

УДК 551.763

ТУРГИНСКИЙ ЛАГЕРШТЕТТ (обнажение Миддендорфа, Восточное Забайкалье, баррем—апт): СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПАЛЕООБСТАНОВКИ**И.Н. Косенко^{1,2}, Е.Б. Пещевская¹, В.Д. Ефременко^{1,2}, Е.К. Метелкин^{1,2},
П.А. Ян^{1,2}, А.П. Родченко¹, Б.Л. Никитенко^{1,2}, Д.А. Мирзабаев³**¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия³Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия

На основании изучения фауны и микрофоссилий возраст тургинской свиты в обнажении Миддендорфа определен как конец баррема—начало апта. Состав комплексов фауны и палиноморф позволяет коррелировать тургинскую свиту с формацией Yixian и низами формации Jiufotang Северо-Восточного Китая. Результаты петрографического и геохимического анализов, а также изучения микрофоссилий показали, что отложения накапливались в мелководном озере со спокойной гидродинамикой, иногда в условиях дефицита кислорода. По составу спорово-пыльцевых комплексов восстановлены климатические условия (умеренно теплый климат, переходный к субтропическому) и тип растительности (хвойные леса с примесью лиственных пород).

*Баррем, апт, тургинская свита, тургинский биоценоз, биота Джехол, Забайкалье***TURGA LAGERSTÄTTE (Middendorf's Outcrop, Eastern Transbaikalia, Barremian–Aptian):
STRATIGRAPHIC RANGE AND PALAEOENVIRONMENTS****I.N. Kosenko, E.B. Pestchevitskaya, V.D. Efremenko, E.K. Metelkin, P.A. Yan,
A.P. Rodchenko, B.L. Nikitenko, D.A. Mirzabaev**

The age of the Turga Formation in the Middendorf's outcrop is determined as latest Barremian—earliest Aptian based on fauna and microfossil assemblages. The composition of the fauna and palynomorph assemblages allows correlations between the Turga Formation and the Yixian Formation and lower part of the Jiufotang Formation of Northeast China. Results of the petrographic and geochemical analysis as well as microfossil studies showed that sediments accumulated in a shallow lake with low-energy hydrodynamics, sometimes under low-oxygen conditions. Climate features (warm temperate climate transitional to subtropical) and type of vegetation (coniferous forests with admixture of hardwoods) are reconstructed taking into consideration the composition of spore-pollen assemblages.

*Barremian, Aptian, Turga Formation, Turga biocenosis, Jehol Biota, Transbaikalia***ВВЕДЕНИЕ**

Выходы пород тургинской свиты на правобережье р. Турга известны со второй половины XIX в. и являются первым открытым в Забайкалье местонахождением мезозойской фауны, получившим название «обнажение Миддендорфа» по имени его первого исследователя [Олейников, 1975; Бугдаева, 1984]. Отсюда были впервые описаны рыбы *Lycoptera middendorffii* Müller, ракообразные-конхостраки *Eosestheria middendorffii* (Jones) и насекомые *Ephemeropsis trisetalis* Eichwald, широко распространенные в нижнем мелу Восточной Азии. Из-за обилия рыб породы получили название «тургинские рыбные сланцы». Впоследствии, на основе комплексных исследований макро- и микрофауны и ее экологических особенностей на территории Забайкалья был выделен тургинский биоценоз, характерный для мелководных застойных озер [Скобло и др., 2001]. Комплекс *Eosestheria—Ephemeropsis—Lycoptera* также известен из мезозоя Китая. Его значение для корреляции континентальных толщ было отмечено еще А. Грабау [Grabau, 1928], который предложил для него термин «фауна Джехол». Позднее широкое распространение получил термин «биота Джехол» [Gu, 1962].

Разрез на р. Турга был принят как стратотип тургинской свиты [Музылев, 1933]. Несмотря на многочисленные публикации, посвященные ее биостратиграфии и условиям образования, эти вопросы

© Косенко И.Н. ✉, Пещевская Е.Б., Ефременко В.Д., Метелкин Е.К., Ян П.А., Родченко А.П., Никитенко Б.Л., Мирзабаев Д.А.

✉ e-mail: KosenkoIN@ipgg.sbras.ru

до сих пор остаются предметом дискуссий. Новая волна интереса к этому разрезу связана с открытием ископаемых уникальной сохранности в формациях Yixian и Jiufotang группы Jehol на западе провинции Ляонин (Северо-Восточный Китай), среди которых особый интерес представляют птерозавры, оперенные динозавры (включая птиц), млекопитающие и первые покрытосеменные растения [Ji, Ji, 1996; The Jehol Fossils, 2008; Pan et al., 2013; Zhou, 2014]. Эти находки пополнили сведения о таксономическом разнообразии биоты Джехол, сделав ее одной из самых разнообразных среди известных континентальных экосистем мезозоя. Литологическое строение разрезов, тафономия рыб и беспозвоночных формации Yixian и тургинской свиты имеют большое сходство. Это позволяет предполагать возможность находок позвоночных уникальной сохранности и в тургинской свите Восточного Забайкалья [Синица и др., 2016], а высокая степень сохранности рыб и конхострак позволяет рассматривать обнажение Миддендорфа в качестве консервационного лагерьштетта.

История развития взглядов на возраст тургинской свиты подробно изложена в статье Е.В. Бугдаевой [1984]. В ранних исследованиях возраст определялся как третичный, затем как юрский и позднелюрский—раннемеловой. Позднее рядом исследователей (А. Грабау, Л.С. Берг, С.А. Музылев, Б.А. Иванов, Г.Г. Мартинсон, В.Н. Яковлев, А.Н. Олейников, В.М. Скобло, А.А. Сиротенко) был обоснован раннемеловой возраст тургинской свиты. На основании изучения макрофлоры, спор и пыльцы возраст тургинской свиты определен как баррем—апт [Bugdaeva, Markevich, 2012]. Однако ряд исследователей считают, что это не согласуется с неокомскими комплексами филлопод, остракод и насекомых из этих отложений [Скобло и др., 2001].

В 2021 г. для изучения меловых разрезов Восточного и Центрального Забайкалья ИНГГ СО РАН (Новосибирск) была организована экспедиция. В ходе работ получены новые данные по обнажению Миддендорфа. Выполнено послойное описание разреза, изучены тафономические особенности комплексов макрофауны. Также был произведен отбор проб на палинологический, микрофаунистический, петрографический и геохимический анализы.

