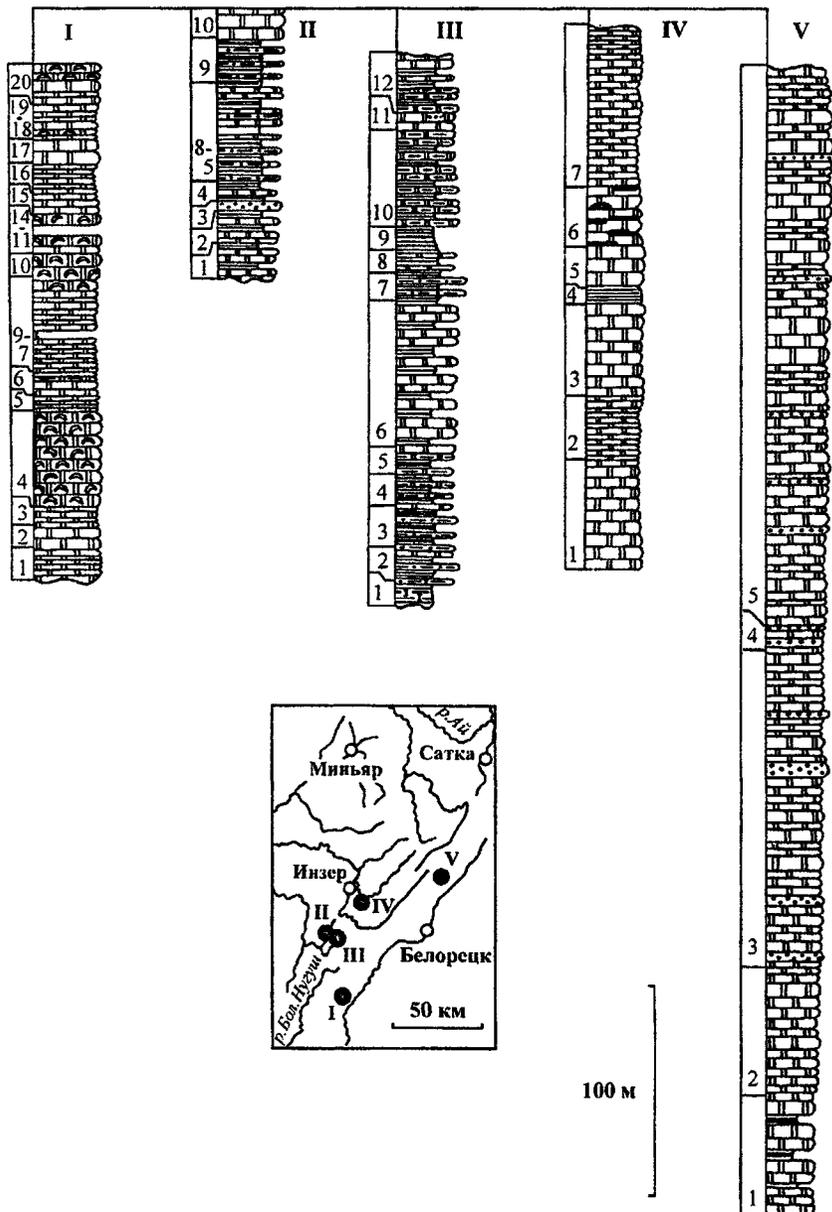


Рис. 12. Строение разрезов реветской подсвиты авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория.

Разрезы :
 I – пос. Верх. Авзян;
 II – бассейн верхнего течения р. Зилим, Южно-Инзерская площадь, скв. 20; III – там же, скв. 6; IV – р. Мал. Инзер у устья р. Реветь; V – р. Терженка в окрестностях бывшей д. Мисели.

ровую пачку доломитов с желваковыми строматолитами. Послойная характеристика этого разреза, по данным В.И. Козлова, приведена ниже:

	Мощность, м
1. Доломиты тонкокристаллические розовато-серые	50
2. Доломиты тонкокристаллические серые с розоватым оттенком	32
3. Доломиты тонкокристаллические серого цвета	42
4. Доломиты тонкокристаллические серые и светло-серые плитчатые	8
5. Доломиты скрытокристаллические серые массивные со строматолитами	18
6. Доломиты тонкокристаллические, местами розовато-серые, плитчатые с прослоями и линзами темно-серых кремней	30
7. Доломиты тонкокристаллические светло-серые, серые или пятнистые	70

По нашим данным, указанный разрез имеет следующий вид:

	Мощность, м
1. Розовато-серые среднеплитчатые доломиты иногда со строматолитами.....	19
2. Закрыто	18
3. Розовато- и коричневатые плитчатые, но чаще комковатые, тонко- и неравнозернистые доломиты с прожилками вторичного светло-розового карбоната, отдельными интервалами псевдобрекчированные	33
4. Серые со слабым розоватым оттенком крупно- и грубоплитчатые массивные доломиты мелкозернистые с тонкими трещинками, залеченными вторичным карбонатом и редкими небольшими кавернами выщелачивания	23
5. Серые и светло-серые тонкокристаллические средне- и грубоплитчатые доломиты с многочисленными, инкрустированными вторичным карбонатом, пустотами выщелачивания треугольной, ромбической и неправильной (многоугольной) формы. В штуфах эти каверны выполнены иногда и охристой массой. Количество каверн варьирует от участка к участку, но в среднем составляет порядка 10%	2,7
6. Среднеплитчатые комковатые серые со слабым розоватым оттенком или без него тонкозернистые доломиты	23
7. Среднеплитчатые тонкозернистые массивные серые и светло-серые доломиты с маломощными (30-50 см) интервалами комковатых разностей	7,5

8. Строматолитовые крупно- и грубоплитчатые доломиты и водорослево-слоистые их разности	27
9. Средне- и крупноплитчатые массивные доломиты тонкозернистые кремовато-серые и серые с несколько неравномерным распределением более темных и более светлых участков	18
10. Неравномерное чередование тонкозернистых неслоистых желтовато-серых и светлых кремново-желтых среднеплитчатых и комковатых доломитов. Здесь же в виде прослоев мощностью не более 60-80 см присутствуют тонкоплитчатые тонко-, горизонтальнослоистые доломиты, вероятно, слабо окремненные	52
11. Среднеплитчатые розовато-серые тонкозернистые доломиты комковатые	38
12. Среднеплитчатые серые доломиты тонкозернистые, среди которых, в виде микропакетов мощностью в первые десятки см, иногда присутствуют тонкоплитчатые, более глинистые их разности	14

Несколько севернее, по р. Тюльме, разрез реветской подсвиты также представлен, по данным Э.А. Фальковой, почти исключительно доломитами, среди которых в нижней части разреза присутствуют маломощные прослои глинистых сланцев, а в средней – разности с тем или иным содержанием терригенной примеси. Общая мощность реветской подсвиты в данном разрезе оценивается в 700-750 м [Горяинова, Фалькова, 1940], хотя и представляется значительно завышенной.

Наиболее западные в пределах Башкирского мегантиклинория разрезы подсвиты вскрыты рядом скважин на Южно-Инзерской площади в верховьях р. Зилим (А.В. Клочихин и др., 1985 г.). Они значительно отличаются здесь от разрезов подсвиты в Инзерском и Авзянском районах. Общая мощность подсвиты на данной площади оценивается А.В. Клочихиным примерно в 400-450 м. Существенную роль в ее составе играют здесь терригенно-карбонатные и чисто терригенные пачки переслаивания, а в интервалах развития карбонатных пород наблюдается много прослоев глинистых сланцев. Так, в скв. 20, пробуренной в 3 км юго-восточнее д. Нижние Сарышки, был вскрыт следующий разрез верхней части реветской подсвиты:

Мощность, м

1. Светло-серые с розоватым оттенком доломиты, обнаруживающие присутствие тонких прослоев зеленовато-серых и вишневых глинистых сланцев	13
2. Светло-серые доломиты слабо известковистые с прослоями карбонатно-глинистых сланцев	около 16
3. Песчаники мелкозернистые полевошпат-кварцевые	2,3
4. Светло-серые доломиты с редкими прослоями глинистых сланцев и алевролитов	8

5. Пачка неравномерного переслаивания НГС, песчаников мелкозернистых и алевролитов	7,5
6. Доломиты серые мелкокристаллические	2,2
7. Переслаивание песчаников мелкозернистых и глинистых сланцев	1,8
8. Доломиты с прослоями глинистых сланцев и алевролитов	30
9. Пачка тонкого неравномерного чередования НГС, алевролитов и мелкозернистых песчаников	23
10. Светло-серые мелкозернистые доломиты	13

По скважине 6, расположенной в 5 км к западу от пос. Зигазы, А.В. Клочихиным с соавторами описан более мощный интервал разреза, характеризующий, по всей видимости, среднюю часть подсвиты:

Мощность, м

1. Пачка тонкого чередования глинистых сланцев и НГС	8
2. Темно-серые глинистые и алевроито-глинистые доломиты с прослоями глинистых сланцев и их карбонатно-глинистых разновидностей, а в нижней части слоя и НГС	около 13
3. Грубое неравномерное чередование серых и светло-серых доломитов и микропакетов переслаивания доломитов и НГС	около 15
4. Тонкое неравномерное переслаивание доломитов и НГС	порядка 17
5. Глинистые и алевроитистые доломиты с тонкими прослойками НГС и алевролитов	7,2
6. Пачка грубого чередования доломитов и пакетов переслаивания доломитов и глинистых сланцев	6,6
7. Тонкое переслаивание карбонатно-глинистых сланцев и алевролитов	около 11
8. Пачка тонкого чередования доломитов и глинистых сланцев	~ 4,5
9. Зеленовато-серые глинистые сланцы	6,5
10. Неравномерное чередование доломитов и карбонатно-глинистых сланцев	3,8
11. Алевроитистые глинистые сланцы с тонкими прослоями доломитов	около 7
12. Пачка тонкого чередования глинистых и алевроитистых доломитов и глинистых сланцев	2,3

Нижняя часть разреза подсвиты описана по скважине 11:

Мощность, м

1. Неравномерное чередование доломитов (преобладают) и глинистых сланцев пестроцветных	30
---	----

2. Доломиты мелкокристаллические серые	25
3. Карбонатно-глинистые сланцы	4
4. Доломиты темно-серые	8
5. Глинистые сланцы зеленовато-серые	8

На восточном крыле мегантиклинория достаточно хорошо обнаженные разрезы рассматриваемого уровня известны в окрестностях пос. Верх. Авзян и в окрестностях бывшей д. Мисели.

В первом из них, по левому борту долины р. Бол. Авзян у поселковой пекарни, непосредственно на тонкоплитчатых мелкозернистых алевролитах куткурской подсвиты залегают:

Мощность, м

1. Доломиты тонкоплитчатые желтовато-серые	16
2. Грубоплитчатые неясно- или волнистослоистые доломиты	8
3. Розовато-серые тонкоплитчатые доломиты	13
4. Светло-серые грубоплитчатые доломиты с неясновыраженными строматолитами (?)	34
5. Доломиты волнистослоистые	1,5
6. Массивные грубоплитчатые доломиты	10
7. Доломитовые мергели тонкоплитчатые	0,5
8. Закрыто	4
9. Серые среднеплитчатые доломиты	40
10. Средне- и грубоплитчатые доломиты со строматолитами	12
11. Среднеплитчатые серые доломиты	3,5
12. Строматолитовые доломиты	3
13. Закрыто	5
14. Доломиты серого цвета со строматолитами	
15. Доломиты среднеплитчатые	8
16. Средне- и тонкоплитчатые доломиты с прослоями и линзами кремней	15
17. Грубоплитчатые доломиты	14
18. Среднеплитчатые доломиты с кремнями	
19. Доломиты с желваково-столбчатыми строматолитами	0,3
20. Тонкоплитчатые доломиты серого цвета с линзами кремней и строматолитами в верхней части пачки	28

И.Н. Крыловым, Вл.А. Комаром и Н.П. Кулешовой в этом разрезе описаны строматолиты *Baicalia nova* Kryl et. Shar. и *Cryptophyton convolutum* Kom. и ряд других форм.

В северной части восточного крыла у пос. Мисели А.Ф. Ротарем и др. (1971 г.) при геолого-съёмочных работах описан такой разрез реветской подсвиты:

1. Доломиты серые и темно-серые грубоплитчатые с прослоями глинистых сланцев и НГС	48
2. Доломиты розовато-серые грубоплитчатые	58
3. Светло-серые доломиты с прослоями песчаников	150
4. Доломиты темно-серые с редкими прослоями песчаников	10
5. Доломиты светло-серые местами розовато-серые с редкими маломощными прослоями кварцито-песчаников	260

Таким образом, при прослеживании состава и строения реветской подсвиты с юго-востока Башкирского мегантиклинория на запад, хорошо видно, как однородная существенно доломитовая последовательность заметно “разбавляется” терригенными породами.

Завершающая разрез авзянской свиты *тюльменская подсвита* объединяет в своих разрезах алевролиты, мелкозернистые песчаники, НГС и глинистые сланцы, доломиты и глинистые их разности.

В указываемом для нее типовом разрезе по р. Тюльма у хр. Беягуш подсвита имеет, по данным В.И. Козлова, следующее строение:

1. Доломиты светло-серые среднеплитчатые с прослоями алевролитов	13
2. Габбро-диабазы	2
3. Доломиты глинистые светло-серые среднеплитчатые	9
4. Пачка тонкого переслаивания красноцветных алевролитов и глинистых доломитов розовато- и светло-серого цвета	4
5. Красноцветные алевролиты	5
6. Доломиты розовато- и голубовато-серые	5
7. Габбро-диабазы	около 4
8. Доломиты розовато- и голубовато-серые	9
9. Доломиты светло-серые пелитоморфные глинистые	13
10. Габбро-диабазы	порядка 35
11. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые с прослоями темно-серых алевролитов	до 30

Выше вскрываются грубоплитчатые полевошпат-кварцевые песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты.

На Южно-Инзерской площади в разрезе тюльменской подсвиты, по наблюдениям А.В. Клочихина, присутствует ряд пачек. Самая нижняя из них (мощность около 40 м) представлена грубо чередующимися НГС и алевропесчаниками, выше залегают глинистые зеленовато-серые сланцы с тонкими прослоями алевролитов (7-8 м), затем пачка переслаивания НГС, алевролитов и песчаников (мощность около 70 м) и завершает разрез подсвиты пачка грубого переслаивания доломитов с силикокластической

примесью, глинистых сланцев, НГС, мелкозернистых песчаников и алевролитов⁵.

Приводимая ниже послойная характеристика тюльменской свиты основана на материалах переописания скв. 20 Южно-Инзерской площади, выполненного Н.Н. Ларионовым (1994 г.). В скв. 20 представлена нижняя часть подсвиты. Непосредственно выше доломитов реветской подсвиты здесь залегают:

Мощность, м

1. Пачка грубого чередования НГС и полевошпат-кварцевых тонкозернистых песчаников 37
2. Глинистые сланцы зеленовато-серые с прослоями алевролитов ~ 7

Вышележащие образования наблюдаются в разрезе скважины 26.

1. НГС с редкими прослоями полевошпат-кварцевых алевролитов и мелкозернистых песчаников 49
2. Алевролиты и алевропесчаники с прослоями НГС 6
3. НГС с прослоями полевошпат-кварцевых алевролитов 6
4. Неравномерное чередование алевролитов и НГС 2,1
5. Доломиты мелкокристаллические с терригенной примесью 2,4
6. Зеленовато-серые глинистые сланцы 1,3
7. Песчаники мелкозернистые кварцевые с прослоями доломитов 5,3
8. Зеленовато-серые глинистые сланцы 3,2
9. Доломиты мелкокристаллические слабо глинистые 6,3
10. Зеленовато-серые и красно-коричневые глинистые сланцы с прослоями алевролитов 25,1
11. Мелкокристаллические глинистые доломиты с редкими зернами кварца 2,6
12. Песчаники полевошпат-кварцевые мелкозернистые 0,2
13. НГС 0,9
14. Песчаники полевошпат-кварцевые мелкозернистые с редкими прослоями НГС 3,8
15. НГС с прослоями полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников 3,3
16. Песчаники полевошпат-кварцевые 0,8
17. НГС 1,1
18. Неравномерное чередование НГС и песчаников полевошпат-кварцевых мелкозернистых 7,1
19. Доломиты мелкокристаллические серые 0,3

⁵ Доломиты так называемого “реветского типа” здесь практически отсутствуют, а основная роль принадлежит различного рода терригенным пачкам переслаивания, в каждой из которых присутствуют темноокрашенные НГС. Последние, как известно, не типичны для верхнерифейского уровня Башкирского мегантиклинория, но широко распространены в разрезах среднего рифея.

20. Неравномерное чередование НГС и мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников	2,7
21. Доломиты мелкокристаллические	0,6
22. НГС	1
23. Глинистые зеленовато-серые сланцы	0,5
24.-27. Неравномерное тонкое переслаивание сероцветных доломитов тонкоплитчатых, глинистых сланцев и НГС	~ 4
28. Красно-бурые аргиллиты с прослоями песчаников аркозовых и полевошпат-кварцевых	более 1

Породы слоя 28 рассматривались А.В. Клочихиным и др. (1985 г.) как образования бирьянской подсвиты зильмердакской свиты.

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория в бассейне р. Кухтур под отложениями зильмердакской свиты З.М. Ротару и др. (1984 г.) при производстве работ по геологическому доизучению описала в скважинах 106 и 109 разрез терригенно-карбонатной пачки, которая была сопоставлена ею с тюльменской подсвитой авзянской свиты. Разрез этой пачки имеет следующий вид:

Мощность, м

1. Массивные светло-серые доломиты	более 16
2. НГС	15
3. Глинистые сланцы	40
4. Светло-серые доломиты с прослоями глинистых сланцев	10
5. Глинистые сланцы	3
6. Массивные светло-серые доломиты участками ожелезненные	11,5
7. Глинистые сланцы тонкополосчатые	6
8. Доломиты светло-серые в нижней части ожелезненные	5,5
9. Глинистые сланцы	4
10. Доломиты	5
11. Ожелезненные карбонатные породы	3
12. Глинистые сланцы прослоями и пачками ожелезненные	27
13. Кора выветривания по глинистым сланцам	8
14. Доломиты	4
15. Глинистые сланцы	~ 15
16.-17. Глинистые сланцы, сменяющиеся средне- и крупнозернистыми песчаниками	9
18.-20. Интервал интенсивно обожженных пород, глинистые сланцы и кора выветривания по ним	до 25-27

В разрезе по левому берегу р. Бол. Авзян ниже плотины, непосредственно выше доломитов реветской подсвиты, по данным Н.Н. Ларионова (1994 г.), залегают:

1. Пачка переслаивания алевролитов и глинистых сланцев, в которой в верхней части присутствуют прослои кварцевых и полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников..... 60
2. Глинистые сланцы пестроцветные (сиреневые, серые, желтовато- и зеленовато-серые) с тонкими прослоями полевошпат-кварцевых песчаников, мощность которых постепенно растет вверх по разрезу 20

Вопрос о взаимоотношении средне- и верхнерифейских комплексов в типовом разрезе является до настоящего времени одним из дискуссионных⁶.

Большинство исследователей, занимавшихся изучением разрезов Башкирского мегантиклинория в 30-70-х гг. (О.П. Горяинова, Э.А. Фалькова, М.И. Гарань, А.И. Олли, А.И. Иванов, С.Д. Соколов, В.А. Романов, Ю.Д. Смирнов, Ю.Р. Беккер, Б.М. Келлер и др.) считали, что верхнерифейская каратауская серия залегает на подстилающих образованиях среднего рифея трансгрессивно и с угловым несогласием. Наиболее отчетливо и последовательно, с привлечением большого регионального материала, этот тезис обоснован в работах М.И. Гараня [1946, 1963, 1969 и др.], полагавшего, что "... размыв и угловое несогласие между юрматинской и каратауской сериями ... отвечает авзянской фазе тектогенеза" [Гарань, 1960, с. 44]. Близкие взгляды мы находим и в более поздних работах (см., например, [Геология и палеогеография..., 1977; Карта докембрийских..., 1983; и др.]).

Однако, в начале 70-х гг. в литературе появились представления, своей непоследовательностью, а иногда и противоречивостью, существенно усложнившие понимание взаимоотношений карбонатных отложений юрматиния и силикокластических образований каратавия [Козлов, 1975, 1978, 1982, 1986; Козлов и др., 1990; Геология и перспективы..., 1988; и др.]. В наиболее сжатой форме эти представления выражены в одной из публикаций В.И. Козлова следующим образом: "... собранный нами в последнее десятилетие материал свидетельствует о постепенном переходе юрматинских и каратауских отложений" [Козлов, 1986, с. 11].

В связи с тем, что подобная трактовка взаимоотношений средне- и верхнерифейских комплексов в стратотипе имеет далеко идущие последствия не только научного, но и практического плана, нам представляется важным критически рассмотреть аргументацию В.И. Козлова, попытаться оценить ее достоверность и, на основе имеющегося материала, предложить свой взгляд на данную проблему.

Долгое время пожалуй единственным пунктом на территории Башкирского мегантиклинория, где можно было более или менее отчетливо в естественном разрезе наблюдать взаимоотношения алевролитопесчаниковых пачек бирьянской подсветы зильмер-

⁶ Эта часть раздела была написана в начале 90-х гг., но по разным причинам оказалась неопубликованной; в ее настоящей редакции учтены также замечания П.Н. Швецова.

дакской свиты верхнего рифея и подстилающих их отложений авзянской свиты, оставался разрез по левому берегу р. Тюльма у подножия хр. Белягуш⁷. Еще в 1940 г. в этом районе О.П. Горяинова и Э.А. Фалькова между реветскими доломитами и грубообломочными образованиями бирьянской подсвиты описали пестроцветную песчано-алевролитоглинистую пачку небольшой мощности; эта пачка была включена названными авторами в состав зильмердакской свиты. Позднее В.И. Козлов [1975, 1978; Стратотип рифея... 1983] составил послынное описание этого разреза. Выше типичных для реветской подсвиты доломитов, но ниже полевошпат-кварцевых и аркозовых песчаников бирьянского уровня, им были выделены две пачки, объединенные в так называемую “*тюльменскую подсвиту авзянской свиты*”. Нижняя пачка (слои 1-9) имеет мощность 60-65 м и представлена преимущественно серо- и пестроцветными алевролитами и глинистыми доломитами и прорвана двумя дайками габбро-диабазов. Данная пачка рассматривается в качестве “... *переходной от карбонатных пород к терригенным, обладающим особенностями состава и цвета, свойственными бирьянской подсвите зильмердакской свиты*” [Козлов, 1982, с. 17]. Однако состав алевролитов из этой пачки названным автором нигде не приведен, а выше дайки, имеющей мощность около 35 м и разделяющей пачки внутри тюльменской подсвиты, наблюдаются (слой 11) мелкозернистые зеленовато-серые песчаники с прослоями тонкоплитчатых алевролитов более темной окраски. Таким образом, из приведенных В.И. Козловым по данному разрезу материалов, остается неясным – между чем же является “*переходной*” нижняя терригенно-карбонатная пачка тюльменской подсвиты. Если между сероцветными реветскими доломитами и красно- и/или пестроцветными аркозовыми песчаниками бирьянской подсвиты, то почему между ними находится примерно 30-метровая верхняя пачка, представленная зелено- и сероцветными породами, не типичными для бирьянской подсвиты? Если же она имеет переходный характер между опять таки сероцветными реветскими доломитами и верхней, преимущественно серо- и зеленоцветной, терригенной пачкой тюльменской подсвиты, то не понижена роль в ее составе пестроцветных алевролитов и аргиллитов. Из сказанного выше

⁷ *Ремарка П.Н. Швецова.* К середине 80-х гг. непосредственный контакт зильмердакской и авзянской свит был вскрыт горными выработками и изучен в обнажениях не менее чем в четырех пунктах: 1) на западном склоне хр. Мраткинский (Белорецкий метаморфический комплекс); 2) на левом борту долины р. Мал. Инзер ниже д. Реветь; 3) на восточном склоне хр. Мал. Баштым и 4) на левом берегу р. Зилим у северного окончания хр. Мал. Баштым. Во всех названных районах, кроме Белорецкого метаморфического комплекса, между карбонатными породами реветской подсвиты авзянской свиты и грубообломочными аркозовыми породами бирьянской подсвиты зильмердакской свиты была выделена пачка красно- и пестроцветных терригенных пород, связанная постепенным переходом с грубообломочными аркозами и имеющая резкий контакт с подстилающими образованиями карбонатного состава. Следовательно, основываясь на принципах выделения литостраиграфических подразделений, указанная пачка с учетом постепенного увеличения в составе пород количества полевых шпатов должна включаться в объем зильмердакской свиты. Явные признаки размыва в ее подошве установлены лишь в разрезе по р. Зилим; в других пунктах наблюдается “*параллельный характер контакта*”, а о наличии размыва свидетельствуют большие колебания мощности карбонатных пород реветской подсвиты (от 20-25 до более 250 м). На территории распространения пород Белорецкого метаморфического комплекса уровень размыва местами понижается до куткурской подсвиты.

с большой долей вероятности следует, что нижняя пачка тюльменской подсвиты не имеет приписываемого ей переходного характера.

Характеризуя далее особенности строения рассматриваемого стратиграфического интервала, В.И. Козлов [1982, с. 17] пишет: “... поскольку наличие карбонатных пород характерно для авзянских отложений, описанную ... переходную толщу (общей мощностью 100-150 м) (т.е. и нижнюю и верхнюю пачки в разрезе по р. Тюльма – А.М.) мы предлагаем выделить в тюльменскую толщу и включить ее в состав авзянской свиты ...”. Анализируя это предложение, мы вновь видим несоответствия. Во-первых, если наличие карбонатных пород характерно для авзянского уровня среднего рифея, то абсолютно равнозначно и обратное ему предположение о том, что наличие терригенных пород, тем более пестроцветных, характерно для бирьянского уровня верхнего рифея. Таким образом, логически рассуждая, данную толщу можно с тем же основанием включить в состав зильмердакской свиты, тем более, что реветский уровень представлен почти исключительно доломитами, а в составе “переходной толщи” общее количество доломитов не столь велико. Во-вторых, если ранее “переходный” характер имела лишь нижняя пачка, а применительно к верхней речь об этом не шла, то в рассматриваемом нами тезисе уровень “обобщения фактов”, если можно так сказать, уже поднят выше предыдущего, хотя качество или количество самого фактического материала не изменились. Авторское же резюме и вовсе звучит интригующе: “Изложенное выше позволяет считать нам границу юрматинской и каратауской серий в перечисленных районах (по р. Сухая Атя, в районе пос. Верх. Авзян, у д. Николаевка – А.М.) согласной, а переход между зильмердакской и авзянской свитами постепенным через тюльменскую толщу переслаивания. Но поскольку в литературе имеются сведения о несогласном залегании зильмердакской свиты на разных толщах подстилающих образований в разрезах, которые нами не изучались, мы считаем, что нижняя граница зильмердакской свиты, а следовательно и верхнего рифея в одних районах согласная, в других – несогласная” [Козлов, 1982, с. 17]. Без существенных изменений этот тезис, так же как и всю сопровождающую его аргументацию, мы находим и в более поздних работах указанного автора [Козлов, 1986, с. 11; Стратотип рифея..., 1983, с. 48].

Несколько позже к аргументации в пользу существования на Южном Урале постепенного перехода между средним и верхним рифеем были привлечены дополнительные материалы. Они, на взгляд использующих их авторов, дают также основание и для более широких выводов, например, таких: “... это говорит в пользу мнения об отсутствии регионального перерыва в основании верхнего рифея на Южном Урале и возможности обоснования его нижней границы на зональной биостратиграфической основе” [Янкаускас и др., 1989, с. 420]. Попытаемся рассмотреть их подробнее.

В начале 80-х гг. на западном крыле Башкирского мегантиклинория ПГО “Башкиргеология” были проведены крупномасштабные работы по геологическому доизучению Южно-Инзерской площади. В процессе этих работ вдоль восточного подножия хр. Зильмердак выше реветских доломитов была закартирована терригенная толща, представленная глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами⁸, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, пелитоморфными доломитами и доломитами с терригенной примесью (по-

⁸ Последние характерны для всего разреза указанной толщи.

слоиное описание разреза этой толщи см. выше). В отчете по геологическому доизучению Южно-Инзерской площади (А.В. Клочихин и др., 1985 г.), в разделе посвященном среднему рифею, авторы раздела (А.В. Клочихин, А.М. Буряченко и А.М. Калужин) при характеристике тюльменской толщи указали: “... в крайней восточной части описываемого района тюльменская толща в результате предзильмердакского размыва имеет значительно сокращенную мощность или отсутствует совершенно”. Казалось бы ситуация вполне ясная. Однако, несколькими страницами ниже, в разделе того же отчета, посвященном верхнерифейским отложениям, но написанном В.И. Козловым, А.М. Рудниченко и А.М. Калужиним, наблюдается полная ревизия ранее сделанных выводов. Во-первых, высказано предположение, что красноцветные аргиллиты, полевошпат-кварцевые и аркозовые песчаники, вскрытые скважиной 26 выше тюльменского уровня (слой 24, рис. 13), являются самыми нижними горизонтами зильмердакской свиты в рассматриваемом районе. В пользу этого, по мнению названных авторов раздела, свидетельствует присутствие аркозовых песчаников в разрезе левого берега р. Югры-Сумган. Однако, данное предположение не может, на наш взгляд, считаться корректным, так как не ясно – с какими уровнями стратотипического разреза бирьянской подсвиты они могут быть скоррелированы. Напомним, что в разрезе по р. Малый Инзер ниже д. Реветь, наиболее полно из всех разрезов данного уровня в Башкирском мегантиклинории, в составе бирьянской подсвиты известны две пачки тонкозернистых силикокластических пород. В рассматриваемом же районе, по данным авторов раздела, бирьянская подсвита на толщине не расчленена, так как “... не имеет достаточной обнаженности”. Во-вторых, В.И. Козлов и его соавторы ссылаются на то, что минералогические ассоциации из проб-протокочек, отобранных из пород тюльменской толщи, не отличимы от таковых в песчаниках бирьянского уровня и, следовательно, граница авзянской и зильмердакской свит “... согласная, с постепенным переходом в данном конкретном месте”. И в это же время, в этом же разделе отчета, этими же авторами указывается, что по рекам Суваняк, Сухой Атолям, Сарышка, Курдыбай имеет место налегание бирьянской подсвиты на реветскую и куткурскую толщи авзянской свиты, т.е. формированию верхнерифейских отложений в рассматриваемом районе предшествовал “значительный перерыв”. Но и это еще не все.

Несколько далее, но в этом же разделе, утверждается следующее: “... поскольку, ... отложения двух серий имеют однотипный характер пликативных дислокаций, мы предполагаем, что в данном районе Южного Урала (разрядка моя – А.М.) на границе юрматинской и каратауской серий не было структурной перестройки. Отложения верхнего рифея залегают на среднем рифее без углового несогласия, но со стратиграфическим перерывом”⁹.

⁹ Мне (А.М.) приходится увлекаться цитированием лишь потому, что, как указывалось выше, при неизменном в принципе фактическом материале, “масштаб выводов” в работах с участием В.И. Козлова с течением времени существенно возрос. Действительно, если в отчете 1985 г. авторы, в том числе и В.И. Козлов, говорят о стратиграфическом перерыве между авзянской и зильмердакской свитами, то уже в работе [Геология и перспективы ..., 1988] В.И. Козлов утверждает, что “... в перечисленных районах (а это, как и ранее в работе [Козлов, 1982], разрезы по р. Сухая Атя, у пос. Верх. Авзян, северо-восточнее д. Николаевки, р. Тюльма, и новая точка – скв. 26 на восточном склоне хр. Зильмердак - А.М.) граница согласная и переход между средним и верхним рифеем постепенный”.

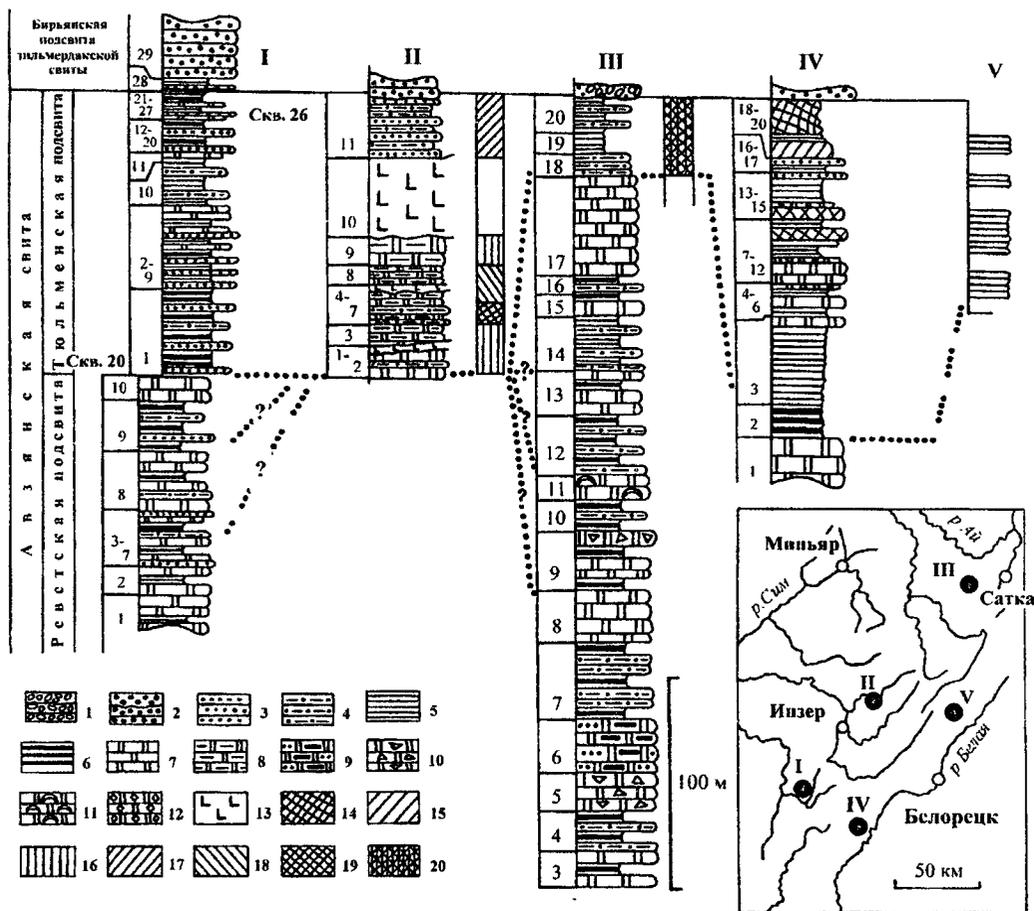


Рис. 13. Строение разрезов верхней части реветской и тюльменской подсвит авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория.

1 – конгломераты; 2 – крупнозернистые песчаники аркозовые; 3 – мелко- и среднезернистые песчаники; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты, глинистые сланцы; 6 – низкоуглеродистые глинистые сланцы; 7 – доломиты; 8 – глинистые доломиты; 9 – низкоуглеродистые доломиты с глинистой и алевроито-песчаной примесью; 10 – плоскообломочные брекчии доломитов; 11 – строматолитовые доломиты; 12 – доломиты кавернозные; 13 – габбро-диабазы; 14 – кора выветривания по глинистым сланцам; 15 – сильно ожелезненные, обохренные глинистые сланцы; 16-20 – окраска пород: 16 – серая, светло-серая; 17 – зеленовато-серая; 18 – розовато-серая; 19 – красная; 20 – пестроцветные интервалы.

Разрезы: I – скважины 20 и 26 Южно-Инзерской площади; II – среднее течение р. Тюльма; III – район пос. Тельман к западу от г. Сатка; IV – бассейн р. Кухтур; V – среднее течение р. Терженка.

Вернемся, однако, к рассмотрению материалов по скважине 26 Южно-Инзерской площади. Первое, что бросается в глаза, это отсутствие здесь в составе тюльменской подсвиты каких-либо пачек аналогичных двум пачкам данного уровня в разрезе по р. Тюльма. Практически вся подсвита, как мы видели ранее при характеристике по-

слоистых разрезов разных уровней авзянской свиты, представлена в рассматриваемом районе различными по строению и характеру чередования литологических типов пород пакетами и пачками переслаивания НГС, алевролитов и мелкозернистых песчаников, при подчиненной роли глинистых сланцев и доломитов. Мощность подсвиты составляет около 170 м. Доломиты, характерные для нижележащего реветского уровня, не играют в составе тюльменской подсвиты какой-либо роли, составляя менее 7-8% ее общей мощности; пестроцветные терригенные породы полностью отсутствуют, а низкоуглеродистые глинистые сланцы, напротив, весьма типичны.

Естественно, что в таком виде тюльменская подсвита здесь, как и в разрезе по р. Тюльма, не имеет *“переходного характера”* между отложениями среднего и верхнего рифея. Совершенно очевидно, что, являясь самостоятельной в разрезе рифея толщ, тюльменская толща (подсвита) принадлежит только юрматинию и не имеет и *“в данном конкретном месте”* переходного, между юрматинием и каратавием, характера.

Показательно и еще одно обстоятельство. В разрезе скважины 20 Южно-Инзерской площади граница реветской и тюльменской подсвит проведена А.В. Ключихиным и др. (1985 г.) по кровле мощного пласта доломитов, однако сама реветская подсвита в рассматриваемом районе Южного Урала по своему составу и строению не похожа на реветскую подсвиту большинства других районов мегантиклинория, где она *“... сложена почти исключительно доломитами”* [Стратотип рифея..., 1983]. Так как в составе реветской подсвиты здесь присутствуют многочисленные прослои и пакеты силикокластических пород, то граница между почти исключительно доломитовой реветской и преимущественно терригенной или карбонатно-терригенной тюльменской подсвитами имеет весьма расплывчатый характер¹⁰.

