

УДК 551.263.23.[1-924.51+1-925.26]

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МУБАРАКСКОГО (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) И ПОДГАЛЬСКОГО (ВНУТРЕННИЕ КАРПАТЫ) ФЛИШЕВЫХ БАССЕЙНОВ

© 2024 г. М. Г. Леонов

*Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*

*e-mail: mgleonov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 29.06.2023 г.

После доработки 25.07.2023 г.

Принята к публикации 22.08.2023 г.

Проведен сравнительный анализ и корреляция “нетипичных” флишевых образований Тянь-Шаня и Карпат с целью разграничения местных (региональных) и общих (межрегиональных) особенностей их строения и места в эволюции подвижных поясов. Объектами исследования служили верхнекаменноугольный флиш Ханакинской синклинали (Тянь-Шань) и верхнеэоценовый флиш синклинали Подгале (Карпаты). Используя историко-геологический анализ, основанный на изучении литостратиграфии, тектонической структуры и геодинамической позиции объектов, впервые осуществлена сравнительная характеристика флиша Ханакинской синклинали и флиша синклинали Подгале. Выбранные объекты принадлежат к разным подвижным поясам и тектоническим циклам; схожи по внутреннему строению и по нестандартной для флиша тектонической позиции; обладают некоторыми чертами, флишу не свойственными: формированием на квазиplatformенном основании, значительным объемом конгломератов, простой конфигурацией геологических тел, отсутствием внутренних деформаций, узким временным интервалом формирования. На основании сравнительного анализа установлена принадлежность изученных объектов к особой разновидности флиша, которую предлагается обозначить как “финальный флиш тыловых массивов подвижных поясов”, формирование которого отражает специфику геодинамической эволюции герцинского и альпийского подвижных поясов.

*Ключевые слова:* бассейн, Карпаты, литостратиграфия, тектоника, турбидит, флиш, Южный Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S0869592X24030022, EDN: CWBTKN

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение осадочных бассейнов – одно из приоритетных направлений геологии, поскольку строение и вещественное выполнение отрицательных структур является основным источником знаний о геологической эволюции корового слоя платформ и подвижных поясов. Важным аспектом при этом является сравнительный анализ и корреляция разновозрастных и разобобщенных территориально бассейновых структур, однако работы такого рода являются скорее исключением (Браташ, 1974; Таджикибеков, 1986), чем правилом. В настоящей публикации изложены результаты сравнительного анализа верхнекаменноугольного флиша Ханакинской синклинали (Тянь-Шань) и верхнеэоценового флиша синклинали Подгале (Карпаты), что позволило выявить не только характерные для отдельных регионов особенности их развития, но и установить общие, имеющие межрегиональное значение закономерности геодинамической эволюции различных геоструктур.

Флиш – геологическое образование, издавна привлекавшее внимание геологов благодаря широкому распространению в разрезе земной коры и своеобразному строению, выраженному в наличии многократно (многие сотни раз) повторяющихся в разрезе ритмично построенных многослоев с характерной градиационной слоистостью и наличием разнообразных гиероглифов в основании ритмов. Работы, посвященные флишу, весьма многочисленны и геологам хорошо известны, поэтому подробно рассматривать проблему флиша необходимости нет, но напомнить некоторые базовые положения все же стоит. Флиш особенно свойствен областям альпийского и герцинского тектогенеза и менее характерен для каледонских и более древних подвижных областей. Соответственно, он наиболее полно изучен в альпийской зоне (Альпы, Карпаты, Балканы, Кавказ) и в пределах герцинских орогенов (Урал, Гиссаро-Алай, Аппалачи), на примере которых и было сформировано представление о флише как самостоятельном литотипе.



**Рис. 1.** Ритмичная градационная слоистость. Белый пунктир – границы ритмов. Источник: интернет-ресурс <http://www.plechov.ru/Education/OCEAN/lection6.htm>

По мнению большинства исследователей, флиш представляет собой морские терригенные (реже карбонатные) отложения, которые сформированы за счет процессов осадконакопления двух типов: фоновой “банальной” пелагической седиментации, свойственной конкретному бассейну, и действия мутьевых (турбидных) потоков, возникающих на склоне бассейнов седиментации

и перемещающих терригенный материал в прилегающие к склону более глубоководные части бассейна (Tercier, 1947; Келлер, 1949; Kuennen, Migliorini, 1950; Sujkowski, 1957; Kuennen, 1958; Хворова, 1961; Bouma, 1962; Ксёншкевич и др., 1968; Леонов, 1972; Хаин, 1973; Черенков, 1973; Лисицын, 1988; Мизенс, 1997). Именно за счет действия турбидных потоков возникает столь характерная для флиша ритмичная градационная слоистость нижних частей ритмов (рис. 1). Состав и строение верхней части ритмов в значительной мере контролируется процессом пелагического осаждения тонкого материала. Главным критерием установления турбидитовой природы отложений является наличие циклов Боума (Bouma, 1962; Черенков, 1973; Мизенс, 1997; Елисеев и др., 2006). Считается, что к флишевой формации следует относить толщи пород, в которых турбидиты составляют более 50% от общего объема. Существуют отложения, сходные с флишем, такие, например, как аспидная формация, содержащая пачки ритмично построенных терригенных отложений. Однако эти пачки обычно маломощные и не характеризуют формацию в целом. Кроме того, для аспидной формации характерно преобладание глинистых сланцев, признаки начального метаморфизма, выраженная сланцеватость пород, наличие пластовых тел (силлов и даек) основного состава. Все эти признаки во флише практически отсутствуют.

Существует и иная точка зрения на происхождение флиша, сторонники которой полагают, что флиш формируется в мелководных бассейнах (например, шельфовых) в условиях периодических осцилляционных колебаний морского дна или колебаний уровня моря (Вассоевич, 1951; Ханович, Айнемер, 1968; Черенков, 1973). Некоторые ученые (Романовский, 1988; Цейслер, 2002) считают, что флишевые многослои могут формироваться в различных геодинамических и палеогеографических обстановках как в условиях мелководья, так и в области батимальных и абиссальных глубин.

Отложения флиша обычно характеризуются значительной мощностью (до нескольких тысяч метров) и протяженностью (десятки и сотни километров), а также выдержанными по вертикали и латерали составом и строением. Литотипический флиш имеет мощность 2000–5000 м и более, и его формирование происходило в течение длительно-временного интервала порядка 70–120 млн лет (Sujkowski, 1957; Ксёншкевич и др., 1968; Леонов, 1972; Мизенс, 1997). Флишевые отложения обычно интенсивно дислоцированы и имеют сложную складчатую структуру, возникшую как за счет подводно-оползневых процессов, так и в результате последующей тектонической переработки (рис. 2).

Флишевые толщи, как правило, тектонически перекрывают отложения передовых моласовых прогибов и, в свою очередь, тектонически

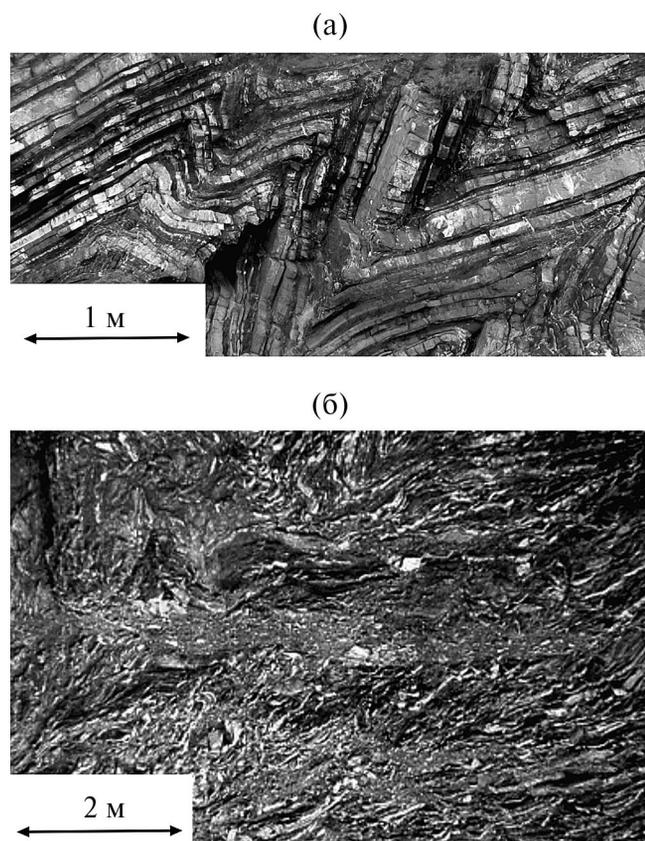


Рис. 2. Складчатые деформации во флише.

(а) – раннекарбонный флиш формации Лафшинни, Ирландия; источник: интернет-ресурс [https://en.wikipedia.org/wiki/File:Loughshinny\\_folds.jpeg](https://en.wikipedia.org/wiki/File:Loughshinny_folds.jpeg); (б) – меловой флиш Румынских Карпат (фото автора).

задавлены (или перекрыты) породными массами тыловых по отношению к флишу зон. Для флиша характерна последующая за осадконакоплением тектоническая переработка пород, расслоение флишевых комплексов на серию пакетов тектонических чешуй, надвигов и покровов, интенсивная складчатая деформация. Образование флиша приурочено к этапу финальных тектонических тангенциальных движений, которые приводят к редукции морских бассейнов, формированию покровно-складчатой структуры подвижных зон и по времени предшествуют орогенезу и накоплению моласс. Соответственно, флиш рассматривается: (а) как парагенетическая *породная ассоциация*, в которой запечатлены условия и механизмы формирования отложений; (б) как *формація*, отражающая геодинамическую обстановку как области осадконакопления, так и области последующей ее структурной трансформации.

В то же время существуют отложения, которые, будучи морфологически идентичны литотипическому флишу, обладают определенным своеобразием. Их формирование приурочено к очень

коротким временным интервалам, и они занимают не свойственную флишу тектоническую позицию. В отличие от типичного флиша, эти отложения слагают простые блюдце- или корытообразные геологические тела и практически не деформированы. Флишевые толщи этого типа резко несогласно налегают на более древние складчатые комплексы и сами с разрывом и заметным несогласием перекрыты более молодыми отложениями.

Перечисленные особенности были, в частности, отмечены при описании верхнекаменноугольных отложений Ханакинской синклинали (Южно-Гиссарская зона Тянь-Шаня) (Горещкая, 1961; Черенков, 1973) и верхнеэоценовых отложений синклинали Подгале (Внутренние Карпаты) (Gołaba, 1952; Ксёншкевич и др., 1968), но должного внимания этим особенностям уделено не было. В статье приведено описание флишевых отложений Мубаракской синклинали и котловины Подгале и их сравнительная характеристика, что позволило выявить некоторые общие межрегиональные особенности геологической эволюции герцинского и альпийского подвижных поясов.

### МУБАРАКСКИЙ ФЛИШ

Под названием “мубаракский флиш” известна толща терригенных пород среднего–верхнего карбона, которая выделена как мубаракская свита (Марковский, 1937; Горещкая, 1961; Черенков, 1973; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008). Отложения мубаракской свиты, совместно с отложениями нижней перми, слагают крупную структуру – Ханакинскую синклинали, расположенную в пределах южного склона Гиссарского хребта и в тектоническом плане принадлежащую Южно-Гиссарской зоне Гиссаро-Алайского складчатого сооружения Тянь-Шаня (рис. 3). Пологая синклинали структура при этом фиксируется лишь по подошве мубаракской свиты. Более древние породы смяты в систему складок, дисгармоничных относительно этой поверхности.

#### *Южно-Гиссарская зона и Ханакинская синклинали в структуре герцинид Тянь-Шаня*

Южно-Гиссарская (она же Османталинская) зона занимает южный склон Гиссарского и, частично, Каратегинского хребтов (рис. 3). Южным ограничением зоны является Южно-Гиссарский разлом, северным – Северо-Гиссарский разлом. К зоне Северо-Гиссарского разлома приурочен среднекаменноугольный полифазный гранитный Гиссарский батолит. Этот батолит и зона Северо-Гиссарского разлома, по существу, являются пограничными структурами между Гиссаро-Зеравшанским и Гиссарским тектоническими сегментами (или зонами) Южного Тянь-Шаня (рис. 3). Являясь в совокупности порождением герцинского



**Рис. 3.** Генерализованный профиль, отражающий положение Ханкинской синклинали в структуре герцинид Гиссаро-Алая (профиль составлен вдоль меридиана 68°65').

1 – мезозойские и кайнозойские терригенно-карбонатные отложения; 2 – пермские вулканиты мафрачской и лючобской свит, нерасчлененные; 3 – средне-верхнекаменноугольный флиш: а – мубаракская свита (Южно-Гиссарская зона), б – майхуринская свита (Каракуль-Зиддинская зона); 4 – вулканогенно-осадочные отложения нижнего и среднего карбона; 5 – девонские и верхнесилурийские отложения; 6 – нижнесилурийские–ордовикские вулканогенно-осадочные породы, частично метаморфизованные в фации зеленых сланцев (ягнобский комплекс); 7 – базит-ультрабазитовый (офиолитовый) комплекс; 8 – граниты и гранодиориты Гиссарского батолита; 9 – палеозой нерасчлененный; 10 – докембрийские (?) и кембрийские кристаллические сланцы, филлиты, метапесчаники; 11 – условные структурные линии; 12 – разломы; 13 – граничные разломы: Южно-Гиссарский (I), Северо-Гиссарский (II).

этапа, эти сегменты отличаются один от другого по месту и времени как начала тектогенеза (заложение прогибов), так и его окончания и относительной консолидации горных масс. Зона краевого Южно-Гиссарского шва и территория к северу от него характеризуются сложным сочетанием терригенных, карбонатных и вулканических пород разного состава. Вулканиты, по (Ковальчук, 1984), с одной стороны, родственны спилитам и альбитофирам коры океанического типа, а с другой – липаритам и кварцевым порфирам срединных массивов (микроконтинентов).