В настоящей статье приводятся новые данные по тургинскому комплексу ископаемых (рыбы, конхостраки, остракоды, палиноморфы), обосновывается возраст тургинской свиты, вскрытой в обнажении Миддендорфа, обсуждаются обстановки ее формирования по данным петрографического изучения шлифов, геохимического анализа органического вещества (ОВ) пород и микрофоссилиям, а также возможности корреляции с разновозрастными формациями на северо-востоке Китая.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Обнажение Миддендорфа расположено в правом борту долины р. Турга, в 3.5 км к северо-востоку от пос. Маяк и в 1.5 км ниже по течению от устья руч. Бырка (50° 48' 25" с.ш., 116° 07' 20" в.д.) (рис. 1). Обнажение представляет собой задернованный склон протяженностью до 550 м и высотой до 10 м. Разрез вскрыт пятью канавами: первые две вскрывают нижнюю часть разреза, третья, четвертая и пятая — верхнюю (рис. 2). В основании на нижнекаменноугольных отложениях залегают конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу тонкогоризонтально-слоистыми, иногда массивными аргиллитами, с маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Часто встречаются слои белесо-желтой глины, судя по всему являющиеся результатом выветривания туфов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для комплексных исследований послужили образцы, отобранные на петрографический (13 обр.), микрофаунистический (13 обр.), палинологический (12 обр.) и геохимический (11 обр.) анализы. В полевых условиях были изучены послойная макрофаунистическая характеристика разреза и тафономические особенности (конхостраки, насекомые, рыбы). Детальные морфологические исследования были проведены в лабораторных условиях.

Лабораторная обработка палинологических и микропалеонтологических образцов и методика их изучения подробно описывались ранее [Никитенко, 2009; Пещевицкая, 2010; Pestchevitskaya et al., 2012]. Фотографирование насекомых и конхострак выполнено на микроскопе Stemi 508, микрофитофоссилий — с помощью микроскопа Micromed 3 U3. Петрографическое исследование пород в шлифах проводилось с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX-60. При описании применялись классификации из работы [Шванов и др., 1998].

Замеры отражательной способности выполнены д.г.-м.н., г.н.с. А.Н. Фоминым на микроскопеспектрофотометре МСФП-2 при длине волны 546 нм в иммерсионной (R°) среде.

Комплекс геохимических исследований ОВ образцов осадочных пород проводился в лаборатории геохимии нефти и газа (№ 342) ИНГГ СО РАН и включал в себя определение концентраций органического углерода в породе ($C_{орг}$, % на породу) на приборе АН-7529, проведение пиролиза в варианте «Rock-Eval» на анализаторе Source Rock Analyzer (SRA, Weatherford Laboratories) в режиме ТРН-ТОС,

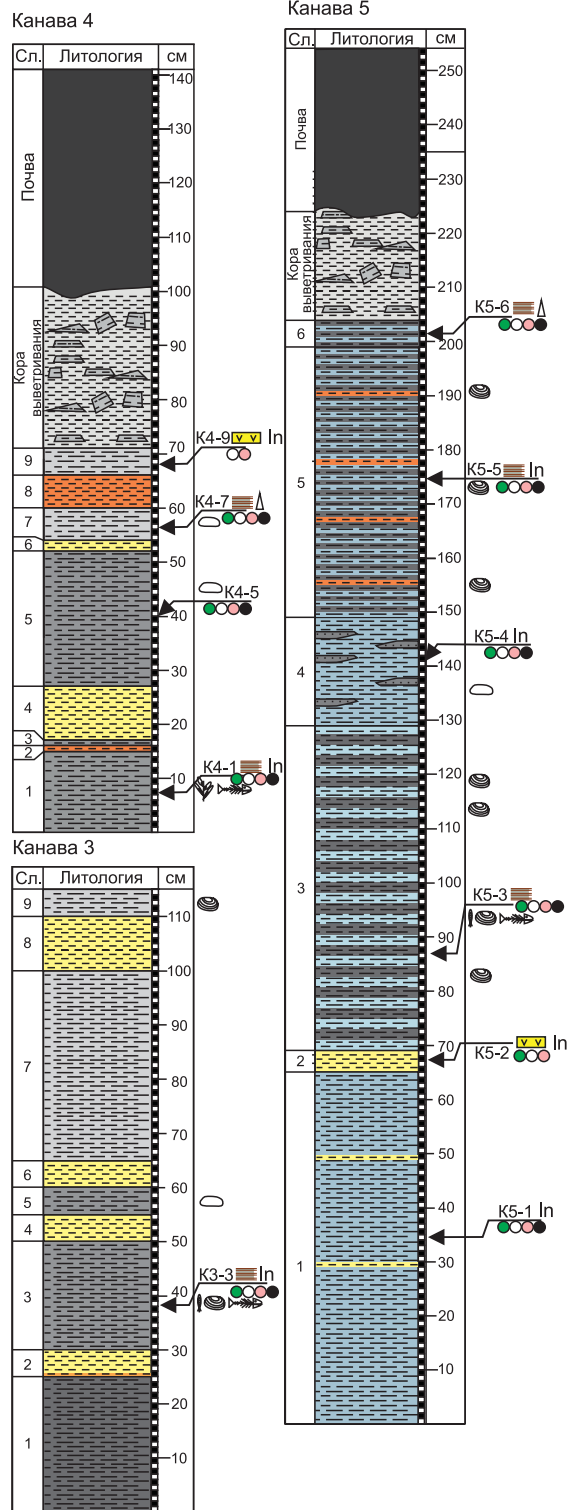
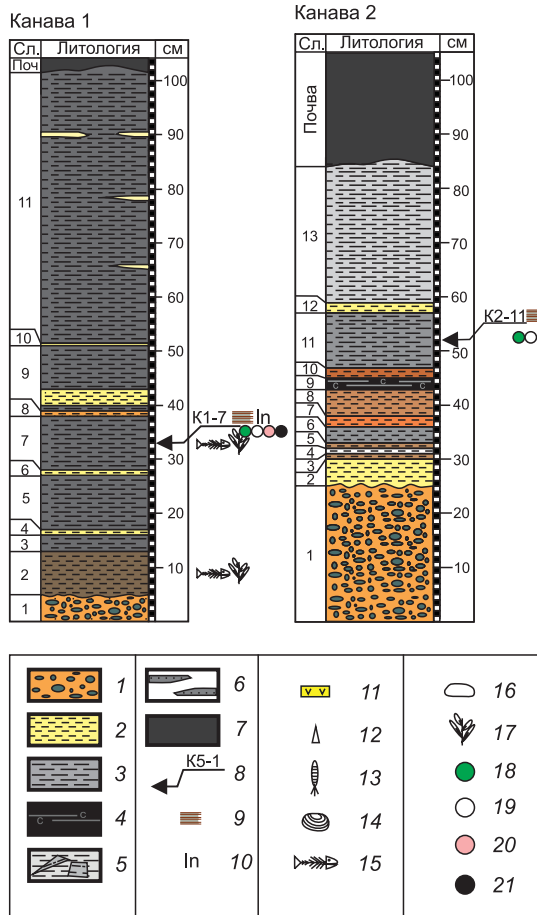
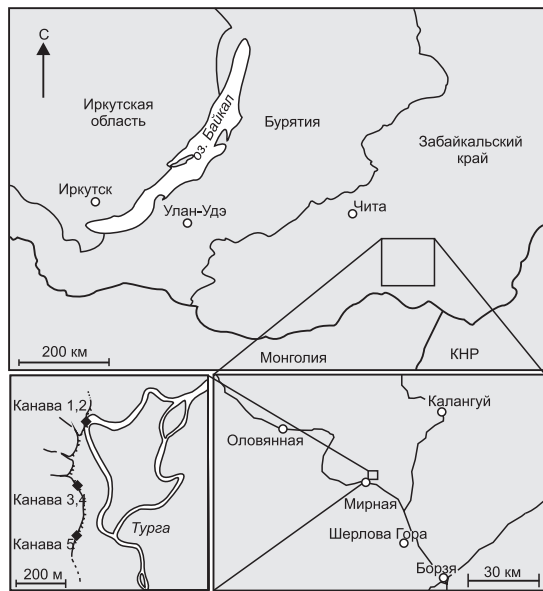


Рис. 1. Расположение обнажения Миддендорфа и литологические колонки разрезов, вскрытых канавами 1—5.