В попытке более обоснованно аргументировать существование постепенного перехода между юрматинской и карагауской сериями, В.И. Козлов отобрал из керна скважины 26 образцы для анализа микрофоссилий. Уже в работе [Геология и перспективы..., 1988] было отмечено, что в керна скважины установлено большое скопление микрофоссилий и что *“... помимо форм характерных для зигазино-комаровской свиты здесь есть и верхнерифейские формы”*.

Более подробно, но также на материалах скважины 26 Южно-Инзерской площади тюльменская микробиота охарактеризована в работе [Янкаускас и др., 1989]. Анализируя разрез скважины, авторы отмечают, что *“... обе толщи (тюльменская и бирьянская - А.М.) представлены в типичных для них фациях и имеют непосредственный стратиграфический контакт”*. Однако, выше нами уже было показано, что, во-первых, тюльменская подсвита на восточном подножии хр. Зильмердак не похожа на стратотипический разрез по р. Тюльма, и, во-вторых, при самой первой характеристике разреза скважины 26 В.И. Козлов отмечал отсутствие на границе среднего и верхнего рифея углового несогласия, но считал, что стратиграфический перерыв есть. Новые данные же в пользу такого тезиса за время прошедшее между двумя этими публикациями не появились. Бо-

¹⁰ Так как критерии проведения границы не оговаривались специально, мы можем здесь условно опустить ее до кровли слоя 9 или 11 (см. рис. 13) или же вообще понизить ее до кровли слоя 5; кстати именно в последнем случае тюльменская подсвита будет действительно иметь *“переходный характер”*, но опять таки не между реветским и бирьянским уровнями стратотипа, а между реветским уровнем и своими самыми верхними, сугубо силикокластическими, пачками.

лее того, в работе [Янкаускас и др., 1989] мы вообще находим фразу “... *с о з д а е т с я в п е ч а т л е н и е* (разрядка моя - А.М.) *об отсутствии перерыва между ними, так как в их контакте наблюдается переходная пачка, включающая переслаивание обеих толщ*”. Более полные аргументы в пользу создавшегося у авторов впечатления в указанной публикации отсутствуют.

По данным Т.В. Янкаускаса и его соавторов, наибольшее количество микрофоссилий обнаружено в образцах, отобранных несколько ниже подошвы бирьянской подсвиты. Размер микрофоссилий варьирует от 3-4 до 70 мкм, при этом размеры большинства микрофоссилий не превышают 10-15 мкм. Почему же данная толща рассматривается как переходная? По мнению Т.В. Янкаускаса и др., основанием для этого служит присутствие “... *р е д к и х э к з е м п л я р о в* (разрядка моя – А.М.) *акритарх и цианобактерий, имеющих широкое распространение в верхнем рифее*”. Однако, по материалам самих указанных исследователей, формы верхнерифейского облика среди всех определенных микрофоссилий составляют всего 10% их количества и 20% видового состава. Если принять во внимание, что возраст пород при анализе комплексов микрофоссилий определяется, как правило, по доминантам, то следующие выводы авторов вызывают по меньшей мере недоумение: “... *о т л о ж е н и я т ю л ь м е н с к о й т о л щ и* (все уровни тюльменской подсвиты, расположенные ниже самых верхних ее горизонтов - разрядка моя - А.М.) *и более древние комплексы авзянской свиты содержат микрофоссилии только среднерифейского облика. Создается впечатление (!?! - вновь впечатление, разрядка моя - А.М.) о присутствии микрофоссилий верхнерифейского типа лишь в самых верхах тюльменской толщи. Это придает наиболее молодой среднерифейской (тюльменской) микробиоте характер переходной от средне- к верхнерифейской микробиотам, хотя в целом она гораздо ближе более древним*”. Далес, основываясь на “... *преемственной связи средне- и верхнерифейских микробиот Урала ...*”¹¹ и закономерной их смене, Т.В. Янкаускас и др. [1989] заключают: “... *это говорит в пользу мнения об отсутствии р е г и о н а л ь н о г о п е р е р ы в а* (разрядка моя - уже регионального !! - А.М.) *в основании верхнего рифея на Южном Урале ...*”¹².

¹¹ Интересно отметить, что в 1982 г., анализируя рубежи в разрезе страготипа рифея, Т.В. Янкаускас писал [Стратотип рифея..., 1982, с. 96]: “*В качестве наиболее яркого биостратиграфического рубежа в разрезе рифея в целом следует рассматривать подошву верхнего рифея (каратавия). Резкая смена состава микробиот на уровне среднего-позднего рифея говорит о коренных преобразованиях в составе древней биосферы в интервале 900-1100 млн. лет. ... Это преобразование имело глобальный характер и может быть с успехом использовано в решении вопросов межконтинентальной корреляции*”. Тогда же им было подчеркнуто, что главное отличие микробиот среднего и верхнего рифея – это их разный видовой состав, например, среди нитчатых водорослей более 90% видов, характерных для верхнего рифея, не встречаются среди среднерифейских комплексов и т.п. Сейчас же мы видим, что 20% видов микрофоссилий сближают тюльменскую микробиоту с верхнерифейскими ассоциациями и придают ей характер переходной. Следуя законам логики, можно, стало быть заключить, что граница “*значимых*” и “*незначимых*” различий лежит между 10 и 20%, или же, что более на наш взгляд вероятно, она подвержена в данном случае влиянию каких-то иных соображений.

¹² На эту фразу надо обратить особое внимание – не только в “данном конкретном месте”, как ранее, но уже на всем Южном Урале (!!). А вся аргументация и весь фактический материал не изменился. Как это понимать?

На этом можно было бы и закончить разбор вопроса о характере взаимоотношений средне- и верхнерифейских осадочных последовательностей в типовой местности, ибо из приведенного фактического материала по строению разрезов тюльменской подсвиты, высказываний ряда авторов и их внимательного критического рассмотрения недвусмысленно следует, что тюльменская подсвита не является “переходной” от среднерифейских отложений к верхнерифейским. Необходимо, однако, попытаться взглянуть на эту проблему несколько более широко.

Выполненные в конце 70-х - начале 80-х гг. на территории всего Башкирского мегантиклинория крупномасштабные геолого-съемочные работы дали возможность вовлечь в рассмотрение вопроса о взаимоотношениях юрматинской и каратауской серий ряд новых данных. При этом выяснилось, что ни один из описанных в различных районах Башкирского мегантиклинория разрезов рассматриваемого уровня не похож на стратотипический его разрез по р. Тюльма. Мощность отложений данного уровня испытывает существенные колебания на относительно небольших расстояниях. Так, в Бакало-Саткинском районе она составляет не более 40 м, на р. Тюльма около 130 м, на Южно-Инзерской площади – порядка 140 м (но может быть и значительно больше, так как зависит от критериев проведения ее границы с нижележащей реветской подсвитой), а в восточной части этой же площади, напомним, “... в результате предзильмердакского размыва имеет сокращенную мощность или отсутствует совершенно” (А.В. Клочихин и др., 1985 г.). В верховьях р. Белой мощность отложений тюльменской толщи оценивается в 50-100 м, юго-западнее, в бассейне р. Кухтур у д. Кагарманово, достигает примерно 160 м, а у пос. Верх. Авзян составляет не более 80 м. Не вызывает сомнения, что подобный разброс значений связан, главным образом, с предзильмердакским размывом.

Весьма важно также и то обстоятельство, что фациальный облик отложений среднего и верхнего рифея на западном склоне Южного Урала резко различен. Это послужило Б.М. Келлеру и В.В. Хоментовскому еще в 1960 году основой для подразделения рифея на два комплекса - нижний (якутский), включающий бурзянскую и юрматинскую серии и верхний (тиманский), представленный на Южном Урале каратауской серией. Современные седиментологические данные, речь о которых пойдет ниже, не противоречат этому выводу [Маслов, 1988, 1997а, 1997б]. Следовательно, и с этой точки зрения постепенный переход между средне- и верхнерифейской осадочными последовательностями на западном склоне Южного Урала крайне маловероятен.

* * *

Приведенные выше данные по строению и составу различных уровней авзянской свиты позволяют нам сделать ряд выводов. Изучение и сопоставление послойно описанных разрезов авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория показывает значительную их изменчивость как вкрест, так и вдоль простирающихся основных структурных элементов. Это подтверждает высказанные ранее представления о существовании на авзянском уровне фациальных переходов [Старостина, 1962; Стратотип рифея..., 1983]. Установлено, что, в зависимости от положения конкретных разрезов относительно намечающихся палеогеографических зон, изменяется как их строение, так и характер границ между отдельными подсвитами. Особенно хорошо это видно на примере разрезов катауской, малоинзерской и куткурской подсвит, для которых на современной территории Башкирского мегантиклинория при палеогеографических реконструкциях можно выделить до трех или четырех различных зон осадконакопления.

Глава 2. ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ АВЗЯНСКОГО УРОВНЯ

В процессе изучения естественных разрезов авзянской свиты основное внимание было уделено изучению текстурно-структурных особенностей терригенных и карбонатных пород, выделению и прослеживанию в разрезах характерных ассоциаций пород с присущими им первичными седиментационными признаками, реконструкции их взаимоотношений по латерали и вертикали, выяснению мощности этих ассоциаций, особенностей контактов и т.п. Разнотипность имеющихся в нашем распоряжении материалов (личные наблюдения, данные по естественным и буровым разрезам, полученные разными авторами при проведении геолого-съёмочных и тематических работ) не позволила с одинаковой полнотой охарактеризовать все приведенные ниже фации¹³. Изучение новых разрезов, переписание керна ранее пробуренных и новых скважин могут добавить к приводимому ниже описанию фаций что-то новое или расширить его, но основа этого списка несомненно сохранится.

Изучение основных разрезов авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория показало, что терригенные и карбонатные образования этого уровня среднего рифся представлены, в основном, тремя крупными комплексами отложений – “сверхмелководными”, мелководно-морскими и относительно глубоководными отложениями.

“Сверхмелководные” образования объединяют как терригенные, так и карбонатно-терригенные ассоциации, устойчиво повторяющиеся и прослеживающиеся от разреза к разрезу¹⁴. Ниже, равно как и при характеристике мелководно-морских и умеренно глубоководных удаленных от побережья образований, приведено описание только наиболее типичных из входящих в их состав фаций.

Фация песчаных осадков периодически пересыхавших зон побережья или прибрежных частей бассейна представлена мелкозернистыми плитчатыми песчаниками, слоистость в которых чаще всего не распознается или распознается с большим трудом. Изредка в описываемых образованиях можно видеть тонкую субгоризонтальную или пологую волнистую слоистость, подчеркнутую пропластками углеродисто-глинистых сланцев. Верхние поверхности напластования песчаников ровные, на нижних наблюдаются слепки с незамкнутых звездчатых трещин усыхания и мелкие пластинки глинистых сланцев, имеющие в перпендикулярном слоистости сечении субпараллельную ориентировку. Мощность отложений описываемой фации варьирует в разрезах авзянского уровня от 10 до 15-25 м.

Фация песчано-алевритоглинистых осадков участков прибрежного мелководья с интенсивными течениями объединяет две разновидности.

¹³ Под фацией, вслед за П.П. Тимофеевым [1975, 1992], нами понимается “комплекс физико-географических условий среды осадконакопления и самих осадков с определенным сочетанием генетических признаков”.

¹⁴ Под “сверхмелководными” образованиями мы понимаем отложения прибрежно-морской зоны шельфовой суперзоны, формировавшиеся в области собственно побережья, приливно-отливных полос и прибрежных лагун [Маслов, 1989].

Первая – это мелкозернистые чаще всего серые или темно-серые неяснослоистые или обнаруживающие тонкую горизонтальную, пологоволнистую и/или косоволнистую слоистость алевролиты с текстурами выполнения мелких русловых промоин. В виде единичных прослоев небольшой мощности среди алевролитов иногда присутствуют плоскообломочные карбонатные брекчии. Русловые промоины выполнены, как правило, песчаным материалом и имеют вид узких килевидных тел или крупных уплощенных сверху линз (рис. 14). Размер их от 0,8-1,0х0,4-0,5 м до 1,5-2,0х0,1-0,15 м. Внутри линз наблюдается тонкая мультислойная взаимосрезающаяся или согласная слоистость.

Вторая разновидность представлена пачками неравномерного переслаивания НГС и/или глинистых сланцев и алевролитов, в которых наблюдаются текстуры выполнения мелких промоин. В алевролитах слоистые текстуры либо отсутствуют, либо наблюдается тонкая субгоризонтальная слоистость (полосчатость). Поверхностные текстуры, как правило, отсутствуют; очень редко можно видеть текстуры интерференционной ряби волнения. Русловые промоины имеют вид килевидных тел, близких к тем, что описаны выше, и встречаются в виде самостоятельных образований среди прослоев сланцев, либо приурочены к подошве хорошо выдержанных по простиранию прослоев алевролитов. Мощность отложений данной фации в разрезах авзянского уровня составляет от 10-15 до 20-25 и более метров.

Фация карбонатно-терригенных осадков периодически пересыхавших участков прибрежного мелководья представлена пачками неравномерного чередования НГС, алевролитов и доломитов (мощность прослоев 5-

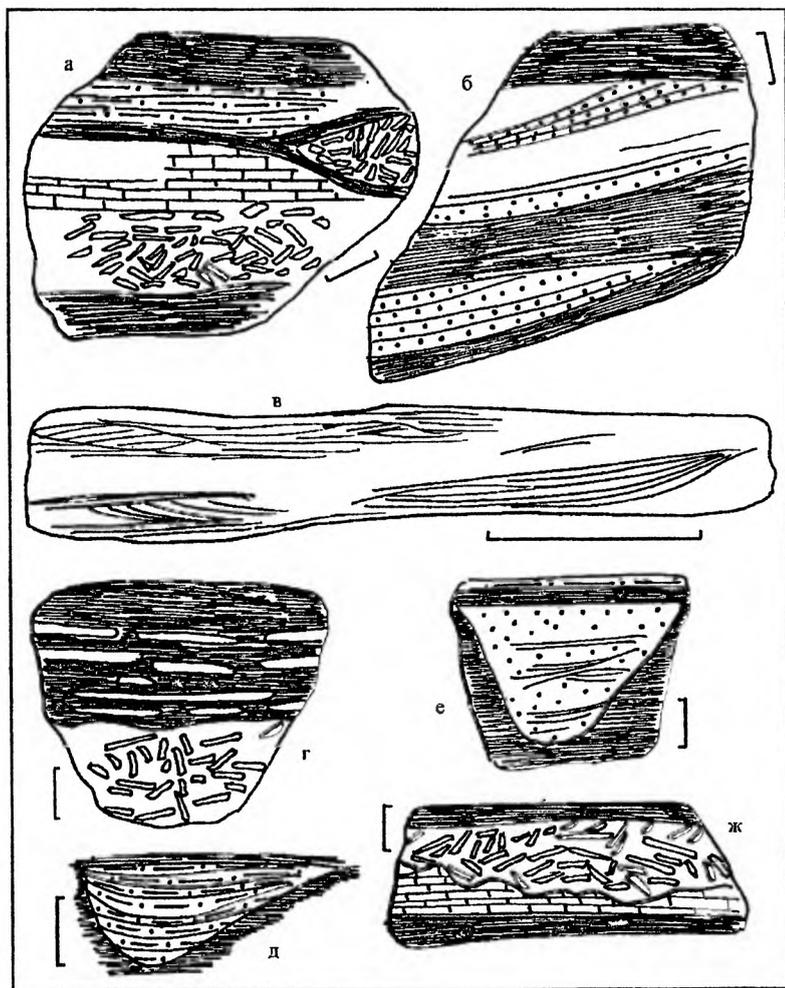


Рис. 14. Текстурные особенности пород катаскинской подсвиты в разрезе по левому берегу р. Бол. Авзян на северной окраине пос. Верх. Авзян. Масштаб линейки 10 см.

12 см), обнаруживающих присутствие многочисленных пластинок глинистых сланцев (результат десквамации тонких прослоев глинистого материала при высыхании). В строении указанных пачек часто наблюдается чередование микропачек более высокого порядка, имеющих преимущественно глинистый или алевро-песчаный состав. На нижних поверхностях напластования алевролитов из этих пачек часто присутствуют хорошо выраженные слепки с трещин усыхания. Непосредственно в подошве прослоев крупнозернистых алевролитов и в нескольких первых миллиметрах вверх от нее часто можно видеть небольшие многочисленные пластинки глинистых сланцев, имеющих беспорядочную или субпараллельную друг относительно друга ориентировку.

В разрезах катаскинской подсвиты в окрестностях поселков Верх. Авзян и Инзер к “сверхмелководным” образованиям относятся, по-видимому, и своеобразные пакеты неравномерного чередования темно-серых мелкозернистых тонкоплитчатых углеродистоглинистых алевролитов, известняков и плоскообломочных карбонатных синседиментационных брекчий (см. рисунки 5-7). Мощность прослоев индивидуальных литологических типов пород в этих пакетах и пачках варьирует от 25-30 до 60-80 см. Контакты их друг с другом в большинстве случаев отчетливые и резкие. Алевролиты имеют преимущественно массивный облик, известняки также характеризуются в основном массивной текстурой, реже в них обнаруживается присутствие горизонтальной, мульдовидной и/или пологоволнистой слоистости. В некоторых прослоях известняков наблюдаются линзы и неправильной формы прослои плоскообломочных карбонатных брекчий, мощность которых составляет от 7-10 до 30-40 см. Нижние контакты прослоев брекчий и подстилающих или вмещающих известняков резкие и ровные, однако изредка они имеют признаки синседиментационного размыва, ступенчатый рельеф и т.п. Прослои собственно плоскообломочных карбонатных брекчий имеют мощность 0,2-0,3 м и хорошо выдержаны по простиранию (рис. 15 и 16). Нижние их границы прямолинейные и резкие, как правило, без признаков размыва подстилающих образований. Сложены прослои брекчий прямоугольными пластинками тонкослоистых известняков, размер которых составляет в среднем 2х0,3-0,5 см. Ориентировка пластинок беспорядочная или относительно упорядоченная, примерно параллельная поверхностям напластования.

То, что мы видим в верхней толще катаскинской подсвиты, а именно – достаточно сложные и разнообразные соотношения ПОБр, слоистых известняков, НГС и мелкозернистых алевролитов указывают на активную динамику среды осадконакопления. Особенно показательны в этом отношении текстуры заполнения врезанных русел с косой слоистостью, наблюдающиеся в относительно мощных пакетах НГС, а также врезы ПОБр в слоистые известняки и, местами, в лежащие ниже них НГС. Особенно интересны взаимоотношения здесь водорослево-слоистых известняков, ПОБр и ряда других литотипов. Иногда в прослоях ПОБр присутствуют водорослево-слоистые известняки и небольшие пластовые строматолиты; на некоторых интервалах они полностью замещают ПОБр. Создается впечатление, что ПОБр формировались в микродепрессиях дна, тогда как водорослевые разности карбонатов приурочены к относительно приподнятым участкам.

Генезис описанных образований, исходя из наличия в ассоциации с силикокластическими образованиями значительного количества калькютитов, скорее всего, достаточно мелководный или “сверхмелководный”, так как в современных обстановках плоскообломочные карбонатные брекчий в основном характерны для участков развития ложбин стока и эрозионных промоин на приливно-отливных полосах, карбонатных плат-

Рис. 15. Взаимоотношения уплощенных обломков известняков и собственно прослоев известняков в средней части катаксинской подсвиты в разрезе по левому берегу р. Бол. Авзян на северной окраине пос. Верх. Авзян (черное – низкоуглеродистые глинистые сланцы). Масштаб линейки 10 см.

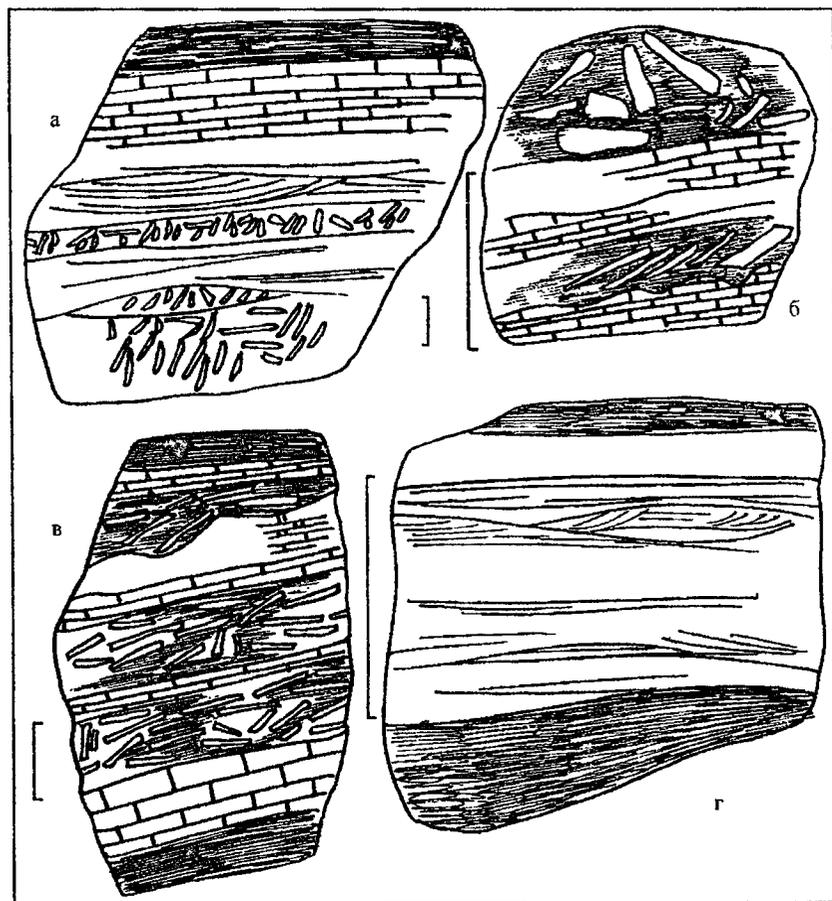
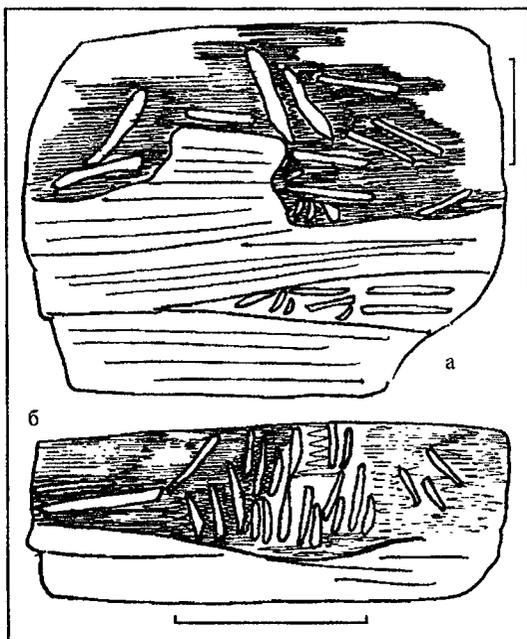


Рис. 16. Характер строения некоторых прослоев известняков в пакетах переслаивания известняков, ПОБр и НГС (черное) из верхней части катаксинской подсвиты авзянской свиты. Разрез по левому берегу р. Бол. Авзян на северной окраине пос. Верх. Авзян. Масштаб линейки 10 см.

формах и низменных побережьях. Сходный генезис имеют, вероятно, и пачки ритмичного чередования розовато-коричневых и лиловых аргиллитов с доломитами и мергелями серого и зеленовато-серого цвета, наблюдающиеся в южных и юго-западных разрезах катаскинской подсвиты. По своему облику они весьма близки к отложениям фации песчано-алевритоглинистых осадков периодически заливавшихся и осушавшихся участков прибрежно-континентальных равнин и сильно изрезанного побережья, имеющим широкое распространение на ряде уровней верхнего рифея. Мощность этих пачек на авзянском уровне достигает 40-60 м.

К **мелководно-морским образованиям** нами отнесены, различные по составу слагающих их пород, пакеты и пачки переслаивания, относительно однородные пачки глинистых и/или мергелистых карбонатных пород, а также строматолитовые известняки и доломиты и некоторые другие породные ассоциации, основными признаками которых являются отсутствие текстур-индикаторов периодического или частого осушения исходных осадков и черты определенной активности среды осадконакопления.

Фация песчано-алевритоглинистых осадков слабо подвижного мелководья бассейна объединяет пакеты и пачки неравномерного чередования глинистых сланцев, алевролитов и/или мелкозернистых песчаников (**рис. 17 и 18**). Учитывая вариации мощности индивидуальных литотипов, можно выделить такие разновидности как “тонкое” (мощность индивидуальных прослоев 7-10 см) и “грубое” (0,4-0,7 м) переслаивание. Для алевролитов и песчаников характерны тонкая горизонтальная, линзовидно-волнистая, косо-волнистая и/или пологая мелкомасштабная косая слоистость, знаки ряби и, иногда, массивный облик (**рис. 19 и 20**). Поверхности напластования пород в основном ровные, редко обнаруживают присутствие мелкомасштабной ряби волнения и течения. В прослоях глинистых сланцев присутствуют уплощенные линзы алевролитов. В обеих указанных разновидностях переслаивания какие-либо признаки периодического осушения исходных осадков не наблюдаются. Мощность отложений рассматриваемой фации составляет в разрезах авзянской свиты от 10-15 до 40-70 м. Наиболее характерны они для малоинзерского и куткурского уровней, где наблюдаются в ассоциации как со “сверх-

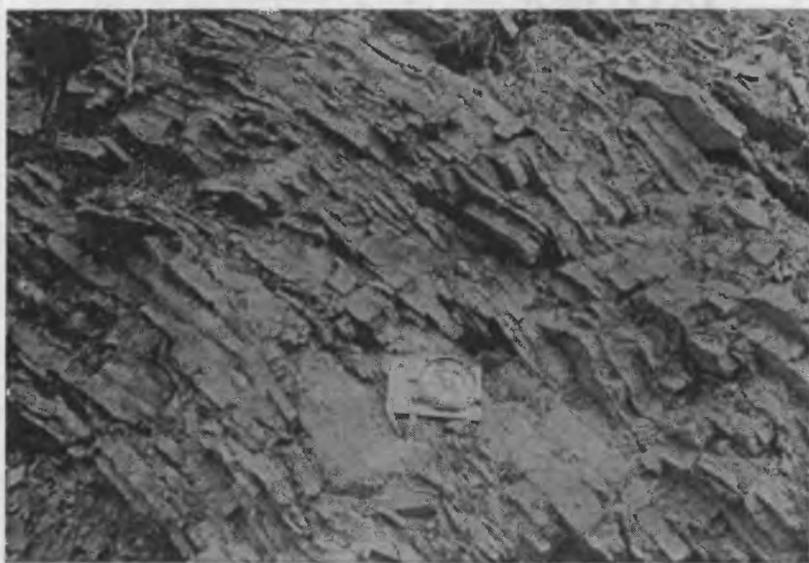


Рис. 17. Тонкое переслаивание алевролитов, мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев в разрезе малоинзерской подсвиты по правому берегу р. Катав на юго-западной окраине г. Катав-Ивановска (у так называемого “клепанного моста”).

Рис. 18. Тонкое полого-линзовидное чередование глинистых сланцев и алевролитов с прослоями мелкозернистых песчаников, наблюдающимся через 30-50 см. Малоинзерская под свита авзянской свиты. Разрез по руч. Мал. Багруш в окрестностях г. Куса.

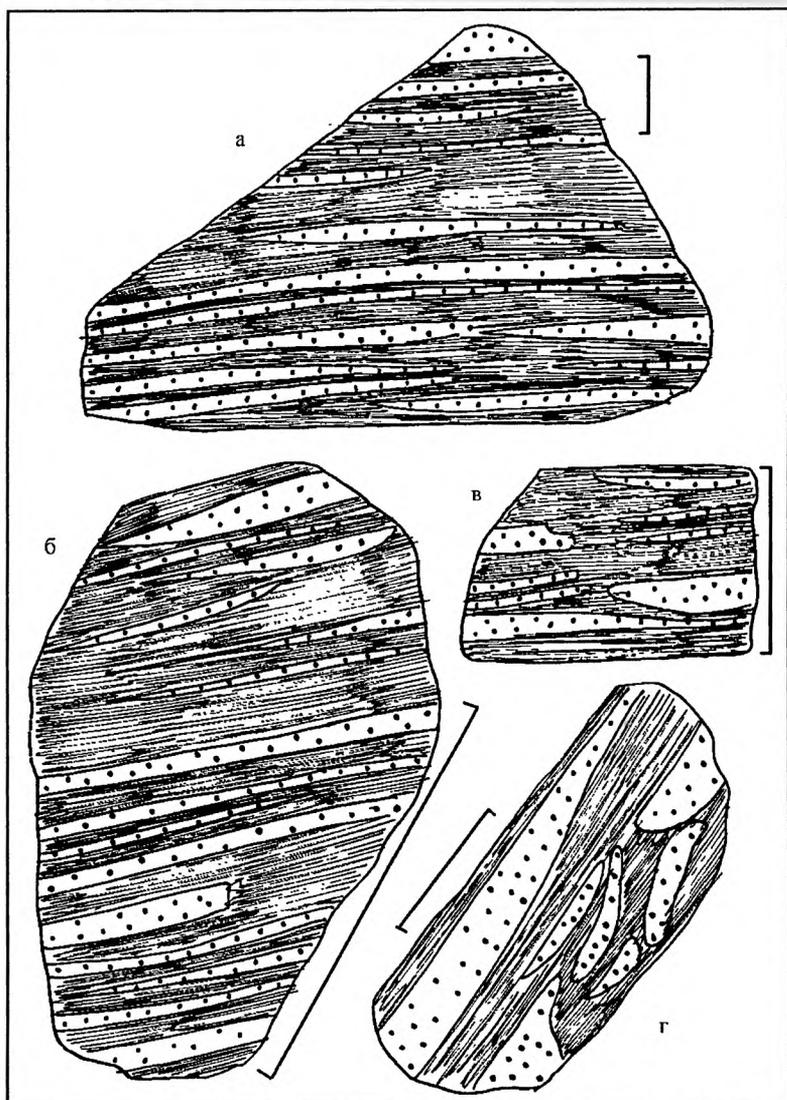


Рис. 19. Относительно тонкое полого-полноволнистое переслаивание алевролитов, мелкозернистых песчаников и НГС (черное). Разрез куткурской под свиты авзянской свиты на юго-западном берегу пруда в пос. Верх. Авзян. Масштаб линейки 10 см.

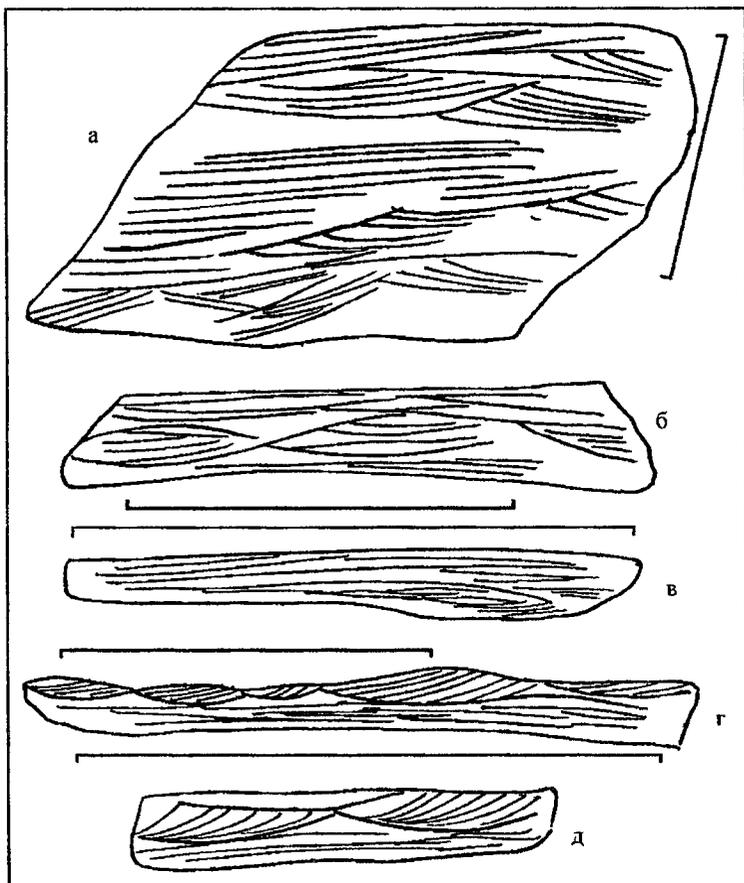


Рис. 20. Характер тонкой и мелкомасштабной слоистости в алевролитах и мелкозернистых пакетах переслаивания их с НГС.

Малоинзерская под-свита авзянской свиты. Разрез по руч. Мал. Багруш в окрестностях г. Куса. Масштаб линейки 10 см.

мелководными”, так и относительно глубоководными отложениями.

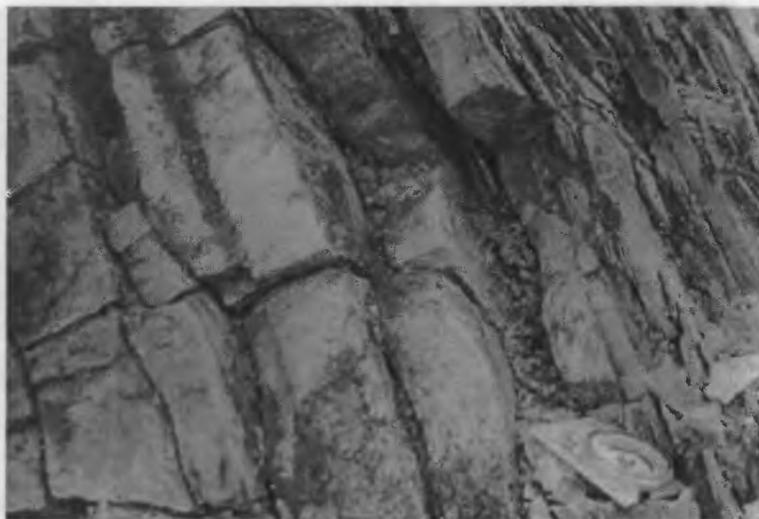
Фация алеврито-песчаных осадков умеренно подвижного мелководья бассейна слагается плитчатыми крупнозернистыми алевролитами и/или мелкозернистыми, часто массивными, песчаниками. Изредка в алевролитах и песчаниках можно видеть неясно выраженную тонкую прерывистую пологоволнистую и/или горизонтальную слоистость, подчеркнутую пленками глинистого материала. Цвет пород – серый и светло-серый, иногда с зеленоватым оттенком. Поверхности напластования ровные, в ряде случаев наблюдаются текстуры, напоминающие знаки ряби волнения. Мощность образований данной фаии в разрезах авзянской свиты составляет от 15-20 до 30-35 м.

Фация карбонатно-терригенных осадков слабо подвижного мелководья морского бассейна представлена пакетами и пачками неравномерного пологоволнистого переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и карбонатных (часто мергелистых, глинистых или в той или иной мере песчанистых) пород (рис. 21). Мощность индивидуальных прослоев в пачках и пакетах переслаивания варьирует от 5-7 до 25-35 см. Поверхности напластования каких-либо текстур в основном не содержат. Алевролиты и глинистые сланцы характеризуются преимущественно массивным обликом или обнаруживают присутствие тонкой неясной субгоризонтальной слоистости. В карбонатных прослоях часто можно видеть мелкомасштабную пологую мультвидную или косоволнистую слоистость, маркируемую неравномерно распределенной терригенной примесью. Мощность пакетов и пачек переслаивания, принадлежащих данной фаии составляет в разрезах авзянского уровня от 20-25 до 35-45 м.

Мощность образований данной фаии составляет от 15-20 до 30-35 м.

Рис. 21. Неравномерное переслаивание массивных плитчатых доломитов (преобладают) и глинистых сланцев.

Переходная пачка между катакской и малоинзерской подсвитами авзянской свиты. Разрез по правому берегу р. Катав на юго-западной окраине г. Катав-Ивановск у “клепанного моста” на бывшей узкоколейке Катав-Ивановск-Белорецк.



К рассматриваемой фации достаточно близки, по-видимому, и карбонатные породы с терригенной примесью – тонкоплитчатые глинистые и мергелистые известняки, а также доломиты, имеющие, как правило, тонкую горизонтальную слоистость, или характеризующиеся массивным неслоистым обликом.

Фация карбонатных осадков умеренно подвижного мелководья представлена в разрезах авзянской свиты тонко- и среднеплитчатыми доломитами серого и светло-серого цвета, слагающими пласты и пачки мощностью до 5-8 м или залегающими в виде прослоев (до 1,5-2 м) среди массивных доломитов. Для них характерна косоволнистая слоистость мигрирующей ряби (длина 3-7 см, амплитуда 2-3 см), подчеркнутая прослойками глинистого материала. Иногда можно видеть доломиты с тонкой “спутанной” слоистостью, образованной сочетанием тонкой горизонтальной и пологой волнистой слоистости в комбинации, на отдельных интервалах, с мелкой волнистой, косоволнистой и мульдвидной слоистостью. В ряде случаев на поверхностях напластования пород присутствуют знаки интерференционной ряби (рис. 22).

Фация фитогенных карбонатных осадков прибрежного слабо подвижного мелководья бассейна объединяет известняки, доломитистые известняки и доломиты со столбчатыми, пластовыми и желваково-пластовыми строматолитами¹⁵. Текстурные особенности вмещающих строматолитов пород (отсутствие трещин усыхания, отсутствие онколитов, косоволнистых текстур, незначительное развитие фитокластов и т.п.) и их ассоциация в разрезах авзянской свиты с мелководно-морскими и “сверхмелководными” образованиями позволяют предполагать, что исходные фитогенные карбонатные осадки формировались в прибрежных сублиторальных и мелководно-морских обстановках.

Столбчатые строматолиты наблюдаются, как правило, среди неслоистого или неяснослоистого хомогенного матрикса. Количество обломочного авто- и аллохтонного

¹⁵ Наблюдающиеся, среди пачек и пакетов переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников в ряде разрезов малоинзерской подсвиты, небольшие линзы строматолитовых известняков (рис. 23) следует, по всей видимости, рассматривать в составе фации песчано-алевритоглинистых осадков слабо подвижного мелководья бассейна.