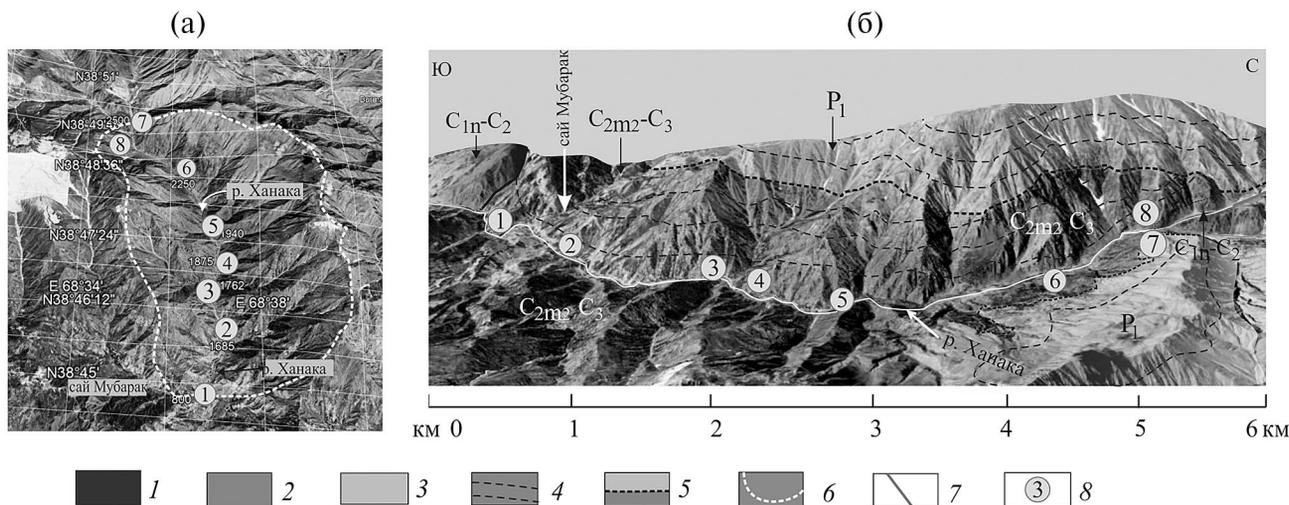
К этой шовной зоне также приурочены протрузии апоперидотитовых серпентинитов. Колонна ультрамафитов и мафитов рассматривается как производная внутриконтинентального рифтогенеза в зоне глубинного разлома (Портнягин и др., 1973) или как продукт растяжения и образования областей субокеанической коры типа Красноморского рифта (Буртман, 2006). В зоне же Северо-Гиссарского разлома вулканогенные отложения нижнего–среднего карбона полностью отсутствуют. В это время область представляла собой систему поднятий и, возможно, барьерных рифов (Ковальчук, 1984).

Формирование отложений и структур герцинского этапа в Южно-Гиссарском сегменте происходило на коре континентального типа, представленной двумя этапами. Нижний этаж – складчато-метаморфическое основание: филлиты, метапесчаники, кристаллические сланцы докембрийского (?) и кембрийского возраста. Верхний этаж – известняки

и доломиты силура–визейского яруса нижнего карбона, залегающие на породах основания с разрывом и угловым несогласием. Начало собственно герцинского этапа и раскол континентальной коры в этой области зафиксированы заложением в раннем карбоне прогибов и накоплением магматитов спилит-кратофировой формации. Развитие области сопровождалось гранитоидным магматизмом и закончилось в конце среднего карбона этапом “ранней” складчатости. Пакет отложений силура и нижнего–среднего карбона смят в систему напряженных, хотя в большинстве случаев открытых складок, но местами слоистые породы залегают круто или стоят на головах.

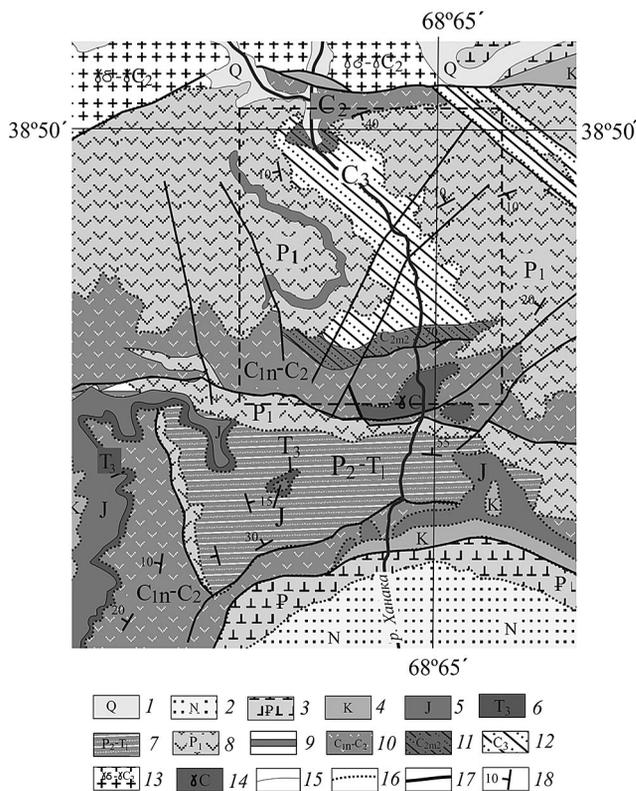
После короткого периода денудации на рассматриваемой территории возобновилась тектоническая активность. Однако она была выражена главным образом в пликативной деформации поверхности фундамента и в возникновении системы относительных прогибов и поднятий. Прогибы заполнялись флишевыми отложениями, которые залегают на подстилающих породах с разрывом и угловым несогласием. Завершился герцинский этап накоплением мощной пермско-раннетриасовой терригенно-вулканогенной молассы. Однако флишевые и молассовые отложения Южно-Гиссарской зоны, в отличие от подстилающих ранне-среднекаменноугольных отложений, не подвержены сколько-нибудь заметной деформации и образуют пологие синклинальные структуры, в том числе Ханакинскую синклиналь (рис. 4).

Ханакинская синклиналь имеет простую блюдцеобразную форму со слабо выраженным

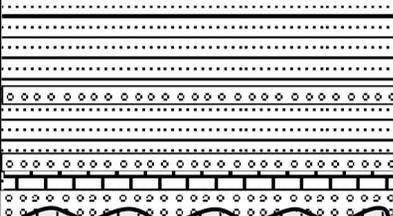
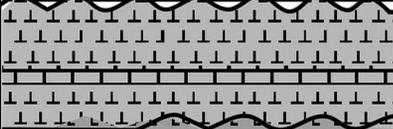
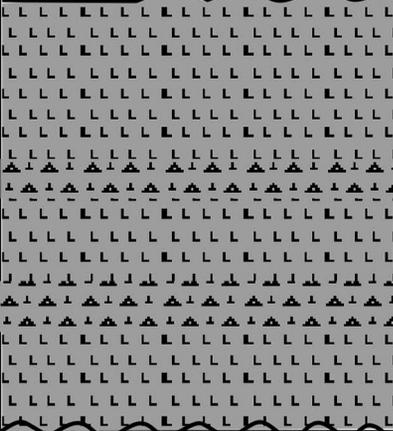
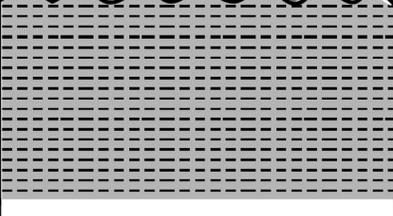


**Рис. 4.** Ханакинская синклираль и положение описанных в тексте разрезов. 1 – основные вулканы каратагской и сагдорской свит (нижний–средний карбон); 2 – флишевые отложения мубаракской свиты (средний–верхний карбон); 3 – грубообломочная моласса и кислые вулканы мафрачской и лючобской свит (нижняя пермь); 4 – условные линии напластования; 5 – трансгрессивный контакт; 6 – контур синклинали по вершинной поверхности обрамляющих хребтов; 7 – разломы; 8 – точки расположения и высотные отметки геологических разрезов, приведенных на рис. 7–10.

**Рис. 5.** Геологическая карта фрагмента Южно-Гиссарской зоны (пунктирный прямоугольник – район Ханакинской синклинали) (по Геологическая... 1967), с упрощением. 1–7 – мезозой–кайнозой: 1 – четверть (Q): галечники, пески, щебень; 2 – неоген (N): конгломераты, песчаники, алевролиты, глины; 3 – палеоген (P): глины, известняки, мергели, песчаники, гравелиты; 4 – мел (K): конгломераты, песчаники, известняки, гипсы; 5 – юра (J): конгломераты, песчаники, гипсы, углистые сланцы, известняки, угли; 6 – верхний триас (T<sub>3</sub>): конгломераты, песчаники, кора выветривания; 7 – верхняя пермь–нижний триас, ханакинская свита (P<sub>2</sub>–T<sub>1</sub>): грубообломочные пестроцветные отложения; 8 – нижняя пермь (P<sub>1</sub>), мафрачская (сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты) и лючобская (дациты, риолиты, трахиандезиты) свиты, нерасчлененные; 9 – пластовое тело гранитов; 10 – нижний–средний карбон (C<sub>1n</sub>–C<sub>2</sub>), каратагская и сагдорская (шамольская?) свиты, нерасчлененные: альбитофиры, спилитовые порфиры, диабазовые порфиры, туфобрекчии, агломераты, редко песчаники и известняки; 11,12 – средний–верхний карбон (C<sub>2-3</sub>), мубаракская свита (флиш): 11 – нижняя часть свиты (C<sub>2-m2</sub>): известковистые песчаники, алевролитовые сланцы, мелкогалечные полимиктовые конгломераты, 12 – верхняя часть свиты (C<sub>3</sub>): терригенный флиш (полимиктовые конгломераты и песчаники, алевролиты, песчано-глинистые известняки); 13 – граниты и гранодиориты (C<sub>2</sub>); 14 – граниты (C<sub>1</sub>); 15–17 – границы: 15 – нормальные стратиграфические, 16 – трансгрессивные, 17 – разломы; 18 – элементы залегания.



**Рис. 6.** Литостратиграфическая колонка района Ханакинской синклинали. Составлена по данным (Горетская, 1961; Геологическая..., 1967; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008) и личным наблюдениям.

Возраст	Литостратиграфические подразделения	Мощность в метрах	Литолого-петрографический состав
Mz-Kz		1000	Платформенные и орогенные формации
T3		до 50	Красноцветные конгломераты, песчаники, аллиты, угли
P2-T1		1000	Ханакинская свита: конгломераты, песчаники, туфы
P1		650-1600	Любовская свита: фельзитовые, липаритовые, дацитовые порфиры и их туфы, конгломераты в основании
		600	Мафрачская свита: валунные конгломераты, гравелиты, песчаники, туфы
C2m2-C3		600-1600	Мубаракская свита: верхняя часть: терригенный флиш: алвролиты, песчаники, конгломераты, с градиционной слоистостью нижняя часть: песчаники, алевролиты, конгломераты, глинистые известняки
C2b2-m1		600	Сагдорская (шамольская?) свита: песчаники, алевролиты, известняки, андезитовые порфириты, конгломераты
		500-800	Каратагская свита (верхняя часть): андезитовые порфириты, их туфы, известняки
C1h - C2b1?		2000-2800	Каратагская свита (нижняя часть): спилито-кератофировая толща (спилиты, диабазовые и андезитовые порфириты, альбитофиры и их туфы, туфобрекчии)
C1V		100-400	Известняки
E		700-1200	Филлиты, метапесчаники, кристаллические сланцы

антиклинальным перегибом в центре структуры (рис. 4а, 5). Внутренние деформации во флишевых отложениях и залегающих выше образованиях перми—триаса, кроме единичных непротяженных и малоамплитудных разломов, в пределах синклинали практически отсутствуют. Не подвержены породы и метаморфическим преобразованиям.

Отложения Ханакинской синклинали являются составной частью структуры и разреза Южно-Гиссарской зоны (рис. 5, 6). Наиболее древние горизонты в регионе представлены интенсивно дислоцированными и метаморфизованными кембрийскими (возможно, и докембрийскими) породами складчато-метаморфического основания Южно-Гиссарской (Османталинской) зоны: филлитами, метапесчаниками, кристаллическими сланцами. Породы основания с разрывом и угловым несогласием перекрыты известняками и доломитами силура—визейского яруса нижнего карбона. Выше по разрезу на известняках визейского яруса с разрывом и несогласием залегают отложения каратагской свиты (мощность порядка 2000 м) нижнего—среднего карбона. Они представлены породами спилит-кератофировой формации, реже андезитовыми порфиритами и туфами с прослоями известняков. На отложения каратагской свиты без видимого несогласия налегают породы сагдорской свиты (мощность 500—800 м): песчаники (иногда туфогенные) и алевролиты с прослоями и пачками глинистых известняков. Вверх по разрезу они сменяются андезитовыми и андезит-дацитовыми порфиритами, туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами.

В отложениях сагдорской свиты собраны остатки фораминифер башкирского яруса среднего карбона и верейского и каширского горизонтов московского яруса среднего карбона. На карте (рис. 5) отложения нижнего и среднего карбона показаны без расчленения. Отложения каратагской свиты прорваны субпластовой Ханакинской интрузией плагиогранитов и плагиопорфиров раннекаменноугольного возраста. Они, вероятно, представляют собой аналоги кварцевых альбитофиров нижнего карбона и являются производными базальтовой магмы, которая была родоначальной для спилит-кератофировой формации (Ковальчук, 1984).

Выше с разрывом и угловым несогласием на различных горизонтах каратагской и сагдорской (шамольской) свит залегают отложения мубаракской свиты (собственно мубаракский флиш). Свита имеет двучленное строение (Геология..., 1959; Геологическая..., 1967; Черенков, 1973; Шадчинева, Бахтдавлатов, 2008). Нижняя часть (270 м) содержит ископаемую фауну, характерную для верхней части московского яруса среднего карбона: брахиоподы *Dictyoclostus neoinflatus* (Licharev), *Brachythyryna strangwaysi* (de Verneuil), *Choristites*

*trautscholdi* (Stukenberg), *Ch. priscus* (Eichwald), *Ch. sowerbyi* Fischer, *Neospirifer cameratus* (Morton); фораминиферы *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenberg), *Profusulinella cf. rhomboides* (Lee et Chen), *Fusulinella* sp.

Верхняя часть (850 м) на основании находок ископаемой флоры (*Calamites undulatus* Sternberg) и фауны (брахиоподы *Buxtonia gjeliensis* Jvanov, *B. jernovensensis* Licharev, *Linoproductus simensis* Tschernishev, *Dictyoclostus donetzianus* Licharev, *Muirwoodia pseudoartiensis* (Stuckenberg); фораминиферы *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp. и др.) отнесена к верхнему карбону. Детальная характеристика разрезов мубаракской свиты приведена в следующем разделе. В целом отложения мубаракской свиты бедны остатками ископаемой фауны и флоры, что характерно для флиша.