1 — галечно-гравийный конгломерат, 2 — глина, 3 — аргиллит, 4 — углистый прослой, 5 — кора выветривания, 6 — песчаные прослои, 7 — почва, 8 — уровни отбора и номера образцов, 9 — ленточная слоистость (варвы), 10 — повышенная концентрация выделений лейкоксеноподобного минерала, 11 — прослои туфов, 12 — градиционная слоистость, 13 — находки поденок *Ephemeroptera trisetalis*, 14 — конхостраки *Eosstheria middendorffii*, 15 — рыбы *Lucoptera middendorffii*, 16 — остракоды, 17 — растительный детрит, 18 — образцы на палинологический анализ, 19 — образцы на микрофаунистический анализ, 20 — образцы на петрографический анализ, 21 — образцы на геохимический анализ.

холодную экстракцию хлороформенных битумоидов с использованием центрифугирования, фракционирование битумоидов с весовым определением содержаний насыщенных и ароматических углеводородов, бензолных и спиртобензолных смол, асфальтенов (% на битумоид) и анализ углеводородного состава насыщенной и ароматической фракций на газовом хроматографе Agilent 7820A (кварцевая ка-



Рис. 2. Разрез тургинской свиты в обнажении Миддендорфа:

а — конгломераты; *б* — разрез, вскрытый канавой 1; *в* — канавой 2; *г*, *д* — канавой 3; *е*, *ж* — канавой 4; *з* — канавой 5. Стрелками обозначены места отбора образцов на петрографический, геохимический, микропалеонтологический и палинологический анализы.

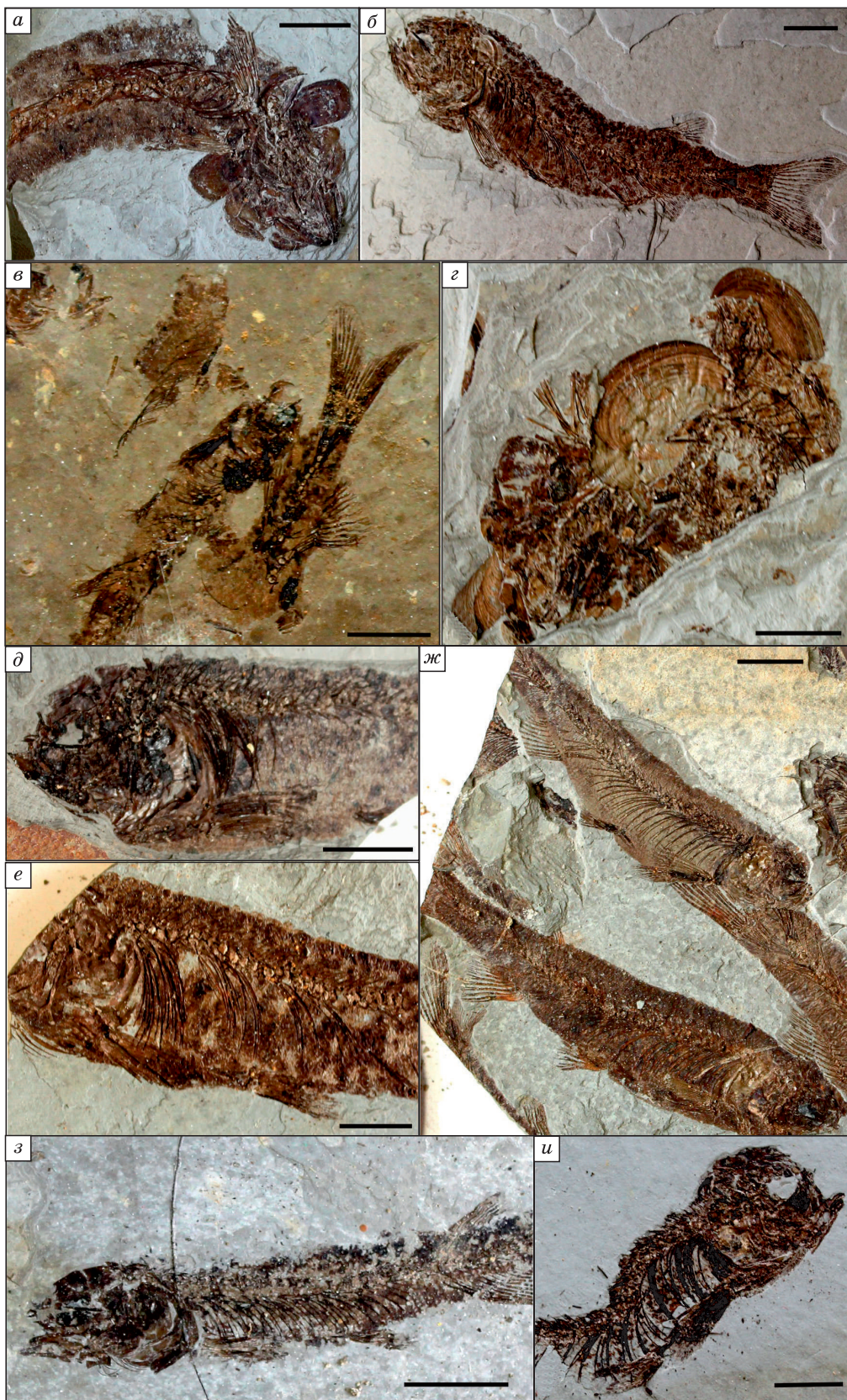


Рис. 3. Различные типы (а—и) сохранности рыб *Lycoptera middendorffii* из обнажения Миддендорфа. Размер масштабной линейки 10 мм.