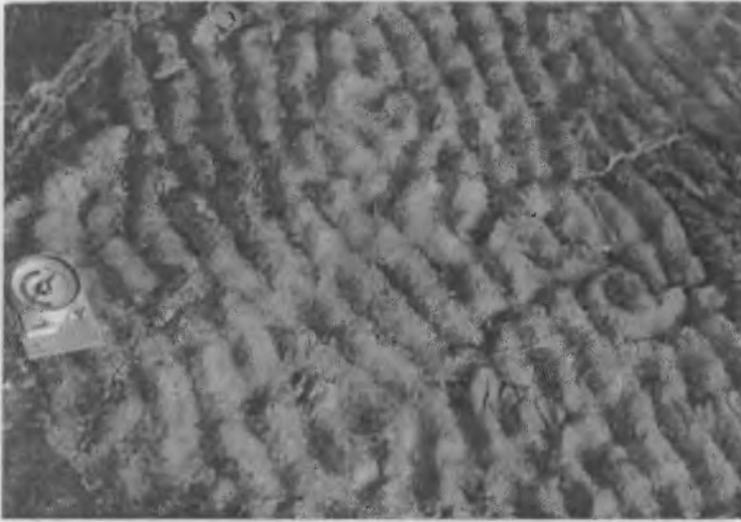


Рис. 22. Слабодихотомуирующая, с элементами интерференционной, симметричная синусоидальная рябь волнения на поверхности напластования доломитов (доларитов ?).

Верхняя часть катав-кинской подсветы. Разрез по правому берегу р. Катав на юго-западной окраине г. Катав-Ивановск у “клепанного моста” на бывшей узкоколейке Катав-Ивановск-Белорецк.

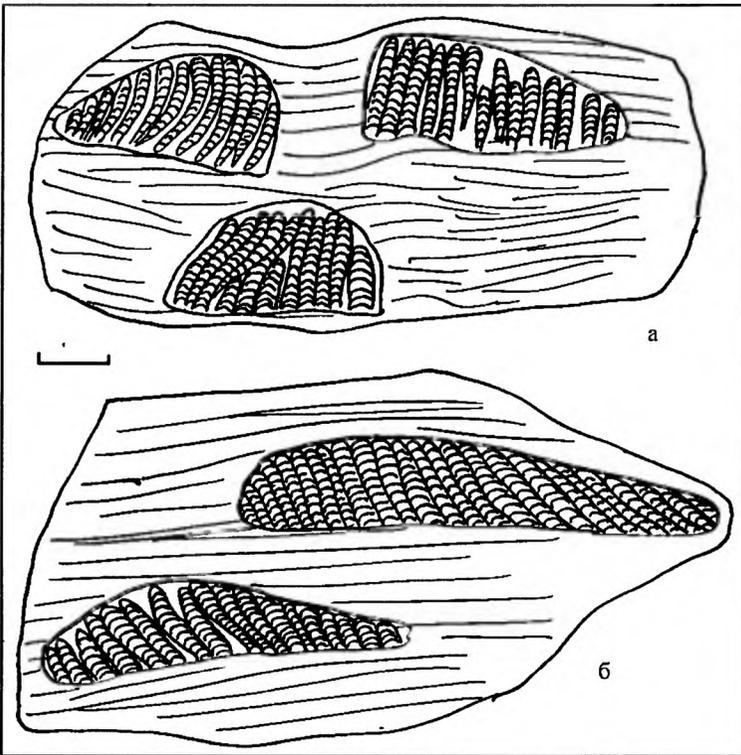


Рис. 23. Небольшие уплощенные линзы строматолитовых известняков среди пакетов пологоволнистого чередования алевролитов и глинистых сланцев.

Куткурская подсвета. Обнажения на юго-западном берегу пруда в пос. Верх. Авзян несколько ниже крупных скальных выходов доломитов реветского уровня. Масштаб линейки 10 см.

материала в межстолбиковых пространствах не превышает в среднем 7-10%. Столбики разного размера и формы часто как бы “плавают” в карбонатном матриксе. преимуще-

ственная ориентировка столбиков почти не выражена (рис. 24). Спокойный характер динамики среды во время формирования столбиков строматолитов подчеркивают и переходные мостики между столбиками.

Карбонатные породы с пластово-желваковыми и пластовыми (тесно сжатыми и переходящими друг в друга) строматолитами (рис. 25) практически не содержат мат-

Рис. 24. Крупные столбчатые строматолиты в известняках нижней части катаскинской подсвиты.

Разрез по левому берегу р. Бол. Авзян на северной окраине пос. Верх. Авзян.



Рис. 25. Пластово-столбчатые строматолиты в верхней части катаскинской подсвиты.

Разрез по правому берегу р. Юрюзань несколько ниже устья р. Буланка.



рикса и подобные пласты можно рассматривать как продукты жизнедеятельности водорослево-бактериальных матов, занимавших достаточно большие участки

дна бассейнов. Границы пластов отчетливые и резкие. Нижние поверхности напластования их, как правило, ровные. На верхних поверхностях напластования иногда виден рельеф, образованный самыми верхними слойками столбиков строматолитов. Мощность отдельных прослоев с пластово-желваковыми или пластовыми строматолитами достигает 3-5 или более метров. Довольно часто строматолитсодержащие пласты и пачки имеют сложное строение. В составе слагающих их небольших биогермов может наблюдаться несколько зон. Основание биогермов представлено пологоарочными пластово-желваковыми строматолитами, выше присутствуют мелкие столбчатые строматолиты, которые по периферии отдельных биогермов как бы “обволакиваются” водорослево-слоистыми карбонатами.

В верхней части реветской подсвиты в разрезе непосредственно в пос. Верх. Авзян, по левому борту долины р. Бол. Авзян у пекарни, в доломитах наблюдаются многочисленные и весьма разнообразные по форме прослои и линзы кремней серого, красно-красно-серого и, реже, черного, цвета. Иногда окремнение подчеркивает присущие доло-

митам строматолитовые структуры, следуя и как бы бронируя ее индивидуальные слойки (рис. 26), в других случаях кремни резко дискордантны по отношению к полосчатости (слоистости) пород.

У нижней границы пачки доломитов с кремнями среди пород реветской подсвиты наблюдается хорошо выраженный пласт доломитов со строматолитами, имеющий сложное строение (рис. 27). В основании пласта со строматолитами присутствуют тонко-, горизонтальнослоистые среднеплитчатые доломиты, на них по ровной отчетливой границе залегают светлые зеленовато-серые тонкоплитчатые, до листоватых, глинистые сланцы (мощность 7-10 см). Выше залегают пластовые и пластово-столбчатые строматолитовые доломиты (~ 0,2 м), переходящие в доломиты с наклоненными столбиками строматолитов. Для последних характерен единообразный однонаправленный наклон тесно сближенных столбиков диаметром около 8-10 см. На всем видимом в обнажении протяжении пласта (~ 10 м) наклон и морфологические особенности строматолитов не меняются. Затем наблюдается примерно 10-15 см интервал пластово-столбчатых строматолитов или водорослево-слоистых доломитов и еще один интервал (до 50 см) с тесно сближенными отчетливо наклоненными строматолитами. На них залегают тонкоплитчатые доломитовые мергели (40-45 см), доломиты с пластово-столбчатыми строматолитами (до 50-60 см) и карбонатно-глинистые сланцы (~ 5-10 см).

Анализ взаимоотношений и характера распределения фитогенных, терригенных и терригенно-карбонатных осадков различного генезиса в разрезах авзянской свиты позволяет нам предполагать, что на катаскинском и реветском уровнях строматолитосодержащие карбонаты формировались в несколько различавшихся обстановках. Так, существенно строматолитовая нижняя пачка катаскинской подсвиты в разрезах у пос. Верх. Авзян подстилается комплексом “сверхмелководных” терригенных отложений туканской подсвиты зигазино-комаровской свиты [Маслов, 1990] и перекрывается также “сверхмелководными” терригенно-карбонатными отложениями прибрежно-морского генезиса. Их, следовательно, в первом приближении, можно рассматривать, по-видимому, также как “сверхмелководные” образования, но накопившиеся в не подвергавшихся осуше-

нию, спокойных в гидродинамическом отношении, зонах бассейна. В северных разрезах катаскинского уровня фитогенные карбонатные породы сменяются

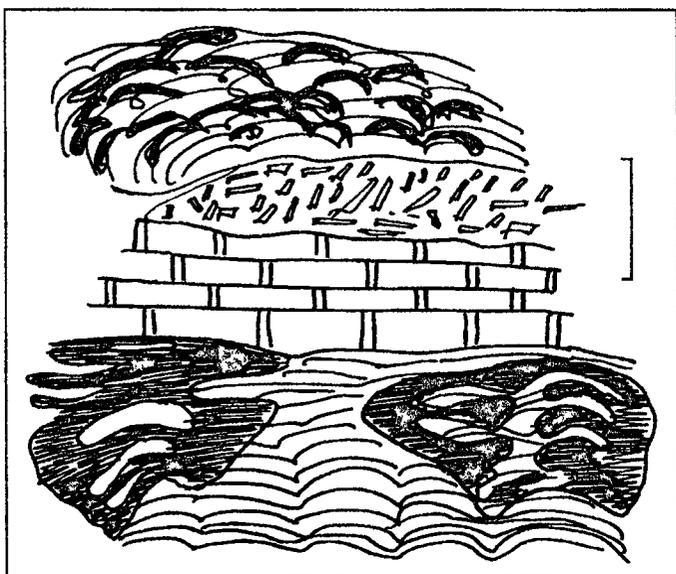


Рис. 26. Характер соотношения окремнения (черное) и слоистости в доломитах со строматолитами из средней части реветской подсвиты авзянской свиты. Разрез по левому борту долины р. Большой Авзян у пекарни. Масштаб линейки 10 см.

Рис. 27. Детали строения строматолитового пласта из средней части реветской подсвиты.

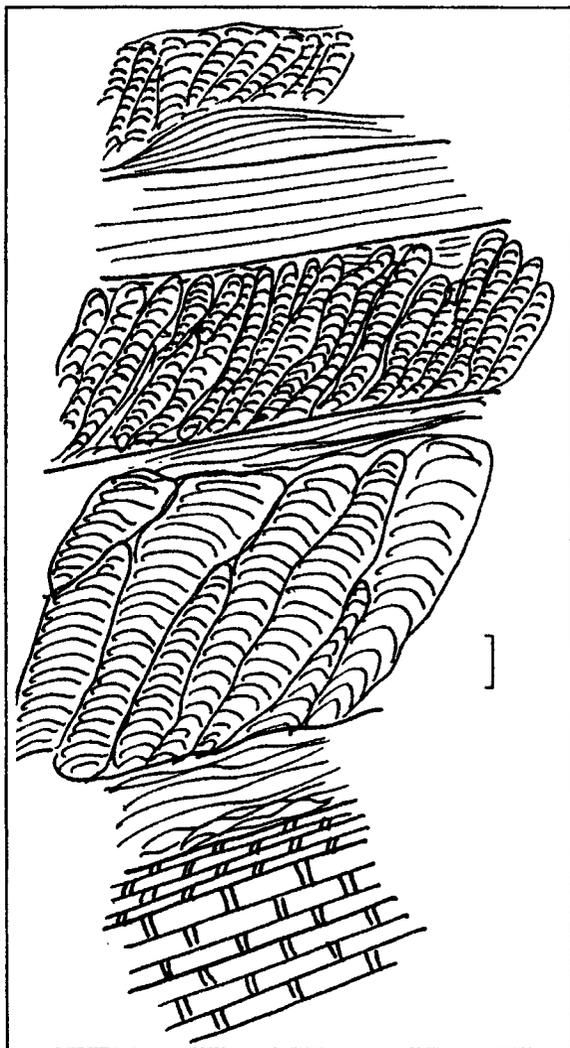
Разрез по левому борту долины р. Большой Авзян у пекарни. Масштаб линейки 10 см.

вверх по разрезу мелководно-морскими пачками переслаивания алевролитов и глинистых сланцев, т.е. имеют, по всей видимости, сублиторальный генезис. На реветском уровне, напротив, строматолитовые доломиты ассоциируют с хемогенными карбонатными породами, формировавшимися, вероятно, в относительно глубоководных удаленных от побережья обстановках.

Относительно удаленные и глубоководные отложения объединяют в разрезах авзянской свиты ряд фаций, наиболее типичными из которых являются следующие:

Фация тонкозернистых терригенных осадков относительно удаленных и глубоководных (?) зон бассейна представлена массивными неслоистыми или неотчетливо тонко-, горизонтальнослоистыми мелкозернистыми алевролитами и глинистыми сланцами. Наиболее хорошо отложения данной фации выражены в верхней части куткурской подсвиты в разрезах, расположенных в пос. Верх. Авзян. Это зеленовато- и/или палево-серые мелкозернистые грубоплитчатые крепкие алевролиты, имеющие преимущественно массивный облик. В некоторых интервалах в них присутствует тонкая субгоризонтальная полосчатость и, редко, маломощные более светлые линзы с пологой косою и косоволнистой слоистостью. Мощность образований данной фации составляет до 60-100 м. Они взаимосвязаны, с одной стороны, с терригенными пакетами переслаивания мелководно-морского генезиса, а с другой – с хемогенными доломитами удаленных зон бассейна.

К фации *первично (?) доломитовых осадков относительно удаленных от побережья зон бассейна* относятся грубо- и разноплитчатые массивные или с неясной горизонтальной слоистостью (полосчатостью) мелко- и среднекристаллические доломиты. Часто по простиранию наблюдаются переходы от грубо- к тонкоплитчатым разновидностям доломитов. Наиболее типичные и часто встречающиеся текстуры доломитов – неотчетливая



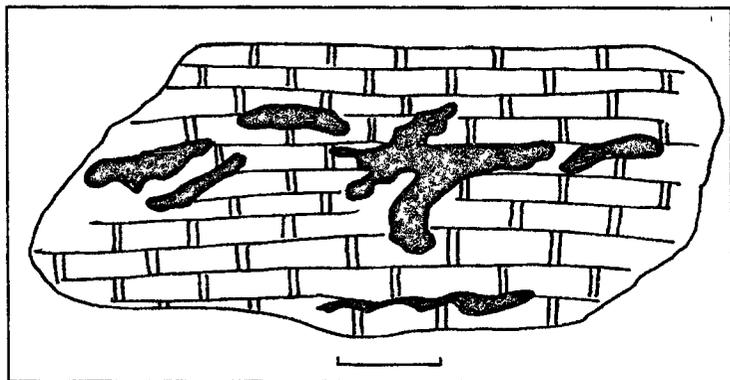


Рис. 28. Доломиты с позднедиагенетическими конкрециями кремней.

Разрез реветской под-
свиты по р. Терженка в окрест-
ностях бывшей д. Мисели. Мас-
штаб линейки 10 см.

полосчатость, подчеркнутая чередованием темных и более светлых слоев или чисто карбонатных и более глинистых прослоев. Иногда в разрезе наблюдается переслаивание пластов массивных и тонкоплитчатых доломитов. Однако, перекристаллизация приводит, как правило, к исчезновению первичных седиментационных и седиментационно-диагенетических текстур доломитов; сохраняются только позднедиагенетические конкреции кремней (рис. 28). Поверхности напластования пород в основном ровные и только иногда на них наблюдается пологая бугристость. Мощность осадков рассматриваемой фации в разрезах авзянской свиты варьирует от 3-5 до 20-30 м.

Глава 3. ТИПЫ РАЗРЕЗОВ АВЗЯНСКОГО УРОВНЯ

Авзянский уровень стратотипического разреза рифея имсет, как мы видели выше, достаточно сложное строение и представлен широкой гаммой различных по генезису осадочных образований. Анализ характера распределения их в разрезах свиты позволяет достаточно корректно реконструировать основные черты эволюции обстановок осадконакопления на территории современного Башкирского мегантиклинория. Однако, прежде чем перейти к рассмотрению литофациальной зональности и характера распределения в разрезах авзянской свиты крупных осадочных комплексов различного генезиса, остановимся кратко на вопросах типизации разрезов данного уровня юрматиния.

Ранее В.А. Романов [1973] выделил три типа разрезов авзянской свиты. В разрезах первого, *западного*, типа (Кургасская антиклиналь, верховья рек Малый и Большой Нугуш и др.) им отмечаются преобладание терригенных пород над карбонатными и их частые взаимопереходы. Слабая выраженность здесь ушаковской подсвиты обуславливает как бы трехчленное строение свиты. Разрезы второго (*центрального*) типа, в которых хорошо индивидуализированы все толщи (подсвиты), характерны для центральной части Башкирского мегантиклинория. В разрезах *восточного* типа (Тирлянская синклиналь, верховья р. Ай и др.) преобладают терригенные породы, а карбонатные образования катаскинской и ушаковской подсвит, по-видимому, замещаются глинистыми сланцами.

В.В. Радченко и Р.С. Казаков [1980] в пределах западного крыла мегантиклинория также наметили ряд типов разрезов. Так, в разрезах *инзерского* типа (с севера Алатауского антиклинория и примерно до широты пос. Тукан) авзянская свита представлена, по данным названных авторов, в основном хемогенными и строматолитовыми известняками и доломитами, а также пачками переслаивания алевролитов и глинистых сланцев. В разрезах *туканского* типа (от пос. Тукан до верховьев р. Бол. Нугуш) она объединяет в нижней части известняки, различные по составу и окраске сланцы, песчаники и алевролиты, а в верхней – сложена доломитами с прослоями терригенных пород. Для нижней и верхней частей свиты в *нугушском* типе характерны доломиты, для средней – глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники и песчаные доломиты. С севера на юг мощность свиты возрастает от 800 до 1500 м и более. В разрезах *кужинского* типа свита представлена только двумя нижними толщами (верхние, по данным В.В. Радченко и Р.С. Казакова, размыты), мощность которых около 800-900 м, т.е. почти равна мощности свиты в инзерском типе.

Перечисленные “*типы разрезов*” вряд ли конечно характеризуют различные “*структурно-формационные*” зоны авзянского уровня. Поэтому в основу типизации разрезов свиты необходимо положить, на наш взгляд, данные литолого-фациального изучения разрезов, т.е. данные о генезисе слагающих тот или иной разрез осадочных образований; краткие сведения этого плана приведены в предыдущей главе. Используя их можно наметить следующие типы разрезов для каждой из подсвит авзянской свиты.

В южных районах мегантиклинория в нижней части *катаскинской подсвиты* наблюдаются массивные и/или неяснополосчатые доломиты с прослоями глинистых сланцев имеющие, по-видимому, бассейновый генезис. На это указывают и присутствующие в них строматолиты, не несущие признаков формирования в крайне мелководных и/или периодически осушавшихся зонах бассейна. Присутствуют также пестроцветные

пачки переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и доломитов прибрежно-морского генезиса. В верхней части подсвиты развиты преимущественно тонко-, горизонтальнополосчатые (слоистые) хемогенные доломиты, являющиеся образованиями удаленных от побережья, относительно глубоководных зон. Близкий характер имеют и разрезы катаскинской подсвиты в Зигазино-Комаровском районе [Маслов, 1991], (Н.Н. Ларионов, 1994 г.). Таким образом, на юге, западе и юго-западе мегантиклинория в разрезах подсвиты наблюдается преимущественное распространение мелководных бассейновых и прибрежных осадков.

В Авзянском районе, в нижней части подсвиты преобладают фитогенные карбонатные (известковые) осадки, сменяющиеся вверх по разрезу специфической последовательностью темно-серых низкоуглеродистых алевролитистых глинистых сланцев, известняков и седиментационных плоскообломочных карбонатных брекчий [Маслов, 1990; Маслов, Крупенин, 1991]. В разрезе у пос. Верх. Авзян наблюдается многократное чередование двух типов пакетов и микропачек сланцев и известняков: с плоскообломочными карбонатными брекчиями и без них.

К северу от Авзянского района характер разрезов катаскинской подсвиты меняется. Здесь преобладают хемогенные доломиты с маломощными прослоями глинистых сланцев; изредка наблюдаются и пакеты их примерно равного чередования. Описываемые образования формировались скорее всего в достаточно удаленных от побережья зонах бассейна при незначительном привносе терригенного кластического материала.

Описанная зональность отчетливо проявлена и в распределении на территории современного Башкирского мегантиклинория осадочных комплексов различного состава и генезиса [Маслов, 1997] (рис. 29). Исходя из всего сказанного выше, можно прийти к заключению, что в катаскинском веке рассматриваемая территория представляла в целом мелководный бассейн седиментации с мозаичным распределением “сверхмелководных”, мелководных и удаленных от побережья, относительно глубоководных (или затишных мелководных) зон карбонатакопления. Мелководные зоны тяготели при этом в основном к южной части мегантиклинория. Исходя из сказанного для катаскинской подсвиты мы выделяем три типа разрезов.

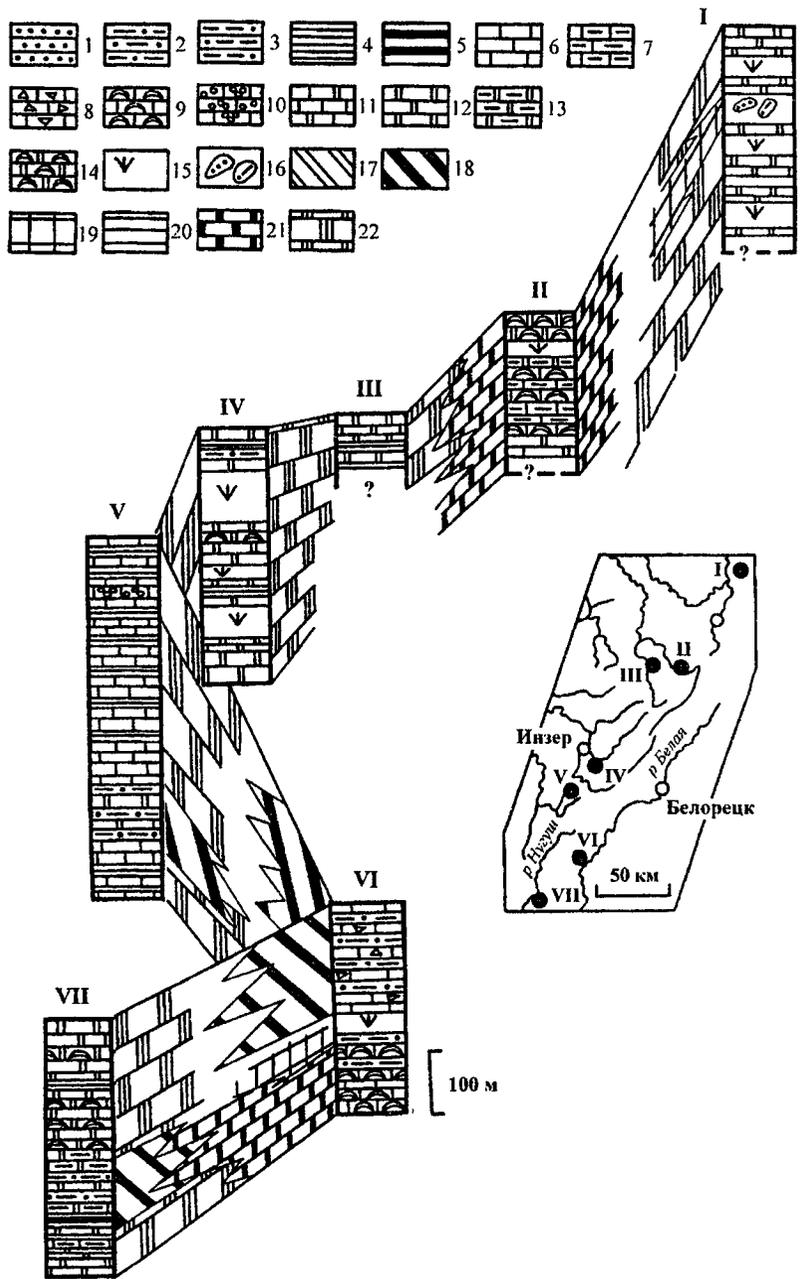
Первый из них характерен для северо-восточных районов Башкирского мегантиклинория; преимущественным развитием в составе подсвиты здесь пользуются карбонатные осадки удаленных зон бассейна. Ко *второму* типу отнесены разрезы центральной части мегантиклинория, представленные, в основном, мелководно-морскими карбонатными и глинисто-карбонатными породами. К *третьему* типу принадлежат, по-видимому, разрезы в окрестностях пос. Верх. Авзян, для которых типично преобладание в нижней части подсвиты фитогенных и хемогенных известняков, а в верхней – пачек переслаивания известняков, углеродистых мелкозернистых алевролитов, глинистых сланцев, НГС и плоскообломочных карбонатных брекчий.

Разрезы *малоинзерской подсвиты* сложены, как показано в предшествующих разделах, почти исключительно терригенными породами мелководно-морского и собственно морского (бассейнового) генезиса [Маслов, 1990, 1993а, 1993б; Ларионов, 1994] – мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и НГС; в ряде разрезов Зигазино-Комаровского района в переслаивании с терригенными породами наблюдаются маломощные прослои глинистых доломитов. Примерно такая же ситуация характерна и для северо-восточных районов Башкирского мегантиклинория (рис. 30).

Рис. 29. Характер латеральных и вертикальных соотношений комплексов отложений различного состава и генезиса в разрезах катаскинской подсвиты авзянской свиты.

1 – песчаники; 2 – крупнозернистые алевролиты; 3 – мелкозернистые алевролиты; 4 – глинистые сланцы; 5 – низкоуглеродистые глинистые сланцы; 6 – известняки; 7 – глинистые известняки; 8 – синседиментационные плоскообломочные брекчии известняков; 9 – строматолитовые известняки; 10 – микрофитолитовые известняки; 11 – доломитистые известняки; 12 – доломиты; 13 – глинистые доломиты; 14 – строматолитовые доломиты; 15 – закрытые интервалы разрезов; 16 – состав пород на закрытых интервалах; 17 – терригенные отложения “сверхмелководного” генезиса; 18 – терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные отложения “сверхмелководного” генезиса; 19 – мелководно-морские терригенные образования; 20 – тонкозернистые алюмосиликокластические удаленные от побережья осадки; 21 – мелководно-морские карбонатные отложения, в т.ч. со строматолитами; 22 – карбонатные образования открытых зон бассейна.

Разрезы: I – руч. Мал. Багруш; II – р. Юрюзань ниже устья р. Буланка; III – р. Катав у г. Катав-Ивановска; IV – руч. Катаскин; V – окрестности пос. Тукан; VI – р. Бол. Авзян на северной окраине пос. Верх. Авзян; VII – среднее течение р. Кужа.



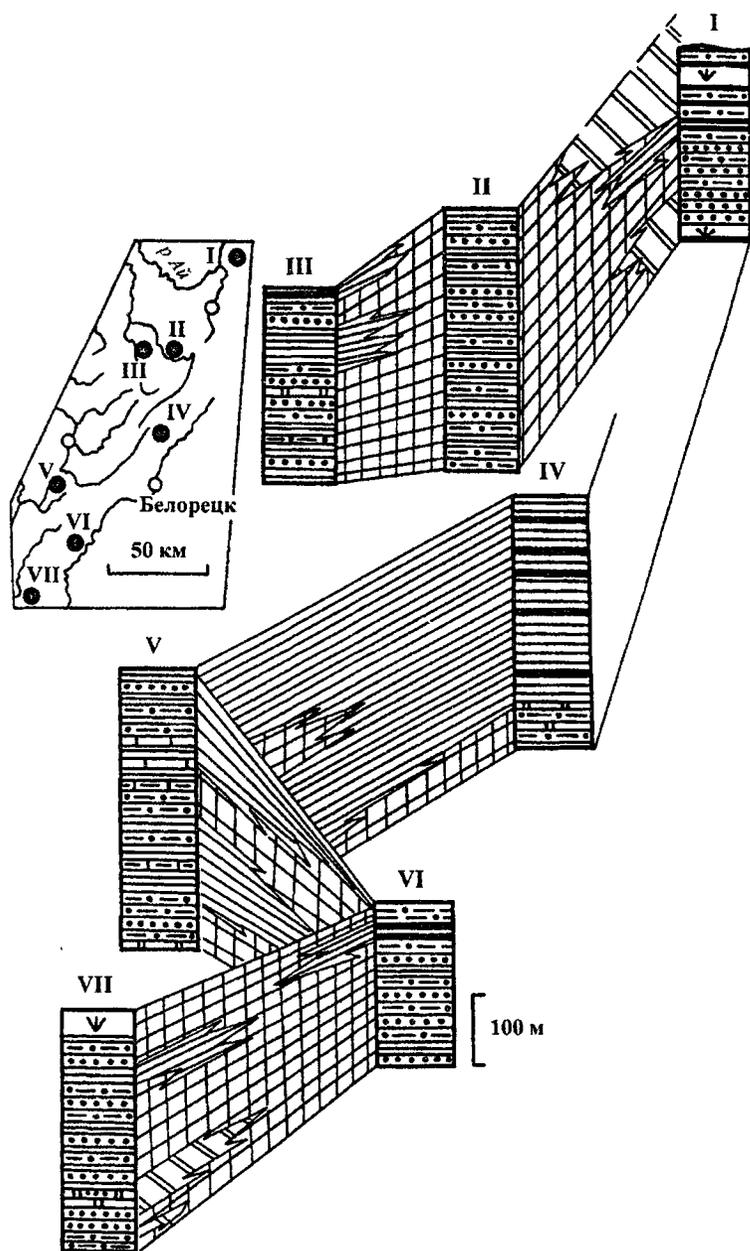


Рис. 30. Характер латеральных и вертикальных соотношений комплексов отложений различного состава и генезиса в разрезах малоинзерской подсвиты авзянской свиты.

Условные обозначения см. на рис. 29.

Разрезы: I – руч. Мал. Багруш; II – р. Юрюзань ниже устья р. Буланки; III – р. Катав у г. Катав-Ивановска; IV – р. Терженка у бывшей д. Мисели; V – окрестности пос. Тукан; VI – р. Бол. Авзян на северной окраине пос. Верх. Авзян; VII – среднее течение р. Кужи.

Исходя из данных об особенностях строения разрезов подсвиты, можно считать, что она, также как и нижележащий уровень, представлена разрезами трех типов. Разрезы *первого* из них почти полностью представлены тонкозернистыми терригенными осадками, формировавшимися на большом удалении от береговой линии (р. Терженка и др.). Разрезы *второго* типа сложены

преимущественно пачками переслаивания сланцев, алевролитов и/или песчаников мелководно-морского генезиса (бассейн рек Юрюзань, Кужа и др.). Переходными между первым и вторым типами могут быть разрезы в окрестностях поселков Тукан и Верхний Авзян, у г. Катав-Ивановск и др., сложенные как мелководно-морскими, так и тонкозернистыми терригенными умеренно глубоководными образованиями. К *третьему* типу можно отнести разрезы на северо-востоке мегантиклинория. Нижняя часть малоинзерской подсвиты представлена здесь преимущественно пачками переслаивания мелководно-морского происхождения, верхняя – прибрежно-морскими осадками.

Ушаковский уровень в южных и центральных районах Башкирского мегантиклинория представлен маломощной карбонатной толщей. На юге, в крайних западных разрезах (р. Бол. Шаик и др.), ушаковская подсвита слагается в нижней и верхней частях песчанистыми и хемогенными доломитами с прослоями мелкозернистых песчаников, а в средней – доломитами, доломитовыми мергелями и глинистыми сланцами. Приняв в качестве собственно ушаковской подсвиты существенно карбонатную (монопородную) толщу, мы видим, что изменение разрезов данного уровня от района к району Башкирского мегантиклинория выражается лишь в смене известняков доломитами и присутствии или отсутствии фитогенных образований (рис. 31). В этой связи для рассматриваемого уровня можно выделить, вероятно, только те или иные подтипы разрезов (и то с существенными оговорками). В целом же время накопления карбонатных осадков ушаковской подсвиты можно рассматривать как эпоху существенной стабилизации бассейна осадконакопления на всей рассматриваемой территории.

В разрезах **куткурского уровня** с юга на север наблюдается тенденция к переходу от мелководно-морских осадков к собственно бассейновым отложениям [Маслов, 19976] (рис. 32). Исходя из фациального облика осадков, слагающих разрезы куткурской подсвиты, их можно разделить на два типа.

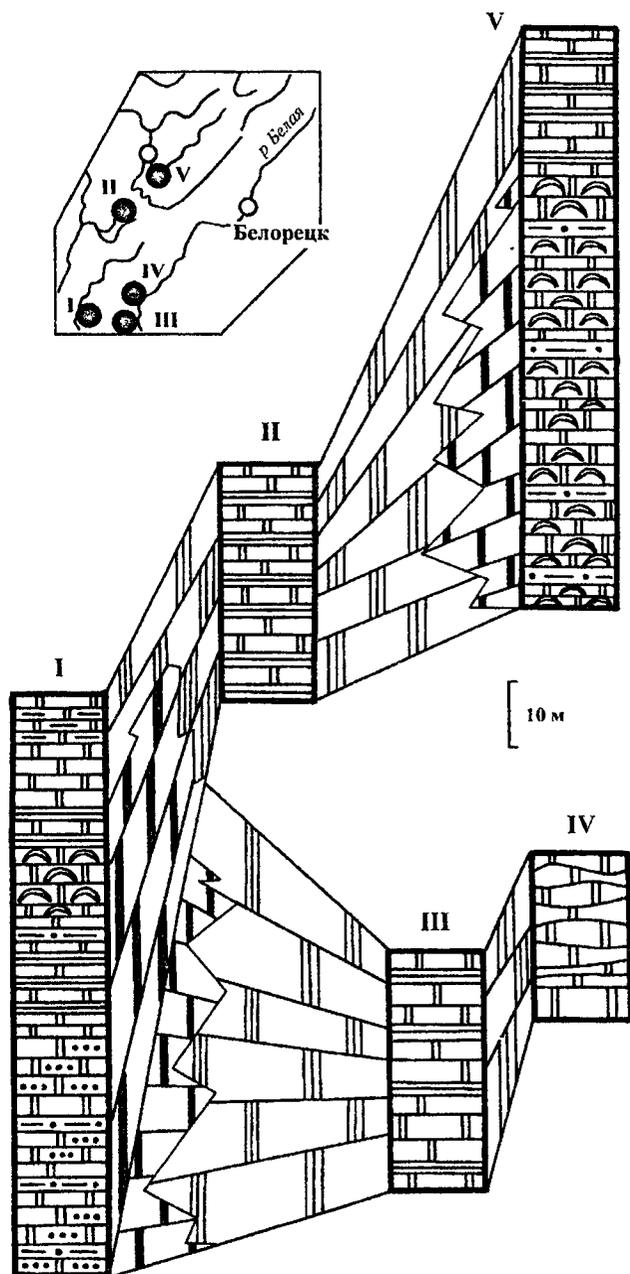


Рис. 31. Характер латеральных и вертикальных соотношений комплексов отложений различного состава и генезиса в разрезах ушаковской подсвиты авзянской свиты.

Условные обозначения см. на рис. 29.

Разрезы: I – р. Шаик у бывшей деревни Кысык; II – окрестности пос. Тукан; III – р. Кургашля; IV – окрестности пос. Верх. Авзян; V – руч. Катаскин.

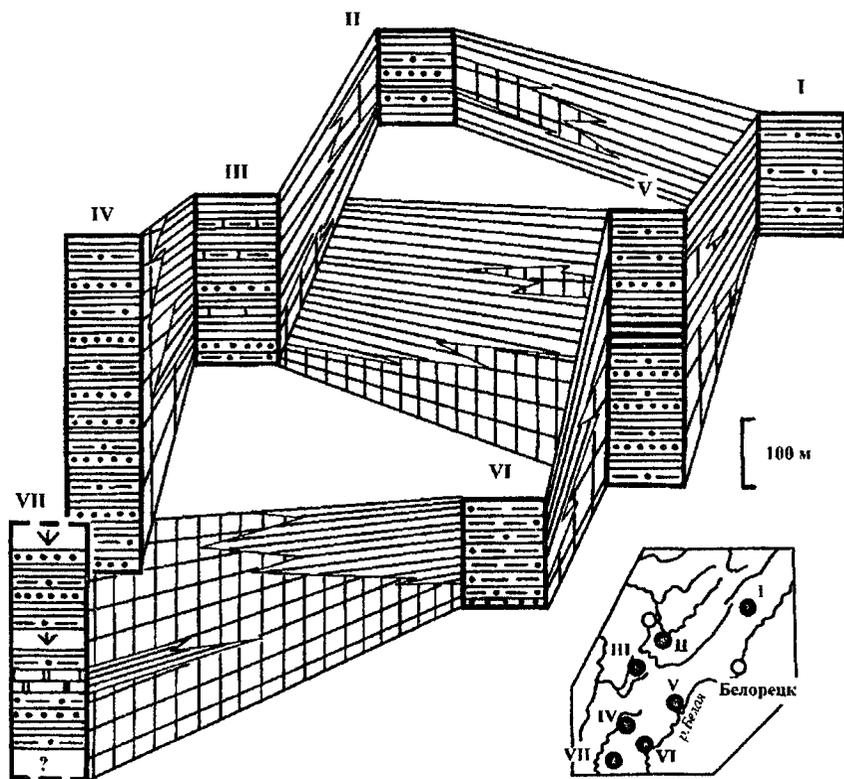


Рис. 32. Характер латеральных и вертикальных соотношений комплексов отложений различного состава и генезиса в разрезах куткурской подсвиты авзянской свиты.

Условные обозначения см. на рис. 29.

Разрезы: I – р. Терженка у бывшей д. Мисели; II – руч. Катаскин; III – окрестности пос. Тукан; IV – западная окраина д. Большой Бретьяк; V – бассейн р. Кухтур; VI – окрестности пос. Верх. Авзян; VII – р. Шаик у бывшей деревни Кысык.