Мубаракские отложения без видимого несогласия, но со следами размыва перекрыты практически не дислоцированными породами мафрачской свиты. Свита представлена валунными разногалечными конгломератами с прослоями и пачками гравелитов, песчаников, алевролитов и туфов среднего и основного состава. В составе обломков присутствуют известняки, песчаники, зерна кварца, эффузивы основного и среднего состава. Встречаются глыбы известняков до 10 м в поперечнике. В целом толща имеет облик типичной грубой молассы.

На отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона, а также на породах мафрачской свиты с разрывом и резким угловым и азимутальным несогласием залегают образования лючобской свиты (Геология..., 1959; Баратов и др., 1973; Шадчинева, Бахтдавлатов, 2008). Они представлены преимущественно кислыми вулканитами: фельзитами, фельзитовыми порфирами, липаритами, риолит-дацитовыми лавами, игнимбритами с прослоями и горизонтами туфов, туффитов, агломератов. Лючобские вулканиты отличаются от более древних вулканических пород пестроцветной окраской и практическим отсутствием внутренних дислокаций и проявлений метаморфизма. Вулканиты лючобской свиты являются, вероятно, фрагментами некогда обширного покрова, приуроченного к вулканической впадине. Базальные горизонты (25—300 м) состоят из красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов и содержат прослой и линзы туфогенных конгломератов с галькой большинства более древних пород, встречающихся в данном районе. Во многих местах базальная толща отсутствует, и на разновозрастных породах залегают более высокие горизонты лючобской свиты. Возраст свиты определен на основании стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованными отложениями мубаракской свиты и отложениями ханакинской свиты верхней перми—нижнего триаса.

Отложения ханакинской свиты распространены ограниченно и представлены толщей (1000 м) полимиктовых плохо сортированных конгломератов, песчаников, алевролитов, реже туфов, туффитов, песчанистых и глинистых известняков. Возраст отложений нижней части свиты условно принимается как позднепермский; верхняя часть свиты на основании растительных остатков отнесена к раннему триасу (Марковский, 1937; Геология..., 1959; Горецкая, 1961; Геологическая..., 1967; Черенков, 1973; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008).

*Литостратиграфическая характеристика отложений мубаракской свиты*

Мубаракская свита наиболее полно описана в работах (Марковский, 1937; Горецкая, 1961; Черенков, 1973; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008), в которых рассматриваются литолого-формационные особенности отложений и, в частности, обосновывается принадлежность отложений свиты к флишевой формации. В данной же статье приведены разрезы мубаракской свиты (рис. 4), изученные мной в процессе полевых работ и дополненные сведениями из выше цитированных публикаций.

В целях детализации разрезов отложения свиты подразделены на отдельные пачки – “совокупности слоев (пластов), характеризующихся некоторой общностью признаков (таких, например, как преимущественная гранулометрия, объем конгломератов, характер слоистости и др.), которые отличают ее от смежных по разрезу пачек в составе свиты; пачки имеют ограниченное латеральное распространение, поэтому в разных районах развития свиты... может быть выделено различное

количество пачек” (Стратиграфический..., 2006, статья V.11). Пачки пронумерованы снизу вверх по разрезу.

**Южное крыло Ханакинской синклинали** (точки 1, 2, 3, 4 на рис. 4, 7). По правому борту долины р. Ханака (рис. 7) с юга на север и снизу вверх по разрезу наблюдается следующая последовательность отложений.

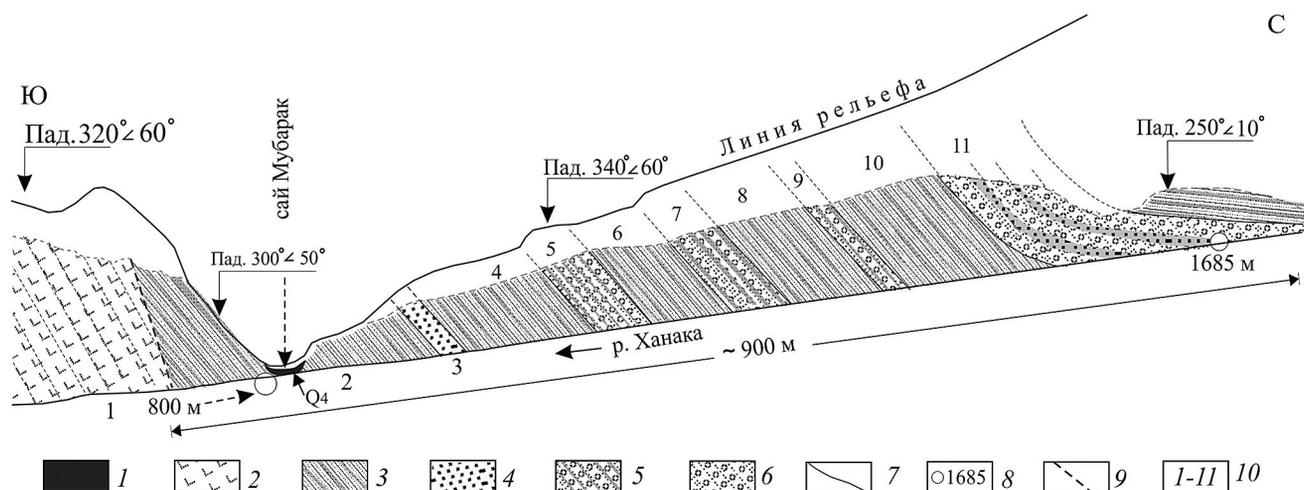
1. Андезибазальтовые порфириды и лавовые брекчии андезибазальтов ранне-среднекаменноугольного возраста (каратагская свита).

С породами пачки 1 по разрыву контактируют терригенные породы мубаракской свиты (пачки 2–11). Контакты между пачками и слоями в пределах этой части разреза стратиграфические, в ряде случаев со следами размыва на границах слоев и пачек.

2. Тонко- и среднеслоистый флиш. Представлен песчано-глинистыми породами, формирующими многослой с ритмичной градационной слоистостью. Градационная текстура слоев сформирована за счет постепенного (снизу вверх по слою) изменения гранулометрии отложений от среднезернистых (редко) и мелкозернистых песчаников до алевролитов и аргиллитов (глинистых сланцев). Характерны внутренняя волнистая слоистость и наличие разнообразных гиероглифов на нижней поверхности слоев.

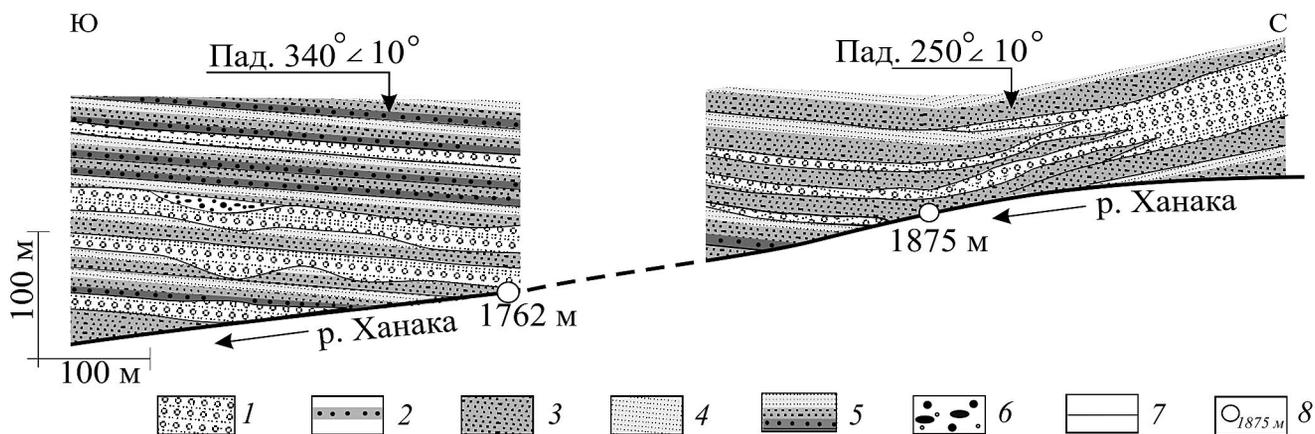
В разрезе наблюдается чередование пачек тонкоритмичного песчано-аргиллитового флиша с прослоями песчаников, также имеющих градационную текстуру. Средняя толщина ритмов от 5 до 15 см.

3. Грубослоистый флиш. Представлен чередованием слоев с ритмичной текстурой. Снизу вверх



**Рис. 7.** Литостратиграфический разрез мубаракской свиты в южном крыле Ханакинской синклинали в интервале высотных отметок 800–1685 м. От точки 1 до точки 2 на рис. 4. Описание в тексте.

1 – аллювий; 2 – лавовые брекчии андезитобазальтового состава (каратагская свита  $C_{1-2}$ ); 3–5 – отложения мубаракской свиты ( $C_3$ ): 3 – песчано-аргиллитовый тонкоритмичный флиш, 4 – песчаный груборитмичный флиш, 5 – песчано-конгломератовый груборитмичный флиш; 6 – “конгломератовый” флиш; 7 – границы пачек; 8 – высотные отметки в метрах; 9 – разлом; 10 – номера пачек.



**Рис. 8.** Строение мубаракской свиты в медианной части Ханакинской синклинали. Точка 3 (слева) и 4 (справа) на рис. 4. Форма и расположение пластов и пачек конгломератов соответствуют наблюдаемым, промежуточные пачки флишоидного строения показаны условно.

1 – конгломераты; 2 – конгломераты и гравелиты в основании ритмов; 3 – песчаники грубо- и среднезернистые; 4 – песчаники средне- и мелкозернистые, алевролиты, аргиллиты; 5 – пласты с ритмичной градационной слоистостью (толщина и количество слоев показаны условно); 6 – бесструктурные свальные конгломератобрекчии; 7 – границы пачек и слоев; 8 – высотные отметки.

по слою наблюдается постепенный переход от грубозернистых к мелкозернистым песчаникам, при редуцированном значении более тонких разностей. Мощность ритмично построенных пластов от 50 см до 1 м.

4, 6, 8, 10. Флиш, аналогичный пачке 2.

5, 7, 9. “Конгломератовый” флиш, представляющий собой ритмично построенный многослой с конгломератами в основании ритмов и среднезернистыми песчаниками в кровле. Толщина ритмов от 1 до 2.5 м. Конгломераты несортированные, окатанность галек варьирует от очень хорошей до полного ее отсутствия. Состав обломков и галек полимиктовый. Наиболее многочисленны гальки вулканогенных пород нижнего карбона, подстилающих мубаракскую свиту: андезибазальтовые порфиры, фельзитовые туфы, в подчиненном количестве присутствуют кремнистые туфы, известняки, отщепы глинистых сланцев, реже черные кремнистые алевролиты. Заполняющее вещество представлено материалом песчаной размерности.

11. “Конгломератовый флиш”: толща (мощность до 200 м) чередующихся груборитмичных конгломератов и пачек средне- и тонкоритмичного флиша типа пачки 2 и ему подобных. Мощность пачек от 2–2.5 до 10 м, но может достигать нескольких десятков метров. Породы пачки 11 отличаются от таковых пачки 9 более грубым материалом и присутствием глыбовых конгломератов с отторженцами пород до 10–15 см в поперечнике. Грубообломочный материал конгломератов представлен основными эффузивами, туффитами, кислыми фельзитовыми порфирами и их туфами,

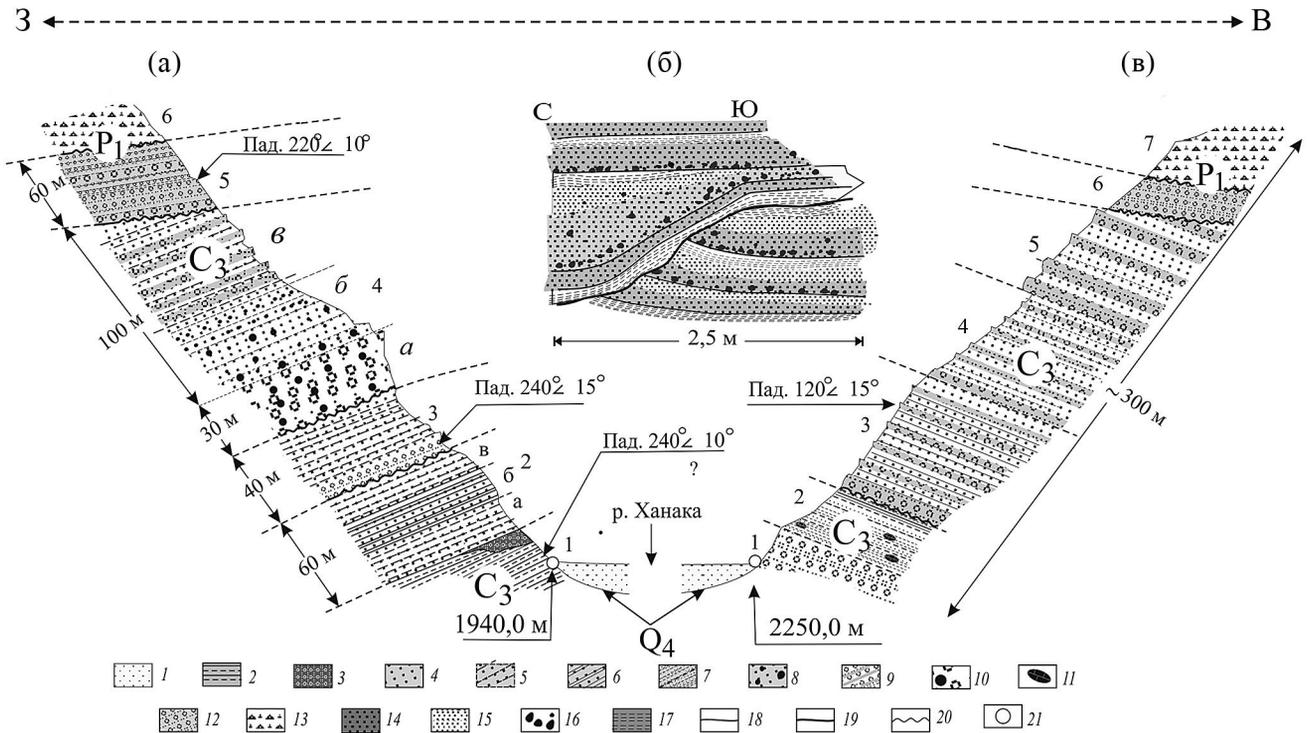
известняками, гранитами. Галек гранитов немного. Обращает на себя внимание отсутствие розовых крупнокристаллических калиевых гранитов, слагающих Гиссарский батолит. Заполняющее вещество – песчаный и переотложенный вулканомиктовый материал, придающий конгломератам зеленовато-серый или красноватый оттенок.