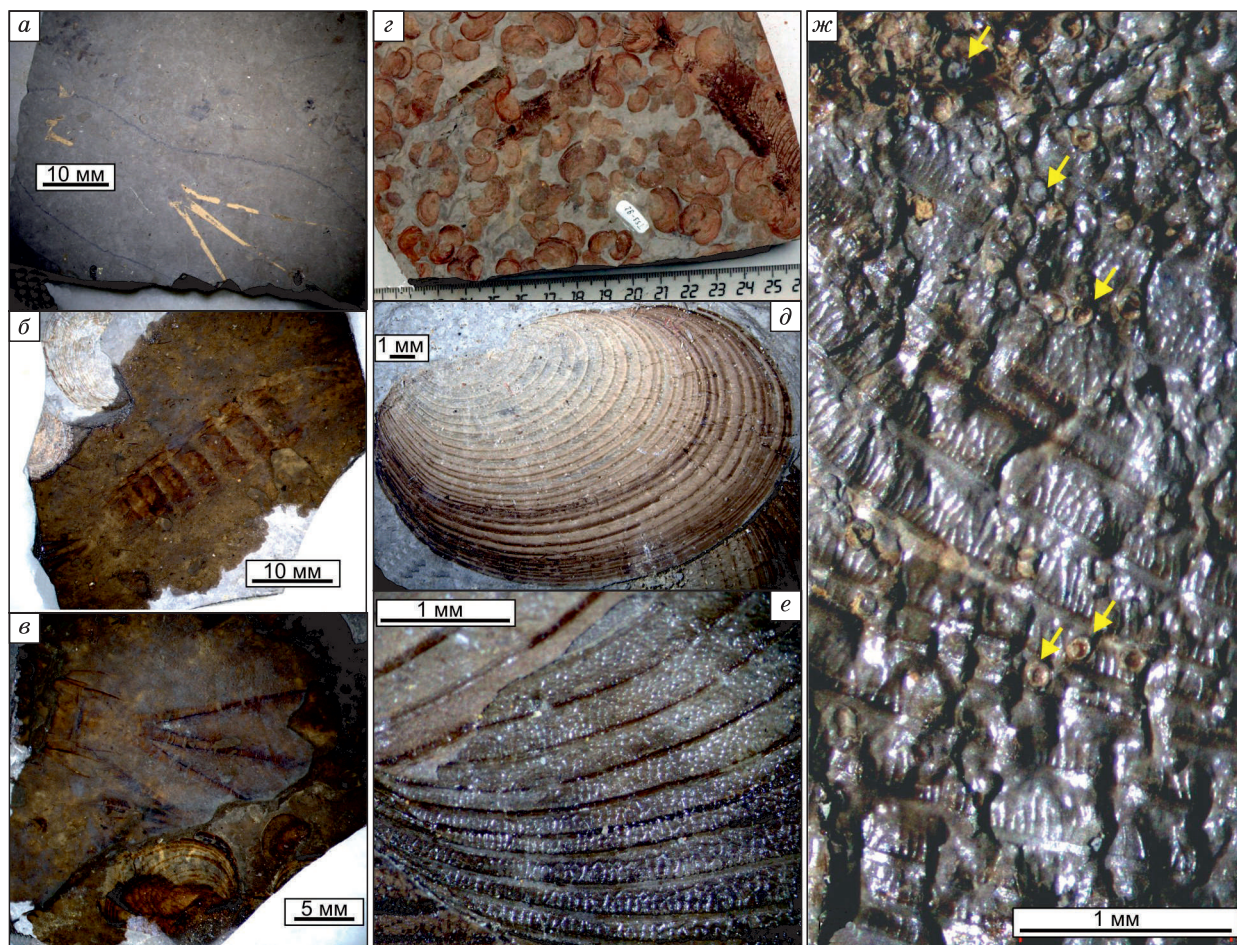


Рис. 4. Насекомые и конхостраки из обнажения Миддендорфа:

а–в — поденки *Ephemeroptera trisetalis*; *з–ж* — конхостраки *Eosestheria middendorffii*, стрелками показаны сохранившиеся яйца.

пилярная колонка HP-5) и на газовом хроматографе Agilent 6890N с масс-селективным детектором Agilent 5973A (кварцевая капиллярная колонка HP-5) в режиме инжектора splitless с записью по общему ионному току (TIC) и по индивидуальным осколочным ионам (SIM).

Определения изотопного состава органического углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, $\delta = [(R_{\text{обр}} - R_{\text{V-PDB}})/R_{\text{V-PDB}}] \times 1000$, где $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$, ‰) проводились в Аналитическом центре МИИ ИГМ СО РАН к.х.н. А.Н. Пырьевым с помощью масс-спектрометра изотопных отношений IRMS Finnigan™ MAT 253, снабженного приставкой пробоподготовки Flash EA 1112, работающей в комплексе с интерфейсом проточного режима ConFlo III. Все измерения проводились относительно материалов сравнения МАГАТЭ (International Atomic Energy Agency — IAEA): NBS-22 и IAEA-CH-7, USGS24. Погрешность полученных значений величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ не превышала 0.1 ‰.

ТУРГИНСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МАКРО- И МИКРОФАУНЫ И СРАВНЕНИЕ С БИОТОЙ ДЖЕХОЛ

Комплексы макро- и микрофауны обладают составом, типичным для тургинского биоценоза. Макрофауна состоит из ракообразных: конхострак *Eosestheria middendorffii*, личинок поденок *Ephemeroptera trisetalis* и костистых рыб *Lycoptera middendorffii* (рис. 3, 4). Наиболее часто встречаются конхостраки, иногда образующие ракушняковые мостовые, и рыбы. Массовые находки приурочены к слою 3 в канаве 3 и слою 3 в канаве 5. При этом ископаемые с лучшей для изученного разреза сохранностью обнаружены в слое 3 канавы 5. Насекомые *E. trisetalis* встречаются гораздо реже.

Сходный комплекс конхостраки *Eosestheria*—насекомые *Ephemeroptera*—рыбы *Lycoptera* (комплекс *EEL*, по первым буквам родовых названий) детально изучен на северо-востоке Китая, где он является «ядром» биоты Джехол. Возраст пород здесь обоснован многочисленными изотопными датировками. Выделяются три эволюционные фазы развития биоты Джехол: ранняя, средняя и поздняя [Zhou et al., 2021]. Комплекс ископаемых, относимых к ранней фазе, происходит из формации Hujiyang и ее