Первый полностью или почти полностью представлен терригенными осадками собственно морского генезиса (р. Терженка, районы поселков Тукан и Верх. Авзян). Разрезы *второго* типа (р. Бол. Шаик, р. Бол. Нугуш у д. Бол. Бретьяк и др.) сложены в основном пакетами переслаивания различного типа терригенных образований, имеющими мелководно-морской генезис. Между двумя указанными типами существуют и разрезы переходного типа, например, разрезы по ручьям Катаскин, Кухтур и др., в которых наряду с мелководно-морскими пачками переслаивания силикокластических пород присутствуют относительно выдержанные пачки глинистых сланцев и мелкозернистых алевролитов собственно морского генезиса.

Для *реветского уровня* авзянской свиты реконструируются три литофациальные зоны [Маслов, 1997б]. Соответственно этому, как нам представляется, могут быть выделены три типа разрезов подсвиты. *Первый* – это реветская подсвита в наиболее типичном своем виде: разрезы на левом берегу р. Мал. Инзер ниже д. Реветь и в окрестностях пос. Верх. Авзян. Преобладающим распространением в составе подсвиты здесь пользуются средне- и грубоплитчатые массивные или неотчетливо-, тонко-, горизонтальнополосчатые доломиты серого, светло-серого и/или розовато-серого цвета с подчиненной ролью фитогенных разностей. Последние более характерны для юго-восточных (разрез у пос. Верх. Авзян и др.), нежели центральных районов мегантиклинория.

К разрезам *второго типа* следует отнести разрезы известные к северу от г. Белорецка, где среди преимущественно доломитовой толщи известны маломощные прослои кварцевых песчаников¹⁶.

Наконец, в наиболее западных разрезах подсвиты в пределах Башкирского мегантиклинория присутствуют не только прослои, но целые пакеты и пачки переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и, иногда, песчаников. Эти разрезы отнесены нами к третьему типу разрезов реветской подсвиты (рис. 33).

Для *тюльменского уровня* характерно преобладание в разрезах терригенных (и, редко, карбонатно-терригенных) мелководно-морских и собственно бассейновых отложений; последние были характерны в основном для восточных и северо-восточных зон мегантиклинория. Однако, для рассматриваемого уровня характерны существенные отличия разрезов, известных в разных районах Башкирского мегантиклинория, как друг от друга, так и от стратотипического разреза по р. Тюльма. В подобной ситуации выделение каких-либо их типов не представляется возможным.

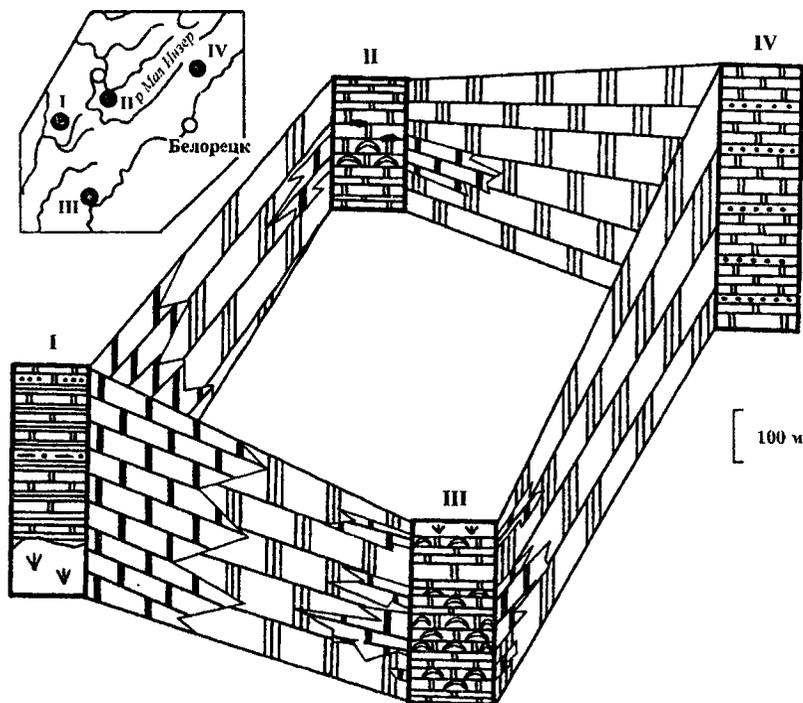
Изучение строения разрезов авзянской свиты с учетом генезиса слагающих их пород позволяет реконструировать основные особенности развития бассейна. Наиболее хорошо фациальная дифференциация отложений в пределах рассматриваемой территории выражена на катаскинском, малоинзерском и куткурском уровнях. Монопородные карбонатные подразделения (ушаковская и реветская подсвиты) дифференцированы в фациальном отношении значительно слабее. Весьма вероятно, что это обусловлено неравномерным, пульсирующим характером трансгрессии конца юрматиния.

¹⁶ Это позволяет предполагать существование в реветское время каких-то восточных источников сноса зрелого терригенного материала, т.к. в расположенных западнее разрезах реветской подсвиты Инзерского синклинория какие-либо прослои силикокластических пород не известны.

Рис. 33. Характер распределения комплексов отложений различного состава и генезиса в разрезах реветского уровня авзянской свиты.

Условные обозначения см. на рис. 29.

Р а з р е з ы :
 I – Южно-Инзерская площадь; II – руч. Катаскин; III – окрестности пос. Верх. Авзян; IV – р. Терженка у бывшей д. Мисели.



Глава 4. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Анализ литофациальной зональности отложений авзянской свиты основан на данных о фациальном облике слагающих ее образований. Более детально исследования подобного плана были выполнены ранее для верхнего рифея [Маслов, 1985, 1986, 1988 и др.] и бакальской свиты бурзяния [Крупенин, 1983, 1986, 1999 и др.]. При этом для каждого из литостратиграфических уровней рассматривались латеральные и вертикальные фациальные вариации, т.е. основным объектом анализа являлись собственно фации. Для авзянского уровня в связи с определенной недостаточностью материала выбран несколько другой подход – при характеристике латеральных вариаций подсвет основное внимание уделено рассмотрению пространственно-временных соотношений крупных литолого-фациальных комплексов.

Для более наглядного представления материалов вниманию читателей предлагается анализ серии схем пространственно-временных соотношений в разрезах подсвет авзянской свиты литолого-фациальных (осадочных) ассоциаций и дана их развертка на плоскость, т.е. составлены схематические палеогеографические карты. Характеристике их и посвящен данный раздел.

В разрезах *катаскинского уровня* основная роль принадлежит умеренно глубоководным (открытый шельф) карбонатным отложениям сформировавшимся на достаточном удалении от береговых зон бассейна. Только в Авзянском районе и в верхнем течении р. Юрюзань в строении данного уровня существенную роль играют мелководные сублиторальные, в том числе фитогенные, карбонатные осадки и специфические терригенно-карбонатные пачки с многочисленными прослоями плоскообломочных карбонатных синседиментационных брекчий¹⁷. В наиболее западных разрезах подсветы в ее нижней части присутствуют также пестроцветные терригенно-карбонатные образования, накопление которых происходило, вероятно, в прибрежно-морских и/или прибрежно-континентальных обстановках.

В соответствии с отчетливой дифференциацией типового разреза катаскинской подсветы на две толщи нами составлены две схематических палеогеографических карты для начала и конца времени накопления отложений подсветы (рис. 34 а, б). Значительные трудности при этом представляло трассирование границы нижней и верхней толщ типового разреза в районах расположенных к северу и западу от пос. Верх. Авзян; здесь расчленение свиты проведено условно примерно в средней части каждого из рассматриваемых разрезов.

¹⁷ Ранее предполагалось, что область распространения в разрезах верхней части подсветы плоскообломочных синседиментационных карбонатных брекчий не выходит за пределы Авзянского района [Маслов, 1990], однако полевые работы 1999 года на западной границе Южно-Уральского природного заповедника показали, что это не так. Здесь в разрезе катаскинского уровня в приустьевой части руч. Кушьелга, также как и в разрезе на северной окраине пос. Верх. Авзян, среди темноокрашенных НГС наблюдаются пласты ПОБр, что свидетельствует о более широком распространении этих чрезвычайно мелководных образований (?) в конце катаскинского времени на территории Башкирского мегантиклинория.

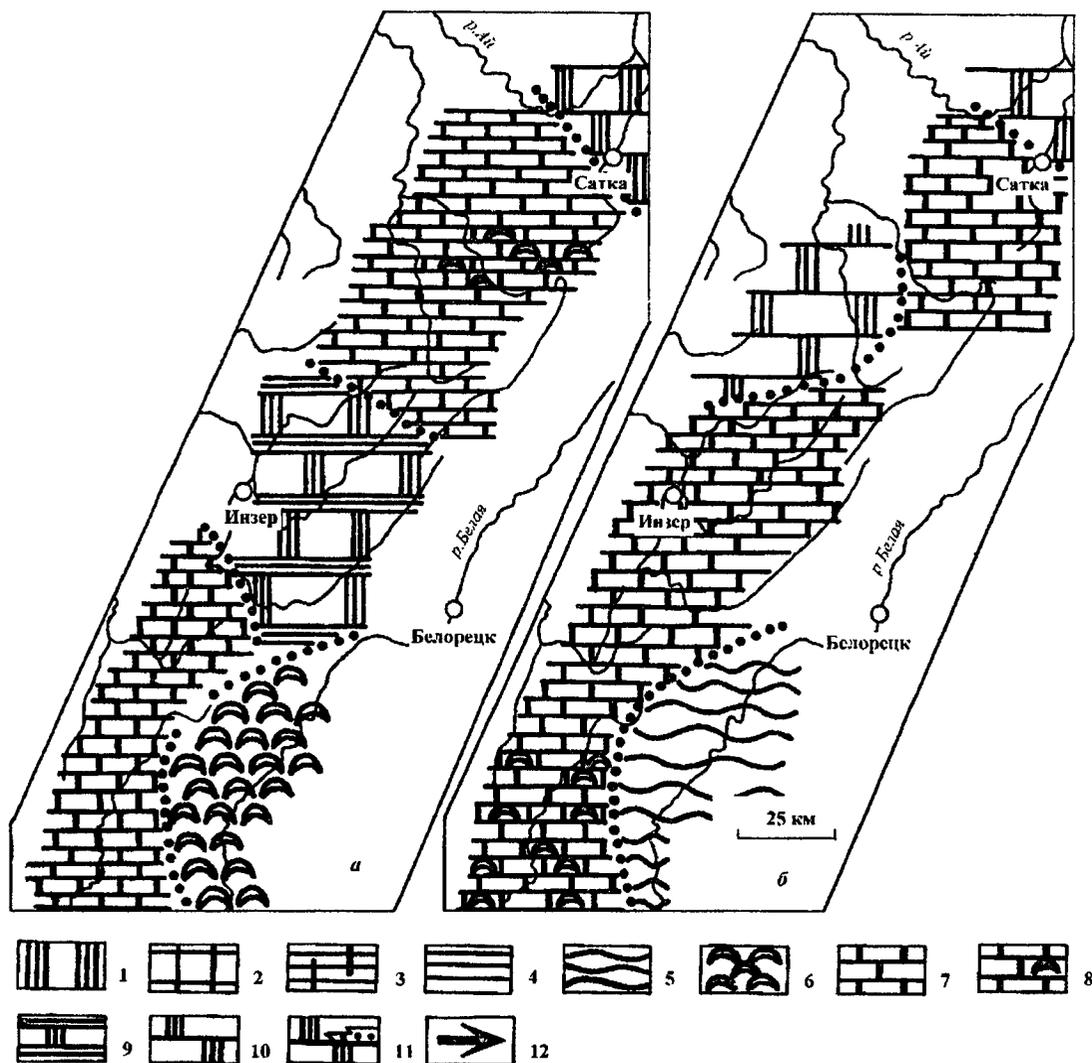


Рис. 34. Схематические палеогеографические карты первой (а) и второй (б) половины катаскинского века.

1 – терригенные отложения “сверхмелководного”, континентального и субконтинентального генезиса; 2 – алюмосиликокластические отложения мелководно-морского генезиса; 3 – тонкозернистые терригенные осадки относительно удаленных зон бассейна и подчиненные им мелководно-морские образования; 4 – тонкозернистые терригенные осадки относительно удаленных зон; 5 – терригенно-карбонатные осадки активных в гидродинамическом отношении мелководных и “сверхмелководных” участков бассейна; 6 – сублиторальные фитогенные карбонатные образования; 7 – мелководно-морские карбонатные отложения; 8 – то же, при подчиненной роли фитогенных карбонатов; 9 – карбонатные образования открытых частей бассейна при подчиненной роли тонкозернистой алюмосиликокластики; 10 – карбонатные отложения открытых частей бассейна; 11 – то же, с редкими прослоями песчаников кварцевых; 12 – предполагаемые направления привноса кластики.

Для начала катаскинского века на рассматриваемой нами части среднерифейского седиментационного бассейна вырисовываются ряд зон осадконакопления. На севере и юго-западе территории преобладало накопление мелководно-морских сероцветных карбонатных илов, в центральной части современного Инзерского синклинали формировались, по всей видимости, наиболее удаленные от береговых зон карбонатные осадки с очень небольшой долей тонкозернистых силикокластических образований, а в Авзянском районе основная роль принадлежала фитогенным карбонатам сублиторального генезиса.

В конце катаскинского века в распределении указанных зон произошел ряд изменений. Существенно расширились северная и юго-западная области мелководно-морской карбонатной седиментации; они, по всей вероятности, практически слились в это время в одну единую область. Области накопления карбонатных илов без терригенной примеси, строматолитовых построек и других индикаторов мелководного генезиса тяготеют в основном к северной части территории, тогда как на юго-востоке, в Авзянском районе, преобладало накопление терригенно-карбонатных образований прибрежно-морского и/или “сверхмелководного” генезиса.

В слоистых доломитах и магнезитах верхней части катаскинской подсвиты в разрезе по р. Катав на юго-западной окраине г. Катав-Ивановск В.Н. Сергеевым [1992; Sergeev, 1994] описана так называемая “катаскинская микробиота”, включающая *Eomycetopsis robusta* Schopf emend. Knoll et Golubic, *Gloeodiniopsis lamellosa* Schopf emend. Knoll et Golubic, *Eogloecapsa avzyanica* Sergeev, *Siphonophycus* sp., *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann, *Polybessurus bipartitus* Fairchild ex Green et al., *Leiosphaeridia* sp. и ряд других форм. Наиболее распространены в данной микробиоте являются *Eogloecapsa avzyanica* Sergeev, образующие колонии между дерновинками *Eomycetopsis*. Современные аналоги энтофизализовых цианобактерий обитают в средней и нижней частях приливно-отливной зоны в лагунах Абу-Даби, Багам, Персидского и Шарк Бей заливов; доминирующую роль они во всех указанных случаях играют в мелководных обстановках интертайдиали или прибрежных, в существенной мере изолированных от океана микробассейнах (coastal ponds) с теплой, малоподвижной гиперсоленой водой [Sergeev, 1994]. При увеличении скорости фонового карбонатакопления образуют преимущественно глеокапсовидные колонии. Исходя из этого, В.Н. Сергеев [1992, стр. 106] предполагает, что “... преобладание в кремнях катаскинской подсвиты колонии *Eogloecapsa avzyanica* объясняется высокой скоростью осадконакопления, которая очевидна из высокого отношения объемов литифицированного осадка к фоссилизированным цианобактериальным матам”. Основываясь на составе микрофоссилий в катаскинской микробиоте, В.Н. Сергеев предполагает, что последняя формировалась в закрытой лагуне с повышенной соленостью. Аргументом в пользу такого вывода служат результаты сравнительного сопоставления обстановок обитания аналогичных современных и среднедокембрийских микроорганизмов, выполненного С. Голубичем и Г. Хоффманом. Присутствие среди микрофоссилий *Polybessurus bipartitus* также не противоречит такому выводу, поскольку отдельные стебельки полибессурусов типичны в современных обстановках для средней и нижней частей литорали и сублиторали. Суммируя сказанное, В.Н. Сергеев пришел к выводу, что “... катаскинская микробиота представляет собой скорее всего остатки сообщества, обитавшего в мелководных литорально-сублиторальных условиях, возможно, в лагуне”. В то же время указанные представления о фор-

мировании катаклинской микробиоты в одном отдельно взятом месте не могут быть, по замечанию самого автора [Sergeev, 1994, p. 244], экстраполированы на всю катаклинскую подсвиту, имеющую мощность до 750 м и распространенную на территории всего Башкирского менагтиклинория.

Для *малоинзерского уровня* также построены две схематические палеогеографические карты, показывающие пространственные соотношения крупных осадочных ассоциаций различного состава и генезиса (рис. 35 а, б).

В начале данного интервала времени в рассматриваемом фрагменте среднерифейского бассейна наблюдались две примерно равные по площади области накопления мелководно-морских силикокластических осадков, разделенные относительно неширокой полосой умеренно глубоководных образований северо-восточного простирания. В конце же малоинзерского века последние получили преимущественное развитие; небольшие зоны формирования мелководно-морских образований сохранились только на край-



Рис. 35. Схематические палеогеографические карты первой (а) и второй (б) половины малоинзерского века.

Условные обозначения см. на рис. 34.

нем юге и севере территории. Исходя из наличия в разрезах малоинзерской подсвиты на северо-востоке Башкирского мегантиклинория трещин усыхания и других индикаторов формирования исходных осадков в условиях чередования субаквального и субаэрально-осадконакопления [Маслов, Крупенин, 1991], можно предполагать, что далее на север мелководно-морские терригенные отложения сменяются прибрежно-континентальными (?) толщами.

В разрезах *ушаковской подсвиты* основная роль принадлежит, как мы видели выше, умеренно глубоководным карбонатным образованиям и мелководно-морским (сублиторальным) карбонатным и терригенно-карбонатным осадкам, в том числе фитогенным. Исходя из их пространственного распределения для центральных и южных районов современного Башкирского мегантиклинория вырисовывается следующая палеогеографическая ситуация (рис. 36). В полосе от бассейна р. Зилим до Авзянского района преимущественным развитием пользовались, по-видимому, умеренно глубоководные

карбонатные осадки открытого шельфа. На севере, в Инзерском синклинии, они сменялись сублиторальными фитогенными карбонатными образованиями, а на юге – мелководно-морскими карбонатными и терригенно-карбонатными осадками.

В разрезах *кутурского уровня* основная роль принадлежит силикокластическим отложениям двух крупных осадочных ассоциаций – мелководно-морской и собственно морской. Характер их латеральных соотношений в начале и конце рассматриваемого временного интервала хорошо

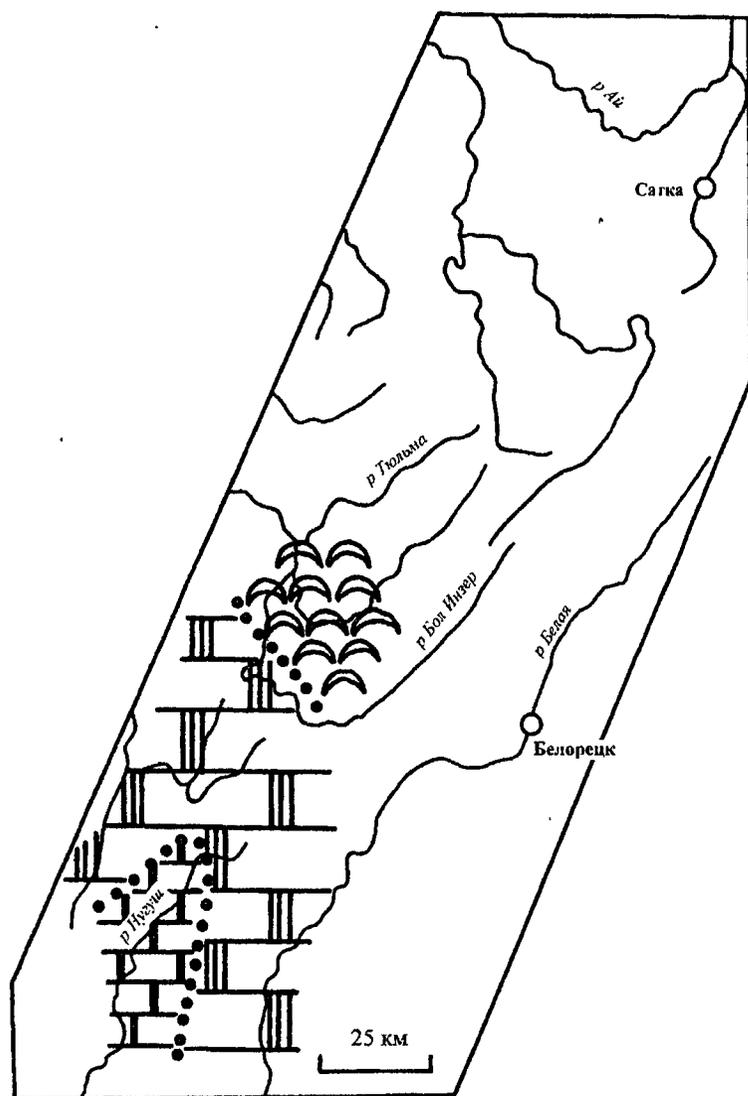


Рис. 36. Схематическая палеогеографическая карта ухаковского века.

Условные обозначения см. на рис. 34.

виден на двух схематических палеогеографических картах (рис. 37 а, б).

В начале куткурского века в бассейне с юго-запада на северо-восток реконструируется ряд зон северо-западного (?) простираения, в которых накапливались умеренно глубоководные и мелководно-морские терригенные осадки. В конце рассматриваемого интервала времени роль последних заметно снизилась и в бассейне современного верхнего течения р. Зилим, в Авзянском районе и междуречье Большого Инзера и Белой преобладало накопление тонкозернистых силикокластических образований открытого шельфа.

В разрезах *реветской подсвиты* преобладающая роль принадлежит умеренно глубоководным и удаленным от береговых зон бассейна карбонатным отложениям. Они в наибольшей степени типичны для разрезов подсвиты по руч. Катаскин, в окрестностях бывшей деревни Мисели, Авзянского района и в ряде других мест. Подчиненную роль в

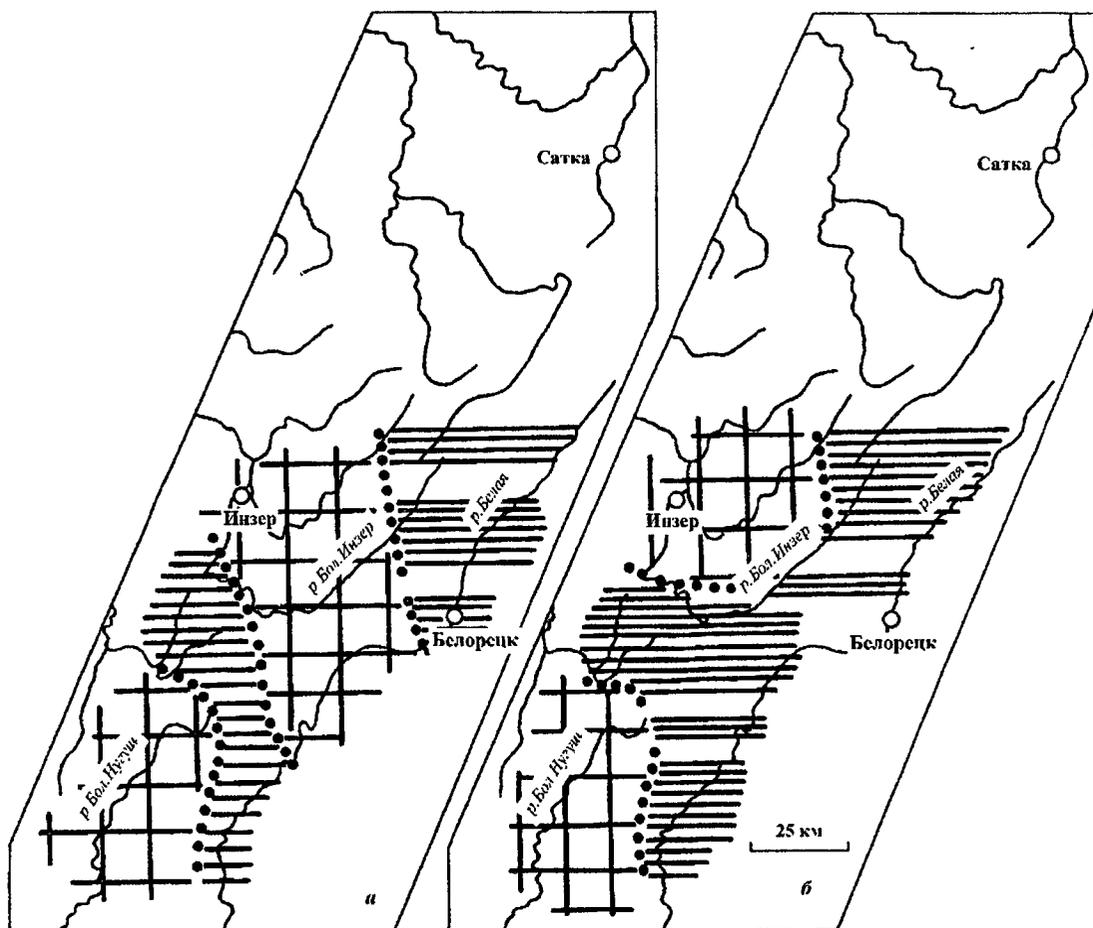


Рис. 37. Схематические палеогеографические карты первой (а) и второй (б) половины времени накопления отложений куткурской подсвиты.

Условные обозначения см. на рис. 34.

строении данного уровня играют фитогенные сублиторальные карбонатные осадки и терригенно-карбонатные образования мелководно-морского генезиса.

Исходя из пространственного соотношения указанных осадочных ассоциаций может быть предложен следующий вариант схематической палеогеографической карты реветского века (рис. 38). На ней основная часть территории современного Башкирского мегантиклинория занята умеренно глубоководными карбонатными осадками открытого шельфа. Внимательное рассмотрение данной карты позволяет предполагать, что для указанного отрезка времени поступление силикокластики в бассейн происходило как с запада, так и с востока или северо-востока; таким образом, для всего среднего рифея впервые более или менее достоверно реконструируется влияние на процессы осадконакопле-

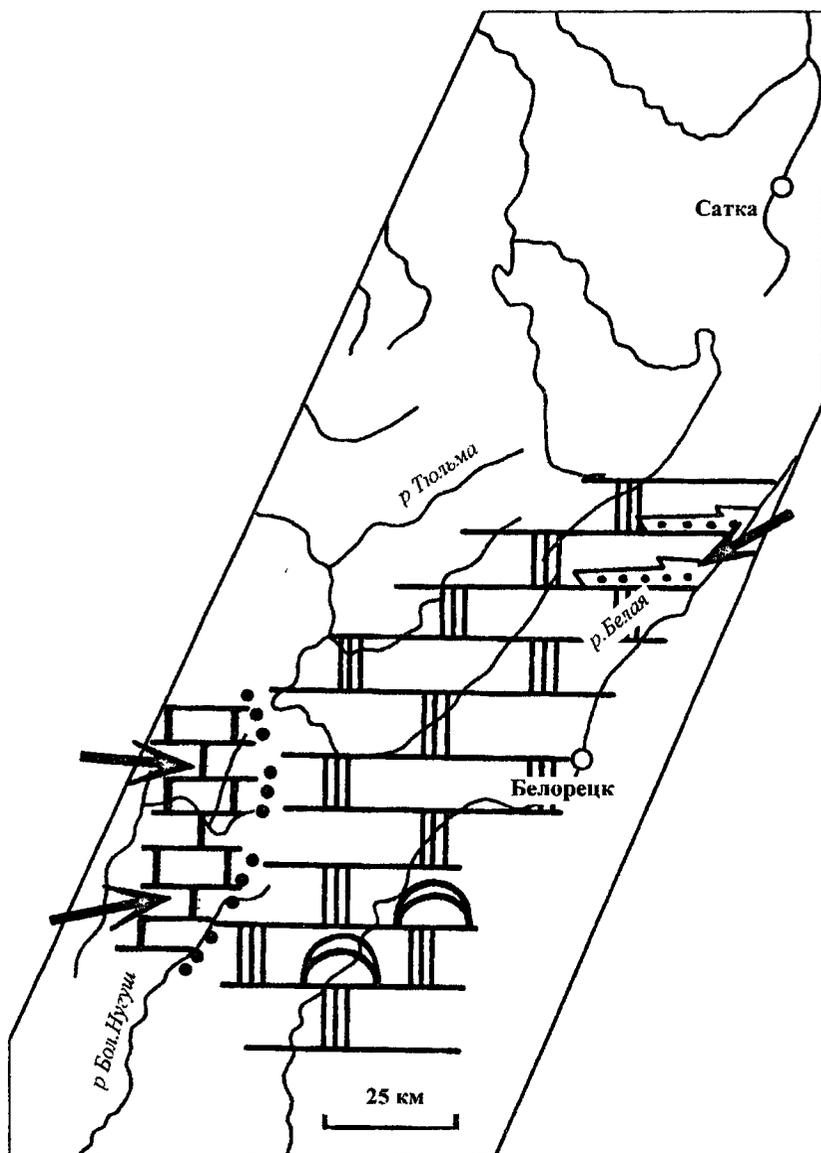


Рис. 38. Схематическая палеогеографическая карта реветского века.

Условные обозначения см. на рис. 34.

ния “*восточной области сноса*”¹⁸.

В окремненных доломитах реветской подсвиты в разрезах у г. Катав-Ивановск, пос. Верх. Авзян и у хутора Катаскин В.Н. Сергеевым описана реветская микробиота, представленная *Gloeodiniopsis lamellosa* Schopf, *Eomycetopsis robusta* Schopf и *Siphonophycus* sp. Ссылаясь на данные анализа условий обитания колоний *Gloeodiniopsis lamellosa* в формации Биттер-Спрингс, выполненного Э. Ноллом и С. Голубичем, В.Н. Сергеев считает что и в реветское время на территории современного Башкирского мегантиклинория подобные колонии, как и вся микробиота, формировались “... на *прибрежной, периодически увлажняющейся равнине*”. Однако, определенная дискуссионность данного вывода В.Н. Сергеева, следует, на наш взгляд, не только из материалов литолого-фациальных исследований, но и из указываемой самим названным автором выдержанности доломитов реветской подсвиты в пределах всего западного склона Южного Урала. Исходя из современных размеров Башкирского мегантиклинория минимальная площадь распространения доломитов данного уровня авзянской свиты составляла не меньше 250-300 км x 100 км, при мощности до 500-600 м. Вероятно все же, правильнее рассматривать последовательность карбонатов реветской подсвиты как совокупность преимущественно сублиторальных отложений при той или иной роли “*сверх-мелководных*” и умеренно глубоководных осадков [Маслов, 19976].

¹⁸ Естественно, однако, что о том какой была эта область (крупный материк или небольшая островная суша) приведенные данные информации не дают.

Глава 5. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА КОНЦА СРЕДНЕГО РИФЕЯ НА ТЕРРИТОРИИ СОВРЕМЕННОГО БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И В ПРИЛЕЖАЩИХ РАЙОНАХ

Как известно, подстилающие авзянскую свиту отложения имеют существенно терригенный состав и формировались в условиях частого чередования субаквального и субаэрального режимов осадконакопления [Маслов, 1991а, 1991б, 2000], предположительно в континентальных (озерных или плайевых) обстановках.

В целом, для доавзянского среднерифейского седиментационного бассейна было характерно накопление осадков преимущественно в мелководных и “сверхмелководных” обстановках. Пассивный режим середины юрматиния характеризовался длительным существованием своеобразных обстановок осадконакопления – мозаичным чередованием мелководных и “сверхмелководных” (периодически экспонировавшихся) участков. Подобной палеогеографической ситуации мы не видим нигде более в разрезах эталона рифея.

Отчетливо выраженная трансгрессивная тенденция в эволюции среднерифейского бассейна проявлена только начиная с авзянского времени, когда среди терригенных толщ появились первые пачки карбонатов. Однако, начало авзянского времени в определенной степени унаследовало предшествовавший ему “набор” обстановок седиментации, что следует из тесной ассоциации в разрезах катаскинской подсветы прибрежно- и мелководно-морских образований, хотя наряду с ними впервые для юрматиния здесь появляются и карбонатные осадки относительно удаленных от побережья зон бассейна, маркирующие, по-видимому, завершение первого импульса трансгрессии.

В малоинзерском веке накапливались преимущественно терригенные осадки мелководно-морского генезиса и удаленные от побережья морские комплексы. Прибрежно-морские отложения развиты менее широко. Распределение литофациальных зон на малоинзерском уровне преимущественно субширотное [Маслов, 1997б].

Вышележащий, ушаковский уровень, представлен исключительно сублиторальными фитогенными и хемогенными морскими образованиями и может рассматриваться, по-видимому, как завершение второго импульса трансгрессии. В целом, ушаковский уровень маркирует, вероятно, первую для среднего рифея отчетливо проявленную на всей территории Башкирского мегантиклинория (региональную ?) фазу установления нормально-морских обстановок седиментации.

Третий импульс вновь начинается с формирования терригенных осадков мелководно-морского и морского генезиса (куткурский век). В отличие от малоинзерского, на куткурском уровне не фиксируются прибрежно-морские, исключительно мелководные ассоциации. Следовательно, можно предполагать, что в бассейне осадконакопления в это время отсутствовали участки с чередованием субаквальных и субаэральных режимов седиментации, а сам бассейн имел, вероятно, несколько иной батиметрический профиль, по крайней мере, в пределах данной территории. Своей кульминации третья фаза достигла в реветскую эпоху. Мощностъ сходных фациальных типов осадков на реветском уровне в 8-10 раз больше, чем на ушаковском; прибрежно-морские ассоциации отсутствуют, а роль сублиторальных фитогенных осадков невелика.

Фазы карбонатонакопления в авзянское время отвечают, таким образом, по всей видимости, эпохам региональных максимумов трансгрессии, чередующимся с фазами некоторого обмеления бассейна. Весьма показательна и более слабая дифференциация отложений ушаковского и реветского уровней по сравнению с катаскинским, что предполагает расширение с течением времени зон карбонатонакопления и нарастание трансгрессии. Значительная мощность и достаточно хорошая выдержанность разрезов реветской подсвиты на большей части территории Башкирского мегантиклинория указывают на формирование в самом конце юрматиния в стабильных тектонических обстановках мелководного эпиконтинентального морского бассейна.

Появление в начале позднего рифея крупного комплекса аркозовых аллювиальных и аллювиально-дельтовых песчаников, конгломератов и гравелитов, буквально “*мгновенно перекрывших*” мелководно-морской бассейн с карбонатно-терригенной седиментацией авзянского времени, позволяет предполагать проявление на границе среднего и позднего рифея на рассматриваемой территории крупной регрессивной фазы, связанной, вероятно, с эвстатическим понижением уровня моря (?).

* * *

Попытаемся теперь посмотреть, как вписывается реставрированная нами выше история развития авзянского седиментационного бассейна в эволюцию более крупного бассейна осадконакопления, существовавшего в конце юрматиния на территории восточной окраины Восточно-Европейской платформы и распространявшегося на восток, по крайней мере, в пределы современного западного склона Южного Урала.

В Волго-Уральской области с авзянским уровнем Башкирского мегантиклинория сопоставляются отложения средней и верхней частей ольховской свиты, тогда как ее нижняя часть, так называемый акбердинский горизонт, коррелируется с зигазино-комаровским уровнем стратотипа [Рабочая схема..., 1981; Стратотип рифея..., 1983; Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994]. Габбро-диабазы, секущие ольховскую свиту, имеют возраст от 1000-1050 до 1250±50 млн. лет (К-Аг метод, порода в целом) [Гаррис и др., 1964; Стратотип рифея..., 1983; Романов, Ишерская, 1997].

Надакбердинская часть ольховской свиты слагается породами довольно яркой окраски – красно-бурой, розовой и/или зеленой. В нижней данного интервала сосредоточены преимущественно карбонатные образования – мергели и доломиты, содержащие маломощные прослои аргиллитов и редко алевролитов, тогда как верхняя часть рассматриваемого уровня сложена, в основном, аргиллитами с прослоями мергелей.

На территории платформенной Башкирии ольховская свита полностью вскрыта только в четырех скважинах – 62 Кабаково, 1 Кипчак, 100 Куш-Куль и 1 Северо-Куш-Куль. В двух других – 4 Аслы-Куль и 4 Байкибашево, ольховская свита в верхней части размыта и перекрывается породами венда [Романов, Ишерская, 1997; Маслов, Ишерская, 1998]. Семь скважин (5 Старо-Петрово, 37 и 25 Карача-Елга, 25 Янышево, 54 Дюртюли, 3 Байкибашево и 800 Сергеевка) вскрыли свиту на различную глубину (от 30 до 480 м), но не достигли ее подошвы.

Основными литотипами в разрезах ольховской свиты являются следующие.

Гравелиты характеризуются красно- и розовато-желтой или розовато-серой окраской и обнаруживают присутствие пологой косо́й слоистости с признаками ритмической сортировки кластики в слоях и редкими мелкими галечками кварца. Иногда

в них присутствуют пропластки глинистого материала или пластинки зеленоцветных глинистых сланцев.

Наблюдаются также неотчетливополосчатые (полосчатость подчеркнута главным образом вариациями гранулометрии соседних слоев; здесь же через 1-3 см присутствуют пропластки зеленых глинистых сланцев, разбитые трещинами усыхания) и пологокосослоистые разности крупнозернистых *песчаников* с мелкими беспорядочно распределенными галечками кварца. Маркируется слоистость вариациями в гранулометрии слоев. Мелкозернистые песчаники имеют шоколадно-коричневую или светлую розовато-серую окраску и характеризуются преимущественно неслоистым обликом или обнаруживают присутствие неотчетливой пологой волнистой, штриховатой и косоволнистой слоистости.

Зеленовато- и розовато-серые *алевролиты* содержат прослои с зернами кварца (до 0,5-1 мм). Разновидностью данного литотипа являются шоколадно- или красно-коричневые неслоистые или неотчетливополосчатые, иногда с пластинками аргиллитов на поверхностях напластования, алевролиты.