Часто конгломераты “срезают” подстилающие отложения, выпихивают их, и в результате возникают значительные раздувы мощности с перепадами толщины слоев от 10 до 50 м, как это показано на рис. 8, 9. Характерны линзовидные тела отложений с хаотическим строением, состоящие из бесструктурной глинисто-песчаной основной массы и “плавающих” в ней галек и обломков различных пород. Они, по всей видимости, сформированы за счет каменно-водных потоков, которые эродуют осадочные отложения и вызывают образование подводных каньонов. По простираю слою грубого конгломератового флиша зачастую “сливаются” в единую мощную толщу и снова расщепляются на более тонкие пачки.

**Медианный сегмент Ханакинской синклинали** (точки 5, 6 на рис. 4).

*Разрез по правому борту долины р. Ханака* (рис. 9а). От русла реки снизу вверх по склону и по разрезу наблюдается следующая последовательность напластования.

1. Толща черных неяснослоистых алевролитов со скорлуповатой отдельностью. Толща монотонная, но отдельные слои и пачки имеют тонкую градационную слоистость, выраженную в постепенной смене снизу вверх по разрезу



**Рис. 9.** Разрезы мубаракской свиты в медианном сечении Ханакинской синклинали. (а) – разрез по правому борту долины р. Ханака (точка 5 на рис. 4); (б) – эрозионный канал в отложениях пачки 1; (в) – разрез по левому борту долины р. Ханака (точка 6 на рис. 4). Рис. 9а и 9в отражают принципиальную картину строения отложений, описание которых приведено в тексте, рис. 9б – реально наблюдаемые взаимоотношения. 1 – четвертичные отложения: аллювий; 2–11 – отложения мубаракской свиты ( $C_{2m2}$ – $C_3$ ): 2 – алевриты, 3 – отложения эрозионного канала, 4 – разнозернистые песчаники, 5 – груборитмичный флиш, 6 – тонкоритмичный флиш, 7 – алевриты с редкими прослоями песчаников, 8 – пудинговые конгломераты, 9 – полимиктовые конгломераты, 10 – глыбовые конгломераты, 11 – карбонатные конкреции; 12 – мафрачская свита ( $P_1$ ): конгломераты, гравелиты с туфогенным цементом, туфы; 13 – лючобская свита ( $P_1$ ): риолит-дацитовые лавы и игнимбриты, прослой туфов, туффигов и агломератов; 14–18 – отложения эрозионного канала (рис. 9б): 14 – песчаники преимущественно грубозернистые; 15 – песчаники преимущественно средне- и мелкозернистые; 16 – включения мелкогалечного и гравийного материала; 17 – глинисто-алевритовые отложения; 18 – границы слоев; 19 – поверхность эрозионного вреза; 20 – поверхности размыва; 21 – высотные отметки.

мелко- и тонкозернистых песчаников алеврито-глинистыми отложениями. Отложения расслоены редкими пластами грубо- и среднезернистых песчаников (мощность до 1–1.5 м) без внутренней ритмичной слоистости. В целом отложения представляют собой тонкоритмичный песчано-глинистый и алеврито-глинистый трех- или двухкомпонентный флиш.

2. Выше по разрезу, с четким резким контактом и с карманами, заполненными песчано-галечным материалом (рис. 9б), залегает пачка терригенного флиша. В отложениях четко проявлена градиционная слоистость, выраженная в постепенном изменении гранулометрии терригенного материала снизу вверх по слою от грубозернистых песчаников в основании ритмов до более мелкозернистых разновидностей, иногда до алевритов и аргиллитов. Пачка 2 состоит из трех горизонтов: (а) серый груборитмичный (толщина ритмов 20–40 см) песчаный флиш;

(б) темно-серый до черного тонкоритмичный (толщина ритмов 3–10 см) песчано-алеврито-глинистый флиш; (в) серый груборитмичный (толщина ритмов 20–40 см) песчаный флиш. На нижней поверхности ритмов присутствуют следы эрозии подстилающих осадков и разнообразные гиероглифы.

3. По резкой границе с признаками размыва залегает пласт (5 м) крупногалечных несортированных конгломератов, которые вверх по разрезу сменяются пачкой серого песчаного флиша, аналогичного подразделению 2а, но с гравелитами и грубозернистыми песчаниками в основании ритмов. Выше расположена пачка песчано-глинистого тонкоритмичного флиша с преобладанием алеврито-аргиллитовой составляющей, аналогично породам пачки 1.

4. Конгломераты (горизонты “а”–“в”). Горизонт “а”: плохо сортированные разногалечные полимиктовые конгломераты, в составе которых

гальки занимают до 80–90% объема породы; заполняющее вещество составляют гравелиты и грубозернистые песчаники. Горизонт “б”: пудинговые неяснослоистые конгломераты с гальками, хаотически расположенными в песчано-гравелитовой основной массе; отмечены обломки тонкоритмичного песчано-глинистого флиша, сходного с породами пачки “а”, что свидетельствует о процессе реседиментации. Песчаники по составу и строению аналогичны таковым песчаного флиша пачки 3. Вверх по разрезу слоистость становится более четкой, возрастает объем песчано-гравелитового материала, в котором хаотически расположены отдельные “плавающие” гальки, появляются элементы градиционной слоистости. Горизонт “в”: четкое переслаивание серых полимиктовых песчаников и конгломератов, мощность конгломератовых пластов до 3 м.

5. На подстилающих породах с размывом и небольшим угловым ( $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ ) несогласием залегают пачка, представленная незакономерным чередованием грубослоистых красноцветных и пестроцветных конгломератов (мощность пластов до 2 м), песчаников и красных и зеленых плотных алевролитов.

6. По четкой резкой границе песчано-конгломератовая молассоидная толща перекрыта мясо-красными фельзитами и фельзитовыми туфами со столбчатой отдельностью.

Пачки 1–4 принадлежат мубаракской свите (верхнемосковский подъярус среднего карбона–верхний карбон), пачка 5 соответствует мафракской свите или нижней пачке лючобской свиты, пачка 6 соответствует нижней части лючобской свиты.

*Разрез по левому борту долины р. Ханака (рис. 9в).* От русла реки снизу вверх по склону и по разрезу наблюдается следующая последовательность напластования:

1. В основании видимой части разреза залегают грубослоистые конгломераты (от глыбовых до мелкогалечных) и гравелиты с редкими прослоями грубо- и среднезернистых песчаников. Окатанность галек от хорошей до полной ее отсутствия. Гальки и глыбы представлены главным образом базальтами и андезибазальтами, сходными с нижележащими породами среднего карбона. Вверх по разрезу возрастает роль прослоев песчано-алевролитового материала и появляются прослой с градиционной слоистостью.

2. Черные неяснослоистые плотные алевролиты с редкими прослоями серых песчаников и гравелитов и черными карбонатными конкрециями. Рассматриваемая пачка согласно надстраивает подстилающие породы пачки 1 и по резкой границе со следами размыва сменяется породами пачки 3.

3. Слоистые серые песчаники, гравелиты и конгломераты. Слоистость пород ритмичная, градиционная. В основании ритмов наблюдаются средне- и мелкогалечные конгломераты и гравелиты (часто мусорные), которые вверх по слою постепенно сменяются грубо-, средне-, мелко- и тонкозернистыми песчаниками. В ряде случаев ритмы венчаются алевролитами. Мощность ритмов от 10–20 до 30–40 см, реже до 1 м. Породы имеют облик типичного конгломерато-песчаного двух-, реже трехкомпонентного флиша. Вверх по разрезу роль грубого материала возрастает и флиш постепенно переходит в отложения пачки 4.

4. Серо-зеленые и зеленые четкослоистые песчаники и конгломераты с примесью вулканического материала в заполняющем веществе. Отдельные горизонты представлены туфо-конгломератами и туфопесчаниками. На плоскостях напластования присутствуют примазки эпидот-хлоритового вещества. Отмечены отдельные прослой зеленовато-красных вулканогенных пород (андезиты). Местами породы расслоены красными алевролитами.

5. Пачка пород, аналогичных пачке 4, но с большим объемом грубослоистых зелено-красных конгломератов с примесью туфогенного материала в цементе.

6. Незакономерно чередующиеся в разрезе грубослоистые красноцветные и пестроцветные конгломераты, песчаники, красные и зеленые плотные алевролиты. Отложения залегают на подстилающих породах с размывом и трудноуловимым угловым (в несколько градусов) несогласием. Пласты конгломератов имеют мощность до 2 м.

7. По четкой резкой границе молассоидная толща перекрыта мясо-красными фельзитами, фельзитовыми лавами со столбчатой отдельностью и фельзитовыми туфами с вулканическими бомбами. Мощность толщи от 25 до 300 м.

Характеризуя приведенные разрезы (точки 5 и 6 на рис. 4) в целом, нужно отметить следующее. Пачки 1–4 (точка 5) и 1–5 (точка 6), несомненно, принадлежат мубаракской свите, в целом имеющей облик флиша. Отложения построены ритмично. Мощность наиболее полных ритмов 60–70 см, реже до 90–110 см. Каждый ритм начинается относительно грубообломочными (грубозернистыми) разностями и заканчивается тонкозернистыми разностями. Гальки и обломки в конгломератах и зерна в песчаниках состоят из вулканогенных и интрузивных пород – продуктов размыва нижележащих средне- и нижнекаменноугольных эффузивных и интрузивных образований. Реже присутствуют обломки и зерна известняков и слабометаморфизованных песчаников и сланцев. Цемент известково-глинистый. Пачки 5 (точка 5) и 6 (точка 6) по составу, строению и положению в разрезе могут быть соотнесены с нижнепермской мафракской

свитой, а пачки 6 (точка 5) и 7 (точка 6) – с лючобской свитой, что нашло отражение на геологической карте и в литостратиграфическом разрезе (рис. 5, 6).

*Северное крыло Ханакинской синклинали*  
(рис. 4, точки 7, 8).

*Разрез по левому борту долины р. Ханака* (рис. 10; рис. 4, точка 7). В левом борту долины снизу вверх по склону и по разрезу наблюдается следующая последовательность напластования.

1. Темно-зеленые базальтовые и андезитобазальтовые порфириты каратагской свиты среднего карбона. В кровле слоя расположена маломощная (10–20 см) кора выветривания.

2. На коре выветривания залегают известняки серовато-зеленые, тонкослоистые, песчанистые, с большим количеством детрита брахиопод и мшанок. Вверх по разрезу возрастает число прослоев мергелистых алевролитов и песчаников.

3. Выше согласно расположена пачка мергелистых алевролитов черных, неяснослоистых, с большим количеством фрагментов брахиопод и отдельными “плавающими” гальками.

4. Темно-серые полимиктовые разногальечные неяснослоистые конгломераты. Конгломератовые пласты чередуются с песчано-алеврито-аргиллитовыми разностями пород, имеющими неясно выраженную градиционную текстуру.

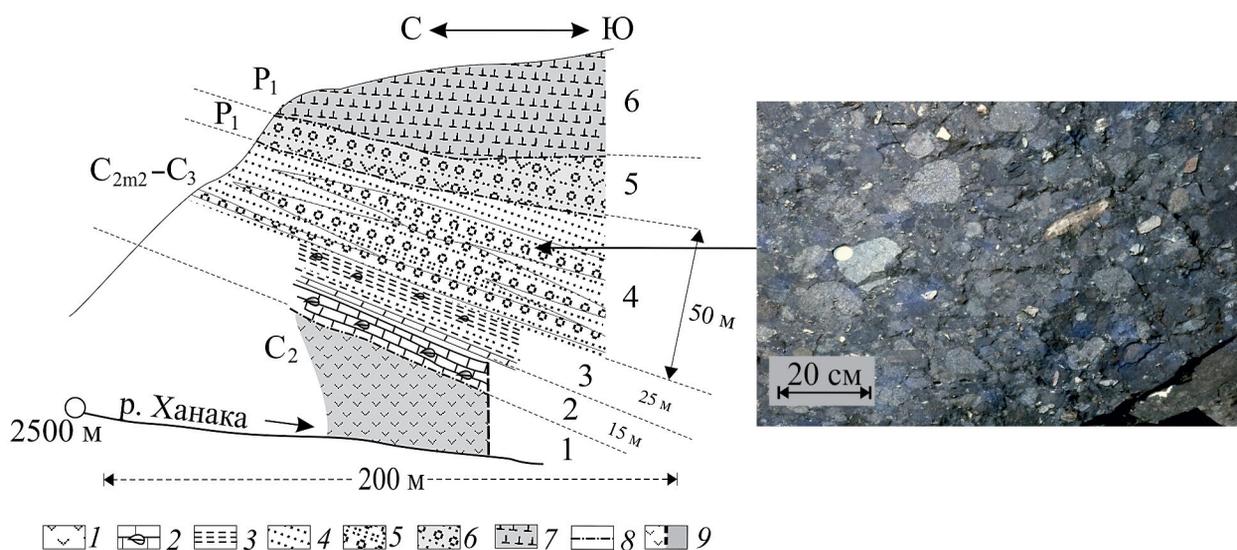
Отложения пачек 2–4 по составу и положению в структуре и в разрезе принадлежат нижней части мубаракской свиты.

5. Выше по склону на отложениях пачки 4 по четкой резкой границе, но с незначительным несогласием, залегает толща красноцветных глыбовых и разногальечных конгломератов, песчаников, алевролитов. Заполняющее вещество в конгломератах содержит примесь туфогенного материала. Пачка принадлежит нижнепермской мафрачской свите.

6. Розовые и красные фельзит-порфиры и их туфы. Залегают на подстилающих образованиях с размывом и небольшим угловым несогласием. Породы принадлежат лючобской свите (нижняя пермь).

*Разрез по правому борту долины р. Ханака* (рис. 11; рис. 4, точка 8).