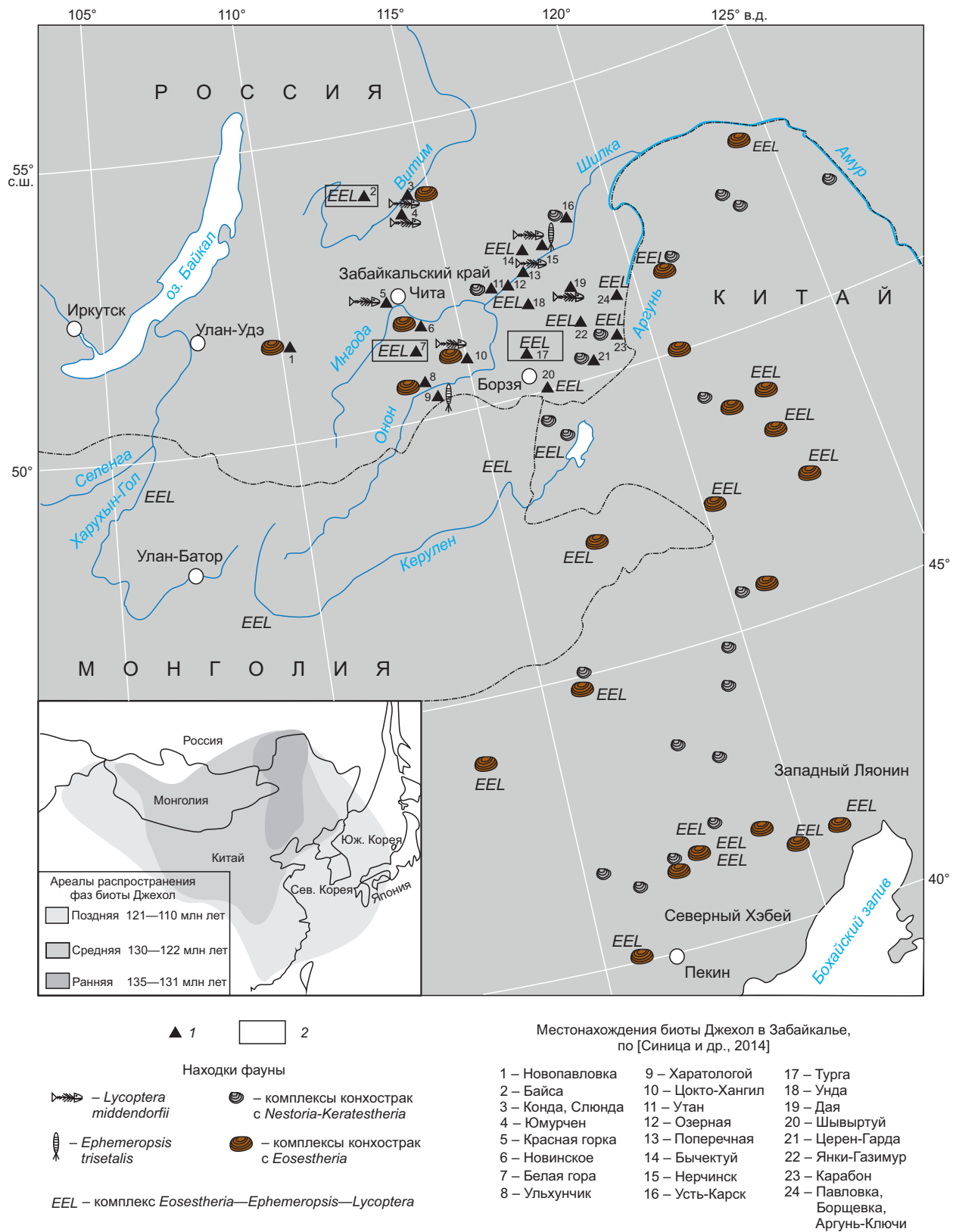


Рис. 5. Распространение ископаемых, характерных для различных эволюционных фаз биоты Джехол, по [Li, Reisz, 2020] с дополнениями.

1 — геологические памятники, 2 — ключевые местонахождения.

стратиграфического аналога, формации Dabeigou, распространенных на севере провинции Хэбэй и датированных валанжином—готеривом [Qin et al., 2021; Zhou et al., 2021; Zhang et al., 2022]. Таксономический состав фауны здесь существенно отличается от средней и поздней биоты Джехол и характеризуется комплексом конхострак *Nestoria—Keratestheria* и комплексом остракод *Darwinula—Luanpingella—Eoparacypris*. Общими таксонами с комплексами средней и поздней фаз биоты Джехол являются насекомые *E. trisetalis* и рыбы *Peipiaosteus* [Qin et al., 2021]. Ареал ранней фазы биоты Джехол небольшой по сравнению со средней и поздней фазами и охватывает север провинции Хэбэй, восток Монголии и провинции Внутренняя Монголия, запад провинции Хэйлунцзян и юго-восток Забайкалья (рис. 5). Формации Hujijing и Dabeigou, охарактеризованные комплексом ранней биоты Джехол, могут соответствовать усть-карскому горизонту Забайкалья, переходному от ундино-даинской серии к тургинской свите, содержащему конхострак *Keratestheria* [Синица, 2011]. Комплексы ископаемых, относимых к средней и поздней фазам биоты Джехол, происходят из формаций Yixian (баррем—апт) и Jiufotang (апт), распространенных на западе провинции Ляонин и датированных радиоизотопными методами [Zhou et al., 2021]. Ключевые элементы средней и поздней биоты Джехол идентичны и включают в себя комплекс *EEL*, а также широко распространенных и часто встречающихся примитивных рогатых динозавров *Psittacosaurus*. Распространение комплекса *EEL* выходит далеко за пределы Северо-Восточного Китая и охватывает обширные территории от Северо-Западного Китая, Монголии и Забайкалья до Кореи и юго-запада Японии (см. рис. 5), а скелеты динозавров *Psittacosaurus* встречены на юго-востоке Западной Сибири [Лопатин и др., 2015]. Таким образом, по комплексу *EEL* изученные отложения в обнажении Миддендорфа датируются в пределах баррема—апта.

Обильные скопления пресноводных остракод распределены в изученном разрезе неравномерно. Они представлены *Cypridea* ex gr. *subfacta* Zhang, *C.* ex gr. *vitimensis* Mand., *C.* ex gr. *foveolata* (Eg.), *Limnocypridea* ex gr. *grammi* Lub., *Alicenula* sp., *Ziziphocypris* sp. и др. Стратиграфический анализ распространения таксонов остракод в разных бассейнах [Ye, 1983; Wang et al., 2015, 2016] показывает, что такие комплексы приурочены к баррем-аптским и аптским толщам. Великолепная сохранность створок остракод в изученном разрезе, равномерное распределение в обогащенных слоях, отсутствие следов сортировки и транспортировки свидетельствуют об автохтонных захоронениях микрофоссилий. Сочетание форм с толстостенными раковинами и раковинами с хорошо развитой порово-канальной зоной свидетельствует о периодическом, но кратковременном и незначительном снижении кислорода в бассейне в течение его эволюции. Озеро представляло собой обширный, но мелководный пресноводный бассейн, в который периодически с берега поступало обильное количество питательных веществ.

БИОСТРАТИГРАФИЯ И БИОФАЦИИ ПО ПАЛИНОМОРФАМ

Из палинологических образцов (за исключением обр. K5-2) получен обильный мацерат, что свидетельствует о значительном содержании органического вещества в осадке. Обильны (95—98 %) обрывки бесструктурного и аморфного детрита, часто крупного размера, предположительно водорослевого происхождения (рис. 6). Детрит нередко изменен, возможно, благодаря бактериальной переработке. Изредка наблюдаются следы пиритизации, что может указывать на локальное развитие восстановительных условий. В палинологических спектрах доминирует наземная составляющая (85—98 %) (рис. 7). Микрофитопланктон (2—15 %) большей частью состоит из *Botryococcus*, типичного представителя современных озер [Жизнь..., 1978]. В образце K5-2 много Algae aff. *Spirogyra*, представителей зеленых водорослей семейства Zygnemataceae, характерных для пресноводных сообществ, особенно в стоячих и слабопроточных водоемах. В остальных образцах этот род менее многочислен. Современные представители *Botryococcus* и *Spirogyra* могут давать обильное цветение и способствовать зарастанию водоема. По всему разрезу единично встречаются зеленые водоросли Chlorococcales aff. *Tetrastrum* spp., *Ovoidites* sp., *Schizosporis* sp., Algae aff. *Mougeotia*. Состав микрофитопланктона, его небольшое количество и характер детрита позволяют предположить, что осадки накапливались в неглубоком озере на небольшом удалении от берега в спокойных обстановках со слабой циркуляцией вод. Некоторые исследователи предполагают кислую среду и олиготрофный характер раннемеловых озер Забайкалья [Скобло и др., 2001]. Однако обилие органического детрита и состав микрофитопланктона в Тургинском озере свидетельствует, скорее, о мезотрофных условиях. В образцах K4-1—K4-7, K5-2, K5-4 содержание микрофитопланктона незначительно увеличивается (11—15 %), среди детрита возрастает количество обрывков небольшого размера и удлиненной формы (см. рис. 6). Это может свидетельствовать о небольшом углублении и расширении озера.