В алевритистых *глинистых сланцах*, имеющих шоколадно-коричневую окраску, часто присутствуют многочисленные мелкие галечки кварца. В ряде случаев можно видеть листоватые неравномерно окрашенные глинистые сланцы или зеленовато-серые со слабым голубоватым оттенком (несколько неравномерно окрашенные) аргиллиты с оскольчатый изломом. На поверхностях напластования их иногда присутствуют текстуры, напоминающие трещины усыхания. Встречаются также темно-серые, почти черные, углеродисто-глинистые сланцы.

Достаточно часто в разрезах ольховской свиты наблюдаются *пакеты и пачки переслаивания* описанных выше литотипов; мощность их достигает первых десятков метров. Это может быть тонкое (пх 1 мм) пологоволнистое чередование темных зеленовато-серых или шоколадно-коричневых глинистых сланцев и розовато- или светло-серых алевролитов. В относительно мощных слоях алевролитов присутствует пологая косая слоистость; самые тонкие прослои представляют собой серии четковидных, следующих друг за другом, линз знаков ряби. Можно предполагать присутствие и псевдоморфоз по галиту. Последние (ребро кубиков от 1,5 до 2-3 мм) наблюдаются также и в составе пакетов неравномерного чередования розовато-серых или кремневых доломитов и мелкозернистых алевролитов. Еще одной разновидностью пакетов переслаивания является тонкое чередование темных зеленовато-серых алевритистых глинистых сланцев и розовато-серых прослоев глинисто(?) - карбонатного состава с ровными отчетливыми, достаточно резкими границами.

Карбонатные породы, сосредоточенные в основном в средней части ольховской свиты, объединяют несколько литотипов. Это темно-серые и серые или кремнево-серые со слабым зеленоватым оттенком преимущественно неслоистые пелитоморфно-тонкокристаллические *доломиты*. Другая их разновидность – зеленоватые и/или буро-малиновые массивные или с тонкой диффузной полосчатостью породы; иногда наблюдаются глинистые доломиты с тонкими прослоями красно-коричневых алевритистых глинистых сланцев. Еще один литотип – красно-коричневые тонко-, субгоризонтальнослоистые или с неправильной волнистой слоистостью *глинистые доломиты*, в которых слоистость подчеркнута прослоями глинистых сланцев или мергелистыми полосами толщиной 1-3 мм. Иногда присутствуют разности с тонкой горизонтальной и пологой

косой мультислойной слоистостью. Подчиненную роль среди отложений ольховского уровня играют сиреневато-серые с кремовым оттенком тонкокристаллические известняки и неравномерно окрашенные (зеленовато-серые, красно-коричневые, бурые и др.) неяснополосчатые пелитоморфно-тонкокристаллические доломитовые мергели, иногда с “присыпкой” глинистого материала по плоскостям напластования.

Строение надакбердинской части ольховской свиты в различных районах платформенной Башкирии несколько различается (рис. 39) [Маслов, Ишерская, 1998].

Так, в скважине 1 Кипчак ольховская свита имеет мощность 385 м и складывается находящимися в тонком переслаивании аргиллитами, алевролитами, мергелями и доломитами. В составе свиты по преобладающему развитию на определенных уровнях разреза тех или иных литологических типов пород выделены 3 горизонта, нижний из которых соответствует акбердинскому и далее не рассматривается. Средний горизонт ольховской свиты представлен в основном пакетами и пачками тонкого и грубого переслаивания доломитовых мергелей, аргиллитов, алевролитов и доломитов. Главным отличием данного горизонта от подстилающих и перекрывающих образований является присутствие доломитовых и глинисто-доломитовых пород. Верхний горизонт ольховской свиты объединяет здесь пакеты и пачки тонкого и микропереслаивания сургучно-красных, шоколадных и, отдельными прослоями, зеленых аргиллитов и розовато-серых алевролитов.

Северо-восточнее пос. Раевка, скважиной 4 Аслы-Куль вскрыт самый западный разрез рассматриваемого интервала. В его составе преобладают неравномерно окрашенные глинистые сланцы, доломиты, доломитовые мергели и известняки. Подчиненную роль играют кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, в составе которых довольно часто присутствуют зерна глауконита. Распределение указанных литологических разностей по разрезу характеризуется определенной закономерностью: аргиллиты и глинистые сланцы тяготеют к верхней его части, а доломиты и мергели – к нижней.

Восточные разрезы надакбердинской части ольховской свиты вскрыты несколькими скважинами, расположенными примерно на меридиане Уфы – 62 Кабаково, 800 Сергеевка, 5 Старо-Петрово, 4 Байкибаш, 100 Куш-Куль и 1 Северо-Кушкуль [Маслов, Ишерская, 1998].

В скважине 62 Кабаково названный интервал имеет довольно однообразный состав. Это преимущественно красно-бурые и, реже, серовато-зеленые аргиллитоподобные мергели, доломитовые и доломитистые аргиллиты.

В скважине 800 Сергеевка наблюдается чередование 15-20-метровых пачек переслаивания алевролитов и глинистых сланцев, с одной стороны, и доломитов, доломитовых мергелей, алевролитов, глинистых сланцев и алевролитовых их разностей – с другой.

В разрезе скважины 100 Куш-Куль в сложении надакбердинской части ольховской свиты принимают участие аргиллиты, доломитовые мергели и реже доломиты; карбонатные породы наблюдаются преимущественно в нижней части разреза. В виде маломощных прослоев присутствуют алевролиты и мелкозернистые песчаники. Породы имеют, как правило, яркие красно-бурые, темно-зеленые, розовые и темно-розовые тона окраски, реже встречаются породы темно-серого и темно-бурого цвета. В нижней части рассматриваемого уровня присутствуют в основном доломитовые мергели, среди которых наблюдаются прослои аргиллитов, доломитов и алевролитов. Выше вскрыты преимущественно аргиллиты, содержащие прослои доломитовых мергелей и, очень редко, доломитов. В кровле ольховской свиты здесь в виде маломощных редких прослоев при-

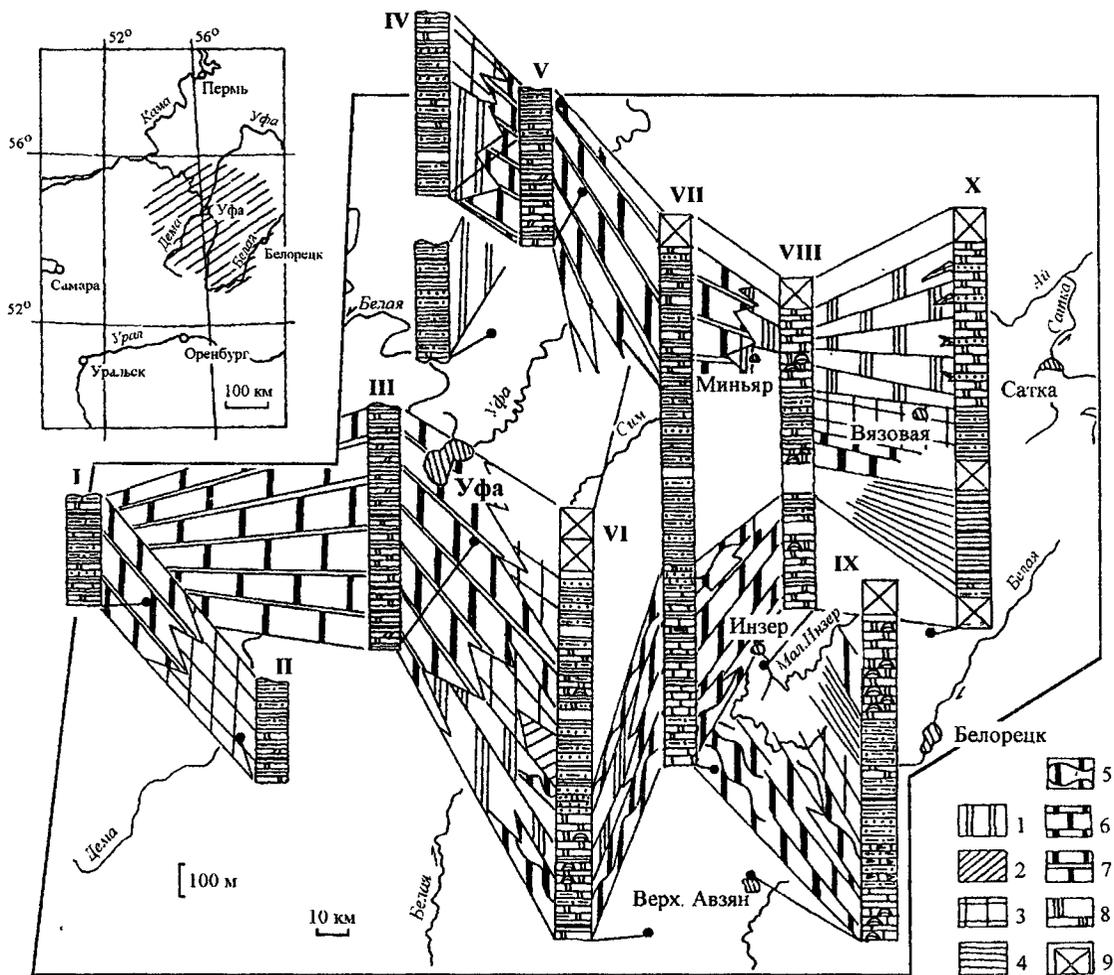


Рис. 39. Строение разрезов ольховско-авзянского уровня и характер латеральных и вертикальных взаимоотношений осадочных комплексов отложений различного состава и генезиса в области сочленения восточных флангов Восточно-Европейской платформы и западного склона Южного Урала (заштрихованная территория на карте-врезке).

Разрезы: I – скв. Аслы-Куль 4; II – скв. Кипчак 1; III – скв. Кабаково 62; IV – скв. Северо-Куш-Куль 1; V – Куш-Куль 100; VI – бассейн среднего течения р. Кужа; VII – Зигазино-Комаровский рудный район; VIII – восточная часть Инзерского синклиория; IX – окрестности пос. Верх. Авзян; X – бассейн р. Терженка.

1 – континентальные и субконтинентальные красноцветные алюмосиликокластические образования; 2 – “сверхмелководные” алюмосиликокластические отложения; 3 – мелководно-морские терригенные осадки; 4 – тонкозернистые терригенные умеренно пубоководные образования; 5 – прибрежно-морские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения; 6 – карбонатные мелководно-морские осадки; 7 – терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные образования мелководно-морского генезиса; 8 – карбонатные отложения открытых зон бассейна; 9 – необнаженные интервалы разреза.

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

сутствуют, по-видимому, и песчаники [Маслов, Ишерская, 1998].

В разрезе скважины 1 Северо-Кушкуль надакбердинская часть ольховской свиты характеризуется преобладанием пестроцветных глинистых сланцев, мергелей и доломитов; подчиненную роль играют здесь алевролиты и песчаники [Романов, Ишерская, 1994]. В нижней части данного интервала наблюдаются в основном красноцветные и темные зеленовато-серые мергели и вишнево- или зеленовато-серые доломиты. Выше они сменяются красно- и/или зеленовато-серыми аргиллитами и глинистыми сланцами, а также карбонатно-глинистыми породами. В виде единичных прослоев встречаются доломиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники.

Вскрытая мощность свиты меняется от 340 м в скв. 4 Аслы-Куль, до 840 м в скв. 62 Кабаково. В сторону Урала мощность отложений рассматриваемого уровня существенно увеличивается и, по данным В.А. Романова, основанным на материалах сейсмопрофилеирования, может достигать на широте г. Стерлитамака почти 2000-2200 м [Маслов, Ишерская, 1998].

Подробный анализ взглядов разных авторов на условия формирования среднерифейских отложений платформенной части Башкортостана сделан в ряде специальных публикаций [Маслов, 1997б, 2000; Маслов, Ишерская, 1998]. Ниже приведено только краткое резюме. Вопросам фациальной типизации и реконструкции условий накопления отложений серафимовской серии посвящены публикации многих авторов. К.Р. Тимергазиным [1959] отложения, соответствующие тем, что в настоящее время относятся к ольховской свите, интерпретировались как прибрежные мелководные. Близких представлений придерживались З.П. Иванова и др. [Нефтегазоносные и перспективные..., 1969], а также М.М. Алиев с соавторами [Геология и нефтегазоносность..., 1977]. Анализ особенностей распределения малых элементов в рифейских отложениях западных районов Башкирии позволил Т.В. Ивановой и О.К. Едренкиной [1971] высказать предположение о формировании осадков ольховского уровня в условиях жаркого и влажного климата. Сходные представления можно найти и в публикации М.М. Балашовой и С.Г. Морозова [1973]. А.Т. Низамутдиновым и др. [1990] преобладающая часть алюмосиликокластических образований среднего рифея у северного борта Серноводско-Абдуллинского прогиба отнесены, на основании расчета геохимических коэффициентов, к осадкам опресненных мелководных водоемов. Н.С. Лагутенкова и И.К. Чепикова [1982], основываясь на присутствии в породах ольховской свиты трещин усыхания и ряда других осадочных текстур, предположили крайнюю мелководность бассейна и периодическую его экспозицию. По данным Е.В. Лозина [1991, 1994 и др.], в среднем рифее на рассматриваемой территории была сформирована обширная шельфовая зона, в которой в стабильных палеогеографических обстановках накапливались мелководные силикокластические последовательности.

Выполненное нами изучение текстурно-структурных особенностей пород надакбердинского уровня ольховской свиты позволило выделить в его разрезах ряд специфических, устойчивых, неоднократно повторяющихся их совокупностей с определенными первичными седиментационными признаками, которые рассматриваются как фациальные ассоциации [Маслов, Ишерская, 1998; Маслов, 2000]. В разрезах всей серафимовской серии таких фациальных ассоциаций известно более десяти, тогда как для собственно ольховской свиты количество их не превышает пяти.

Первая ассоциация представлена красноцветными и пестроцветными песчаника-

ми; подчиненную роль в ее составе играют крупнозернистые разности псаммитов, а также алевролиты; встречаются мелкогалечниковые конгломераты, гравслиты и глинистые сланцы. Наиболее типичными текстурами для пород данной ассоциации являются трещины усыхания, псевдоморфозы по галиту, прослой плоскообломочных сланцевых брекчий, знаки ряби течения и волнения. Менее широко распространены средне- и мелко-масштабная однонаправленная (иногда с признаками ритмической сортировки кластики в косых слоях) прямолинейная и/или выполаживающаяся к основанию серий слоистость, косоволнистая и слоистость мигрирующей ряби волнения, карманы размыва и текстуры мелких промоин. По всей видимости, накопление исходных для данной ассоциации осадков происходило в континентальных или прибрежно-континентальных обстановках. В пределах Башкирского мегантиклинория подобные отложения в разрезах авзянского уровня не известны.

Вторая ассоциация также представлена в основном красно- и пестроцветными мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Типичными для них внутрислоистыми текстурами являются горизонтальная слоистость, интервалы массивного сложения, косоволнистая и слоистость мигрирующей ряби волнения или течения. Формирование рассматриваемых образований происходило, вероятно, в мелководных заливах и лагунах выше базиса действия обычного волнения.

Третья ассоциация слагается пологоволнистым чередованием мелко- и, иногда, среднезернистых, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Характерными внутрислоистыми текстурами для них являются горизонтальная и волнистая или пологоволнистая слоистость, а также знаки ряби волнения и течения небольшой амплитуды. Данная ассоциация является, по-видимому, типичным примером отложений спокойных зон внутреннего шельфа. В разрезах авзянской свиты ей отвечают чрезвычайно сходные по внешнему облику и текстурным особенностям осадки мелководно-морского генезиса (фашия песчано-алевритоглинистых осадков слабоподвижного мелководья бассейна и др.).

Еще одна ассоциация в разрезах ольховской свиты объединяет в основном карбонатные породы – доломиты (преобладают), известняки и глинистые известняки с подчиненными им прослоями глинистых сланцев. Для пород данной ассоциации типичны волнистая, косоволнистая, горизонтальная и слоистость мигрирующей ряби, что предполагает формирование исходных осадков в прибрежной зоне бассейна с активной гидродинамикой.

В разрезе ольховской свиты в скв. 62 Кабаково еще одну *фашиальную ассоциацию* образуют доломиты с подчиненными им прослоями и пакетами известняков и строматолитовых карбонатов. Глинистые сланцы наблюдаются здесь в виде маломощных прослоев. В составе данной ассоциации преобладают массивные разности карбонатов, иногда обнаруживающие присутствие прослоев плоскообломочных седиментационных брекчий; менее часто фиксируются интервалы пологоволнистого чередования карбонатных пород и глинистых сланцев, а также доломиты с неотчетливо выраженной горизонтальной полосчатостью. Присутствие строматолитов и интервалов с волнистой и пологоволнистой слоистостью указывает, что формирование исходных осадков происходило при некоторой гидродинамической активности в бассейне, однако, преобладание массивных разностей и незначительная роль в составе рассматриваемой ассоциации алюмосиликокластических пород указывают, что накопление осадков в основном имело место ниже базиса штормового волнения [Маслов, Ишерская, 1998; Маслов, 2000]. Аналогичные по

набору литотипов и генезису образования есть и в составе авзянской свиты Башкирского мегантиклинория.

Анализ латеральных и вертикальных взаимоотношений перечисленных выше фациальных ассоциаций позволяет в определенной мере судить об основных особенностях эволюции седиментационного бассейна, существовавшего в конце среднего рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Западного Урала.

К концу среднего рифея на рассматриваемой территории почти повсеместно имело место нарастание трансгрессивной тенденции, что и привело к появлению на ольховско-авзянском уровне в Башкирском мегантиклинории относительно мощного комплекса чередующихся терригенных и карбонатных толщ, сложенных в основном бассейновыми и мелководно-морскими отложениями. В западном направлении монопородные карбонатные пачки и толщи (катаскинская и реветская подсвиты авзянской свиты), как мы видели выше, постепенно расклиниваются мелководными алюмосиликокластическими и терригенно-карбонатными фациальными ассоциациями, формировавшимися преимущественно выше базиса ординарного волнения или выклиниваются. Для крайних западных районов платформенного Башкортостана характерно практически полное исчезновение из разреза ольховской свиты карбонатных пород и появление красноцветных континентальных и субконтинентальных отложений.

Мощность отложений авзянско-ольховского уровня сокращается с востока на запад более чем на порядок. Максимальные ее значения характерны для центральных и юго-западных районов Башкирского мегантиклинория, где изопахиты оконтуривают ряд глубоких “структурных ванн”, в то время как примерно на меридиане Елабуги-Сарапула мощность образований ольховской свиты не превышает 100 м [Романов, Ишерская, 1996а, 1996б; Маслов, 2000].

Все сказанное показывает, что существовавший в конце среднего рифея в области сочленения восточных флангов Восточно-Европейской платформы и западного Урала седиментационный бассейн представлял собой морфологически скорее всего типичный плоский эпикратонный водоем. На территории Волго-Уральской области и современного Башкирского мегантиклинория для него достаточно уверенно прослеживается переход с запада и северо-запада на восток от субконтинентальных алюмосиликокластических образований к преимущественно мелководно-морским терригенно-карбонатным и карбонатным ассоциациям с соответствующим увеличением мощности. Восточные границы этого бассейна в настоящее время не реконструируются.

Глава 6. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Авзянская свита представляет собой геологическое тело, сложенное переслаивающимися терригенными и карбонатными породами. Последние образуют подскиты, каждая из которых слагается явно доминирующими в ней терригенными или карбонатными образованиями. Таким образом, в целом, свита представляет собой терригенно-карбонатный литологический макрокомплекс, занимающий верхнюю часть юрматинского седиментационного мегацикла (рис. 40).

Номенклатура пород

Представление о наборе осадочных пород, слагающих авзянскую свиту, можно составить по обзорным геологическим работам, вышедшим за последние 30 лет по Башкирскому мегантиклинорию. Номенклатура пород, используемая различными исследователями, приведена в табл. 1. В целом, предшественниками, названия пород определялись по структуре и составу. Как видно из указанной таблицы, песчаники, алевролиты,

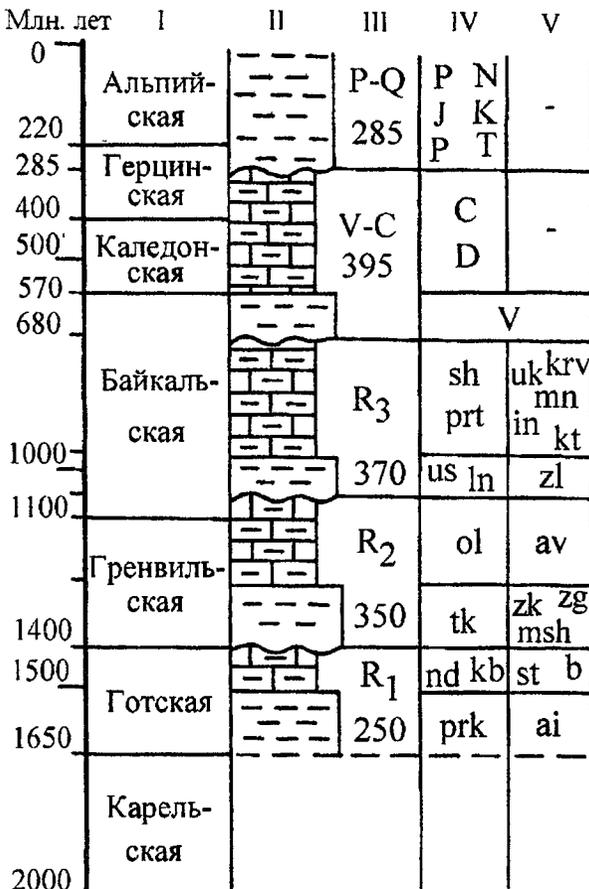


Рис. 40. Седиментационные мегациклы Западного Урала и Предуралья.

I – эпохи тектонической активности; II – литологические макрокомплексы: штрихи – терригенные; кирпичики со штриховкой – терригенно-карбонатные; III – геологический возраст и продолжительность мегациклов (млн. лет); IV – стратоны и свиты разреза Бельской депрессии: R₁ – бурзянский; R₂ – юрматинский; R₃ – каратавий, V-C – венд-карбон; P-Q – пермь-квартер; Q – квартер, N – неоген; Pg – палеоген; K – мел; J – юра; T – триас; P – пермь; C – карбон; D – девон; V – венд; свиты: rk – прикамская; kl – калтасинская; nd – надеждинская; tk – тукаевская; ol – ольховская; us – усинская; ln – леонидовская; pr – прикутовская; sh – шиханская; V – свиты разреза Башкирского мегантиклинория: ai – айская; st – саткинская; b – бакальская; ms – машакская; zg – зигальгинская; zk – зигазино-комаровская; av – авзянская; zl – зильмердакская; kt – катавская; pin – подинзерская толща; in – инзерская; mp – миньярская; uk – укская; kr – криволукская.

Номенклатура пород, слагающих авзянскую свиту, по данным сводных работ

Петрографические типы	Петрографические разновидности	Литературные источники
Песчаники	Аркозовые	[Романов, 1973]
	Кварцевые	[Романов, 1973; Стратотип рифея..., 1983]
Алевролиты	Аркозовые	[Романов, 1973]
	Полевошпат-кварцевые Кварцевые	[Стратотип рифея..., 1983] [Романов, 1973; Стратотип рифея..., 1983]
Сланцы	Известковые	[Маслов, Крупенин, 1991]
	Глинистые	[Романов, 1973; Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Крупенин, 1991]
	Углисто-глинистые	[Романов, 1973; Маслов, Крупенин, 1991]
	Серицито-глинистые	[Стратотип рифея ..., 1983]
	Углеродисто-глинистые	[Маслов, Крупенин..., 1991]
	Глинисто-мергелистые	[Романов, 1973]
	Карбонато-глинистые	[Маслов, Крупенин, 1991]
	Слюдяно-хлоритовые	[Романов, 1973]
	Хлорито-серицито-кварцевые	[Романов, 1973]
	Доломитовые	[Маслов, Крупенин, 1991]
Известняки	Филлитовидные	[Маслов, Крупенин, 1991]
	Филлитовые (филлиты)	[Маслов, Крупенин, 1991]
Доломиты	Доломитизированные	[Романов, 1973; Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Крупенин, 1991]
	Доломитовые	[Маслов, Крупенин, 1991]
	Известковистые	[Романов, 1973; Маслов, Крупенин, 1991]

известняки, доломиты подразделяются на небольшое количество петрографических разновидностей, а глинистые породы (сланцы) характеризуются чрезмерным обилием разновидностей. Это свидетельствует о несомненном произволе в данном вопросе и субъективном подходе в диагностике, которая осуществлялась в основном макроскопически, визуально.

Используемая в настоящей части работы номенклатура осадочных пород авзянской свиты тоже предусматривает для выделения разновидностей осадочных пород структуру и состав, но определяемые инструментально. Это позволяет подразделять глинистые породы на микросланцы, сланцы пелитовые, сланцы филлитовые и филлиты (табл. 2). Используя данные термического анализа появилась возможность дробного разделения карбонатных пород по соотношению в них кальцита и доломита.

Вещественный состав

Авзянская свита исследованиями вещественного состава охвачена достаточно равномерно (рис. 41). При изучении вещества определялся минеральный и петрографический состав всех основных типов осадочных пород.

Среди *песчаников* по составу обломочных зерен выделяются аркозовые, полевошпат-кварцевые и кварцевые разновидности (см. табл. 2). Размерность аллотигенных зе-

Номенклатура осадочных пород, слагающих авзянскую свиту

Петрографические типы	Петрографические разновидности
Песчаники	Аркозовые Полевошпат-кварцевые Кварцевые
Алевролиты	Аркозовые Полевошпат-кварцевые Кварцевые
Микросланцы пелитовые аргиллитовидные	Кварц-гидрослюдистые Кварц-хлорит-гидрослюдистые
Сланцы пелитовые	Кварц-гидрослюдистые Кварц-хлорит-гидрослюдистые
Сланцы филлитовидные	Кварц-серицитовые Кварц-хлорит-серицитовые
Филлиты	Кварц-серицит-мусковитовые Кварц-хлорит-мусковитовые
Известняки	Доломитоносные (до 5% доломита) Низкодоломитовые (50-10% доломита) Доломитовые (10-50% доломита)
Доломиты	Кальцитонасные (до 5% кальцита) Низкокальцитовые (5-10% кальцита) Кальцитовые (10-50% кальцита)

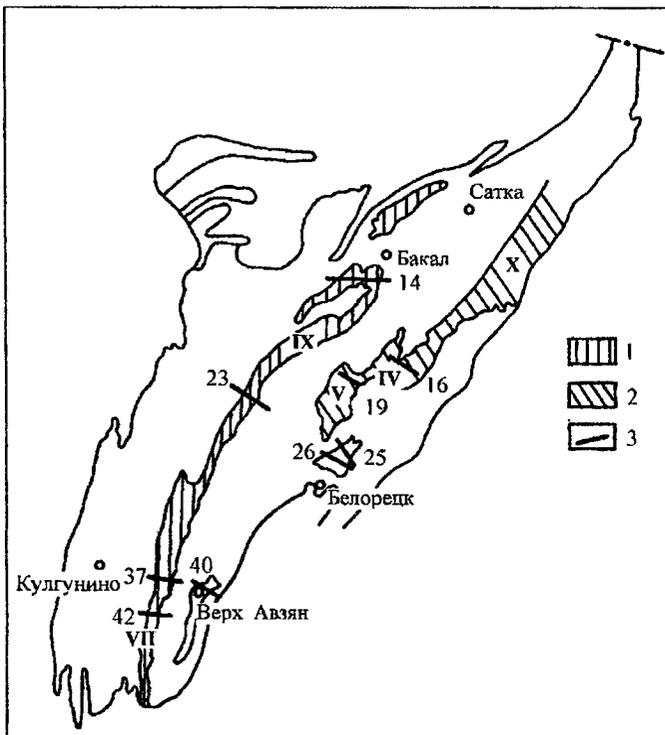
Рис. 41. Схема расположе-

ния объектов литологического изучения авзянской свиты.

1 – выходы на дневную поверхность пород авзянской свиты; 2 – выходы на дневную поверхность пород нерасчлененного юрматиния, содержащие образования авзянского уровня; 3 – линии изученных разрезов авзянской свиты.

Геологические разрезы: 14 – Катав-Ивановский; 16 – Новониколаевский; 19 – Верхне-Аршинский; 23 – Малоинзерский; 25 – Отнурский; 26 – Егоровы печи; 37 – Ново-Сайтовский; 40 – Авзянский; 42 – Кужинский.

Месторождения: VII – Кужинское полиметаллическое; IV – Новониколаевское полиметаллическое; V – Верхне-Аршинское полиметаллическое; IX – Байгазинское магнезитовое; X – Семibrатское магнезитовое.



рен в песчаниках авзянской свиты обычно находится в пределах 0,1-0,25 мм, редко превышая последние. Состав обломочных зерен аркозовых песчаников своеобразен: калишпаты, щелочные и кислые плагиоклазы, кварц, обломки кремнистых пород. Полевых шпатов в аркозах содержится до 25-30%, кварца – до 70-75%. Полевошпат-кварцевые песчаники отличаются от аркозовых широким развитием только кислых и щелочных плагиоклазов. Калишпаты здесь встречаются редко. Наиболее распространены кварцевые песчаники, в которых полевые шпаты встречаются в виде малых примесей. Акцессории в песчаниках представлены титанистыми минералами, магнетитом и др.

Цемент в песчаниках обычно кварцевый, гидрослюдисто-хлоритовый (рис. 42).

Весьма распространенным типом пород в авзянской свите являются *алевролиты*. По составу обломочных зерен отмечаются аркозовые, полевошпат-кварцевые и кварцевые разновидности. В аркозовых разностях полевые шпаты представлены калишпатами и щелочными плагиоклазами. Кварц здесь явно преобладает. Присутствуют зерна кремнистых пород. Цемент кварцевый, хлорит-гидрослюдистый, хлорит-серицитовый (см. рис. 42). В полевошпат-кварцевых алевролитах полевые шпаты представлены кислыми и щелочными плагиоклазами. Максимальное развитие в разрезе свиты имеют кварцевые алевролиты, в которых цемент кварцевый и гидрослюдисто-хлоритовый. Акцессории в алевролитах: циркон, турмалин, сфен, лейкоксен, рудные минералы.

Наименее постдиагенетически измененными пелитовыми породами являются *микросланцы пелитовые аргиллитовидные*. Внешне они имеют аргиллитоподобный облик, кусковатую или неправильную плитчатую отдельность. Часть содержат примесь карбонатного материала (до 5%). Структура микросланцев бластопелитовая, алевробластопелитовая. По составу выделяются кварц-гидрослюдистые и кварц-хлорит-гидрослюдис-

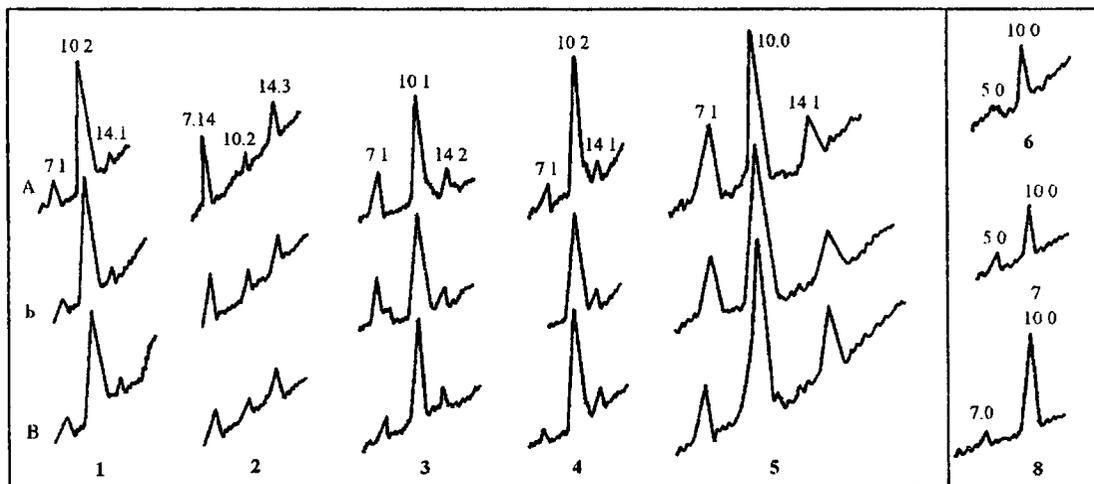


Рис. 42. Дифрактограммы тонких фракций различных петрографических типов пород авзянской свиты (значения рефлексов в Å).

Песчаники: 1 – *обр.* 145-87.5, разрез VII. Алевролиты: 2 – *обр.* 127-6, разрез 23, R_2av_3 ; 3 – *обр.* 168-1, разрез 40, R_2av_2 . Сланцы филлитовидные: 4 – *обр.* 145-217, разрез VII; 5 – *обр.* 476-6, разрез 14, R_2av_2 . Нерастворимые остатки карбонатных пород: 6 – известняк, *обр.* 412-3, разрез 23, R_2av_1 ; 7 – доломит, *обр.* 411-2, разрез 23, R_2av_1 ; 8 – известняк, *обр.* 412-4, разрез 23, R_2av_3 .

тые разности. Кристаллизационная сланцеватость выражена субпараллельной ориентировкой чешуек гидрослюды. Отмечаются листочки гидратированного обломочного биотита и зерна глауконита.

Сланцы пелитовые. В геологическом обиходе эти породы обычно называются глинистыми сланцами. Для них характерна плитчатая отдельность. Нередко присутствует примесь тонкорассеянного органического вещества, придающего породам черную окраску. Структура blastsпелитовая, алевроblastsпелитовая. Карбонатный материал присутствует в ряде случаев до 10%. По вещественному составу выделяются разновидности пелитовых сланцев: кварц-гидрослюдистые и кварц-хлорит-гидрослюдистые (см. табл. 2). Размеры чешуек слюдястых минералов порядка 0,010-0,015 мм. Хорошо выражена кристаллизационная сланцеватость. Обломочный биотит в пелитовых сланцах обычно хлоритизирован. То же относится и к глаукониту. Из аксессуаров отмечены турмалин, циркон, титановые минералы и магнетит.

Максимально измененными глинистыми (пелитовыми) породами в авзянской свите являются *филлитовидные сланцы и филлиты*. Они встречаются локально: в рудных полях месторождений и в зонах крупных тектонических нарушений. В этих породах широко развит кливаж течения обуславливающий хорошо выраженную сланцеватость, плитчатую отдельность. Структура лепидобластовая. Основными минералами, слагающими эти сланцы являются серицит, мусковит и хлорит. Присутствуют в незначительных количествах стильпномелан и пиррофиллит. Аллотигенные минералы: кварц, полевые шпаты. Аксессуары представлены сфеном, цирконом, магнетитом. В филлитах отмечаются крупные и мелкие агрегаты мусковита, который в них является основным породообразующим минералом.

Известняки состоят из карбонатных минералов, нерастворимого минерального остатка (НМО) и рассеянного органического вещества. Карбонатные минералы представлены кальцитом и примесью переменных количеств доломита. Рентгеновский анализ показывает присутствие магнезита в низкодоломитовых и доломитовых разностях известняков. Если в исходных пробах известняков рентгеновский анализ не обнаруживает доломит, то он всегда определяется в их тяжелых фракциях ($d > 2,75 \text{ г/см}^3$). Кальцит, входящий в состав известняков, бывает нормальным ($d_{211} 3,032\text{-}3,033 \text{ \AA}$) и магнезиальным ($d_{211} 3,024\text{-}3,027 \text{ \AA}$). Дифрактометрический анализ порошковых проб (рис. 43) известняков устанавливает присутствие кальцита по рефлексам – 3.84, 3.03, 2.496, 2.28, 2.09, 1.87, 1.802 и 1.75 \AA , доломита – 2.88, 2.67 и 2.54 \AA . Состав НМО достаточно однообразен и представлен кварцем (3.33 \AA), полевыми шпатами (3.20, 3.69 \AA) гидрослюдами (10.0 и 5.0 \AA) и хлоритами (14.0 и 7.1 \AA).

В *доломитах* основным породообразующим минералом является доломит, кальцит выступает в качестве примеси. Кроме того, в доломитах-породах присутствуют магнезит и анкерит. Можно выделить три генетических ряда: доломит-кальцит; доломит-магнезит; доломит-анкерит. На термограммах пород-доломитов выделяются эндотермические эффекты диссоциации MgCO_3 (769-795 $^\circ\text{C}$) и CaCO_3 (917-960 $^\circ\text{C}$). Примесь магнезита проявляется незначительным эндотермическим эффектом в области 560-620 $^\circ\text{C}$ (рис. 44). Рентгеновский анализ подтверждает результаты термического исследования.

При исследовании состава пород на рентгеновском микроанализаторе УХА-5 в доломитах устанавливается присутствие включений анкерита (рис. 45). Термический анализ ряда образцов доломитов показал, что они сложены железистым доломитом (рис. 46). Тер-

Рис. 43. Дифрактограммы карбонатных пород авзянской свиты.

1 – *обр.* 415-5, известняк доломитоносный, реветская подсвита, разрез 23; 2 – *обр.* 410-6, известняк доломитоносный, катаскинская подсвита, разрез 23; 3 – *обр.* 365-5, доломит низкокальцитовый, катаскинская подсвита, разрез 14; 4 – *обр.* 422-3, доломит низкокальцитовый, катаскинская подсвита, разрез 14. Са – кальцит, Д – доломит, М – магнезит, Q – кварц (все значения в Å).