Отложения мубаракской свиты в северном крыле Ханакинской синклинали в основных чертах схожи с описанными выше в других частях структуры. Однако в северном крыле в отложениях данной свиты возрастает роль грубообломочных пород, в том числе глыбовых конгломератов и брекчий. Размер галек и глыб составляет в среднем 5–40 см, достигая у глыб 60–80 см в поперечнике. В составе галек и обломков присутствуют вулканогенные породы, аналогичные породам каратагской и сагдорской свит, а также плагиограниты и гранит-порфиры типа пород Ханкинской интрузии. Отличительной чертой северных разрезов мубаракской свиты



**Рис. 10.** Разрез мубаракской свиты на северном крыле Ханакинской синклинали. Левый борт долины р. Ханака (точка 7 на рис. 4).

1 – базальтовые и андезитобазальтовые порфириты среднего карбона (каратагская или шамольская свиты); 2–5 – отложения мубаракской свиты: 2 – известняки (ракушняки); 3 – песчанистые алевролиты с многочисленными фрагментами раковин брахиопод; 4 – песчаники, алевролиты, аргиллиты с неясно выраженной градиционной слоистостью; 5 – полимиктовые конгломераты; 6, 7 – породные комплексы нижней перми; 6 – вулканогенно-осадочные отложения, 7 – кислые вулканы; 8 – трансгрессивный контакт; 9 – разлом. Фото справа – конгломераты пачки 4.

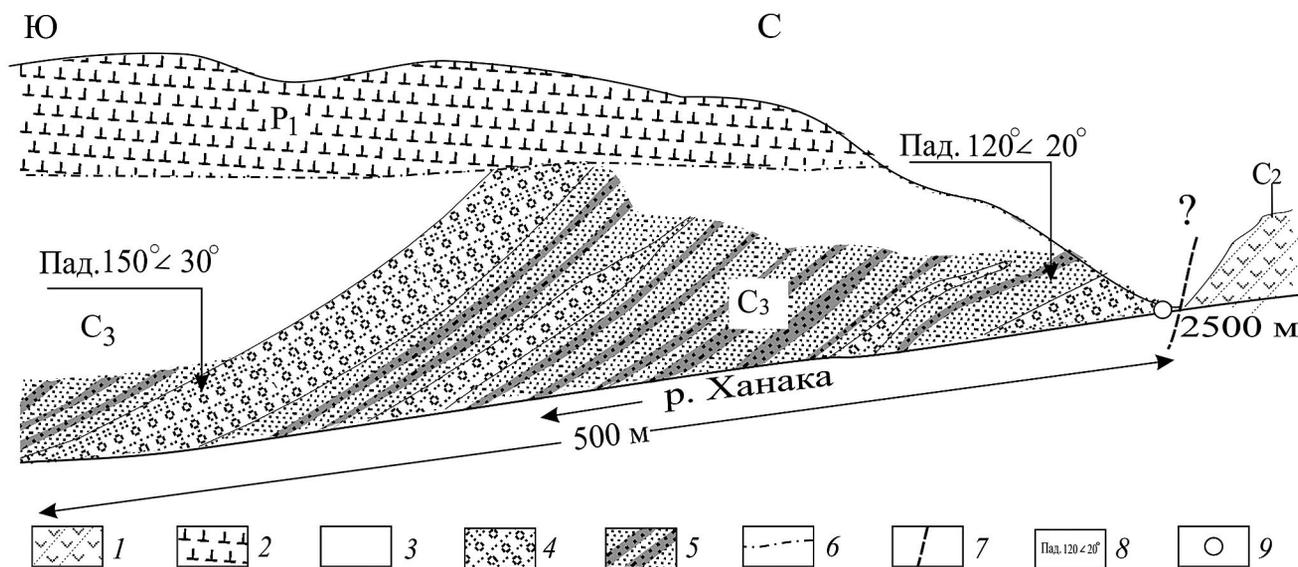


Рис. 11. Разрез мубаракской свиты на северном крыле Ханакинской синклинали. Правый борт долины р. Ханака (точка 8 на рис. 4).

1 — базальтовые и андезитобазальтовые порфириты среднего карбона (каратагская или шамольская свиты); 2 — кислые вулканы нижней перми, нерасчлененные; 3–5 — средне-верхнекаменноугольный флиш (мубаракская свита): 3 — без разделения на горизонты и пачки; 4 — грубообломочные и глыбовые конгломераты; 5 — флиш; 6 — трансгрессивный контакт; 7 — разрыв; 8 — элементы залегания; 9 — высотная отметка.

является массовое присутствие обломочных фрагментов известняков и доломитов, которые в южном сегменте встречаются лишь спорадически.

Как можно видеть из приведенного выше описания разрезов, отложения мубаракской свиты по составу и строению резко отличны от подстилающих и перекрывающих отложений и обладают основными чертами флишевой формации. Однако для мубаракского флиша характерна существенно большая роль конгломератов, чем для типичного флиша. Наличие в конгломератах совершенно не окатанных обломков пород и хорошо окатанных галек очень пестрого состава и размера свидетельствует как о местных, так и об отдаленных источниках данного обломочного материала. Область накопления флиша, безусловно, занимала гораздо большую площадь, чем в современной структуре. Северный борт прогиба, по-видимому, был ограничен зоной Северо-Гиссарского разлома, которая в период накопления флиша представляла собой область поднятия и в пределах которой происходило формирование рифовых построек (Ковальчук, 1984). Южный борт флишевого прогиба не фиксируется. Вероятно, в южном направлении он простирался достаточно далеко.

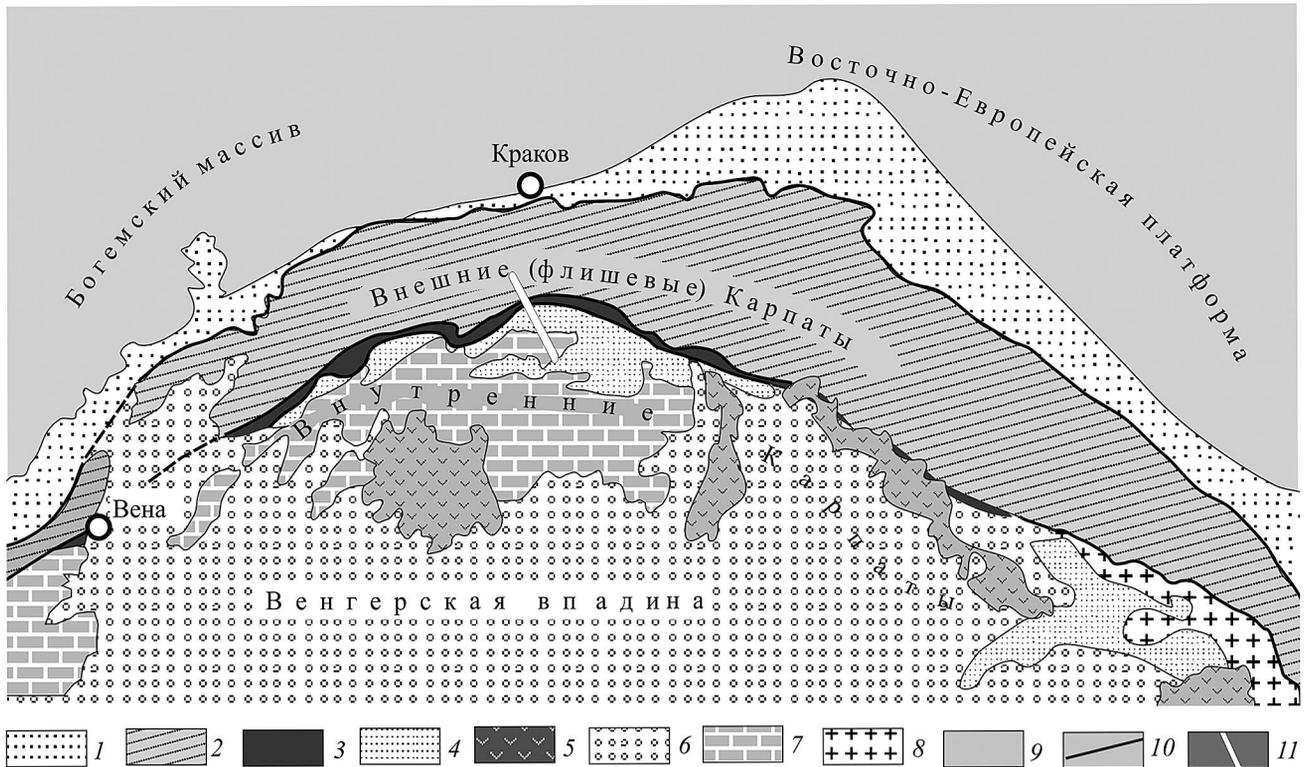
### ПОДГАЛЬСКИЙ ФЛИШ

Описание геологии Карпат и подгальского флиша основано как на литературных материалах (Gołaba, 1952, 1959; Andrusov, 1960; Ксёншкевич

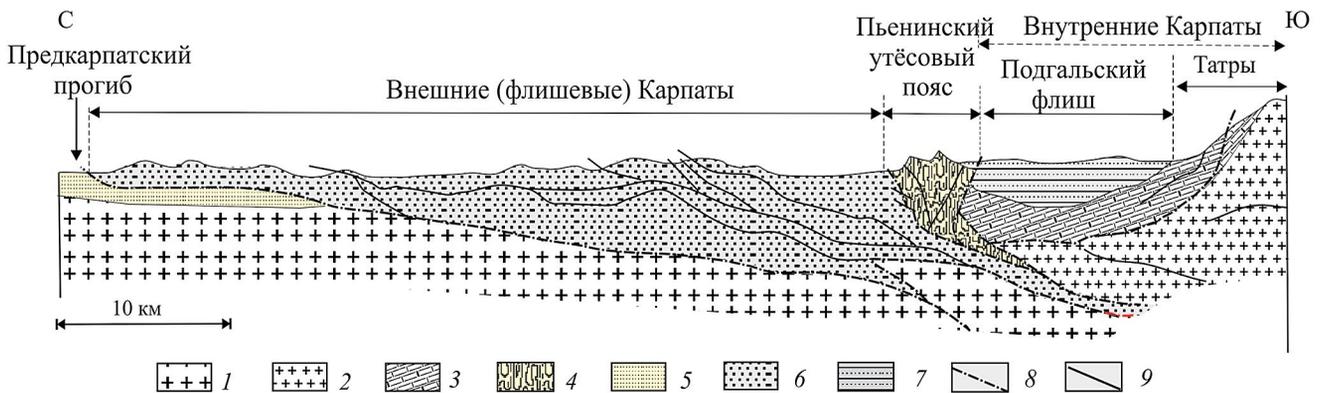
и др., 1968; Birkenmajer, 1970, 2001; Książkiewicz, 1972; Koszarski et al., 1974; Yjawor, Sikora, 1979; Cieszkowski et al., 1985; Oszczytko et al., 2005, 2008; Oszczytko, 2006; Golonka et al., 2015), так и на личных наблюдениях. Под названием “подгальский флиш” выделен комплекс терригенных отложений среднего–верхнего эоцена, выполняющий крупную мульду (или синклинали) Подгале. Мульда расположена в области Внутренних Карпат между Пьенинским утесовым поясом на севере и горным сооружением Татр на юге (рис. 12, 13).

### Мульда Подгале в структуре Карпат

Альпийское покровно-складчатое горное сооружение Карпат образует выгнутую к северу, северо-востоку, востоку и юго-востоку протяженную петлю, обрамляющую систему альпийских внутригорных впадин (рис. 12, 13). Северный сегмент Карпатской дуги, в пределах которого расположен рассматриваемый в статье объект, выдвинут в сторону области европейских герцинид и Восточно-Европейской платформы. Карпаты подразделены на два крупных сегмента: Внешние Карпаты и Внутренние Карпаты, между которыми расположена узкая и протяженная зона Пьенинских утесов (Książkiewicz, 1972). Геофизические данные и палинспастические реконструкции позволяют считать, что отложения Пьенинского бассейна и карпатский флиш частично тектонически перекрыты аллохтонными массивами Внутренних



**Рис. 12.** Основные структурно-формационные зоны Карпатского горного сооружения.  
 1, 2 – Внешние Карпаты: 1 – Предкарпатский краевой прогиб, 2 – Флишевые Карпаты; 3 – Пьенинский утесовый пояс; 4–7 – Внутренние Карпаты: 4 – подгалльский флиш и его аналоги, 5 – неогеновые вулканиты, 6 – неоген-четвертичная моласса внутренних впадин, 7 – допалеогеновое основание Внутренних Карпат; 8 – Мармарошский кристаллический массив; 9 – Восточно-Европейская платформа и область европейских герцинид; 10 – главные разломы, разграничивающие структурно-формационные элементы Карпатского орогена; 11 – положение профиля на рис. 13.



**Рис. 13.** Схематический поперечный профиль Карпат и положение подгалльского флиша в современной структуре (по Golonka et al., 2015, с изменениями). Масштаб соблюден лишь в первом приближении.  
 1 – фундамент и осадочный чехол Восточно-Европейской платформы (нерасчлененные); 2 – фундамент Внутренних Карпат; 3 – тектонические покровы Татр; 4 – Пьенинский утесовый пояс; 5 – Предкарпатский прогиб; 6 – флиш Внешних Карпат; 7 – подгалльский флиш; 8 – главные межформационные разломы; 9 – прочие разломы.

Карпат (Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Oszczupko et al., 2008).

*Внешние (Флишевые) Карпаты*, как показывает название, сложены преимущественно

мел-палеогеновыми флишевыми отложениями очень большой мощности (до 6000 м), что свидетельствует об интенсивном прогибании дна бассейна. В современной структуре флиш залегает в виде мощного пакета смятых в складки тектонических

чешуй и покровов, шарьированных в северном направлении на южные окраины европейских герцинид и Восточно-Европейской платформы. Тектонические движения во время накопления флиша проявлялись главным образом в интенсивном прогибании дна осадочного бассейна, регулярно прерываемом этапами тектонической активности. Последняя зафиксирована деформацией рельефа морского дна и возникновением частных поднятий, наличием горизонтов дикого флиша и тектонических отторженцев более древних пород, присутствием обвально-оползневых структур.