Для спорово-пыльцевого комплекса (СПК) характерно малое количество и незначительное разнообразие спор (см. рис. 6, 7). Наиболее многочисленны споры осмундовых папоротников (1—6 %), которые были широко представлены в мезозойской растительности в различных местообитаниях: по берегам рек и озер, на лесных окраинах, в дренируемых низинах и болотах. Постоянно присутствуют споры циатейных/диптерисовых папоротников (0.5—2.0 %) и плаунов (0.5—1.5 %). Встречаются пред-

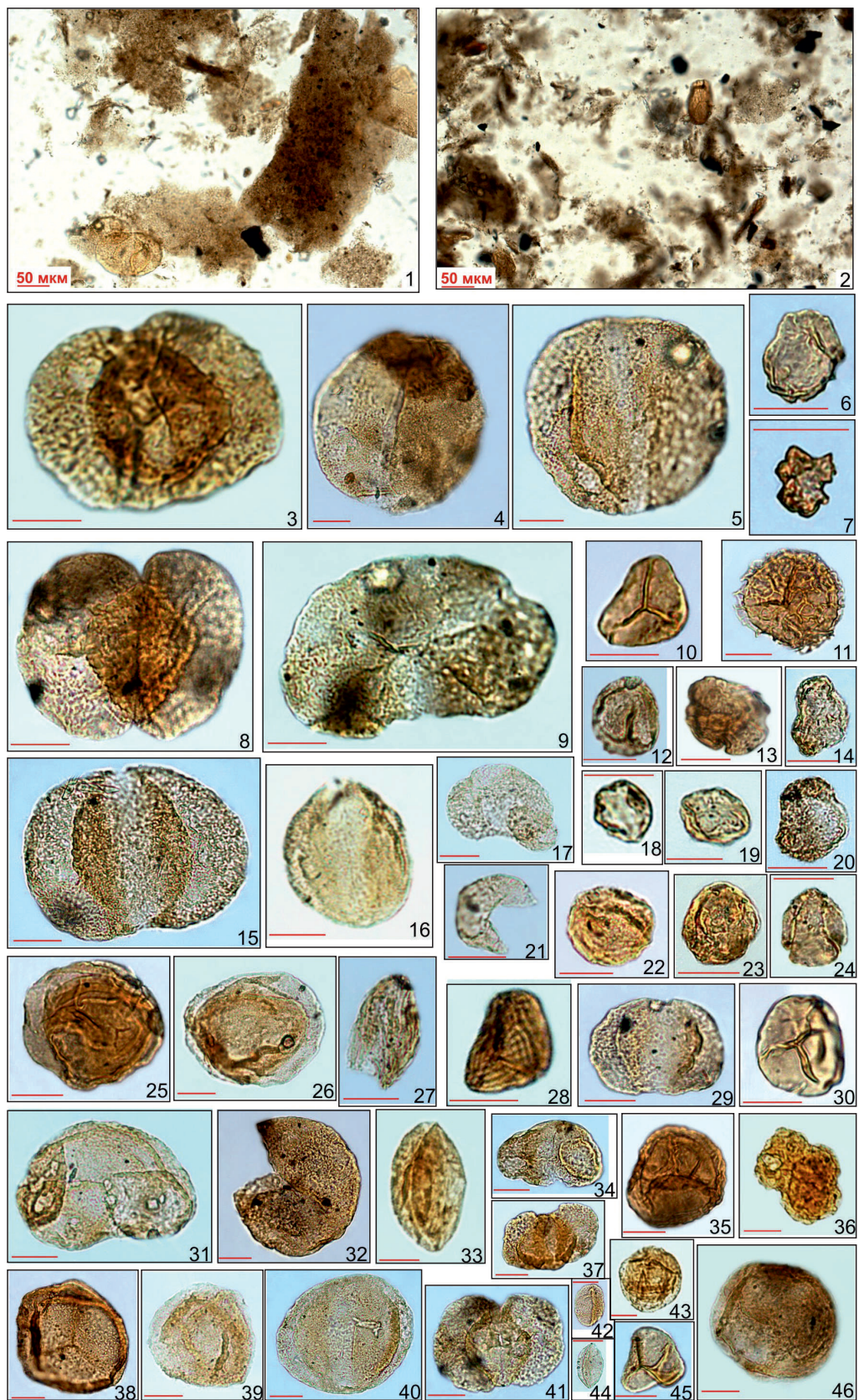


Рис. 6. Палиноморфы из обнажения Миддендорфа.

Масштабная линейка 20 мкм, если не указано иначе. 1 — обр. K3-3, общий состав мацерата; 2 — обр. K5-1, общий состав мацерата; 3 — *Protopodocarpus monochromatus* Bolchovitina; обр. K1-7, экз. 1619/4-92; 4 — *Protoconiferus funarius* (Naumova) Bolchovitina; обр. K2-11, экз. 1620/12-103; 5 — *Protopicea accepta* Bolchovitina; обр. K5-1, экз. 1625/5-106; 6 — *Tricolporopollenites* sp.;

ставители хвощей, сфагновых мхов, схизейных и глейхениевых папоротников, а также водных папоротников семейства Salviniaceae, которые характерны для озерной растительности неглубоких (до 1.5—2.0 м) областей [Жизнь..., 1978]. Доминирует пыльца голосеменных (88.0—98.5 %) разнообразного состава (см. рис. 7). Преобладает мешковая пыльца хвойных (60—83 %). Особенно много пыльцы плохой сохранности *Disaccites* (11—36 %) и древних морфотипов: *Palaeoconiferus* spp. (0—3 %), *Protoconiferus* spp. (1—6 %), *Pseudopicea* spp. (10—25 %) и др. Достаточно много пыльцы, морфологически близкой к современной, продуцируемой елями и соснами: *Piceapollenites* spp. (4—18 %), *Pinuspollenites* spp. (2—7 %). Постоянно присутствуют подокарповые (*Podocarpidites* spp., 1—2 %). Встречаются морфотипы со слабо развитыми мешками *Involutisaccites piceoides* Martynova (0—1.5 %), описанные из готерива—баррема Северного Урала [Атлас..., 1964]. Среди безмешковых форм много (1—12 %) *Psophasphaera/Podozamites*, которые иногда сближаются с подозамитовыми и/или хвойными. Изученные морфотипы по структуре экзины близки к пыльце араукариевых (*Araucariacidites*, 0—3 %) и *Callialasporites* (0—3.5 %), которую некоторые исследователи также относят к семейству Агаукариевые. В мезозое араукариевые доминировали в растительности низких широт в областях с сезонным климатом с засушливым летом [Krassilov, 1978]. Предполагают, что доминирование пыльцы этих растений указывает на достаточно сухой и теплый климат, а небольшое количество на теплоумеренный с умеренно влажными условиями [Kujau et al., 2013]. Иногда значительного количества достигает пыльца кипарисовых (1.5—6.5 %) и гинкговых/цикадовых (1.5—11.0 %). Постоянно встречаются сциадопитисовые (1—3 %), спорадически — пыльца неясного систематического положения (*Exesipollenites*, *Eucommiidites*, *Inaperturopollenites*), а также сближаемая с пыльцей гнетовых/эфедровых (*Ephedripites*) и лиственниц (aff. *Larix*). Пыльца хейролепидиевых (*Classopollis*), характерная для жаркого и аридного климата, представлена одним экземпляром.