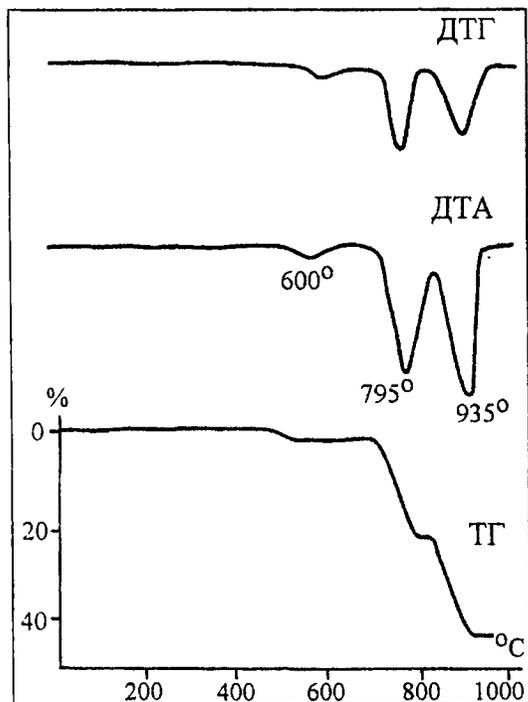
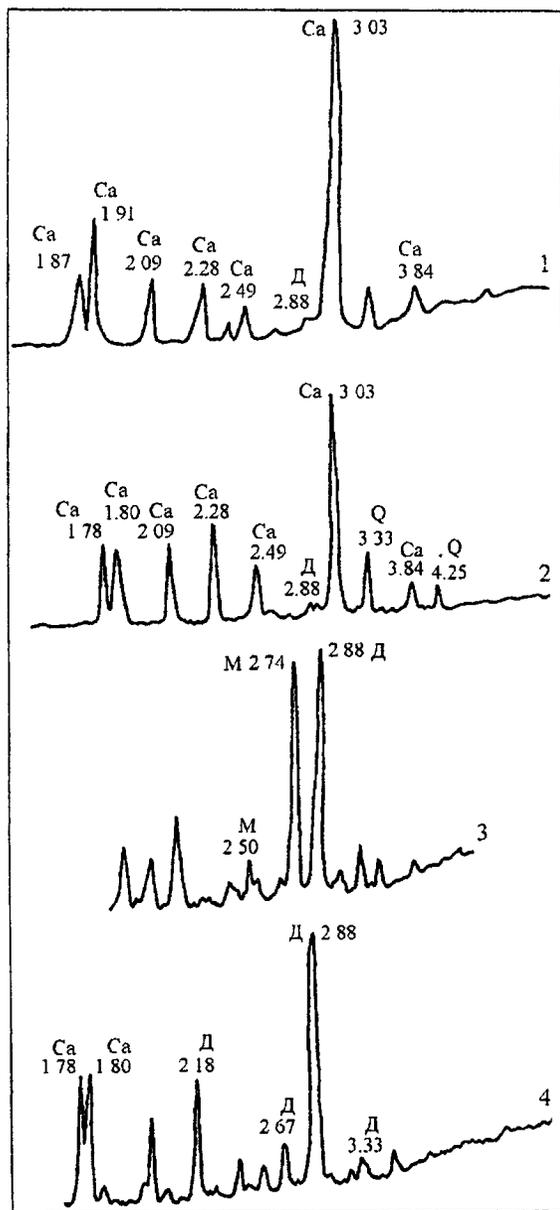


Рис. 44. Дериватограмма магнезитоносного доломита из катаскинской подсвиты авзянской свиты (*обр.* 365, разрез 14). Диссоциация 600°C – магнезит, 795 и 935°C – доломит.

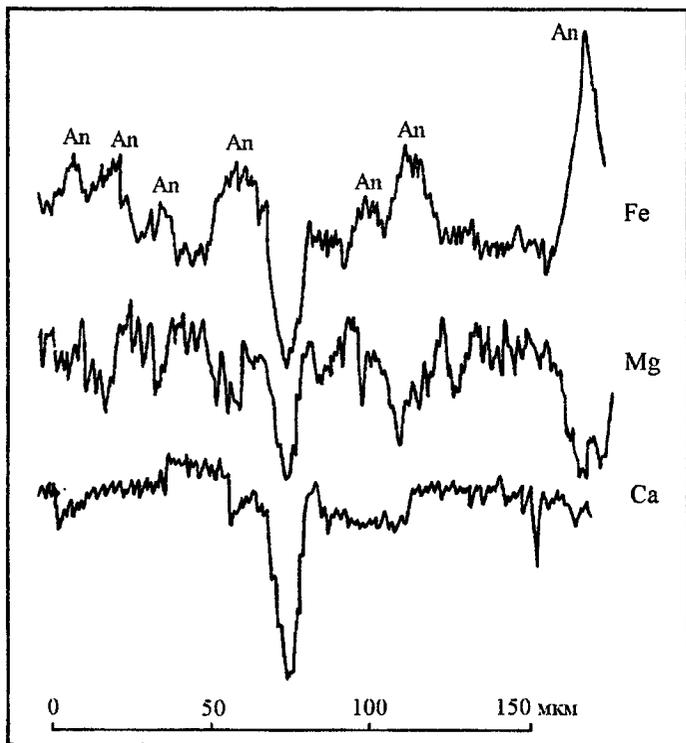


Рис. 45. Данные микрозондового изучения железисто-го доломита-породы.

Суммарное содержание FeO – 12.48%, *обр.* 424-3, разрез 14. An – анкерит.

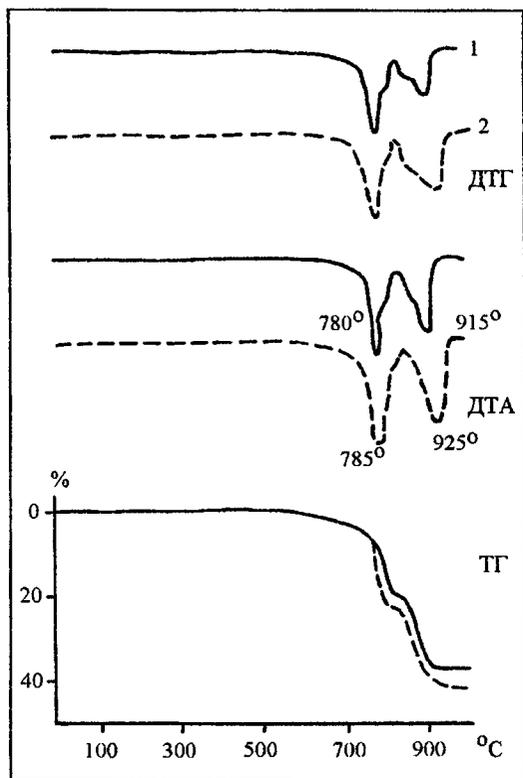


Рис. 46. Железистые доломиты авзянской свиты.

1 – *обр.* 412-4, ушаковская подсвита, разрез 23, FeO – 1.01%; 2 – *обр.* 434-3, катакская подсвита, разрез 14, FeO – 2.01%.

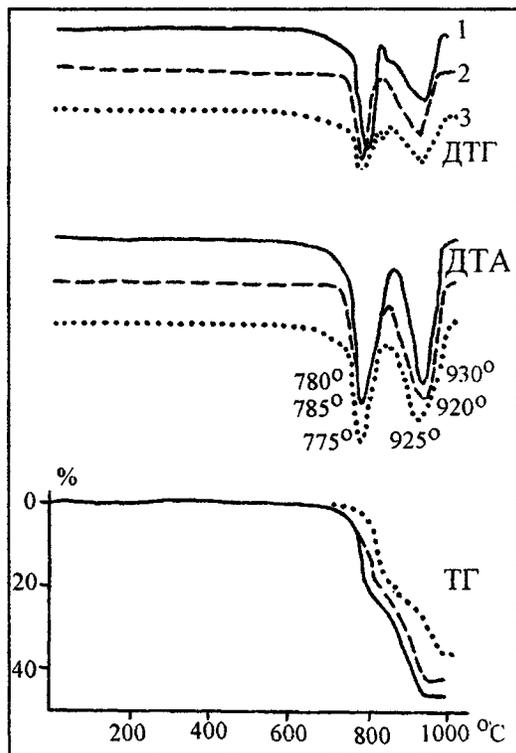
мограммы железистых доломитов (FeO > 0.5%) имеют на правой ветви эндотермического эффекта диссоциации $MgCO_3$ небольшой дополнительный эффект при температуре 800-830°C. Железистость доломитов коррелируется с содержанием глинистого материала.

Термограммы пород-доломитов с различным количеством НМО приведены на **рис. 47**.

Рентгеновский анализ показывает, что во всех типах пород авзянской свиты присутствует единый комплекс глинистых минералов: диоктаэдрические слюды и хлорит, отвечающий ассоциации глинистых минералов

Рис. 47. Термограммы доломитов каскинской подсвиты с различным содержанием нерастворимого минерального остатка.

1 – чистый доломит, *обр.* 433-3, разрез 20;
2 – глинистый доломит, *обр.* 221-1, разрез 26;
3 – мергель доломитовый, *обр.* 411-3, разрез 23.



предельно измененных в литогенезе глин.

Терригенные породы авзянской свиты неполностью охвачены силикатными анализами. Не имеется химической характеристики песчаников и филлитов. Однако, тенденции химизма терригенных пород, слагающих свиту выявлены достаточно четко (табл. 3). Вполне определено в алевролитах уменьшается содержание SiO_2 в направлении от кварцевых разностей к полевошпат-кварцевым и соответственно увеличиваются концентрации Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

Таблица 3

Химический состав терригенных пород авзянской свиты, мас. %

Разрезы	14		23		23	
Подсвита	R_{2av_2}		R_{2av_6}		R_{2av_4}	
Окислы и образцы	476-3	127-6	127-7	476-2	128-3	128-5
SiO_2	63.93	47.50	46.42	58.13	53.45	49.50
TiO_2	0.62	0.61	0.64	0.82	0.77	0.58
Al_2O_3	13.27	16.17	17.77	17.92	20.27	24.08
Fe_2O_3	3.63	3.11	6.23	3.83	3.29	3.20
FeO	2.42	4.74	3.73	1.53	1.91	1.79
CaO	0.80	Не обн.	0.29	0.82	4.89	0.29
MgO	5.80	11.13	9.09	4.56	4.17	4.67
MnO	0.06	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01
P_2O_5	0.09	-	-	0.02	0.04	0.05
K_2O	3.95	8.02	6.82	4.79	6.37	8.85
Na_2O	0.91	0.14	1.14	0.37	0.48	0.08
ппп	6.59	9.01	7.72	6.20	4.12	7.61
Сумма	99.97	100.45	99.89	99.01	99.80	100.71

Примечания. Не обн. – не обнаружено; прочерк – определение не выполнялось; подсвиты авзянской свиты: R_{2av_2} – малоинзерская; R_{2av_4} – куткурская; R_{2av_6} – тюльменская; названия и положение разрезов показаны на рис. 41. Алевролиты: *обр.* 476-3 – кварцевый, *обр.* 127-6 – аркозовый, *обр.* 127-7 – полевошпат-кварцевый. Глинистые породы: *обр.* 476-2 – микросланец пелитовый, *обр.* 128-3 – сланец пелитовый, *обр.* 128-5 – сланец филлитовидный.

В глинистых породах в направлении от микросланцев к филлитовидным сланцам существенно падает концентрация SiO_2 ; содержания Al_2O_3 и K_2O при этом возрастают.

Карбонатные породы авзянской свиты петрохимически охарактеризованы на **рис. 48**, где показано поведение главных породообразующих окислов CaO и MgO в разновидностях доломитов и известняков. В координатах CaO - MgO находят место все разновидности карбонатных пород, выделяемых в авзянской свите. Распределение карбонатных пород в катаксинской и реветской подсвитах показано на **рис. 49** и **50**. Химический состав отдельных образцов известняков приведен в **табл. 4** и доломитов – в **табл. 5**.

MgO

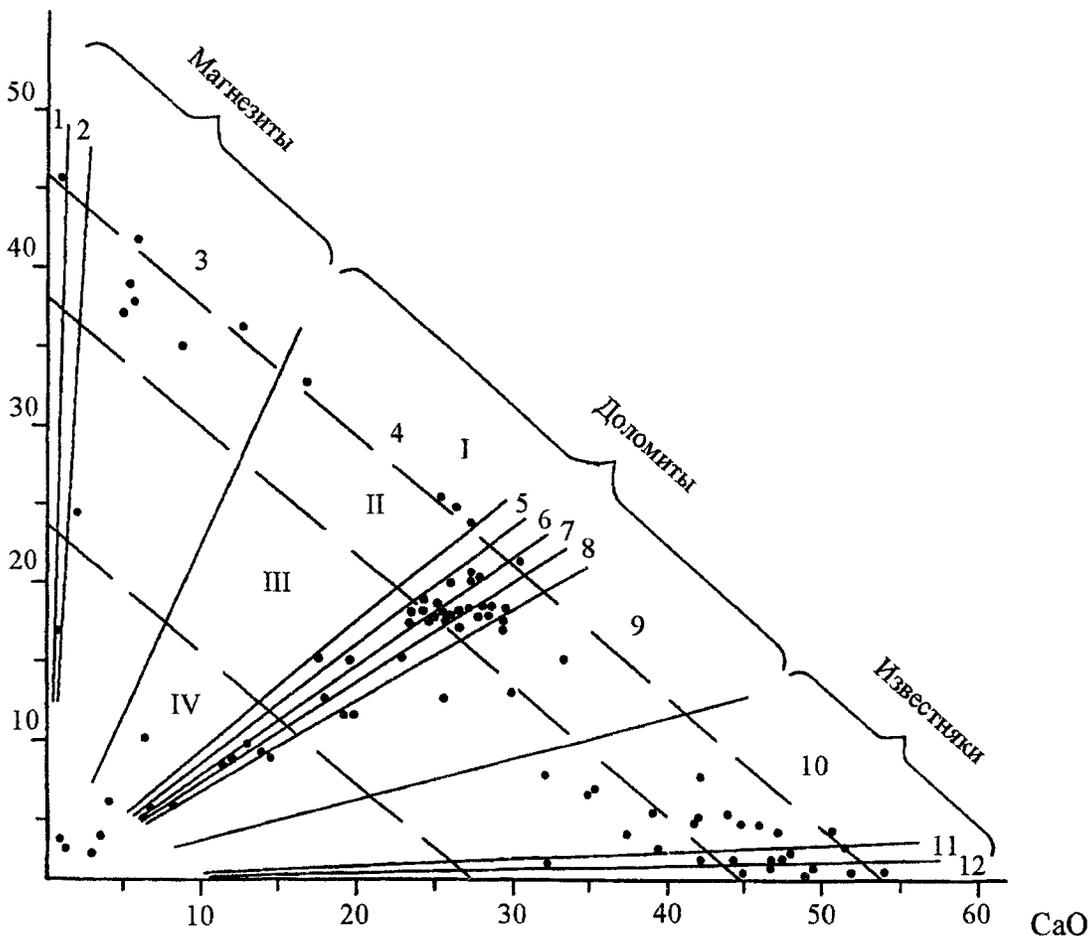


Рис. 48. Петрохимические тренды карбонатных пород авзянской свиты (88 полных силикатных анализов).

1 – магнезит; 2 – магнезит низкодоломитовый; 3 – магнезит доломитовый; 4 – доломит магнезитовый; 5 – доломит низкомагнезитовый; 6 – доломит магнезитоносный; 7 – доломит кальцитоносный; 8 – доломит низкокальцитовый; 9 – доломит кальцитовый; 10 – известняк доломитовый; 11 – известняк низкодоломитовый; 12 – известняк доломитоносный;

Типы карбонатных пород: I – чистые карбонаты; II – глинистые карбонаты; III – мергели; IV – карбонатные сланцы.

Рис. 49. Состав карбонатных пород катаскинской подсвиты.

Условные обозначения см. на рис. 48 и в табл. 2.

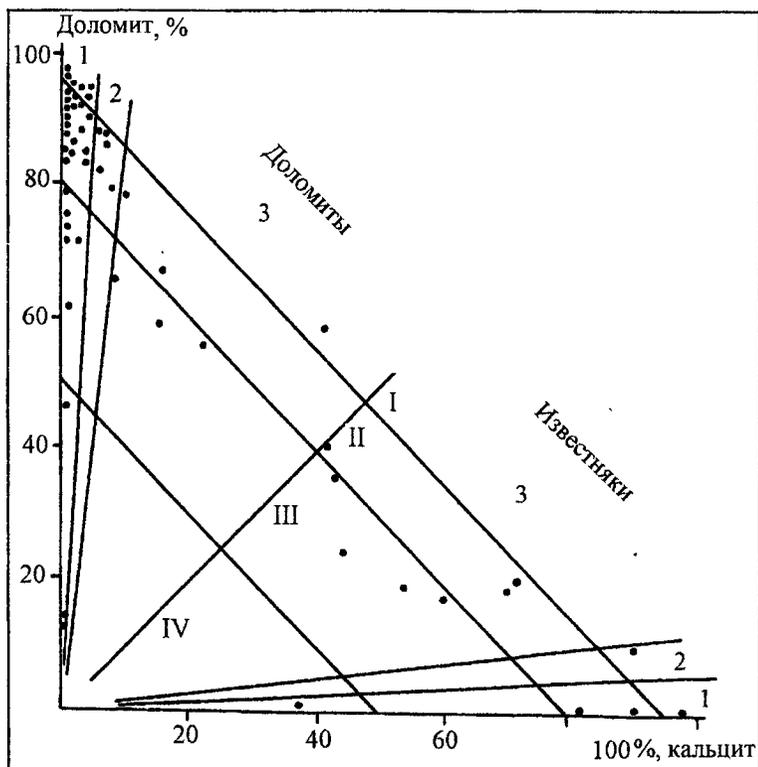
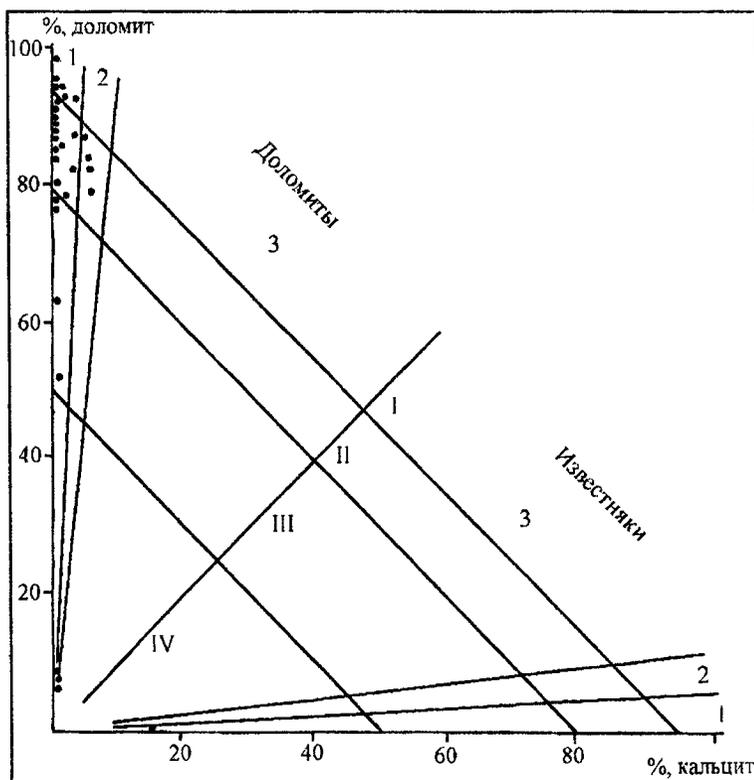


Рис. 50. Состав карбонатных пород реветской подсвиты авзянской свиты.

Условные обозначения см. на рис. 48 и в табл. 2.



Химический состав известняков авзянской свиты, мас. %

Разрезы	40		23	IX		V	
	R _{2av1}		R _{2av1}	R _{2av1}		R _{2av5}	
Подсвиты							
Образцы и окислы	424-4	59-5-2	804	431-1	431-2	417-2	417-12
SiO ₂	11.21	11.00	12.23	5.65	9.81	1.56	1.18
TiO ₂	0.04	0.04	0.07	0.02	0.10	Сл.	Не обн.
Al ₂ O ₃	0.69	0.83	2.66	1.18	2.24	0.05	1.15
Fe ₂ O ₃	0.10	0.92	0.53	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO	0.67	0.71	0.72	1.34	2.48	0.10	0.12
CaO	46.85	42.80	40.94	41.62	43.79	53.90	49.38
MgO	1.10	4.60	4.92	5.09	2.81	0.39	4.44
MnO	0.10	0.14	0.01	0.06	0.01	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	0.05	Не обн.	0.04	0.01	0.03	0.02	0.09
K ₂ O	0.30	0.29	0.61	0.14	0.39	0.15	0.16
Na ₂ O	0.10	Сл.	0.17	0.06	0.05	0.36	0.30
ппп	38.09	39.20	36.80	41.23	37.90	41.81	42.40
Сумма	99.90	100.53	99.70	96.40	99.61	98.19	99.22

Примечания. Не обн. — не обнаружено; Сл. — следы. Подсвиты: R_{2av1} — катаскинская; R_{2av5} — реветская. Названия и положение разрезов указаны на рис. 41. Обр. 417-2 — известняк чистый доломитоносный; обр. 417-12 — известняк чистый низкодоломитовый; обр. 431-2 — известняк чистый доломитоносный; обр. 424-4 — известняк глинистый доломитоносный; обр. 59-5-2 — известняк глинистый низкодоломитовый; обр. 804 — известняк глинистый, низкодоломитовый; обр. 431-1 — известняк глинистый, низкодоломитовый.

В породах авзянской свиты Э.З. Гареевым [1984] изучено поведение 13 микроэлементов (табл. 6). Среди них весьма примечательно поведение Ba, Mn и Ti. Наибольшие концентрации Ba, Mn отмечаются в доломитах, а Ti — в терригенных породах. Самые высокие концентрации Sr свойственны известнякам.

Распределение осадочных пород в авзянской свите

Литологический состав авзянской свиты и ее подразделений приведен на рис. 51 и 52. В строении свиты принимают участие практически все основные петрографические типы осадочных пород. Однако следует отметить, что песчаники встречаются в разрезе свиты не повсеместно и лишь в незначительной мере. Среди терригенных пород явно преобладают алевролиты, которым подчинены глинистые образования. Из карбонатных пород наиболее распространены в разрезе свиты доломиты. Достаточно широко известняки отмечаются лишь в катаскинской подсвите. Незначительное количество известняков встречено и в реветской подсвите, которая считается сложенной целиком доломитами. В существенно карбонатных подсвитах, ушаковской и катаскинской, известняки также присутствуют. Четко строение подсвит вырисовывается по соотношению терригенных и карбонатных пород, по этому литологическому принципу и произведено расчленение авзянской свиты. В катаскинской, ушаковской и реветской подсвитах явно преобладают карбо-

Таблица 5

Химический состав доломитов авзянской свиты, мас. %

Разрезы	23						14		25		IX
Подсвиты	R _{2av1}		R _{2av3}	R _{2av5}			R _{2av1}		R _{2av1}		R _{2av1}
Образцы и окислы	410-4	411-2	412-3	413-1	413-4	413-7	365-1	365-5	436-2	436-3	433-3
SiO ₂	7.35	5.69	3.58	1.12	2.28	5.30	2.21	2.75	3.34	1.38	2.64
TiO ₂	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	0.60	0.38	0.98	0.37	1.23	3.37	0.46	0.46	1.06	0.50	0.32
Fe ₂ O ₃	1.04	0.10	1.01	0.36	He обн.	He обн.	0.18	0.10	He обн.	0.28	0.11
FeO	0.41	1.48	0.81	0.58	1.43	1.07	0.40	0.67	1.15	0.38	0.36
CaO	28.15	27.55	28.57	29.12	29.08	27.20	29.51	28.50	28.69	28.89	28.70
MgO	18.62	19.30	19.28	21.32	19.40	18.48	21.74	21.90	20.37	21.55	21.04
MnO	0.28	0.12	0.15	0.07	0.08	0.03	0.05	0.06	0.14	0.07	0.02
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05	0.65	0.03	0.05	0.05
K ₂ O	0.25	0.26	0.31	0.10	0.34	0.66	0.26	0.50	0.22	0.12	0.19
Na ₂ O	0.10	0.13	0.10	0.18	0.03	0.03	0.10	0.10	0.03	0.14	0.16
ппп	42.70	44.10	44.23	46.00	45.81	43.74	44.65	44.43	44.50	46.56	45.50
Сумма	99.58	99.47	99.10	99.44	99.76	99.95	99.64	99.54	99.56	99.33	99.11

Примечания. Не обн. – не обнаружено. Названия и положение разрезов указаны на рис. 41. Обр. 410-4 – глинистый доломит низкокальцитовый; обр. 411-2 – глинистый кальцитоносный доломит; обр. 412-3 – чистый низкокальцитовый доломит; обр. 413-1 – чистый магнезитоносный доломит; обр. 413-4 – чистый низкокальцитовый доломит; обр. 413-7 – глинистый низкокальцитовый доломит; обр. 365-1 – чистый магнезитоносный доломит; обр. 365-5 – чистый низкомагнезитовый доломит; обр. 436-2 – чистый доломит; обр. 436-3 – чистый магнезитоносный доломит; обр. 433-9 – чистый магнезитоносный доломит.

Микроэлементы в осадочных породах авзянской свиты в г/т,
по данным Э.З. Гареева [1984]

Элементы	Песчаники	Алевролиты	Глинистые породы	Известняки	Доломиты
Кол-во анализов	7	34	38	38	22
Cu	43	22	2.3	10	10
Zn	66	34	33	-	-
Pb	9	7	8	6	3
Ba	-	136	504	317	1286
Ni	22	15	15	6	3
Co	4	3	3	-	-
Mn	17	23	49	1062	2453
Ti	2157	2710	1981	643	123
V	29	47	49	12	9
Cr	36	40	42	14	5
Sn	2	3	-	-	-
Sr	-	-	Сл.	379	93
Zr	107	55	-	57	41

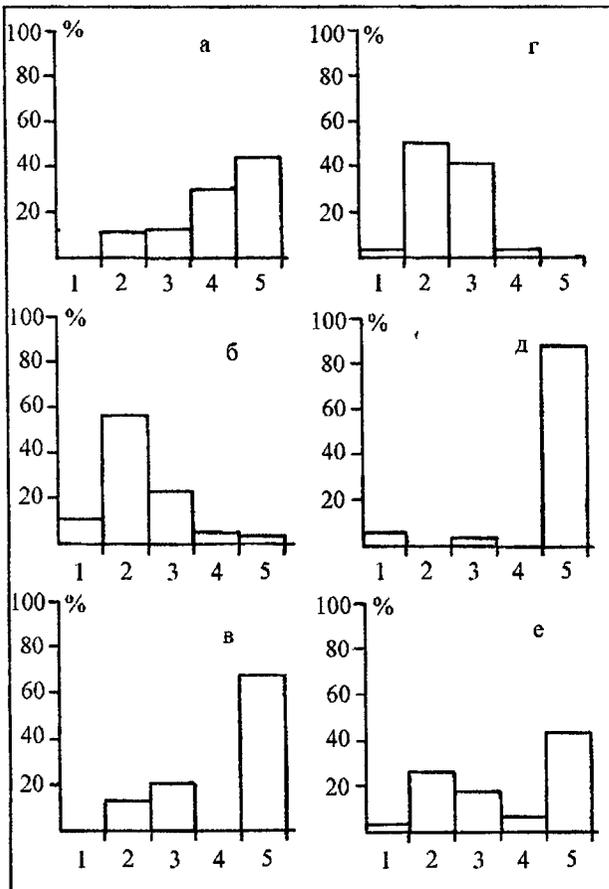


Рис. 51. Литологический состав подсвит авзянской свиты Башкирского мегантиклинория.

Подсвиты: а – катаскинская; б – малоинзерская; в – ухаковская; г – кутурская; д – реветская; е – авзянская свита в целом.

Породы: 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые образования; 4 – известняки; 5 – доломиты.

Рис. 52. Соотношение терригенных и карбонатных пород в подсвитах авзянской свиты Башкирского мегантиклинория.

а – катаскинская подсвита; б – малоинзерская подсвита; в – ушаковская подсвита; г – куткурская подсвита; д – реветская подсвита; е – авзянская свита в целом.

Породы: 1 – терригенные; 2 – карбонатные.

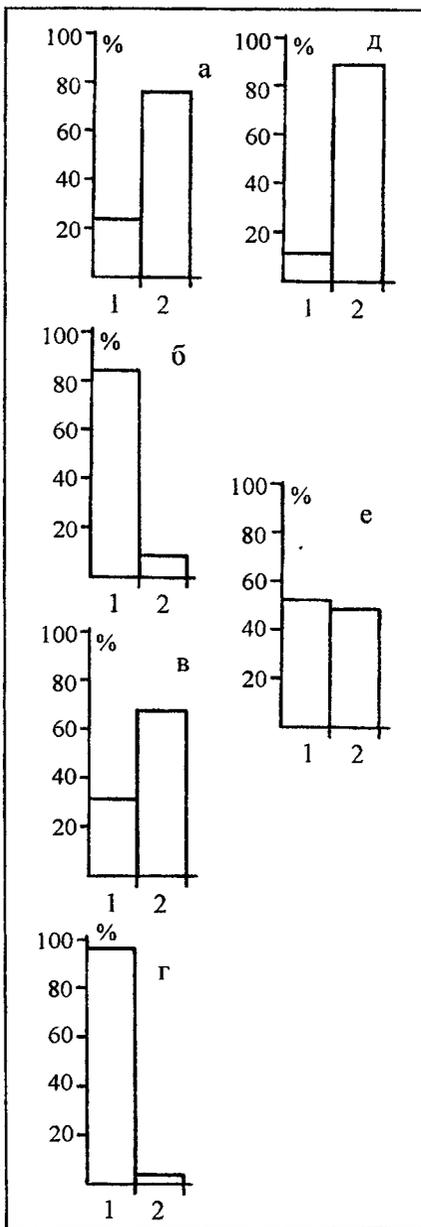
натные породы, которым подчинены терригенные. В малоинзерской и куткурской подсвитах соотношения обратные. В целом, авзянская свита характеризуется равными количественными карбонатных и терригенных пород.

В различных районах Башкирского мегантиклинория литологический состав авзянской свиты варьирует (рис. 53). По соотношению терригенных и карбонатных пород выделяется Зигазино-Комаровский и Авзянский районы, где карбонатные образования подчинены терригенным (рис. 54). В Инзеро-Тюльменском, Златоустовском, Тирляномском и Белорецком районах карбонатные породы несколько преобладают над терригенными. В Юрюзанском и Бакальском районах терригенные и карбонатные породы встречаются приблизительно в равных количествах. В тех районах, где терригенные породы преобладают над карбонатными, имеются коры выветривания, с которыми связаны бурожелезняковые месторождения. В районе существенного преобладания карбонатных пород над терригенными присутствуют магнетитовые и полиметаллические месторождения. Литологические особенности подсвит состоят в следующем.

На *катаскинском уровне* терригенные породы – песчаники, алевролиты, глинистые образования подчинены карбонатным отложениям (рис. 55).

В Авзянском и Зигазино-Комаровском районах отмечается полный набор терригенных образований, а в других районах песчаники отсутствуют. Карбонатные породы в подсвите представлены как доломитами, так и известняками. В Кусинском, Катав-Ивановском и Кужинском районах присутствуют только доломиты; в Юрюзанском – только известняки, а в Малоинзерском, Авзянском и Зигазино-Комаровском районах доломиты и известняки слагают разрез подсвиты совместно.

В разрезах *малоинзерской подсвиты* терригенные породы существенно преобладают над карбонатными образованиями (рис. 56). В Кусинском и Кужинском районах терригенные породы представлены всеми петрографическими группами – песчаника-



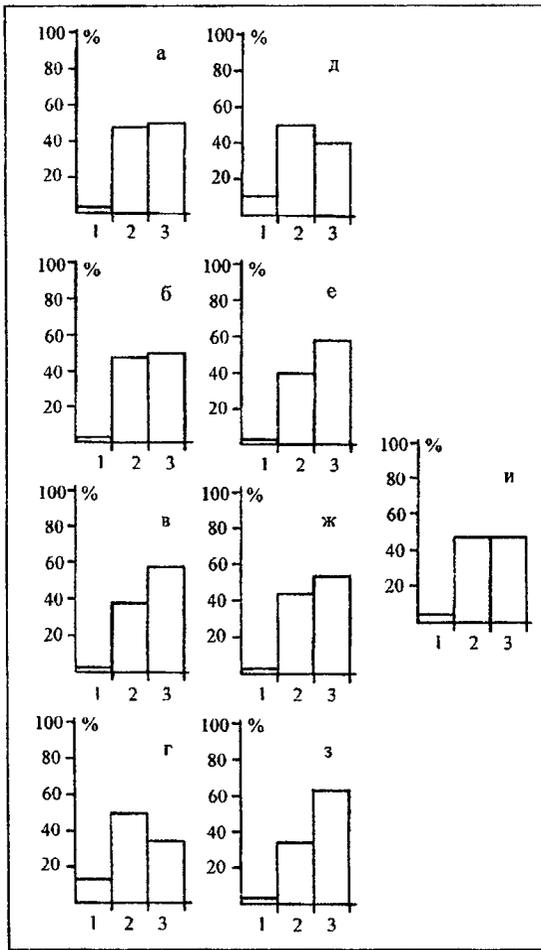


Рис. 54. Соотношение терригенных и карбонатных пород в разрезах авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория, построено по данным работы [Романов, 1973].

Районы: а – Юрюзанский; б – Бакальский; в – Инзерско-Тюльменский; г – Зигазино-Комаровский; д – Авзянский; е – Златоустовский; ж – Тирлянский; з – Белорецкий; и – авзянская свита в целом.

Породы: 1 – терригенные; 2 – карбонатные.

Рис. 53. Литологический состав авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория, по данным работы [Романов, 1973]

Районы: а – Юрюзанский; б – Бакальский; в – Инзерско-Тюльменский; г – Зигазино-Комаровский; д – Авзянский; е – Златоустовский; ж – Тирлянский; з – Белорецкий; и – авзянская свита в целом.

Породы: 1 – обломочные (песчаники и алевролиты); 2 – глинистые; 3 – карбонатные.

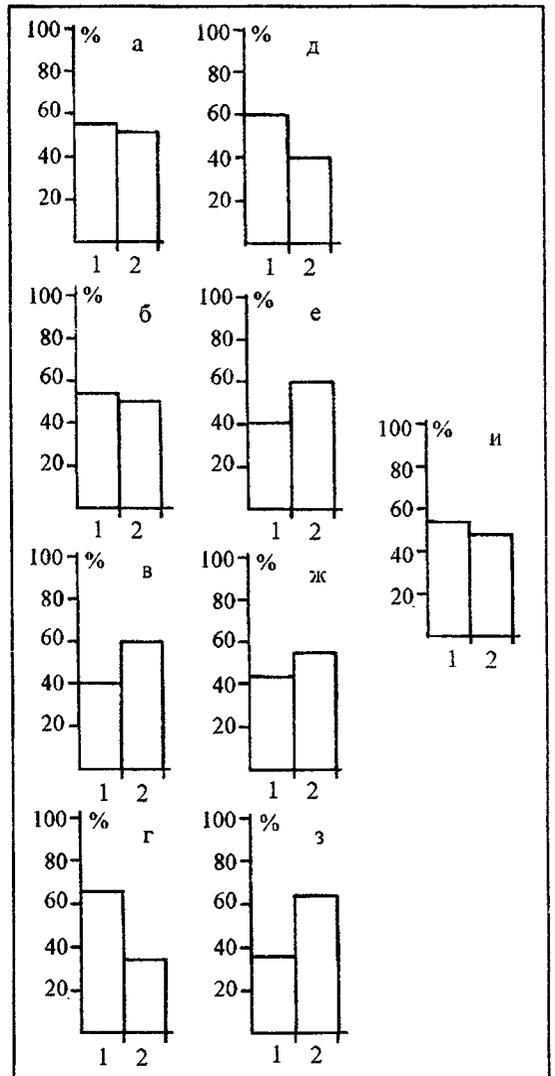


Рис. 55. Литологический состав катаскинской подсвиты авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория.

Районы: а – Кусинский; б – Юрюзанский; в – Катав-Ивановский; г – Кужинский; д – Малоинзерский; е – Авзянский; ж – Зигазино-Комаровский; з – суммарная характеристика.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые образования; 4 – известняки; 5 – доломиты.

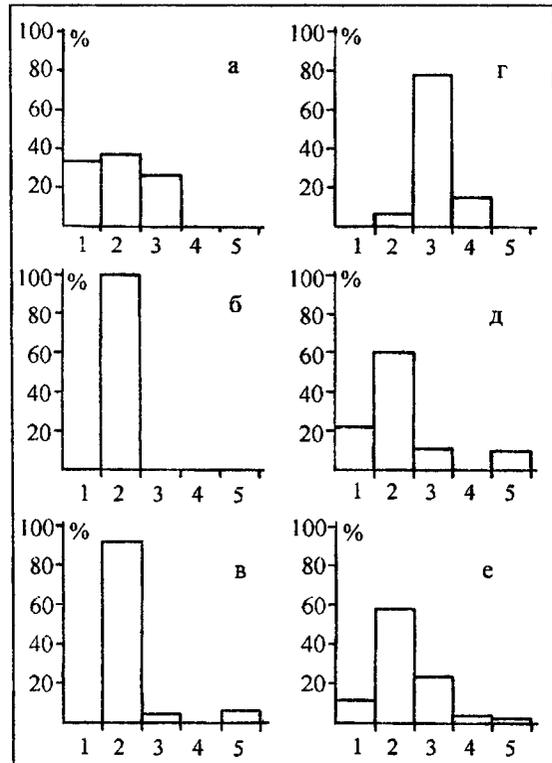
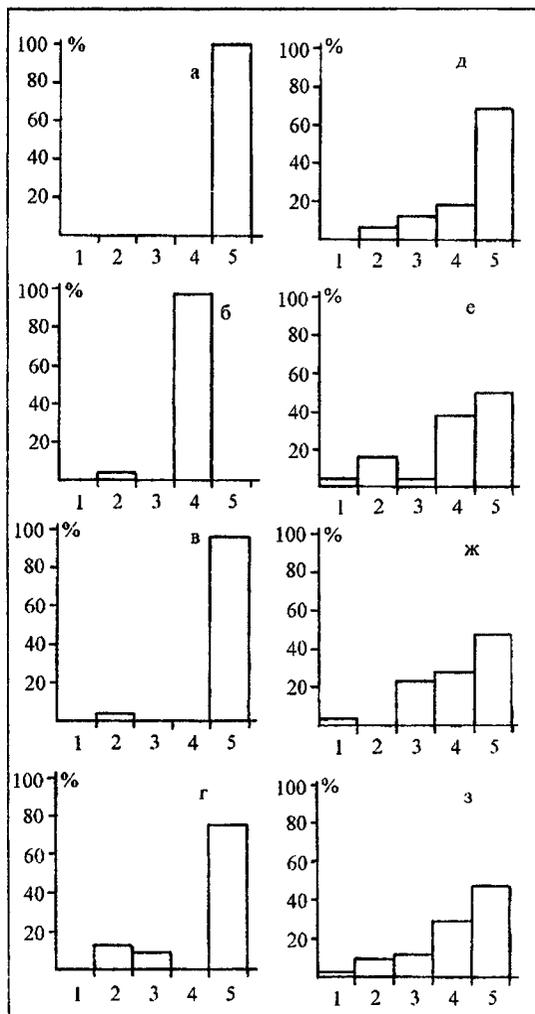


Рис. 56. Литологический состав малоинзерской подсвиты авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория, построено по данным работы [Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Крупенин, 1991].