После отложения верхнеэоценовых магурских слоев флишевые отложения были дислоцированы, смяты в складки и надвинуты в виде серии чешуй в северном направлении. Амплитуда надвигания составляет 20–40 км. Складчатые деформации во Внешних Карпатах связаны с проявлением трех тектонических фаз. Первая фаза имела место на границе олигоцена–миоцена, вторая произошла после раннего миоцена, но до начала тортонского времени, третья – в середине тортонского века. В восточной части Карпат выделена еще одна, более молодая раннесарматская, фаза. Таким образом, главный тектогенез в зоне Флишевых Карпат приходится на ранний–средний миоцен, и горообразовательные движения, сформировавшие структуру карпатского флиша, закончились перед концом раннего сармата.

*Пьенинская цепь утесов* является разделом между Внешними и Внутренними Карпатами (рис. 13). Сведения по геологии зоны Пьенинских утесов содержатся в многочисленных работах (см. библиографию в Леонов, 2014) и, наряду с собственными наблюдениями, будут использованы в настоящей статье. Утесовая зона представляет собой узкий (до 2–3 км) и протяженный (600 км) тектонический шов типа зон концентрированной деформации (Леонов, 2014). Зона сложена осадочным меланжем, состоящим из сложнодислоцированных рыхлых пород (матрикс) мелового возраста и включенных в них глыб, блоков и пластин триасово-меловых пород, образующих резко выступающие в рельефе утесы (клиппы). Для зоны характерно складчато-чешуйчатое строение. Залегание пластов и ориентировка структурных элементов в основном субвертикальные. В поперечном сечении структура зачастую имеет форму веера. Северным и южным ограничениями зоны служат разломы типа взбросо-сдвигов.

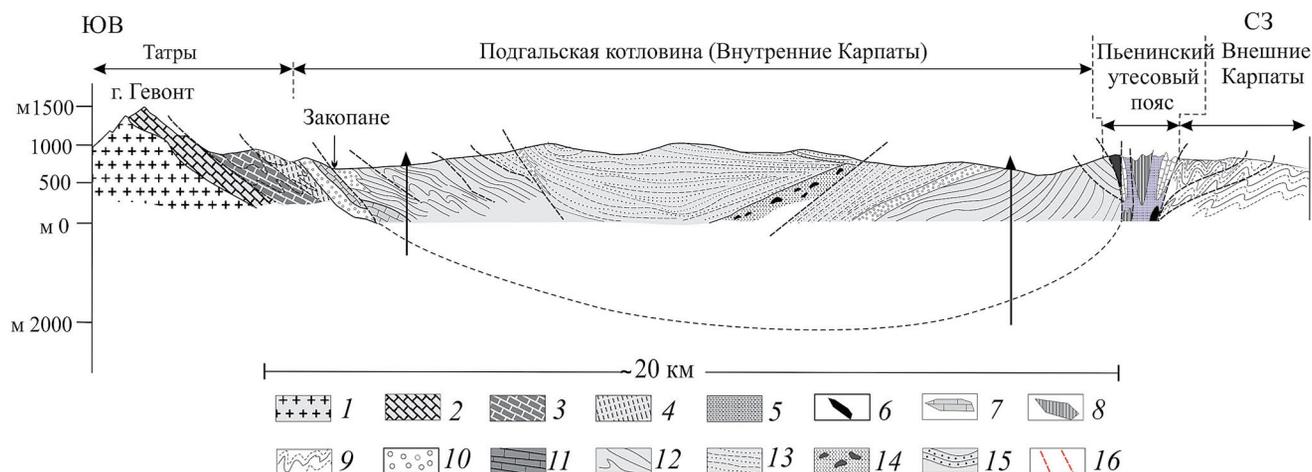
Утесовый пояс с его сложной хаотической структурой сформирован на месте обширного юрско-раннемелового седиментационного бассейна (Andrusov, 1960; Birkenmajer, 1970; Książkiewicz, 1972; Буртман, 1984; Oszczyrko et al., 2008; Леонов, 2014; Golonka et al., 2015). Начиная с ранней юры (возможно, с рэта), в зоне, впоследствии ставшей зоной утесов, накопление осадков продолжалось

до раннего сенона включительно. В середине сенона началось воздымание территории и размыв. В раннем эоцене зона утесов вновь испытала погружение, и в ней отлагались осадки типа магурского флиша. К югу от магурского бассейна располагался хребет или вал, отделявший первый от подгальского бассейна, где осадконакопление началось в позднем лютете. Утесовый пояс снабжал материалом подгальский бассейн, где формировались в это время суловские конгломераты, которыми на территории Словакии начинается подгальский флиш.

Структура утесового пояса сформировалась перед бурдигальским веком. В это время мощные толщи магурского флиша, расположенные к северу от пояса, вели себя пластично и были интенсивно деформированы. В то же время флиш южной провинции (подгальский), залегающий на образованном в позднем мелу относительно жестком блоке Внутренних Карпат, не испытал сколько-нибудь значительной деформации.

*Внутренние Карпаты.* К югу от Пьенинского утесового пояса расположена территория Внутренних Карпат и покровно-складчатого сооружения Татр (рис. 13, 14). На этой территории период складчато-надвиговых движений и последующей денудации рельефа проявился в промежутке времени от конца сеномана до середины эоцена. К концу среднего эоцена возникшая покровно-складчатая структура была нивелирована, и последующие тектонические движения реализовались в виде обширных прогибов и разделяющих прогибы поднятий. В частности, возник позднеэоценовый подгальский седиментационный бассейн, который был заполнен мощным комплексом терригенных отложений, залегающих с резким стратиграфическим и угловым несогласием на дислоцированных породах Татр.

*Зона Татр.* Татры представляют собой горный массив, который сложен несколькими сериями пород (рис. 14). Наиболее низкое положение занимает так называемая Верховая единица, состоящая из двух элементов: автохтонного и аллохтонного, которые в последующем образуют параавтохтонный блок Внутренних Карпат. В строении и автохтона, и аллохтона участвуют кристаллические породы основания и осадочные породы чехла. Кристаллические породы, являясь фундаментом Внутренних Карпат, представлены метаморфизованными и изверженными породами допермского возраста. Они слагают большую часть кристаллического массива Татр. Осадочные толщи представлены относительно мелководными терригенными и карбонатными образованиями перми (?)–середины мела. Разрез Верховой единицы свидетельствует о трансгрессивно-регрессивном режиме территории.



**Рис. 14.** Структурно-геологический профиль через Подгальскую котловину (Внутренние Карпаты). Составлен по данным (Gołaba, 1952; Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Леонов, 2014).

1–4 – Татранский массив: 1 – граниты, 2 – верховая серия; 3, 4 – аллохтон: 3 – верховая серия (Т–J), 4 – регловая серия (Т–K<sub>2</sub>); 5–8 – Пьенинский утесовый пояс: 5 – терригенный флиш, 6 – отторженцы меловых пород, 7 – отторженцы юрских пород, 8 – отторженцы триасовых пород; 9 – флиш Внешних Карпат; 10–15 – подгальский флиш (верхний эоцен): 10 – конгломераты, 11 – нуммулитовые известняки, 12 – шафларские и закопанские слои, объединенные, 13 – хохловские слои, 14 – пласты конгломератов с глыбами нуммулитовых известняков; 15 – острыские слои; 16 – разломы.

Осадочные отложения образуют две лежачие и сорванные с основания складки, в ядрах которых расположены кристаллические породы основания. На породах Верховой единицы в виде аллохтона залегают породы Регловой единицы, представленные на территории Татр осадочными отложениями триаса, юры, нижнего и среднего мела. Отложения Регловой единицы сходны с таковыми Верховой единицы, однако свидетельствуют об относительно большей глубоководности бассейна седиментации в момент ее формирования. Согласно (Ксёншкевич и др., 1968), надвигание Регловой единицы на Верховую произошло в континентальных условиях после денудации рельефа, предшествующей этому событию.

*Мульда Подгале.* Между Татранским горным сооружением на юге и Пьенинским утесовым поясом на севере расположена плоская котловина Подгале, выполненная терригенными отложениями, мощность которых достигает 2500 м (рис. 12, 13, 14). Эти отложения известны в литературе как подгальский флиш (Gołaba, 1952; Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Koszarski et al., 1974; Oszczytko, 2006; Oszczytko et al., 2008; Golonka et al., 2015).

Тектоническая структура Подгальской котловины представляет собой серию сменяющих друг друга в широтном направлении и разделенных малоамплитудными разломами частных синклиналей, которые в совокупности образуют крупную синклиналиную структуру с плоским днищем и относительно крутыми бортами. Падения слоев в центральной части синклинали составляют 0–10°. Складчатые и надвиговые структуры свойственны

только отложениям южного и северного бортов синклинали Подгале, где ощутимо воздействие массива Татр и Пьенинского утесового пояса. В южном борту базальные горизонты подгальского флиша залегают с нормальными стратиграфическими взаимоотношениями на юрско-меловых породах Регловой серии Татр, которые “заныривают” под молодые отложения мульды. Слои наклонены в северных румбах, углы падения достигают 40°–50°. В северном борту синклинали, в узкой полосе, примыкающей к зоне Пьенинских утесов, слои лежат более круто, иногда стоят на головах или запрокинуты. Частично они перекрыты по крутому взбросу отложениями Пьенинского утесового пояса. Однако известно и нормальное стратиграфическое залегание подгальского флиша на дислоцированных комплексах Пьенинского пояса. В двух скважинах под отложениями подгальского флиша вскрыты породы регловой серии Татр (Oszczytko et al., 2008).

Перед палеогеном территории, расположенные южнее зоны утесов в Татранском блоке, испытали складчатость и воздымание. К северу же от утесовой зоны поднятие территории и складкообразовательные движения этого времени не отмечены: в зоне Внешних Карпат продолжалось погружение и седиментация. Таким образом, зона утесов в конце мелового периода являлась морфотектоническим разделом между двумя областями с различным тектоническим режимом: к северу от утесового пояса территория испытывала нисходящие

движения, южнее пояса происходило складкообразование и общее воздымание.

Этап сокращения пространства и покровообразования начался на территории Внутренних Карпат в середине мела (австрийская фаза). Затем в маастрихте—раннем палеогене в пограничной области Внутренних Карпат и Пьенинского бассейна отчетливо проявилась ларамийская фаза. Более молодые тектонические движения, которые охватили Внешние Карпаты, в области Внутренних Карпат проявились лишь в форме эпейрогенеза.

*Литостратиграфическая характеристика подгальского флиша*

Разрез мульды Подгале включает несколько литостратиграфических единиц, выделяемых польскими геологами в качестве “слоев”. Снизу вверх

по разрезу расположены шафларские, закопанские, хохловские и острыские слои. Существует также мнение (Książkiewicz, 1972), что шафларские и закопанские слои частично фациально замещают друг друга.

В южном борту мульды, в основании шафларских отложений, залегают конгломераты с гальками пород регловой серии, детритусовые доломиты, песчаники, нуммулитовые известняки с обильными остатками ископаемой фауны двусторчатых моллюсков, ежей, рыб, крупных фораминифер. Присутствуют *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. millescaput* Boub., *N. brongniarti* d’Arch. et Heime, которые указывают на лютетский возраст вмещающих пород. Выше нуммулитовых известняков залегают песчано-сланцевые отложения с остатками субтропической растительности и сланцы с остатками рыб (Meletta). На слоях

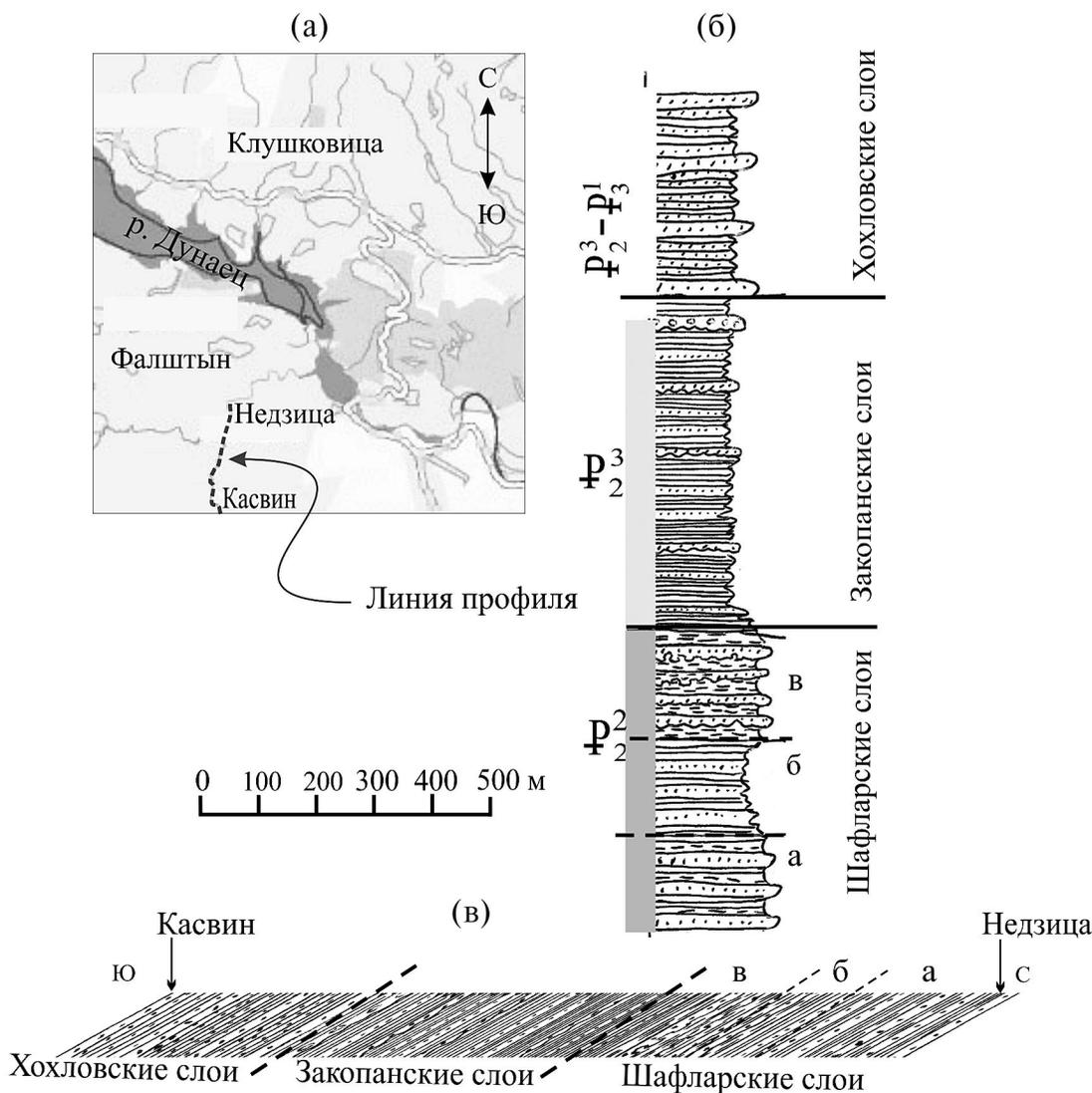


Рис. 15. Схематический разрез подгальского флиша (северный борт котловины Подгале). Описание в тексте. (а) — местоположение разреза, (б) — схематический разрез (полевая зарисовка), (в) — реальное залегание отложений.