Таким образом, по сравнению с северными областями Сибири древесная флора хвойных Забайкалья отличается большим разнообразием. Это особенно ярко проявляется среди елениподобных форм. Большое разнообразие древесной растительности сегодня характерно для тайги южного типа, которая произрастает в Уссурийском крае и на севере Китая, где в горных лесах также наблюдается наибольшее разнообразие елей [Жизнь..., 1978]. Тип растительности позволяет предположить, что климат Забайкалья был умеренно теплым, переходным к субтропическому. Экотонный характер растительности Забайкалья восстанавливается также по макрофлоре [Скобло и др., 2001]. Однако выводы о семиаридном климате в этом регионе палинологическими данными не подтверждаются. Они позволяют предположить умеренно влажные условия, достаточные для произрастания лесов во внутриконтинентальных областях. Умеренно сухие условия, возможно, возникали в летний период. Об этом свидетельствуют количественные пики пыльцы, морфологически близкой к араукариевым, и особенности строения пыльцы эфедровых. Современные исследования показывают, что многореберная пыльца образуется при уменьшении влажности [Решетова и др., 2022].

Следует отметить, что обилие хвойных в макро- и палинофлоре Забайкалья некоторые исследователи связывали не с типом растительности, а с тафономическими особенностями и высокой пыльценосностью этих растений [Вахрамеев, Котова, 1977]. Предполагалось, что семена-летучки и мелкие фрагменты листьев и шишек, которые преобладают в макрофлоре, и легкая мешковая пыльца аккумулировались в удаленных от берега областях озера со слабой гидродинамикой и дополнительно переносились ветром.

обр. K4-1, экз. 1622/13-93; 7 — *Tricolporopollenites* sp., обр. K2-11, экз. 1620/7-99; 8 — *Podocarpidites unicus* (Bolchovitina) Chlonova, обр. K5-1, экз. 1625/19-91; 9 — *Picea complanatifomis* Bolchovitina, обр. K5-1, экз. 1625/4-106; 10 — *Cyathidites rafaeli* (Burger) Burger, обр. K5-1, экз. 1625/6-101; 11 — *Lycopodiumsporites nodosus* Dettmann; обр. K5-1, экз. 1625/13-92; 12 — *Foveotri-colpites* sp.; обр. K2-11, экз. 1620/5-94; 13 — aff. *Tricolpites*; обр. K5-1, экз. 1625/15-97; 14 — *Angiospermae?* gen. sp. indet.; обр. K4-1, экз. 1622/5-85; 15 — *Pseudopicea magnifica* Bolchovitina; обр. K2-11, экз. 1620/11-96; 16 — *Involutisaccites piceoides* Martynova; обр. K2-11, экз. 1619/3-105; 17 — *Pinus subconcinua* Bolchovitina; обр. K3-3, экз. 1621/7-96; 18 — *Angiospermae?* gen. sp. indet.; обр. K1-7, экз. 1619/4-97; 19 — *Angiospermae?* gen. sp. indet.; обр. K1-7, экз. 1619/15-107; 20 — *Angiospermae?* gen. sp. indet.; обр. K4-1, экз. 1622/14-92; 21 — *Cupressacites* sp.; обр. K2-11, экз. 1620/10-96; 22 — *Taxodium rotundiformis* Bolchovitina; обр. K4-7, экз. 1624/6-99; 23 — *Tricolpites* sp.; обр. K4-1, экз. 1622/9-99; 24 — *Tricolpites* sp.; обр. K4-1, экз. 1622/6-106; 25 — *Salvinia sangarensis* Bolchovitina; обр. K5-1, экз. 1625/10-94; 26 — *Callialasporites turbatus* Schulz; обр. K4-1, экз. 1622/6-105; 27 — *Ephedripites* sp.; обр. K4-1, экз. 1622/9-101; 28 — *Cicatricosisporites striatus* Rouse; обр. K5-1, экз. 1625/4-98; 29 — *Alisporites similis* (Balme) Dettmann; обр. K5-1, экз. 1625/13-97; 30 — *Biretisporites potoniaei* Delcourt et Sprumont; обр. K5-1, экз. 1625/7-98; 31 — *Piceapollenites exiloides* (Bolchovitina) Petrosjanz; обр. K3-3, экз. 1621/7-86; 32 — aff. *Larix*; обр. K5-1, экз. 1625/15-93; 33 — *Cycas glabra* Bolchovitina; обр. K1-7, экз. 1619/8-109; 34 — *Pinus insignis* Bolchovitina; обр. K2-11, экз. 1620/19-105; 35 — *Densoisporites velatus* Weyland et Kreiger; обр. K5-1, экз. 1625/18-95; 36 — *Botryococcus* sp.; обр. K1-7, экз. 1619/4-93; 37 — *Podocarpidites multesimus* (Bolchovitina) Росоцк; обр. K5-1, экз. 1625/18-108; 38 — *Osmunda diversispimulata* Klimova; обр. K5-1, экз. 1625/13-98; 39 — *Podozamites bullinaeformis* (Maljavkina) Bolchovitina; обр. K3-3, экз. 1621/6-85; 40 — *Picea pseudorotundiformis* Maljavkina; обр. K3-3, экз. 1621/4-98; 41 — *Podocarpidites proximus* (Bolchovitina) Petrosjanz; обр. K2-11, экз. 1620/20-92; 42 — *Marattisporites scabratus* Couper; обр. K4-5, экз. 1623/9-95; 43 — *Perinopollenites elatoides* Couper; обр. K1-7, экз. 1619/4-105; 44 — *Ginkgocycadophytus* sp.; обр. K3-3, экз. 1621/6-85; 45 — *Cyathidites minor* Couper; обр. K4-1, экз. 1622/16-88; 46 — *Araucariacidites* sp.; обр. K2-11, экз. 1620/12-100.