Районы: а – Кусинский; б – Юрюзанский; в – Катав-Ивановский; г – Зигазино-Комаровский; д – Кужинский; е – суммарная характеристика.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые образования; 4 – известняки; 5 – доломиты.

ми, алевролитами и глинистыми образованиями. В Юрюзанском и Катав-Ивановском районах среди терригенных пород явно преобладают алевролиты, а в Зигазино-Комаровском – глинистые образования. Из карбонатных отложений в Зигазино-Комаровском встречаются только известняки, а в Кужинском и Катав-Ивановском – только доломиты. В Кусинском и Юрюзанском районах в малоинзерской подсвете карбонатные породы не отмечаются.

Карбонатные породы в составе *ушаковской подсветы* представлены в основном доломитами и явно преобладают над терригенными (рис. 57). Песчаников среди последних не отмечено.

В разрезе *куткурской подсветы* преобладают терригенные породы. В Зигазино-Комаровском районе присутствуют песчаники, а в других местах они не отмечаются.

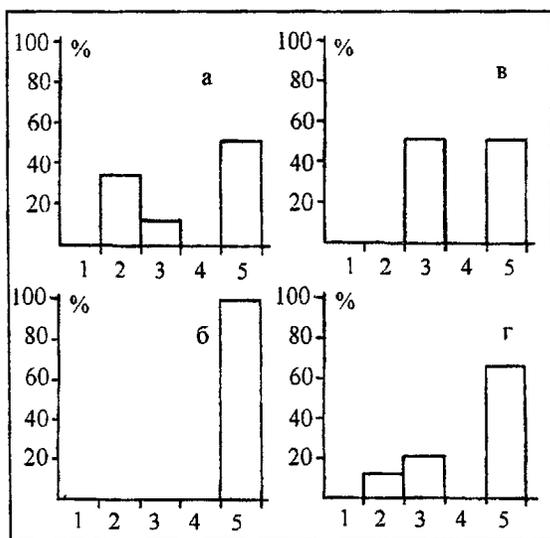


Рис. 57. Литологический состав ухаковской подсветы авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория.

Районы: а – Катав-Ивановский; б – Авзянский; в – Зигазино-Комаровский; г – суммарная характеристика.

Породы: 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые образования; 4 – известняки; 5 – доломиты.

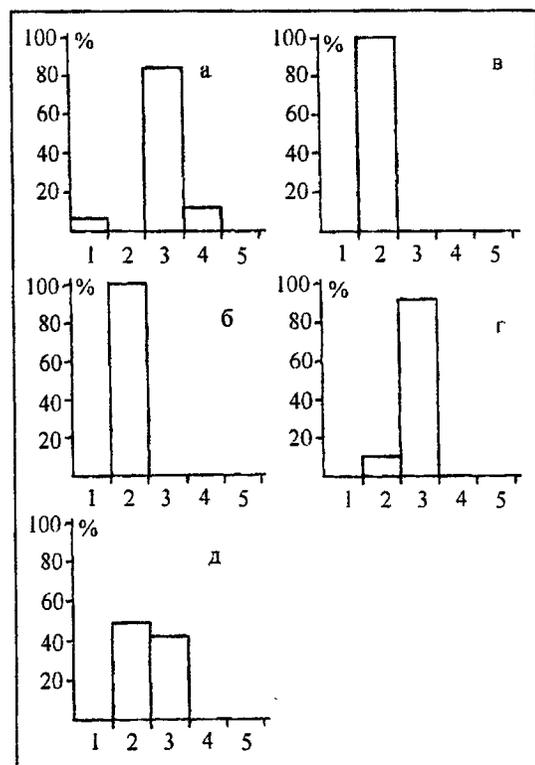


Рис. 58. Литологический состав куткурской подсветы авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория.

Районы: а – Зигазино-Комаровский; б – Авзянский; в – Брестянский; г – бассейн р. Терженка; д – суммарная характеристика.

Породы: 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые образования; 4 – известняки; 5 – доломиты.

Алевролиты зеленого цвета полностью слагают разрез в Авзянском и Бретьякском районах. В Зигазино-Комаровском и Терженском районах преобладают глинистые образования (рис. 58).

На реветском уровне развиты преимущественно карбонатные породы, среди которых преобладают доломиты (рис. 59). Терригенные образования в составе подсыты отмечаются только в Миселинском районе и представлены песчаниками и глинистыми породами.

Литологические макрокомплексы типового разреза рифея и место среди них авзянской свиты

В пределах Западного Урала и Предуралья известны разрезы осадочных образований, формирование которых происходило в колоссальном временном интервале – от рифея до кайнозоя. Разрез Башкирского мегантиклинория слагается чередующимися терригенными и терригенно-карбонатными литологическими макрокомплексами (рис. 60).

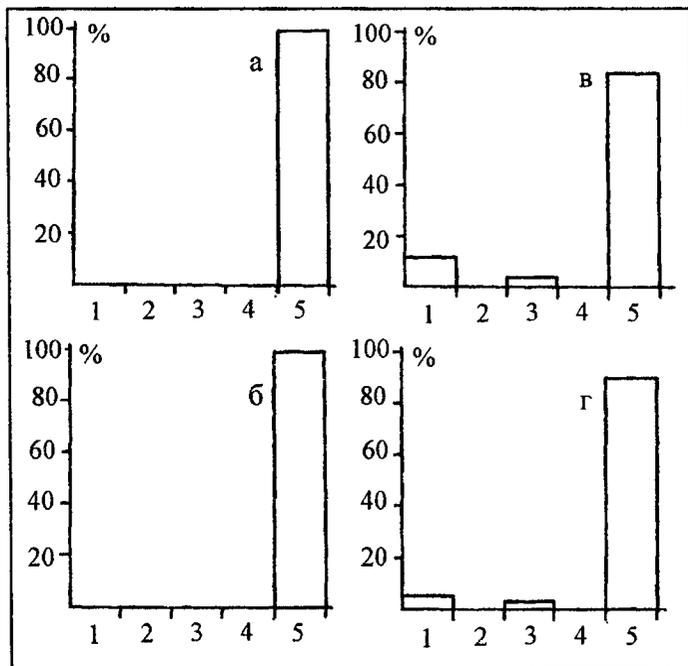
Терригенные и терригенно-карбонатные литологические макрокомплексы сочетая друг с другом образуют осадочные мегациклы (см. рис. 40). Продолжительность полных мегациклов в абсолютном летоисчислении составляет 300-400 млн. лет. При этом продолжительность мегациклов коррелируется с периодом обращения солнечной системы по галактической орбите [Хаин, 1973]. В разрезе Восточно-Европейской платформы и Бельской депрессии насчитывается полных три рифейских и один вендско-палеозойский мегацикл, а также нижняя часть неполного пермско-мезозойско-кайнозойского мегацикла.

Терригенный литологический макрокомплекс состоит из обломочных и глинистых пород, которым могут сопутствовать карбонатные образования в количествах не более 20%. В терригенно-карбонатном комплексе обычно преобладает карбонатная составляющая. В вертикальном разрезе верхнего докембрия

Рис. 59. Литологический состав реветской подсыты авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория.

Районы: а – Малоинзерский; б – Авзянский; в – Миселинский; г – суммарная характеристика.

Породы: 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые образования; 4 – известняки; 5 – доломиты.



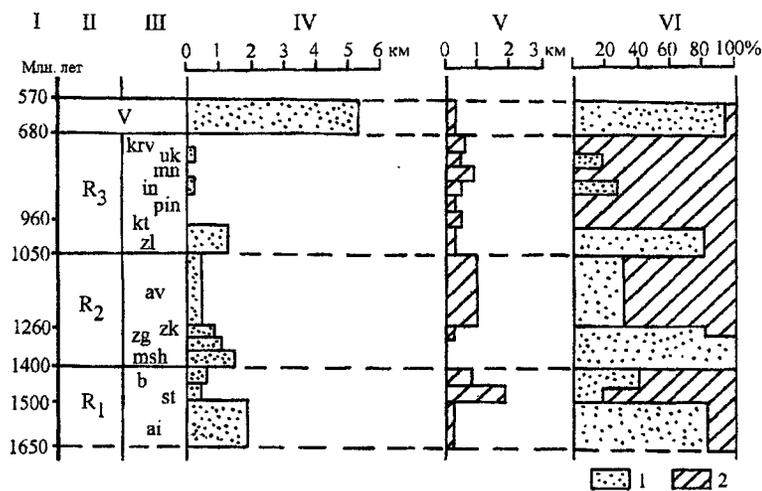


Рис. 60. Распределение терригенных и карбонатных пород в разрезе Башкирского мегантиклинория.

I – шкала абсолютного времени; II–III – геологическое время; IV–V – распределение мощностей осадочных пород; VI – соотношение осадочных пород.

R₁ – бурзяний; R₂ – юрматиний; R₃ – каратавий, V- венд. Свиты: ai –

айская; st – саткинская; b – бакальская; ms – машакская; zg – зигальгинская; zk – зигазино-комаровская; av – авзянская; zl – зильмердакская; kt – катавская; pin – подинзерская толща; in – инзерская; mп – миньярская; uk – укская; kr – криволукская.

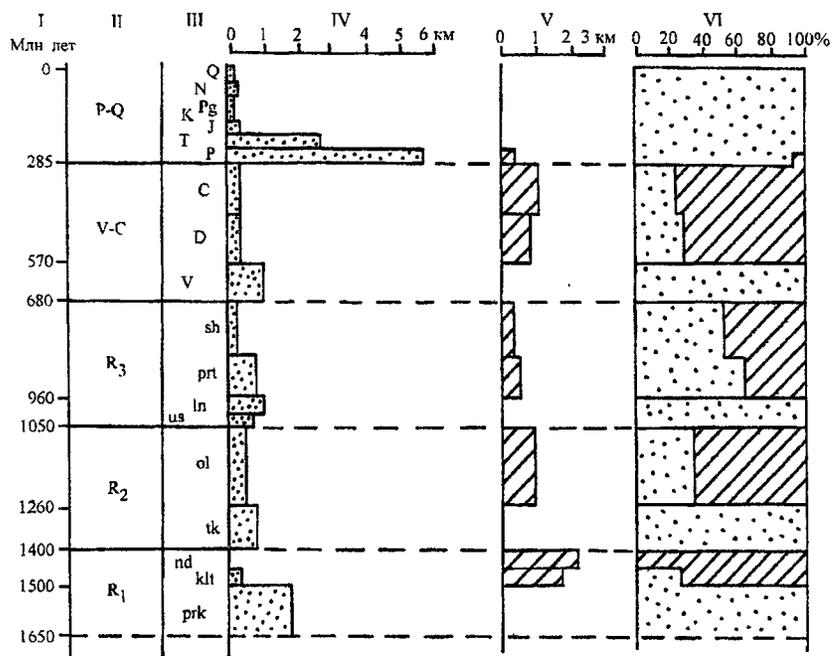


Рис. 61. Распределение терригенных и карбонатных пород в разрезе Бельской депрессии и примыкающей части Восточно-Европейской платформы.

Условные обозначения см. на рис. 60.

Стратоны: R₁ – бурзяний; R₂ – юрматиний; R₃ – каратавий, V-C – венд-карбон; P-Q – пермь-квартер; Q – квартер, N – неоген; Pg – палеоген; K – мел; J – юра; T – триас; P – пермь; C – карбон; D – девон; V –

венд; свиты: rk – прикамская; kl – калтасинская; nd – надеждинская; tk – тукаевская; ol – ольховская; us – усинская; ln – леонидовская; pr – приютовская; sh – шиханская.

Башкирского мегантиклинория чередование литологических комплексов обуславливает правильную периодичность [Анфимов и др., 2000].

Бельская депрессия примыкает с запада к Башкирскому мегантиклинорию и разрезы верхнего докембрия этих структур хорошо коррелируется [Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Ишерская, 1998]. В Бельской депрессии также выделяются терригенные и терригенно-карбонатные литологические макрокомплексы периодически чередующиеся в вертикальном разрезе (рис. 61).

Авзянская свита входит в состав среднерифейского мегацикла, слагая его верхнюю часть, представленную переслаивающимися терригенно-карбонатными породами, т.е. она является по сути терригенно-карбонатным литологическим макрокомплексом юрматиния.

Глава 7. ЛИТОГЕНЕЗ

Под литогенезом в данной работе понимается этап геологической истории породы, охватывающий процесс ее возникновения из осадка и последующее дометаморфическое преобразование [Япаскурт, 1999]. К литогенезу относятся стадии постседиментационного изменения отложений: диагенез, катагенез и метагенез. Проявления диагенеза в породах авзянской свиты затушеваны катагенезом и метагенезом и в работе не рассматриваются.

Обломочные породы

Постдиагенетические преобразования песчаников и алевролитов [Япаскурт, 1999] затрагивают кластогенные компоненты, цемент и структуру (табл. 7). Изменения кластогенных компонентов зернистых пород выражены в их коррозии, катаклазировании и частичной перекристаллизации. Цемент зернистых пород по составу весьма разнообразный. Он может быть кварцевым, гидрослюдисто-хлоритовым или серицито-хлоритовым (см. рис. 42). Изменение гидрослюдисто-хлоритового и серицито-хлоритового цементов чаще всего выражается в карбонатизации и ожелезнении. Кварцевый цемент может серицитизироваться и хлоритизироваться.

Новообразованный кварц и карбонаты слагают прожилки и гнезда в песчаниках и алевролитах. Карбонаты помимо гнезд и прожилков образуют мелкую вкрапленность. В кварцевых песчаниках границы гнезд и прожилков нечеткие, постепенные.

Таблица 7

Структурные изменения обломочных пород авзянской свиты

Петрографические разновидности	Новообразованные структуры
Песчаники и алевролиты цементные	Регенерационные, коррозионные, бластовые
Песчаники и алевролиты кварцитовидные	Конформно-регенерационные, инкорпорационные, микростилолитовые, дифференциального скольжения, бластовые
Кварцито-песчаники, кварцито-алевролиты	Бластовые, конформные, инкорпорационные, микростилолитовые, грануляционные, шиповидные, дифференциального скольжения
Кварциты, микрокварциты	Гранобластовые, лепидобластовые, дифференциального скольжения, микростилолитовые

Глинистые породы

Изменения глинистых пород в литогенезе затрагивают минеральный состав, физические свойства, структуру и рассеянное органическое вещество [Япаскурт, 1999]. В настоящее время в составе глинистых пород преобладают либо диоктаэдрические слюды (гидрослюда, серицит), либо наблюдается их парагенезис с хлоритом. Изначально состав авзянских глин был другим, более пестрым, о чем свидетельствуют находки местами глауконита, монтмориллонита, смешанослойных минералов типа монтмориллонит-гидрослюда, гидрослюда-хлорит. Плотность глинистых пород авзянской свиты варьирует в пределах 2,6-2,7 г/см³, а пористость – 2-4%. Структуры глинистых пород претерпели изменения (табл. 8). Алевритовые и псаммитовые примеси в них остались неперекристаллизованными, сохранили форму и состав обломочных зерен. Чешуйки глинистых минералов приобрели кристаллические очертания, т.е. стали представлять собой четко оформленные аутигенные образования. Переработанные чешуйки глинистых минералов обусловили бластопелитовые структуры глинистых пород авзянской свиты. Эти породы обладают кристаллизационной сланцеватостью, которая выражена субпараллельной ориентировкой чешуек гидрослюды, хлорита и серицита, слагающих породу. В поляризованном свете глинистые породы характеризуются общим угасанием этих минералов и просветлением.

Макротекстуры, такие как седиментационная слоистость, конкреции, диагенетическая полосчатость сохраняются хорошо и процессами перекристаллизации не затрагиваются.

Рассеянное органическое вещество глинистых пород сгорает в интервале температур 500-600°C, что указывает на достаточно высокую его углефикацию. В целом, глинистые породы авзянской свиты представляют собой весьма уплотненные образования, сложенные слоистыми силикатами, имеют бластопелитовую структуру, четко выраженную кристаллизационную сланцеватость (кливаж) и их следует относить к сланцам [Половинкина, 1966].

Таблица 8

Структурные изменения глинистых пород

Петрографические разновидности	Новообразованные структуры
Микросланцы пелитовые аргиллитовидные	Бластопелитовые, кристаллизационная сланцеватость выражена слабо
Сланцы пелитовые	Бластопелитовые, кристаллизационная сланцеватость выражена хорошо
Сланцы филлитовидные	Лепидобластовые, кливаж течения
Сланцы филлитовые	Гранобластовые, лепидобластовые, кливаж течения

Карбонатные породы

Карбонатные породы авзянской свиты подверглись структурным и текстурным изменениям и преобразованию карбонатного вещества [Анфимов, 1997].

Структурные преобразования (табл. 9) выразились в переработке первичных ступковых, комковатых, пелитоморфных и тонкодисперсных седиментационно-диагенетических структур в полнокристаллические. Более глубокая перекристаллизация обусловила формирование мозаичных, ангедральных, полигональных и ромбоэдрических структур. С перекристаллизацией связано также укрупнение зернистости пород и образование выделений аутигенного кварца.

В доломитах увеличение размеров зерен выражено интенсивнее, чем в известняках. Перекристаллизация контролируется примесью глинистого материала. В глинистых разностях карбонатных пород она протекает неполностью, поэтому в них отмечаются реликтовые седиментационно-диагенетические структуры.

Тектурные изменения карбонатных пород проявляются в образовании метасоматических псевдобрекчий, возникновении стилолитов, послойно-избирательной перекристаллизации, образовании сети прожилков и гнезд. К вторичным текстурам относятся брекчиевидная, полосчатая, пятнистая, стилолитовая, прожилковая и гнездовая. Такие диагенетические структуры как конкреционные сохраняются при катагенезе и метаморфизме.

Преобразования карбонатного вещества выразились в доломитизации известняков и ожелезнении доломитов, ассоциирующих с глинистыми породами. Под воздействием рудных гидротерм доломиты Зигазино-Комаровского и Авзянского районов метасоматически заместились анкеритами, а в Катав-Ивановском, Белорецком и Златоустовском районах – магнезитами. В первом случае анкериты являются субстратом для формирования высококачественных бурых железняков, а во втором – магнезиты образуют крупные промышленные месторождения.

Органическое тонкодисперсное вещество карбонатных пород сторае при темпе-

Таблица 9

Структурные изменения карбонатных пород

Петрографические разновидности	Новообразованные структуры
Известняки и доломиты частично перекристаллизованные	Локально микрозернистые кристаллические
Известняки и доломиты кристаллические	Микро-, мелко- и среднезернистые кристаллические
Известняки и доломиты мраморизованные	Кристаллические гетеробластовые
Мраморы известняковые и доломитовые	Средне- и крупнозернистые кристаллические гранобластовые

ратуре 510-550°C, что указывает на его достаточно высокую степень углефикации.

Минеральный нерастворимый остаток характеризуется парагенезом диоктаэдрических слюд и хлоритов и присутствием различных аллотигенных минералов.

Минеральные фации стадии литогенеза

Представление о минеральных фациях в осадочных породах в нашей стране разработано Н.В. Логвиненко [Логвиненко, Орлова, 1987]. Он предложил считать минеральными фациями сообщества осадочных пород близкого состава, измененных в определенном диапазоне температур и давлений, с одинаковыми парагенезами аутигенных минералов, возникшими после диагенеза и до метаморфизма. Минеральные фации трех петрографических групп пород рифея Башкирского мегантиклинория приведены в табл. 10. В зернистых (мелкообломочных) породах минеральные новообразования представлены регенерационными каемками кварца, полевых шпатов, аутигенными диоктаэдрическими слюдами и хлоритом. Универсальным индикатором минеральных фаций во всех петрографических типах пород являются диоктаэдрические слюды и хлорит, которые пользуются повсеместным развитием. Их стадийное развитие в породах рифея показано в табл. 11.

Рифейские породы Башкирского мегантиклинория испытали широкую гамму постдиагенетических изменений – от глубинного катагенеза до метагенеза и метаморфизма (рис. 62). Характерно, что зона пород стадии глубинного катагенеза окаймляется на западе мегантиклинория полосой пород, содержащих признаки начального катагенеза, а на востоке – переходит в полосу пород, имеющих признаки метагенетических изменений. Диагностические признаки этих изменений отражены в минеральных фациях (см. табл. 10). Породы авзянской свиты Юрюзанского, Инзеро-Тюльменского, Зигазино-Комаровского и Кужинского находятся в зоне глубинного катагенеза; Бакало-Саткинского района – в зоне глубинного катагенеза с элементами метагенеза; Тирлянского – в зоне метагенеза, а Златоустовского и Белорецкого – в зоне метаморфизма.

Реконструкция породного бассейна

Породный бассейн – Башкирский мегантиклинорий – претерпел длительную и сложную историю развития. Ключом к ее пониманию являются характер границ стадийных изменений пород. Так, границы подзон глубинного катагенеза с элементами метагенеза (нижний рифей), глубинного катагенеза (средний рифей-зильмердакская свита) и глубинного катагенеза с реликтами начального катагенеза (катавская-укская свиты) выражены стратиграфически. Зоны метагенеза и метаморфизма, напротив, секут стратиграфические границы. Это свидетельствует о наличии двух этапов развития породного бассейна, на первом из которых он существовал как отрицательная платформенная структура, в которой накапливавшиеся осадки превращались в породы по мере погружения земной коры в зоны повышенных температур и давлений. В этот этап, сформировавшиеся породы достигли стадии глубинного катагенеза, а в низах рифейского разреза в них сформировались элементы метагенеза [Анфимов, 1997]. При этом бассейн седиментации плавно переходил в бассейн пороодообразования в границах единой структуры погружения.

Минеральные фации постдиагенетически измененных пород
рифeya Башкирского мегантиклинория [Анфимов, 1997]

Стадии и подстадии изменения	Кварцевые зернистые породы и сопровождающие их глинистые породы	Аркозовые, кварц-полевошпатовые, полимиктовые зернистые породы и сопровождающие их глинистые породы	Карбонатные и сопровождающие их глинистые породы
Глубинный катагенез с реликтами начального катагенеза	Кварц-гидрослюдистая с сохранившимся глауконитом	Кварц-полевошпат-гидрослюдисто-хлоритовая с гидратированным обломочным биотитом и сохранившимся глауконитом. Смешанослойные образования (монтмориллонит-гидрослюда)	Гидрослюдисто-хлоритовая с сохранившимся глауконитом. Смешанослойные образования (монтмориллонит-гидрослюда). Частично перекристаллизованные известняки и доломиты
Глубинный катагенез	Кварц-гидрослюдистая с хлоритизированным глауконитом	Кварц-полевошпат-гидрослюдисто-хлоритовая с хлоритизированным обломочным биотитом и частично глауконитом. Смешанослойные образования (хлорит-гидрослюда)	Гидрослюдисто-хлоритовая. Смешанослойные образования (хлорит-гидрослюда). Полностью перекристаллизованные известняки и доломиты
Глубинный катагенез с элементами метагенеза	Кварц-серицитогидрослюдистая	Кварц-полевошпат-серицит-гидрослюдисто-хлоритовая с реликтами полностью измененных обломочного биотита и глауконита	Серицит-гидрослюдисто-хлоритовая. Перекристаллизованные известняки и доломиты
Метагенез	Кварц-серицитовая с мусковитом	Кварц-полевошпат-серицит-хлоритовая с мусковитом, стильпномеланом и пиррофиллитом	Серицит-хлоритовая с мусковитом. Мраморизованные известняки и доломиты
Региональный метаморфизм	Мусковит-хлоритовая субфация		

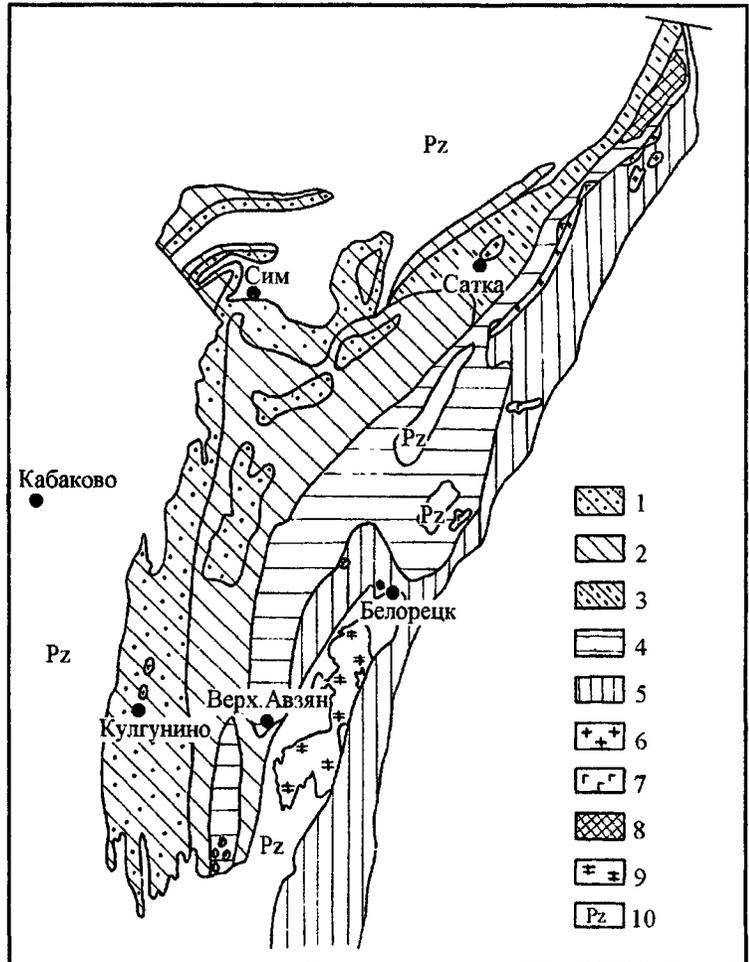
Стадийное развитие слоистых силикатов в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория [Кагарманова, 1998]

Стадии изменения пород	Новообразованные слоистые силикаты
Катагенез глубинный	Гидрослюда 1М, хлорит Пб ($\beta=97^\circ$), смешанослойные образования
Метагенез ранний	Гидрослюда 1М, серицит 2М, хлорит Пб ($\beta=97^\circ$), смешанослойные образования
Метагенез поздний	Серицит 2М, гидрослюда 1М, 2М, хлорит Пб ($\beta=97^\circ$), смешанослойные образования
Метаморфизм	Мусковит 2М, серицит 2М, хлорит Пб ($\beta=97^\circ$), пирофиллит, стильпноелан, тальк

Рис. 62. Схематическая карта постдиагенетических изменений рифейских осадочных пород Башкирского мегантиклинория.

Зоны распространения пород, измененных до уровня: 1 – глубинного катагенеза с реликтами начального; 2 – глубинного катагенеза; 3 – глубинного катагенеза с элементами метагенеза; 4 – метагенеза; 5 – метаморфизма.

Породы: 6 – граниты; 7 – габбро-диабазы; 8 – метаморфические породы тарашского комплекса; 9 – серпентиниты; 10 – осадочные породы палеозоя.



Второй этап существования породного бассейна начинается со времени коллизии и постколлизии развития Уральской складчатой области, когда Восточно-Европейская платформенная структура была вовлечена в горообразовательные процессы. На этом этапе проявились метагенез и метаморфизм пород, которые оказались локально развитыми не только в образованиях авзянской свиты, но и в других свитах рифея Башкирского мегантиклинория. При этом произошла полная тектоническая инверсия, в результате которой синклиновая структура Восточно-Европейской платформы преобразовалась в антиклинорную, вошедшую в состав Уральского складчатого пояса.

Глава 8. МИНЕРАГЕНИЯ

Среди рудоносных литологических макрокомплексов рифея Башкирского мегантиклинория авзянская свита выделяется разнообразием и насыщенностью такими полезными ископаемыми как магнезиты, барит, полиметаллические руды и высококачественные бурые железняки (рис. 63, табл. 12). Формирование последних связано с развитием мезозойских кор выветривания и в настоящей главе не рассматривается.

Распространение полезных ископаемых

Разрез рифея Башкирского мегантиклинория, как было показано выше, сложен чередующимися терригенными и терригенно-карбонатными литологическими макрокомплексами, образующими три крупномасштабных седиментационных мегацикла – бурзянский, юрматинский и каратауский.

Обращает на себя внимание тот факт, что основная рудоносность рифея приурочена к нижне- и среднерифейскому мегациклам (см. рис. 63) и лишь в незначительной мере проявляется в верхнерифейском. В бурзании и юрматинии эндогенные полезные

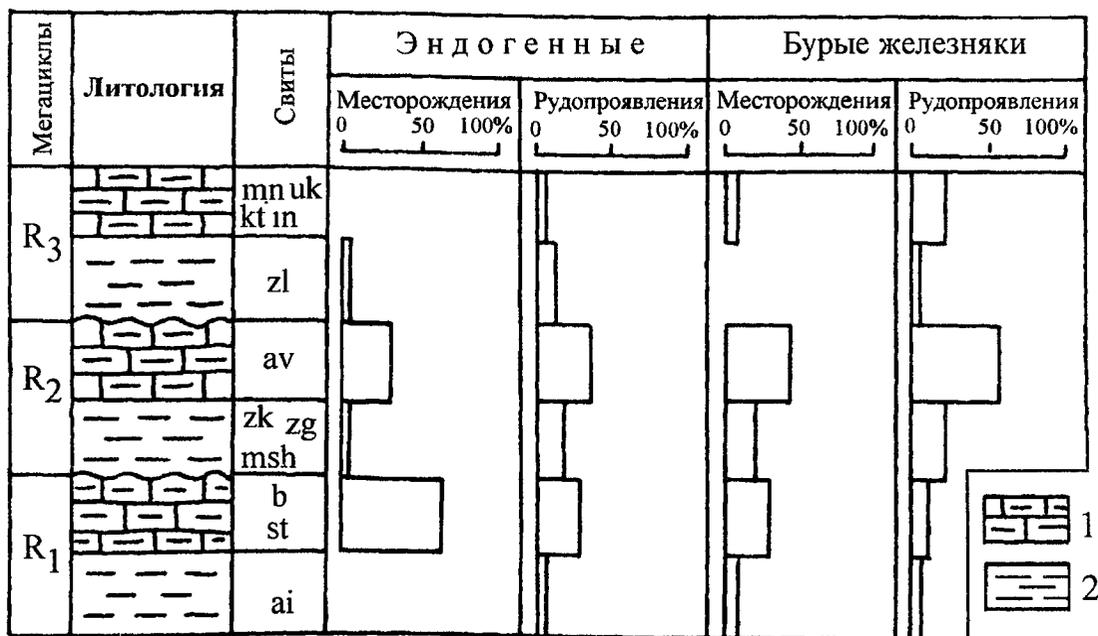


Рис. 63. Встречаемость полезных ископаемых в литологических макрокомплексах рифея Башкирского мегантиклинория.

Макрокомплексы: 1 – терригенно-карбонатные; 2 – терригенные. Мегациклы: R₁ – бурзяний; R₂ – юрматиний; R₃ – каратавий. Свиты: ai – айская; st – саткинская; b – бакальская; ms – машакская; zg – зигальгинская; zk – зигаино-комаровская; av – авзянская; zl – зильмердакская; kt – катавская; pin – подинзерская толща; in – инзерская; mn – миньярская; uk – укская; kr – криволукская.

Таблица 12

Эпигенетические эндогенные полезные ископаемые в авзянской свите,
по данным Ю.Н. Ляхницкого и Э.И. Кутырева (1980)

Компоненты	Галенит+сфалерит	Барит+ галенит+сфалерит	Медь	Сфалерит	Барит	Магnezит
Месторождения и рудопроявления	<i>Злоказовское, Новое, Николаевское, Сухой ключ, Улу-Байнас, Верхне-Аршинское, Северо-Аршинское, Осиновское, Мало-Аршинское, Тара</i>	<i>Хуторское 1-е, Кужинское</i>	<i>Прииск Миасского завода № 2, Акташ</i>	<i>Большенугушское, Кухтурское А, Малый Нугуш</i>	<i>Ирлинское, Бретьякское, Тергинское, Малошаинское, Байкайское, Актанское, Яру, Кайракланское, Гуссаганское</i>	<i>Семибратское, Веселовское, Катав-Ивановское, Байгазинское, Отнурское, Егоровы печи, Хуторское, Яру, Егорьевская шишка, Егорьевская поляна</i>

Примечание. Курсивом в таблице показаны рудопроявления.

ископаемые чаще встречаются в породах терригенно-карбонатных литологических макрокомплексов. Это касается распространения как месторождений, так и рудопроявлений. В авзянской свите известно не менее 10 месторождений магнетитов, барита и полиметаллических руд и более 20 их крупных рудопроявлений.

Территориальное размещение полезных ископаемых в авзянской свите показано на рис. 64. В приуроченности месторождений полезных ископаемых к терригенно-карбонатным макрокомплексам проявляется одновременно стратиграфический и литологический факторы рудоконтроля.

Геохимическая специализация пород авзянского уровня

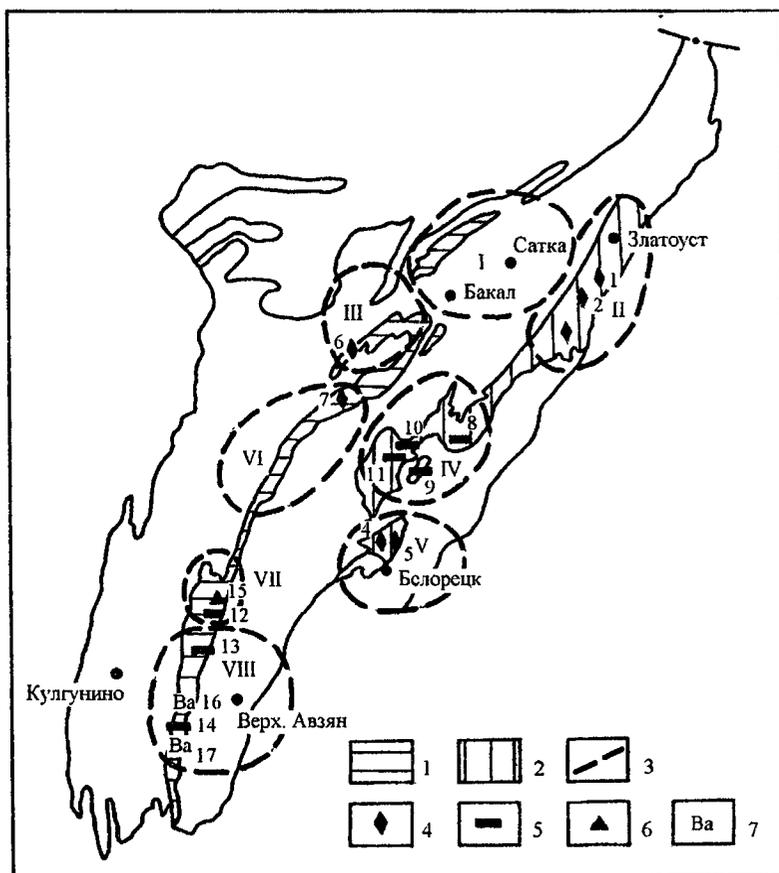
Вопросы геохимической специализации рудовмещающих карбонатных пород авзянской свиты возможно решить только путем сравнения их с карбонатными образова-

Рис. 64. Размещение полезных ископаемых в разрезах авзянской свиты.

1 – авзянская свита; 2 – нерасчлененный средний рифей с авзянским уровнем; 3 – границы районов; 4–7 – месторождения: 4 – магнетитовые; 5 – полиметаллические; 6 – буро-железняковые; 7 – баритовые.

Районы: I – Бакальский; II – Златоустовский; III – Юрюзанский; IV – Тирлянский; V – Белорецкий; VI – Инзеро-Тюльменский; VII – Зигазино-Комаровский; VIII – Авзянский.

Месторождения и рудопроявления: 1 – Веселовское; 2 – Семибратское; 3 – Хуторское (рудопроявление); 4 – Отнурское; 5 – Егоровы печи; 6 – Катав-Ивановское; 7 – Байгазинское; 8 – Новониколаевское; 9 – Талменевское (рудопроявление); 10 – Верхнеаршинское; 11 – Северо-Аршинское; 12 – Тара (рудопроявление); 13 – Зилимское (рудопроявление); 14 – Кужинское (полиметаллическое); 15 – Зигазино-Комаровская и Туканская группы месторождений; 16 – Бретякское; 17 – Кужинское.