с флорой расположены известняки с литотамниями и *Nummulites fabianii* Prever, которые являются руководящей формой для приабона. Возрастная привязка описанных отложений является общепринятой (Gołaba, 1952, 1959; Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Oszczyrko et al., 2008).

Выше следует бедная органическими остатками толща собственно подгальского флиша (закопанские, хохловские и острыские слои). Их характеристика дана на основании фрагмента разреза, описанного в северном борту мульды вдоль русел рек Недзица и Косвин (рис. 15), а также данных (Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972).

*Шафларские слои.* Подразделены на три толщи, нижняя из которых (“а”) сложена серыми кварцевыми, с примесью темноцветных минералов песчаниками, алевролитами, черными аргиллитами и глинистыми сланцами с прослоями железистых доломитов. Слоистость тонкая и средняя. Толща “а” имеет флишевый облик, но градационная слоистость выражена нечетко. Средняя толща “б” представлена преимущественно темными ожелезненными аргиллитами, иногда типа пород нижнеолигоценовой менилитовой серии. Эта толща содержит прослой известковистых тонкозернистых песчаников. В целом породы сходны с породами толщи “а”, но с резким преобладанием аргиллитов и практическим отсутствием флишевой ритмичности. Верхняя толща “в” имеет типично флишевый облик и представлена главным образом песчаниками с регулярными прослоями мелко- и среднегалечных конгломератов с большим количеством обломков и галек темно-серых доломитов. В песчаных прослоях данной толщи развита градационная и конволютная слоистость, складки подводного оползания. Слоистость очень четкая, от тонкой до крупной. Регулярны прослой грубозернистых песчаников с плохо окатанными зернами кварца, метаморфических пород и мелко- и среднегалечных конгломератов с большим количеством темно-серых доломитов татранского облика.

*Закопанские слои.* Представлены преимущественно темными (от зеленовато-серых до черных) глинистыми сланцами и аргиллитами со следами ожелезнения. Породы тонкослоистые. Пачки глин имеют мощность от 30–50 см до 1–5 м и расслоены пластами песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и железистых доломитов. В конгломератах в массовом количестве присутствуют гальки темных доломитов татранского типа. Песчаникам свойственна отчетливая градационная слоистость.

*Хохловские слои.* По составу породы соответствуют отложениям шафларских и закопанских слоев, по характеру напластования и внутреннему строению являются типичным флишем с развитой ритмичной градационной слоистостью внутри каждого из пластов. В полных ритмах в основании располагаются мелкогалечные конгломераты

или гравелиты, которые вверх по пласту переходят в грубозернистые, затем мелкозернистые песчаники и алевролиты и, наконец, в аргиллиты. Но многие ритмы неполные, с выпадением из разреза той или иной разности терригенного материала. Мощность ритмов варьирует от 15 до 40 см, изредка достигая 60 см. Ритмичные пачки расслоены через 1–5 м мощными (30–60 см) прослоями грубозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов.

*Острыские слои.* Образуют самые верхние горизонты отложений Подгальской котловины и представлены толстослоистыми и грубозернистыми песчаниками без ритмичной слоистости.

В нижних горизонтах подгальского флиша собраны остатки различных ископаемых организмов, в частности рыб и крупных нуммулитов *Nummulites fabianii* Prever. В более верхних горизонтах также присутствует *Nummulites fabianii* Prever, но без крупных форм. На основании этих находок возраст флишевых отложений Подгальской котловины установлен в интервале поздний лютет–приабон (поздний эоцен). Однако самые верхние горизонты отложений Подгальской котловины, по имеющимся данным (Oszczyrko et al., 2008), принадлежат позднему олигоцену–раннему миоцену.

Область накопления подгальского флиша охватывала гораздо большую площадь, чем территория Подгальской впадины, и в южном направлении бассейн распространялся на территорию Татр и южнее, о чем свидетельствует присутствие палеогеновых отложений, сохранившихся во впадинах, прилегающих к Татранской антиклинали (Ксёншкевич и др., 1968). Северным ограничением подгальского флишевого бассейна служили структуры Пьенинского утесового пояса, который в период накопления подгальского флиша представлял собой барьер, разделяющий Внешние и Внутренние Карпаты.

Отложения Подгальской мульды, как можно видеть из приведенного описания и данных цитированных выше авторов, несомненно, принадлежат к категории флиша как породной ассоциации, обладая всеми типовыми признаками ее строения и состава. Тем не менее флиш Погале имеет ряд отличий от соответствующего формационного типа, что будет обсуждаться ниже.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В начале статьи были перечислены основные критерии, позволяющие отнести породные комплексы к флишевой формации. Как видно из описания разрезов и материалов более ранних работ (Gołaba, 1952, 1959; Горецкая, 1961; Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Черенков, 1973; Ковальчук, 1984; Шадцинев, Бахтдавлатов, 2008; Golonka et al., 2015), отложения мубаракской свиты Южного Гиссара и котловины Подгале Внутренних Карпат, несомненно, принадлежат к категории флиша и как породная



Рис. 16. Подгальский флиш с характерной градационной слоистостью. Фото автора. (а) – общий вид, (б) – градационная слоистость.

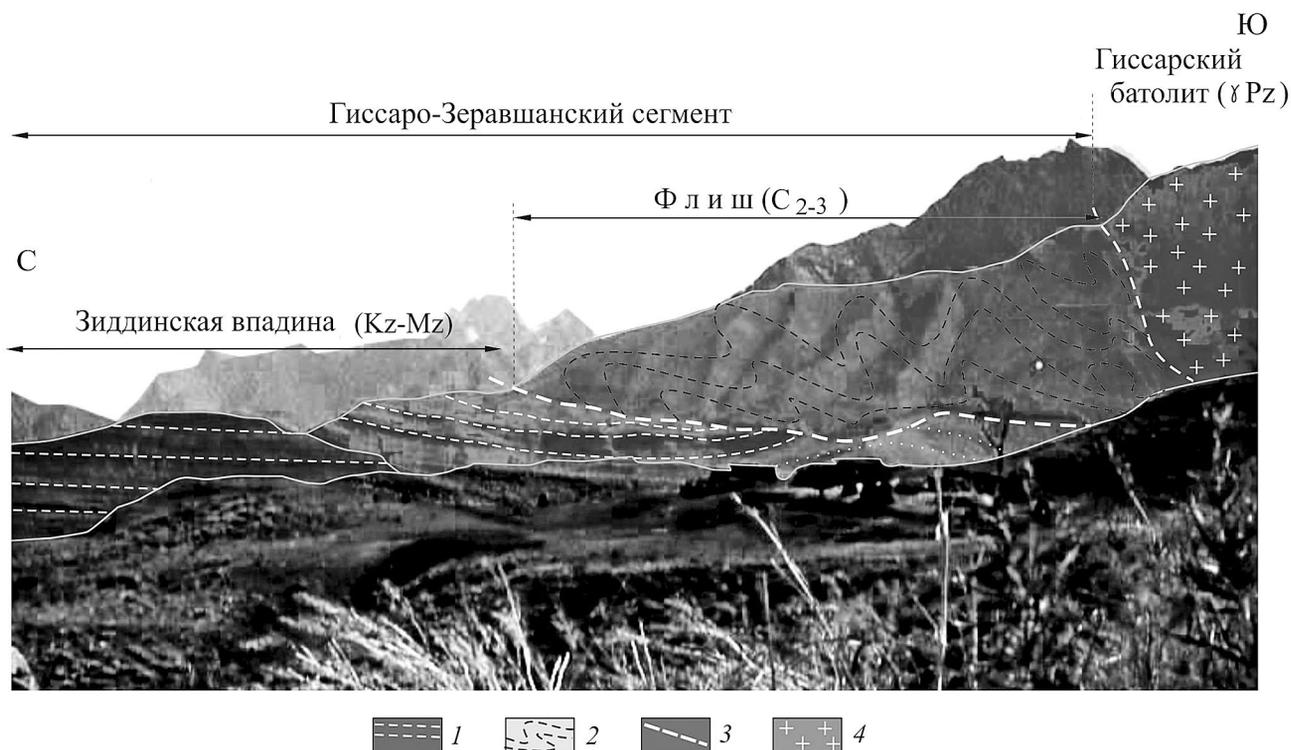
ассоциация, и как формационный тип. По крайней мере, этот тезис никогда не был подвержен сомнению. Об этом свидетельствуют значительная мощность и выдержанный по простиранию и разрезу специфический терригенный состав отложений, а также совокупность текстурно-структурных признаков, главные из которых: наличие повторяющихся в разрезе десятков и сотен многослоев сходного состава и строения (рис. 16а); ритмичная градационная слоистость (рис. 16), которая в целом отвечает строению ритмов Боума и происхождение которой связывается с турбидными плотностными потоками; присутствие структур конседиментационного оползания, реседиментации и гиероглифов различного типа; высокий процент ритмичных отложений в разрезе; бедность остатками ископаемой флоры и бентосной фауны.

Тем не менее мубаракский и подгальский флиш, обладая чертами сходства, отличаются по ряду параметров от типичных флишевых отложений. В первую очередь, это касается формы геологических тел: в отличие от классического флиша, мубаракский и подгальский флиш выполняют пологие синклинали, к тому же отложения в пределах синклиналей практически не деформированы. И мубаракский, и подгальский флиш занимают сходную тектоническую позицию, которая значительно отличается от позиции, занимаемой флишевыми бассейнами в прилегающих областях Внешних Карпат и Южного Тянь-Шаня. Флишевые отложения в обоих случаях сформированы в бассейнах, расположенных на квазиplatformном основании внутренних (срединных) массивов, соответственно, герцинского и альпийского подвижных поясов.

Мубаракский флиш расположен в Южно-Гиссарской зоне, развитие которой в палеозое отличается от развития более северных сегментов

Гиссаро-Алая. Герцинский тектогенез проявился здесь в области континентальной коры эпибайкальского Афгано-Таджикского массива (микроконтинента). В отличие от мубаракского флиша, одновозрастные флишевые отложения Гиссаро-Зеравшанской зоны содержат мощные горизонты тектоно-гравитационных и гравитационных микститов и огромные изолированные глыбы и олистоплаки известняков ранне-среднекаменноугольного возраста. Флиш в этой зоне интенсивно дислоцирован: формирует надвиги и тектонические покровы (рис. 17), имеет напряженную складчатую структуру, местами превращен в осадочный меланж (рис. 18). Разделом между Южно-Гиссарским мубаракским и Гиссарско-Зеравшанским флишевыми бассейнами служила зона относительных поднятий, которая в современной структуре соответствует зоне Северо-Гиссарского разлома и выходам гранитов Гиссарского батолита (рис. 3).

Подгальский флиш, как и мубаракский, расположен на складчатом относительно консолидированном квазиplatformном основании. Он залегает на структурах Татранского массива, который является составным элементом Внутренних Карпат (рис. 13), в зоне, испытавшей основную складчатость в промежутке между поздним сеноном и средним эоценом, т.е. значительно раньше, чем произошли складчатые движения в зоне Внешних флишевых Карпат. В последующий период территория Внутренних Карпат не была затронута складкообразовательными процессами, о чем свидетельствует, в частности, практически ненарушенное залегание отложений Подгальской котловины. При этом одновозрастные отложения магурского флиша, расположенные севернее Пьенинского пояса, участвуют в сложной покровно-складчатой



**Рис. 17.** Аллохтонное залегание складчатого средне-верхнекаменноугольного флиша (южный борт Каракуль-Зиддинской зоны, Тянь-Шань). Фото автора.

1, 2 – условные линии напластования: 1 – мезозойско-кайнозойских отложений, 2 – флишевых отложений; 3 – разломы; 4 – граниты.

структуре Внешних Карпат. Разделом между магурским и подгальским флишевыми бассейнами являлась зона Пьенинских утесов, представлявшая собой в то время систему поднятий (рис. 19), – ситуация, сходная с таковой на Южном Тянь-Шане (рис. 3). Нужно отметить также значительное несовпадение времени становления фундамента мубаракского и подгальского флишевых прогибов со временем консолидации остальной территории Южного Тянь-Шаня (мубаракский флиш) и Карпатского подвижного пояса (подгальский флиш). В пределах Южного Гиссара складчато-метаморфический фундамент был сформирован в докембрии–раннем палеозое. Следовательно, начало герцинской активизации (визейский век раннего карбона) в этой части Гиссаро-Алая значительно запаздывало относительно более северных территорий, в пределах которых уже в кембрии–раннем силуре существовали обширные пространства с корой субокеанического типа (Туркестанский палеоокеан) (Поршняков, 1973; Моссаковский и др., 1993; Буртман, 2006; Бискэ, 2018). Во Внутренних Карпатах начало флишевого этапа также было смещено во времени относительно Внешних Карпат. Флиш Подгале начал формироваться только в конце среднего эоцена, тогда как во Внешних

Карпатах флишевые отложения накапливались с начала мелового периода.