ниями из других стратиграфических уровней рифея Башкирского мегантиклинория. Рудоносными, где промышленная продуктивность приурочена к карбонатным породам, являются в нижнем рифее сагкинская, суранская, кызылташская и бакальская свиты; в среднем рифее – зигазино-комаровская и авзянская. В верхнем рифее таковые отсутствуют. Безрудными свитами рифея, хотя и содержащими карбонатные породы, являются: в нижнем рифее – айская и большеинзерская; в среднем рифее – юшинская, а в верхнем – подинзерская, катавская, миньярская и укская. В связи с изложенным представляется интересным сравнить геохимические характеристики карбонатных пород из рудоносных и безрудных свит рифея. На факторных диаграммах известняков (рис. 65) поля распространения фигуративных точек из рудоносных свит рифея занимают широкие площади, а из безрудных – существенно меньшие. Факторные диаграммы доломитов из этих же свит данную закономерность выявляют еще резче (рис. 66). Эти диаграммы показывают, что характер взаимосвязей микроэлементов в карбонатных породах рудоносных и безрудных свит неодинаковый.

Представляет интерес, помимо связей микроэлементов, проанализировать и поведение их концентраций в породах рудоносных и безрудных свит. Ввиду ограниченного количества данных анализ поведения концентраций выполнялся на уровне рудоносных и безрудных комплексов, а не отдельных свит. В состав этих комплексов входят свиты указанные ранее.

Концентрации важнейших рудных элементов, таких как Fe, Mg, Mn, Ni, Ba, Pb и F вычислены для сланцев, известняков и доломитов Башкирского мегантиклинория и приведены в табл. 13. Эти данные являются, по сути дела, региональными кларками. Кроме того, выполнены расчеты средних концентраций и коэффициентов концентрации этих же компонентов в породах рудоносных и безрудных литологических макрокомплексов рифея (табл. 14 и 15). При этом выявляются характерные геохимические особенности. Во-первых, коэффициенты концентрации Fe и Mg для пелитовых сланцев из рудоносных макрокомплексов близки к единице (0,97, 0,98), а из безрудных – существенно выше

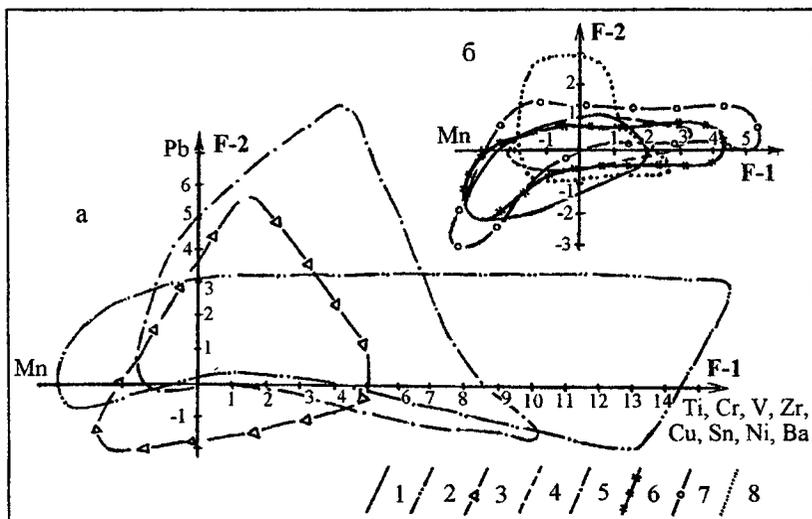


Рис. 65. Диаграмма соотношения известняков из рудоносных (а) и безрудных (б) терригенно-карбонатных литологических макрокомплексов рифея.

Свиты: 1 – большеинзерская; 2 – бакальская; 3 – кызылташская; 4 – юшинская; 5 – авзянская; 6 – катавская; 7 – подинзерская толща; 8 – укская.

Рис. 66. Диаграмма соотношения доломитов из рудоносных (а) и безрудных (б) терригенно-карбонатных литологических макрокомплексов рифея.

Свиты: 1 – большеинзерская; 2 – суранская; 3 – саткинская; 4 – бакальская; 5 – авзянская; 6 – миньярская.

единицы (1.63, 1.38). Для Mn, Ni, Ba, Cu и F коэффициенты концентрации в этих породах из рудоносных макрокомплексов также близки к единице, а в безрудных – существенно меньше. Во-вторых, в карбонатных породах коэффициенты концентрации рассматриваемых элементов, как правило, в рудоносных макрокомплексах составляют более единицы, в то время как в безрудных макрокомплексах этот показатель обычно существенно менее единицы.

Весьма показательное поведение аномальных концентраций ($r > 2s$) рассматриваемых элементов в карбонатных породах. В рудоносных макрокомплексах в известняках и доломитах аномальные концентрации встречаются достаточно часто, а в безрудных существенно реже. Примечательно, что в доломитах безрудных макрокомплексов отмечается нулевая встречаемость аномальных концентраций (табл. 16).

Таким образом, вполне определенно проявляется геохимическая специализация

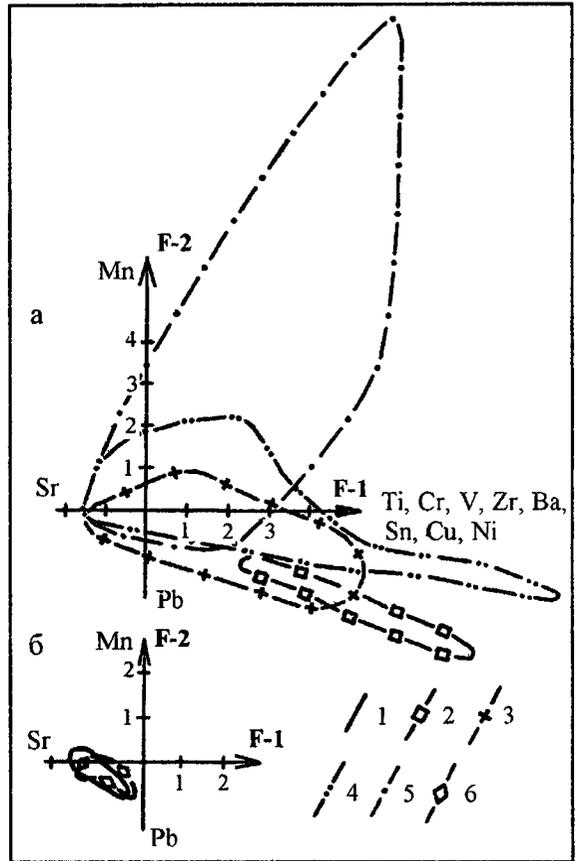


Таблица 13

Концентрации некоторых элементов в породах терригенно-карбонатных макрокомплексов рифея Башкирского мегантиклинория [Анфимов, 1997]

Породы	Мас. %		г/г					
	Fe	Mg	Mn	Ni	Ba	Pb	Cu	F
Сланцы	3.62 (81)	2.20 (81)	133 (154)	17 (154)	192 (154)	6 (154)	24 (154)	1012 (46)
пелитовые								
Известняки	1.31 (88)	1.56 (88)	396 (336)	4 (336)	90 (270)	4 (336)	10 (336)	322 (111)
Доломиты	1.72 (143)	12.22 (143)	606 (272)	7 (201)	254 (272)	3 (272)	10 (272)	433 (272)

Примечание. Элементы Fe и Mg определены химическим, а все остальные – количественным спектральным анализом. В скобках указано число определений. При построении таблицы учтены данные по породам суранской, саткинской, юшинской, бакальской, авзянской, катавской, инзерской и укской свит.

Таблица 14

Концентрации некоторых элементов в породах рудоносных и безрудных литологических макрокомплексов рифея Башкирского мегантиклинория [Анфимов, 1997]

Макро- комплексы	Породы	Мас. %		г/т					
		Fe	Mg	Mn	Ni	Ba	Pb	Cu	F
Рудоносные R ₁ +R ₂	Сланцы пелитовые	3.52 (76)	2.18 (76)	138 (121)	17 (121)	204 (121)	6 (121)	24 (121)	1021 (42)
	Известняки	1.66 (40)	1.80 (40)	551 (159)	5 (159)	108 (159)	5 (159)	12 (159)	423 (57)
	Доломиты	2.33 (109)	12.56 (109)	767 (201)	7 (201)	338 (201)	4 (201)	10 (201)	467 (241)
Безрудные R ₃	Сланцы пелитовые	5.90 (5)	3.04 (5)	116 (33)	16 (33)	148 (33)	8 (33)	23 (33)	290 (4)
	Известняки	0.75 (48)	1.36 (48)	257 (177)	3 (177)	64 (111)	8 (177)	9 (177)	215 (54)
	Доломиты	0.45 (34)	11.87 (34)	150 (71)	-	15 (71)	2 (71)	8 (71)	169 (31)

Методы определения химических элементов те же, что и в табл. 13.

Таблица 15

Коэффициенты концентрации некоторых элементов, нормированные по региональным кларкам в породах рудоносных и безрудных литологических макрокомплексах рифея Башкирского мегантиклинория [Анфимов, 1997]

Макро- комплексы	Породы	Мас. %		г/т					
		Fe	Mg	Mn	Ni	Ba	Pb	Cu	F
Рудоносные R ₁ +R ₂	Сланцы пелитовые	0.97	0.99	1.04	1.00	1.06	1.00	1.00	1.06
	Известняки	1.27	1.12	1.39	1.25	1.20	1.25	1.20	1.31
	Доломиты	1.35	1.03	1.27	1.00	1.33	1.33	1.00	1.08
Безрудные R ₃	Сланцы пелитовые	1.63	1.38	0.87	0.94	0.77	1.33	0.96	0.36
	Известняки	0.49	0.85	0.65	0.75	0.71	1.75	0.90	0.67
	Доломиты	0.26	0.97	0.25	-	0.60	0.67	0.80	0.39

**Встречаемость (%) аномальных концентраций некоторых элементов
в карбонатных породах рудоносных и безрудных литологических
макрокомплексов рифея Башкирского мегантиклинория [Анфимов, 1997]**

Макро- комплексы	Породы	Кол- во проб	Mn	Ni	Ba	Pb	Cu	Ti	V	Cr
Рудоносные R ₁ +R ₂	Доломиты	75	34	12	28	12	18	33	9	10
	Известняки	45	26	13	22	13	20	44	17	11
Безрудные R ₃	Доломиты	30	30	0	0	0	0	0	0	0
	Известняки	75	12	4	5	8	2	10	0	2

пород рудоносных литологических макрокомплексов рифея, в состав которых входит и авзянская свита.

Вопросы генезиса полезных ископаемых

Относительно происхождения магнезитов, полиметаллических руд и баритов в авзянской свите существуют две точки зрения: осадочная и гидротермальная. Первая из них предусматривает формирование этих полезных ископаемых путем накопления в водном бассейне совместно с рудовмещающими осадками. Вторая – объясняет образование названных ископаемых действием рудных гидротерм, связанных с глубинными магматическими источниками. Наблюдения в обнажениях и данные разведочного бурения позволили установить ряд признаков месторождений авзянской свиты. Они характеризуются: дискордантными рудными телами, неправильной или пластообразной морфологией, отсутствием генетической связи с магматизмом, гидротермально-метасоматическим способом отложения рудного вещества и подчиняются стратиграфическому, литологическому и метаморфическому видам контроля. В целом, рудные тела и залежи представляют несомненно эпигенетические образования. Вопрос стоит о природе рудных растворов – связаны ли они с магматическими очагами или с процессами развития осадочных толщ в литогенезе и метаморфизме.

Об источниках вещества полезных ископаемых дает сведения изучение изотопии серы и свинца из руд и вмещающих пород.

На рис. 67 показано распределение ³⁴S в полиметаллических рудах и вмещающих породах некоторых месторождений среднего и верхнего рифея Башкирского мегантиклинория. Т.И. Широбокова [1985] отмечает, что в сульфидах свинца, цинка, железа и в баритах значения d³⁴S колеблются в диапазоне от -4,1 до ...+18,1‰. Общая сера вмещающих пород, не содержащих видимой рудной вкрапленности, близка к рудам по содержанию тяжелого изотопа серы. По мнению Т.И. Широбоковой, вариации и повышенные концентрации d³⁴S носят неупорядоченный характер, что обусловлено формированием серы руд за счет биогенного сероводорода. Это возможно и при заимствовании сульфидов и сульфатов из вмещающих осадочных пород.

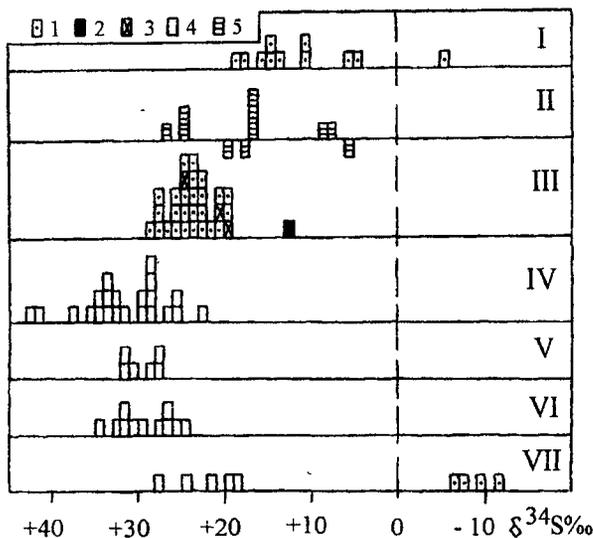


Рис. 67. Изотопный состав серы пород и руд полиметаллических месторождений в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория, по данным [Широбокова, 1985].

I – верхний сульфидный горизонт Куужинского полиметаллического месторождения (R_2); II – рудовмещающие породы этого же месторождения (осадочные – прямое изображение, магматические – обратное); III – главный сульфидный горизонт Куужинского полиметаллического месторождения (R_2); IV – Куужинское баритовое месторождение (R_3); V – Бретьякское баритовое месторождение (R_2); VI–VII – Медведевское и Петлинское месторождения баритов (R_1).

1 – пирит; 2 – сфалерит; 3 – галенит; 4 – барит; 5 – общая сера пород.

Широкие вариации изотопного состава свинца (табл. 17) в галенитах также могут интерпретироваться как результат заимствования этого элемента из вмещающих пород при формировании руд. Недостаточная гомогенизация изотопного состава свинца свидетельствует о слабой интенсивности процессов рудообразования.

Оценивая, в целом, результаты исследования изотопии серы и свинца в породах и рудах авзянской свиты следует полагать, что источники этих элементов в основном были немагматические. Этот вывод не исключает предположения о возможности незначительной подпитки рудных растворов магматическими источниками вещества.

Изотопия углерода и кислорода проливает свет на источники рудного вещества магнетитов. В авзянских магнетитах изотопия этих элементов не изучалась, но она исследовалась в магнетитах саткинской свиты, аналогичных по геологической природе. По данным З.В. Тимофеевой [1977] и Ю.А. Борщевского и др. [1981], средние значения концентраций $d^{13}C$ – 6.6‰ и $d^{18}O$ – 19.7‰ свидетельствуют о немагматических источниках рудных растворов для саткинских сидеритов.

Вероятность заимствования из вмещающих толщ полезных компонентов в эпигенезе подтверждается подвижностью химических элементов в ходе стадийного развития осадочных пород (рис. 68).

Идея о геологическом подобии флюидогенных и нефтяных месторождений позволяет наметить ряд факторов рудообразования в осадочных толщах уральского рифея [Поспелов, 1967].

Первым фактором эпигенетического рудообразования является формирование рудопродуцирующих осадочных толщ, являющихся носителями полезных компонентов в рассеянном виде. Для железа, бария и полиметаллов это горизонты и пачки глинистых отложений, а для магния – доломиты. Накопление осадков рудопродуцирующих толщ от-

Изотопные соотношения свинца из рудных галенитов

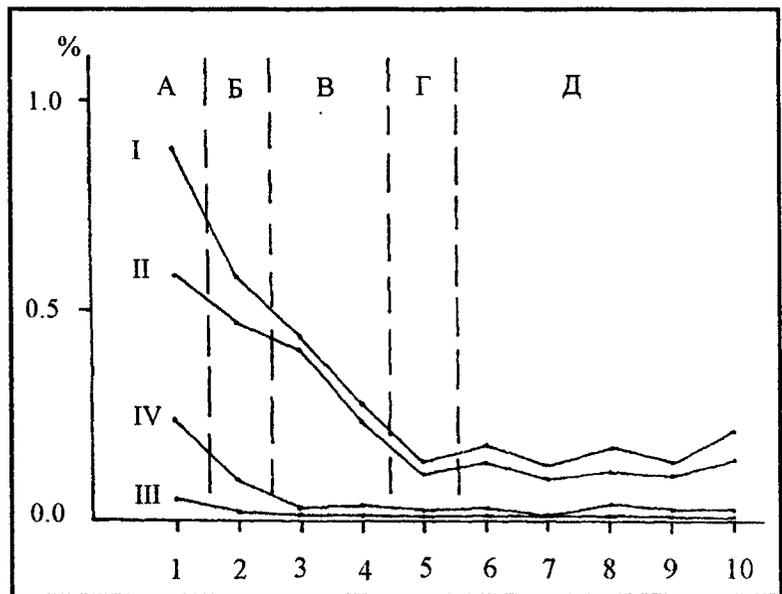
№ п/п	Объект	Геологический возраст	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	Кужинское полиметаллическое месторождение	R _{2av}	16.38	15.21	35.62
2	“	“	17.79	15.83	38.09
3	“	“	18.86	15.30	39.16
4	“	“	17.34	15.01	36.02
5	“	“	16.84	15.51	36.40
6	“	“	16.83	15.52	36.35
7	“	“	16.75	15.50	36.30
8	Верхнеаршинское полиметаллическое месторождение	“	16.77	14.92	35.43
9	“	“	16.88	14.99	35.62
10	“	“	17.37	15.45	36.45
11	Балтаюртовское рудопроявление	R _{3mn}	19.23	15.49	39.86
12	“	“	19.03	15.43	39.68
13	Зилимское рудопроявление	“	19.34	15.55	38.80

Примечание. 1-4 и 8-13 – по данным [Феоктистов и др., 1978]; 5-7 – по данным [Широбокова, 1985]

Рис. 68. Геохимическая подвижность микроэлементов в глинистых образованиях при эволюции от седиментогенеза до метаморфизма [Анфимов, 1997].

А – седиментогенез; Б – диагенез; В – литогенез; Г – метагенез; Д – метаморфизм.

I – суммарная кривая поведения всех изученных элементов; II – сидерофильные (Ni, Co, Cr, V); III – халькофильные (Pb, Cu); IV – литофильные (Zr, Ba, Sr).



1 – илы глинистые; 2 – глины; 3 – начальный катагенез; 4 – глубокий катагенез; 5 – метагенез; 6 – зеленосланцевая фация; 7 – зеленосланцево-эпидот-амфиболовая фация; 8 – эпидот-амфиболитовая фация; 9 – амфиболитовая фация; 10 – гранулитовая фация.

ределялось палеогеографией и палеотектоникой, что геологически выражается стратиграфическим и литологическим видами контроля оруденения.

Второй фактор – образование водогенерирующих отложений, выраженных также глинистыми осадками, дающими в литогенезе большие массы элизионных вод [Ломтадзе, 1970; Басков, 1976; Холодов, 1983]. Для железа и полиметаллов глинистые отложения представляют собой одновременно рудопроизводящие и водоотдающие толщи [Холодов, 1983].

Третий фактор – формирование коллекторских горизонтов. Обычно это карбонатные породы.

Четвертый фактор – образование ловушек (структурных, литологических, геохимических и т.п.) в коллекторских горизонтах.

Перечисленные факторы хорошо проявляются в терригенно-карбонатных литологических макрокомплексах, поэтому эпигенетические месторождения рифея и приурочены к ним.

Как указывалось выше основные признаки эпигенетических месторождений магнетита, полиметаллических руд и барита имеют двойственный генетический смысл, т.к. указывают с одной стороны на связь оруденения с седиментогенезом (стратиграфический и литологический виды контроля), а с другой – свидетельствуют о наложенном характере оруденения (дискордантность рудных залежей, рудный метасоматоз и т.п.).

Геохимические данные свидетельствуют о возможном формировании рудных растворов за счет выноса полезных компонентов из осадочных пород в ходе литогенеза. Судя по данным, приведенным на рисунке 68, каждая тонна глинистого материала могла выделять порядка 5000 г микрокомпонентов (Zr, Ba, Pb, Cu, Ni, Co, Cr, V и др.) при литогенезе. Эта величина показывает крупный масштаб выноса химических элементов в процессах породообразования. Можно определенно полагать, что основной металлогенической сущностью литогенеза глинистых отложений является вынос многих химических элементов, представляющих собой полезные компоненты руд.

Литогенез в зонах тектоно-магматической активизации формирует элизионные воды, которые могут преобразовываться в рудные растворы, не связанные с магматизмом, но нагретые его теплом на глубине.

Рассматриваемая модель рудообразования в рифейских отложениях Южного Урала определяет, что рудное вещество по своей природе автогенетично относительно рудных литологических макрокомплексов, а рудные залежи по отношению к ним аллогенетичны. Эндогенным фактором является тепловая глубинная энергия. Месторождения авзянской свиты и других литологических макрокомплексов рифея Башкирского мегантиклинория следует относить к гидротермально-метасоматическим литогенным, являющимся по источнику энергии эндогенными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в монографии данные по строснию, составу и особенностям минерализации различных уровней авзянской свиты среднего рифея Башкирского мегантиклинория позволяют нам сделать ряд выводов.

Изучение и сопоставление послойно описанных разрезов авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория показывает значительную их изменчивость как вкрест, так и вдоль простирающихся основных структурных элементов. В зависимости от положения конкретных разрезов относительно палеогеографических элементов бассейна седиментации изменяется как их строение, так и характер границ между отдельными подсвитами. Особенно хорошо это видно на примере разрезов трех нижних подсвит (катаскинской, малоинзерской и куткурской).

Обобщение материалов крупномасштабных геолого-съёмочных работ на территории Башкирского мегантиклинория и собственных наблюдений авторов убедительно указывает, что ни один из известных в настоящее время разрезов тюльменской подсвиты не является “переходным” от среднего рифея к верхнему. Мощность отложений названной подсвиты испытывает существенные колебания на относительно небольших расстояниях. Не вызывает сомнения, что это связано, главным образом, с предильмердакским размывом.

Изучение основных разрезов авзянской свиты в различных районах Башкирского мегантиклинория показало, что терригенные и карбонатные образования этого уровня среднего рифея представлены, в основном, тремя крупными комплексами отложений – “сверхмелководными”, мелководно-морскими и относительно глубоководными (удаленными от берега).

С учетом генезиса осадочных ассоциаций и их пространственно-временных взаимоотношений реконструированы основные особенности развития бассейна седиментации, существовавшего в авзянское время на территории современного Башкирского мегантиклинория. Наиболее хорошо фациальная дифференциация отложений в пределах рассматриваемой территории выражена на катаскинском, малоинзерском и куткурском уровнях. Монопородные карбонатные подразделения (ушаковская и реветская подсвиты) дифференцированы в фациальном отношении значительно слабее. Указанные различия в строении основных литостратиграфических единиц авзянской свиты обусловлены, скорее всего, неравномерным, пульсирующим характером трансгрессии конца юрматиния.

Анализ латеральных и вертикальных соотношений комплексов отложений различного состава и генезиса на пяти из шести уровней авзянской свиты позволил составить серию схематических палеогеографических карт, иллюстрирующих основные закономерности развития седиментационного бассейна. Начало авзянского времени отвечает началу отчетливо выраженной трансгрессии. Однако, на эту эпоху пришлось определенное унаследование обстановок седиментации середины юрматиния, что следует из тесной ассоциации в разрезах катаскинской подсвиты “сверхмелководных” и мелководно-морских образований, хотя наряду с ними впервые для юрматиния здесь появляются и карбонатные осадки относительно удаленных от побережья зон бассейна, маркирующие, по-видимому, завершение первого импульса трансгрессии. В малоинзерском веке

накапливались преимущественно терригенные осадки мелководно-морского генезиса и удаленные от побережья, относительно тонкозернистые алюмосиликокластические осадки. Вышележащий, ушаковский уровень, представлен исключительно сублиторальными фитогенными и хемогенными карбонатными образованиями и может рассматриваться, по-видимому, как завершение второго импульса трансгрессии. В целом, он маркирует первую для среднего рифея отчетливо проявленную на всей территории Башкирского мегантиклинория фазу установления нормально-морских обстановок седиментации. Третий импульс трансгрессии начинается с формирования терригенных осадков мелководно-морского и морского генезиса (куткурский век). В отличие от малоинзерского на куткурском уровне не фиксируются “сверхмелководные” осадочные ассоциации. Кульминация данной фазы пришла на реветскую эпоху. Фазы карбоната накопления в авзянское время отвечают, таким образом, по всей видимости, эпохам региональных максимумов трансгрессии, чередующимся с фазами некоторого обмеления бассейна. Весьма показательна и более слабая фаціальная дифференциация карбонатных отложений среднего и верхнего уровней (ушаковская и реветская подсвиты) по сравнению с нижним (катаскинская подсвита), что предполагает расширение с течением времени зон карбоната накопления и нарастание трансгрессии. Значительная мощность и достаточно хорошая выдержанность разрезов реветской подсвиты на большей части территории Башкирского мегантиклинория указывают на формирование в самом конце юрматиния в стабильных тектонических обстановках мелководного эпиконтинентального морского бассейна. Появление в начале позднего рифея крупного комплекса аркозовых аллювиальных и аллювиально-дельтовых песчаников, конгломератов и гравелитов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, запечатавших авзянский мелководно-морской бассейн с карбонатно-терригенной седиментацией, позволяет предполагать проявление на границе среднего и позднего рифея на рассматриваемой территории крупной регрессивной фазы, связанной, вероятно, с эвстатическим понижением уровня моря (?).

В авзянское время на территории Башкирского мегантиклинория и смежных с ним районах востока Восточно-Европейской платформы почти повсеместно имело место нарастание трансгрессивной тенденции, что привело к появлению относительно мощного комплекса чередующихся терригенных и карбонатных толщ, сложенных в основном бассейновыми и мелководно-морскими отложениями. В западном (проксимальном) направлении монопородные карбонатные пачки и толщи раскливаются мелководными алюмосиликокластическими и терригенно-карбонатными фаціальными ассоциациями, формировавшимися преимущественно выше базиса ординарного волнения или выклиниваются. Для крайних западных и северо-западных районов платформенной части Башкирии характерно практически полное исчезновение из разреза, коррелируемой с авзянским уровнем стратотипа, ольховской свиты карбонатных пород и появлений красноватых континентальных и субконтинентальных отложений.

Таким образом, существовавший в конце среднего рифея в области сочленения восточных флангов Восточно-Европейской платформы и западного Урала седиментационный бассейн представлял собой морфологически скорее всего типичный эпикратонный (плоский по терминологии Н.М. Страхова) водоем. На территории Волго-Уральской области и современного Башкирского мегантиклинория для него достаточно уверенно прослеживается переход с запада и северо-запада на восток от субконтинентальных алюмосиликокластических образований к преимущественно мелковод-

но-морским терригенно-карбонатным и карбонатным ассоциациям с соответствующим увеличением мощности. Восточные границы этого бассейна в настоящее время не реконструируются.

Анализ литологического состава подсвит авзянской свиты в различных районах мегантиклинория на основании подсчета соотношений различных типов пород выявляет существенные его вариации. По соотношению терригенных и карбонатных пород на рассматриваемой территории может быть выделен ряд районов: 1) со значительным преобладанием терригенных отложений (Зигазино-Комаровский, Авзянский и др.); 2) районы с некоторым преобладанием карбонатных пород над терригенными; и 3) районы, такие как, например, Юрюзанский или Бакальский, где терригенные и карбонатные породы встречаются приблизительно в равных количествах. В тех районах Башкирского мегантиклинория, где в разрезах авзянской свиты терригенные породы преобладают над карбонатными, значительное развитие получили коры выветривания, с которыми связаны бурожелезняковые месторождения. В районах существенного преобладания карбонатных пород присутствуют магнезитовые и полиметаллические месторождения.

Магнезиты, полиметаллические руды и барит, месторождения и проявления которых широко известны среди осадочных последовательностей авзянской свиты, являются несомненно эпигенетическими образованиями. Дискордантный характер рудных тел, неправильная или пластообразная их морфология, отсутствие генетической связи месторождений и рудопроявлений с магматизмом, гидротермально-метасоматический способ отложения рудного вещества, а также данные по изотопии свинца и серы свидетельствуют о том, что источники рудных элементов в основном не имели непосредственных связей с магматическими очагами. Последние могли подпитывать рудные растворы скорее всего лишь в малой степени.

Предложенная в настоящей работе модель рудообразования в отложениях средне-рифейской авзянской свиты западного склона Южного Урала исходит из того, что рудное вещество автогенетично относительно вмещающих их осадочных образований, а собственно рудные залежи – аллогенетичны им. Месторождения авзянской свиты, как и других литологических макрокомплексов рифея Башкирского мегантиклинория, относятся к гидротермально-метасоматическим литогенным. Эндогенными они являются только по источнику энергии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Анфимов Л.В., Попов Б.А., Горбачев Ю.Н. Распределение терригенных и карбонатных отложений в шкале абсолютного времени на западе Южного Урала и Предуралья//Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала. Кн. 2. Мат-лы региональной конф. Екатеринбург: КПП по Свердловской обл. 2000. С. 17-18.

Балашова М.М., Морозов С.Г. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских отложений востока Русской платформы//Геология и нефтегазоносность севера Урало-Поволжья. Пермь: Пермское книжн. изд-во, 1973. С. 141-150.

Басков Е.А. Палеогидрогеология. Анализ при металлогенических исследованиях. Л.: Недра, 1976. 200 с.

Борщевский Ю.А., Борисов С.Л., Лазур О.Г. и др. Изотопное ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) исследование сидеритов Бакальского и магнезитов Саткинского месторождений//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 6. Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С. 190-195.

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

Гарань М.И. Докембрий и кембрий Урала//Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. XXI сес. МГК. Доклады сов. геол. Пр. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С.143-164.

Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала//Стратиграфия СССР. Т.2. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 114-161.

Гарань М.И. Верхний докембрий (рифей): Стратиграфия//Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т.12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч.1: Геологическое описание. С. 149-200.

Гаррис М.А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое: (по данным калий-аргонового метода)//Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С.128-156.

Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд)//Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С.431-455.

Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции/М.М. Алиев, С.Г. Морозов, И.Е. Постникова и др. М.: Недра, 1977. 157 с.

Геология и палеогеография западного склона Урала/Под ред. Ю.Д. Смирнова. Л.: Недра, 1977. 199 с.

Геология и перспективы нефтегазоносности Урала//М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева и др. М.: Наука, 1988. 240 с.

Горяинова О.П., Фалькова Э.А. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР//Зигазино-Комаровский и Инзерский железорудные районы Башкирии. Уфа: Башгосиздат, 1940. С. 6-114.

Иванова Т.В., Едренкина О.К. О некоторых палеогеографических особенностях эпохи образования рифейско-вендских (бавлинских) отложений западных районов Башкирии, выявленных геохимическими методами//Геологическое строение и перспективы нефтеносности Башкирии. Уфа: УфНИИ, 1971. С.118-127.

Ишерская М.В., Романов В.А. К стратиграфии рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1993. 35 с.

Кагарманова Н.И. Глинистые породы рифея Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 158 с.

Казаков Р.С. О некоторых закономерностях локализации баритового оруденения на юге Башкирского мегантиклинория (Южный Урал)//Труды ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 133. Свердловск. 1978. С. 72-79.

Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями): масштаб 1: 2 500 000: Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

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

Козлов В.И. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Башкирского Урала//Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3-15.

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. 6-16.

Козлов В.И., Ларионов Н.Н. Строение стратотипа среднерифейской авзянской свиты (Южный Урал)//Известия АН СССР. Сер. геол., 1988. № 7. С. 122-126.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Вейс А.Ф. и др. Стратотип рифея: строение, палеонтологическая характеристика, изотопный возраст//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 11-17.

Крупенин М.Т. Литолого-фациальный состав сидеритовой формации Бакала//Ежегодник-1982. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1983. С. 24-30.

Крупенин М.Т. Сидеритовая формация Бакала, ее геологическая позиция и условия образования//Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. 18 с.

Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритонесной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 256 с.

Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 110 с.

Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале/Автореф. .. дис. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 19 с.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Наука, 1987. 237 с.

Лозин Е.В. Тектоническая эволюция осадочного чехла платформенной Башкирии //Геология, геофизика и полезные ископаемые Южного Урала и Приуралья. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. С.26-41.

- Лозин Е.В.* История тектонического развития и нефтеносность осадочного чехла юго-восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Автореф. ... дис. докт. геол.-мин. наук. СПб.: ВНИГРИ, 1994. 50 с.
- Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1970. 527 с.
- Маслов А.В.* Типы разрезов инзерского надгоризонта и некоторые аспекты седиментации в позднем рифее на Южном Урале//Советская геология. 1985. № 6. С. 74-81.
- Маслов А.В.* Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 2. Фации и палеогеография времени накопления терригенно-карбонатных комплексов верхней части зильмердакской свиты//Литология и полезные ископаемые. 1986. № 3. С. 116-124.
- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В.* "Сверхмелководные" осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала//Литология и полезные ископаемые. 1989. № 2. С. 28-42.
- Маслов А.В.* Тектурно-структурные особенности пород зигазино-комаровской и авзянской свит в разрезах у пос. Верх. Авзян//Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа. 1990. С. 73-82.
- Маслов А.В.* Осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала//Литология и полезные ископаемые. 1991а. № 4. С. 66-82.
- Маслов А.В.* Опорные разрезы и условия образования зигазино-комаровской свиты среднего рифея Южного Урала//Известия АН СССР. Сер. геол. 1991б. № 9. С.97-110.
- Маслов А.В.* Типы разрезов авзянской свиты среднего рифея Южного Урала//Отечественная геология. 1993а. № 1. С. 46-56.
- Маслов А.В.* Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993б. 339 с. (Рукопись депонирована в ВИНТИ; № 565-В93).
- Маслов А.В.* Седиментационные бассейны рифея западного склона Южного Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции) //Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997а. 54 с.
- Маслов А.В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрОРАН, 1997б. 220 с.
- Маслов А.В.* Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции//Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 17-34.
- Маслов А.В., Ишерская М.В.* Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 286 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. I. Доордовикские отложения центральных и восточных обла-

стей Русской платформы/З.П. Иванова, М.М. Веселовская, А.А. Клевцова и др. Л.: Недра, 1969. 167 с.

Низамутдинов А.Т., Баранов В.В., Диденко А.Н. Геохимические исследования отложений верхнего протерозоя на Измайловской площади востока Татарии//Докембрий востока Русской плиты. Казань: Изд-во Казанского госуниверситета, 1990. С.78-117.

Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. I. Т. II. М.: Недра, 1966. 272 с.

Поспелов Г.Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений//Геология и геофизика. 1967. № 11. С. 3-22.

Прокин В.А., Верховцев В.А. Металлогеническое развитие западного склона Урала//Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С.78-85.

Рабочая схема стратиграфии и корреляции разрезов верхнего протерозоя Западной Башкирии (методические рекомендации)/Н.Н. Лисовский, В.С. Афанасьев, Л.Д. Ожиганова и др. Уфа: БФАН СССР, 1981. 35 с.

Радченко В.В., Казаков Р.С. Особенности геологического строения западного крыла Башкирского мегантиклинория (в пределах Кужинско-Зилимской мегасинклинали) в связи с рудоносностью//Геология докембрия Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1980. С.3-8.

Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М.: Наука, 1973. 133 с.

Романов В.А., Ишерская М.В. К изучению рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1994. 32 с.

Романов В.А., Ишерская М.В. Тектоника рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: АН РБ. 1996а. 20 с.

Романов В.А., Ишерская М.В. К истории тектонического развития платформенной Башкирии в рифее//Ежегодник-1995. Информ. м-лы. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1996б. С.121-122.

Романов В.А., Ишерская М.В. Средний рифей платформенного Башкортостана. Уфа: АН РБ, 1997. 22 с.

Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии авзянской свиты Южного Урала//Палеонтологический журнал. 1992. № 2. С. 103-112.

Старостина З.М. Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 106 с.

Стратиграфический словарь: Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.

Стратиграфия СССР. Т.2. Верхний докембрий. М.: Недра, 1963. 716 с.

Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм/Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1982. 176 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология/Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 184 с.

Тимергазин К.Р. Додевонские образования западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа: БФАН СССР, 1959. 311 с.

Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений//Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 182-190.

Тимофеев П.П. Литология – фундаментальный раздел геологической науки //Геонауки в СССР. М.: Недра, 1992. С. 125-135.

Тимофеев П.П. Аспекты развития учения об осадочных формациях (к теории формационного анализа)//Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 6. С. 3-22.

Тимофеева З.В. Сидеритообразование в фанерозое и позднем докембрии//Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 112-117.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (Приняты 3-м Уральским МСС в апреле 1977 г. и утверждены ММСК СССР 30 января 1978 г.). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 124 л.

Филиппов В.А. Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования //Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург. 1997. С. 191-201.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 152 с.

Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое оруденение Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 77 с.

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

Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратосфере. Процессы и факторы. М.: Геос. 1999. 260 с.

Sergeev V.N. Microfossils in cherts from the Middle Riphean (Mesoproterozoic) Avzyan Formation, southern Ural Mountains, Russian Federation//Precambrian Research. 1994. P. 231-254.

Научное издание

Андрей Викторович Маслов
Лев Викторович Анфимов

АВЗЯНСКАЯ РУДОНОСНАЯ СВИТА СРЕДНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА
(литостратиграфия, условия образования, минерагения)

Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геологии
и геохимии и НИСО УрО РАН

ЛР № 020764 от 24.04.98

Технический редактор Ю.Б. Корнилов
Компьютерная верстка С.В. Колотов

НИСО УрО РАН № 145 (00)	Подписано в печать 24.10.2000 г.		
Формат 70x100 ¹ / ₁₆	Печать офсетная	Гарнитура Taimс	
Усл. печ. л. 14	Уч.-изд. л. 13	Тираж 150 экз.	Заказ №74

Размножено с готового оригинал-макета в типографии ООО «Ира УТК»,
620212, Екатеринбург, Карла Либкнехта, д. 42

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151, Екатеринбург,
Почтовый пер., д. 7

E-mail: root@igg.e-burg.su, maslov@igg.uran.ru