Кроме того, мубаракский и подгальский флишевые бассейны просуществовали очень недолго в сравнении с временем “жизни” классических зон накопления флиша. Так, образование флиша Внешних Карпат шло в течение мела–палеогена (~100–110 млн лет; Ксёншкевич и др., 1968), флиша западного склона Урала – с конца раннего карбона до ранней перми включительно (~75 млн лет; Мизенс, 1997), а флиша южного склона Большого Кавказа – с поздней юры до позднего эоцена (~120 млн лет). Продолжительность же формирования подгальского флиша составила менее 10–12 млн лет (поздний эоцен–ранний миоцен?). Такова же, по-видимому, длительность (12 млн лет) образования мубаракского флиша, соответствующая московскому веку среднего карбона–позднему карбону. Учитывая связь флишевой седиментации с активным тектоническим режимом (Вассоевич, 1967; Ксёншкевич и др., 1968; Леонов, 1972; Хайн, 1973; Черенков, 1973; Романовский, 1988; Мизенс, 1997), можно констатировать, что периоды, связанные с горизонтальными подвижками, стимулирующими формирование флиша на территориях внутренних массивов, были чрезвычайно непродолжительны и соответствовали кратковременным

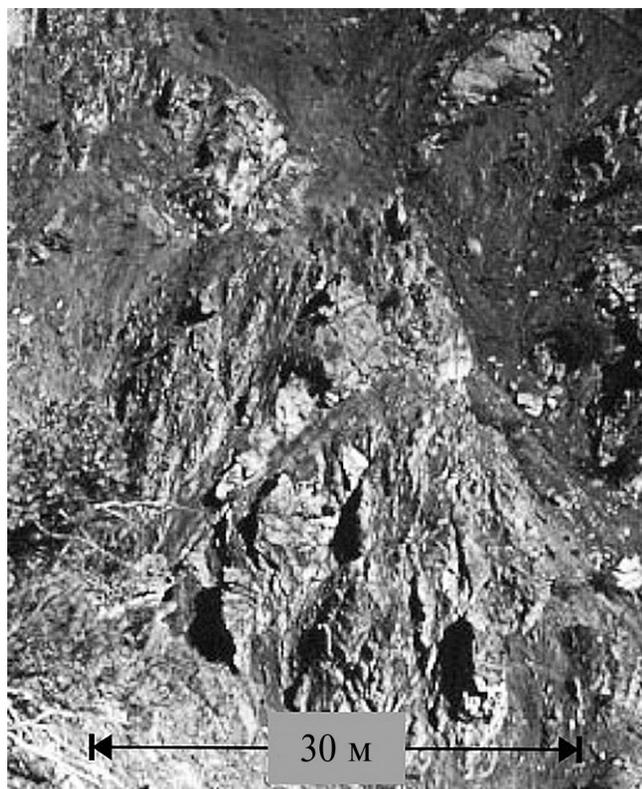


Рис. 18. Средне-верхнекаменноугольный флиш, преобразованный в осадочный меланж (южный борт Каракуль-Зидинской зоны). Фото автора.

всплескам тектонической активности (тектоническим фазам). Особенно четко это проявлено в случае подгальского флиша, время формирования которого совпадает с проявлением пиренейской тектонической фазы в конце эоцена—самом начале олигоцена.

В Альпийской области к этой фазе тектогенеза приурочено возникновение мощных толщ позднеэоценовых тектоно-гравитационных микститов, генетически связанных с проявлением горизонтальных движений (Леонов, 1975, 1981).

Сходные отложения известны также на Родопском (Московски, Шопов, 1965; Леонов, 1975) и Дзирульском (Леонов, 1975; Майсадзе, 1994) массивах, и эти отложения включают в себя горизонты и пачки флишеподобных образований. В частности, установлено (Леонов, 1975), что верхнеэоценовые глыбовые микститы, протягивающиеся вдоль южного склона Большого Кавказа, образуют две полосы выходов. Микститы северной полосы являются неотъемлемой частью флишевой формации южного склона. Микститы южной полосы образовались в бассейне, возникшем на субплатформенном основании Дзирульского массива — наиболее приподнятой части Грузинской глыбы. В пограничной зоне между флишевым бассейном южного склона и бассейнами, расположенными на территории Грузинской глыбы, с начала мела до начала олигоцена существовала кордильера, увенчанная верхнеюрскими рифовыми постройками, которые подвергались размыву и разрушению. Впрочем, существует мнение (Майсадзе, 1994), что верхнеэоценовые микститы образовались исключительно во внутреннем бассейне, существовавшем в это время на территории Грузинской глыбы, но общей картины это не меняет.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ сходных по строению, но различных по времени и месту образования геологических объектов — верхнекаменноугольного флиша Ханакинской синклинали (Тянь-Шань)



Рис. 19. Положение подгальского бассейна в структуре Карпат в позднем эоцене. Схема составлена с использованием представлений Ксёншкевича и др. (1968).

1 — кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы; 2 — кристаллический фундамент Внутренних Карпат; 3 — мезозойские чехольные отложения; 4 — доэоценовый флиш; 5 — магурский флиш; 6 — подгальский флиш; 7 — разломы; 8 — предполагаемое относительное направление движения блоков фундамента.

и верхнеэоценового флиша синклинали Подгале (Карпаты) – позволил установить региональные характеристики геологического развития упомянутых флишевых комплексов, а также выявить общие особенности геодинамической эволюции исследуемых объектов, независимые от времени их формирования и региональной принадлежности.

В частности, установлено, что, принадлежа к разным подвижным поясам и тектоническим циклам, отложения флиша Внутренних Карпат и Южно-Гиссарской зоны Тянь-Шаня схожи по внутреннему строению и по нестандартной для флишевой формации тектонической позиции. В то же время они обладают чертами, флишу не свойственными: формированием на квазиplatformенном основании, простой конфигурацией геологических тел и отсутствием внутренних деформаций, узким временным интервалом формирования, а также приуроченностью к кратковременным этапам активизации горизонтальных тектонических движений, проявляющихся в межрегиональном масштабе.

Эти особенности геологии мубаракского и подгальского флиша позволяют сделать вывод о существовании особой разновидности седиментационных образований, которую можно обозначить как “финальный флиш тыловых (срединных) массивов подвижных поясов”. Этот вывод подтверждается существованием сходных образований на территориях и других внутренних массивов, например, на Дзирульском (Грузия) и Родопском (Болгария).

**Благодарности.** Это исследование было осуществлено при деловой помощи и дружеском участии геологов Таджикистана – академика АН Тадж. ССР Р.Б. Баратова, члена-корр. АН Тадж. ССР М.М. Кухтикова, докторов геол.-мин. наук И.Н. Черенкова и А.С. Шадчинава, с которыми мне довелось обсуждать проблемы геологии Южного Тянь-Шаня. Всем этим ученым – моя глубокая благодарность. При знакомстве с геологией Карпат значительную помощь мне оказали польские коллеги – профессора К. Биркенмайер и М. Джулинский, д-ра Е. Лефельд и А. Токарский, которым я искренне признателен. Отдельная благодарность д-ру Р. Маршалко (Институт геологии Словацкой академии наук), который познакомил меня с эоценовыми флишевыми отложениями Внутренних Карпат, а также принял участие в изучении флишевых отложений Гиссаро-Алайского региона.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках бюджетной темы FMMG-2023-0007 Геологического института РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Баратов Р.Б., Горецкая Е.Н., Шукин С.И.* Дацит-липаритовая формация Южного Гиссара. Душанбе: ДОНИШ, 1973. 108 с.

*Бискэ Ю.С.* Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462.

*Браташ В.И.* Новейший эпиплатформенный орогенез и определяющие его факторы на территории Средней и восточной Азии. Главные Иранское, Индостанское и Гималайское направления новейшего тектогенеза // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Сб. 6. Душанбе: ДОНИШ, 1974. С. 3–11.

*Буртман В.С.* Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.

*Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 187 с.

*Вассоевич Н.Б.* Условия образования флиша. Л.–М.: Гостоптехиздат, 1951. 240 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алай-Гиссарская. М.: Недра, 1967. 134 с.

Геология СССР. Т. XXIV. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 735 с.

*Горецкая Е.Н.* Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта // Тр. ИГ АН Тадж. ССР. 1961. Т. 4. С. 65–97.

*Елисеев А.И., Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Козырева И.В., Сандула А.Н.* Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2006. Научные доклады. Вып. 481. 72 с.

*Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на южном Урале и сходные с ней образования // Тр. Ин-та геол. наук. Сер. геол. 1949. № 34. 174 с.

*Ковальчук И.А.* Герцинские геосинклинальные вулканогенные и осадочные формации Южного Гиссара (Тянь-Шань). Автореф. дисс. ... канд. геол. наук. Львов: ЛГУ, 1984. 277 с.

*Ксёнишевич М., Самсонович Я., Рюле Э.* Очерк геологии Польши. Ред. Максимов С.П. М.: Изд-во Недра, 1968. 310 с.

*Леонов М.Г.* Флиш – образование подводного склона // Литология и полезн. ископаемые. 1972. № 2. С. 44–54.

*Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 140 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 199).

*Леонов М.Г.* Олисторомы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 344).

*Леонов М.Г.* Пьенинский утесовый пояс: тектоническая структура и эволюция // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. Р. 703–715.

*Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. Ред. Богданов Ю.А. М.: Наука, 1988. 310 с.

*Майсадзе Ф.Д.* О верхнеэоценовых олисторомах южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 95–102.

*Марковский А.П.* Зеравшано-Гиссарская горная область. М.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 743–773.

- Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 231 с.
- Московски С., Шопов В.* Стратиграфия на палеогена и свързаните с него реседиментационни явления (олистостроми) в областта Пиянец, Костендилеско // Изв. Геол. ин-т Бълг. АН. 1965. № 14. С. 189–210.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Централно-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Портнягин Э.А., Павлов В.И., Ковальчук И.А.* Южно-гиссарская магматогенная зона // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов: Львовский ГУ, 1973. Т. 1. С. 97–119.
- Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 206 с.
- Романовский С.И.* Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
- Стратиграфический кодекс России. Ред. Жамойда А.И. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Таджибеков М.* Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Автореф. дисс. ... канд. геол. наук. Фрунзе: Фрунзенский политех. ин-т, 1986. 24 с
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 258 с.
- Ханович И.Г., Айнемер А.И.* Приложение модели слоенакпления А.Н. Колмогорова к исследованию статистических характеристик геологических разрезов // Геология и геофизика. 1968. № 7. С. 44–54.
- Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Ред. Шатский Н.С. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 373 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 37).
- Черенков И.Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 170 с.
- Шадчиев А.С., Бахтдавлатов Р.Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые фанерозоя Кухистана. Душанбе: Broadtec investment CO., LTD, 2008. 406 с.
- Цейслер В.М.* Основы формационного анализа. М.: Изд-во РУДН, 2002. 189 с.
- Andrusov D.* Die Klippenzone in Karpaten-System // Мат. Карпато-Балк. асс. № 1. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. С. 63–73.
- Birkenmajer K.* Przedeoceńskie struktury fałdowe w Pieniniskim pase skałkowem Polski // Stud. Geol. Pol. 1970. V. 31. P. 1–77.
- Birkenmajer K.* Pieniny Klippen Belt // Carpathian paleogeography and geodynamics, a multidisciplinary approach. 12th Meeting of the Assoc. Europ. Geol. Soc. Krakow: Państwowy Instytut Geologiczny, 2001. P. 99–141.
- Bouma A.H.* Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam: Elsevier, 1962.
- Cieszkowski M., Slaczk A., Wdowiarz S.* New data on structure of the Flysch Carpathians // Prz. Geol. 1985. V. 6. P. 313–333.
- Gołqba J.* Tektonika Podhala // Geol. Biul. Inf. 1952. № 1. 168 p.
- Gołqba J.* Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala // Biul. Inst. Geol. 1959. V. 149. P. 225–239.
- Golonka J., Krobicki M., Wąskowska A., Cieszkowski M., Ślaczka A.* Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians // Geol. Mag. 2015. V. 152. № 2. P. 269–286.
- Koszarski I., Sikora W., Wdowiarz S.* The flysch Carpathians // Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Ed. Mahel M. Bratislava: Statny geol. Dionyzia Stura, 1974. P. 180–197.
- Książkiewicz M.* Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika. Cz. 3. Karpaty. Warszawa: Wydawnictwa Geol., 1972. 228 p.
- Kuenen Ph.H.* Experiments in geology // Trans. Geol. Soc. Glasgow. 1958. № 23. P. 1–28.
- Kuenen Ph.H., Migliorini C.I.* Turbidity currents as a cause of graded beddings // J. Geol. 1950. № 2. P. 91–127.
- Oszczypko N.* Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland) // Geol. Quart. 2006. V. 50. № 1. P. 169–194.
- Oszczypko N., Oszczypko-clowes M., Golonka J., Krobicki V.* Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians) // Acta Geol. Hung. 2005. V. 48. № 3. P. 259–282.
- Oszczypko N., Slaczka A., Żytko K.* Regionalizacja tektoniczna Polski – Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie // Przegląd Geologiczny. 2008. V. 56. № 10. P. 927–935.
- Sujkowski Z.* Flysch sedimentation // Bull. Geol. Soc. Am. 1957. V. 68. № 5. P. 543–554.
- Tercier J.* Le flysch dans la sedimentation alpine // Eclogae geol. Hel. 1947. V. 40. № 2. P. 164–198.
- Yawor E., Sikora W.* Obidowej – Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych // Kwart. Geol. 1979. № 23. P. 499–501.
- Интернет-ресурс [https://en.wikipedia.org/wiki/File:Loughshinny\\_folds.jpeg](https://en.wikipedia.org/wiki/File:Loughshinny_folds.jpeg)
- Интернет-ресурс <http://www.plechov.ru/Education/OCEAN/lection6.htm>

Рецензенты Ю.А. Лаврушин,  
Г.А. Мизенс, Ю.Д. Захаров

## **Geological Correlation of the Mubarak (Southern Tien Shan) and Podhale (Inner Carpathians) Flysch Basins**

**M. G. Leonov**

*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia  
e-mail: mgleonov@yandex.ru*

A comparative analysis and correlation of “atypical” flysch formations of the Tien Shan and the Carpathians is carried out in order to distinguish between local (regional) and general (interregional) features of their structure and place in the evolution of mobile belts. The objects of the study were the Upper Carboniferous flysch of the Khanaka syncline (Tien Shan) and the Upper Eocene flysch of the Podhale syncline (Carpathians). Using historical and geological analysis based on the study of lithostratigraphy, tectonic structure and geodynamic position of objects, a comparative characteristic of the flysch of the Khanaka syncline and the flysch of the Podhale syncline was carried out for the first time. The selected objects belong to different mobile belts and tectonic cycles; similar in internal structure and in non-standard tectonic position for flysch; they have some features that are not peculiar to flysch: formation on a quasi-platform basement, a significant volume of conglomerates, a simple configuration of geological bodies, the absence of internal deformations, and a narrow time interval of formation. On the basis of a comparative analysis, it was established that the studied objects belong to a special variety of flysch, which is proposed to be designated as the “final flysch of the inner massifs of mobile belts”, the formation of which reflects the specifics of the geodynamic evolution of the Hercynian and Alpine mobile belts.

*Keywords:* basin, inner (middle) massif, lithostratigraphy, sedimentation, tectonics, turbidity, flysch