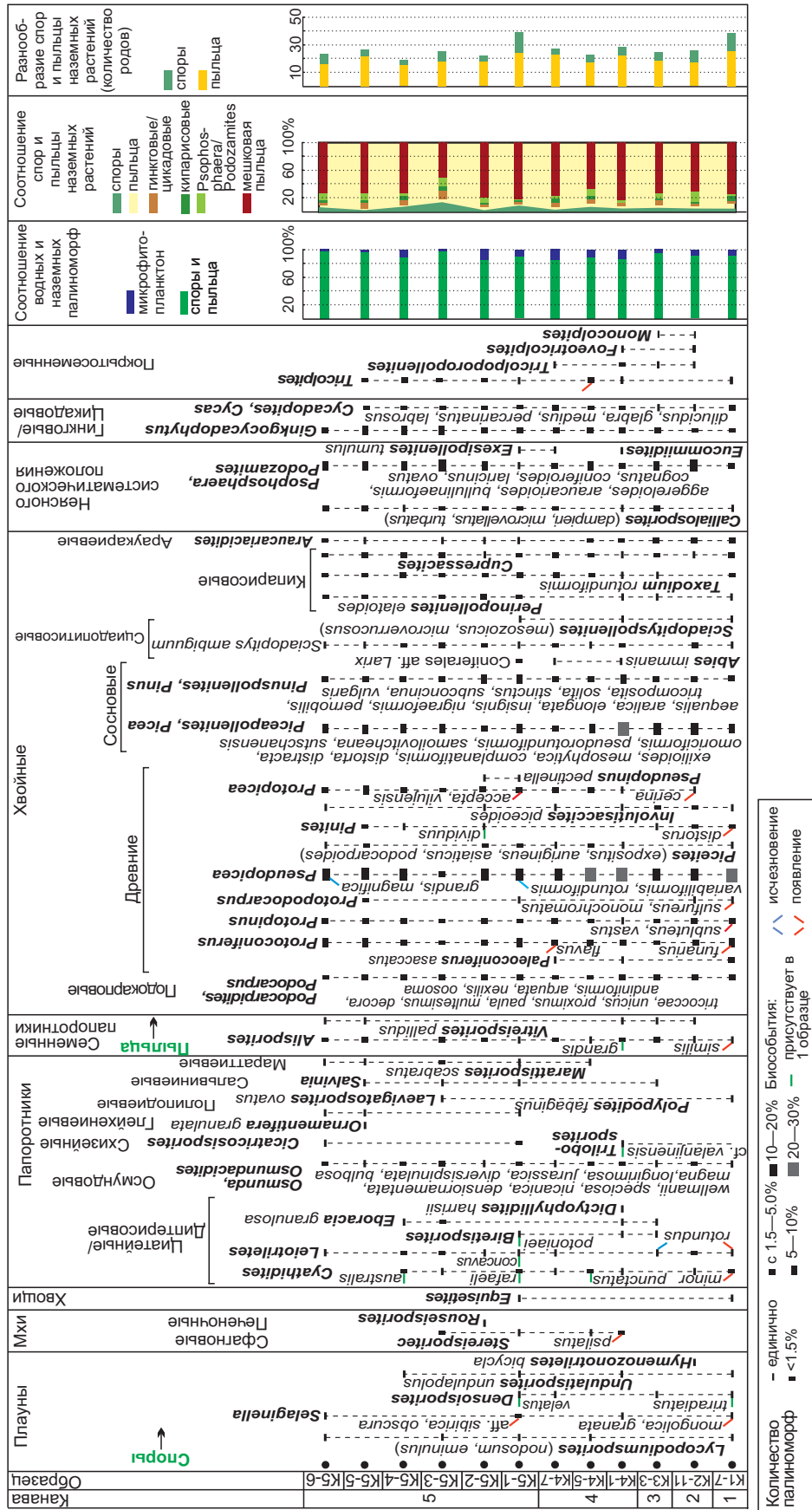


Рис. 7. Распределение палиноморф в обнажении Милдендорфа.

По материалам из обнажения Миддендорфа корреляции состава спорово-пыльцевых спектров и гидродинамики не наблюдается: количество пыльцы и спор и их разнообразие изменяются вне зависимости от предполагаемых периодов его углубления и расширения (обр. К4-1—К4-7, К5-2, К5-4). Малое количество влаголюбивых травянистых растений (папоротников, мхов и плаунов) действительно вызывает вопросы, так как условия вблизи озер обычно для них благоприятны. Тем более, что в тургинской палинофлоре присутствуют осмундовые папоротники, которые обладают высокой продуктивностью спор. Возможным объяснением может быть обилие тени из-за густых крон елей, которая часто подавляет развитие растительности, и отсутствие широких безлесных пространств около озера.

Отдельно отметим постоянное присутствие в тургинском СПК пыльцы покрытосеменных (0.5—2.0 %), поскольку эта группа важна для определения возраста отложений. Эта пыльца в основном представлена мелкими трехборзными формами с гладкой и микросетчатой экзиной (см. рис. 6). Некоторые из изученных морфотипов сближаются с пыльцой дубов и ореховых [Вербицкая, 1962; Атлас..., 1964; и др.]. В спектрах также отмечена пыльца предположительно покрытосеменных (Angiospermae?) специфической морфологии с порами и закругленными выпуклостями (см. рис. 6). В Сибири пыльца покрытосеменных спорадически встречается с середины баррема и постоянно с кровли баррема—апта, незначительно увеличиваясь в количестве [Стрепетилова и др., 1982; Пещевицкая, 2018]. Это позволяет определить возраст отложений в обнажении Миддендорфа как верхи баррема—низы апта. В Забайкалье присутствие покрытосеменных является характерной чертой баррем-аптских региональных слоев со спорами и пыльцой *Appendicisporites*, *Gleicheniaceae*, *Rouseisporites*, *Kuylisporites lunaris*, *Angiospermae* [Скобло и др., 2001].

В целом состав СПК соответствует данным, ранее приведенным по этому разрезу по материалам М.А. Седовой [Олейников, 1975]. В работе показана общая характеристика комплекса, но отсутствует его биостратиграфический и биофациальный анализ.

СПК с обилием мешковой пыльцы хвойных и присутствием покрытосеменных описан также из зазинской свиты в верхнем течении р. Витим [Вахрамеев, Котова, 1977]. Пыльца покрытосеменных отнесена к роду *Asteropollis*. Однако в этой работе на фототаблице приведены морфотипы с бороздами, достигающими экватора, что не типично для представителей этого рода, а также трехборзные формы с микросетчатой экзиной, близкие к тургинским. В комплексе присутствуют *Appendicisporites* spp. и *Kuylisporites lunaris* Cook. et Dett., характерные таксоны для баррема Сибири [Пещевицкая, 2010, 2018]. Отметим, что по макрофлоре зазинская свита здесь хорошо сопоставляется с тургинской и датируется барремом—аптом [Бугдаева, 1984].

Несколько южнее СПК изучены в Беклемишевской и Читино-Ингодинской впадинах [Котова, 1970]. По современным данным, остракодовые слои здесь близки к тургинским [Скобло и др., 2001]. В нижнемеловой части разрезов последовательно выделены три СПК, общий возрастной диапазон которых определен как средняя часть раннего мела. Интересно отметить, что в верхней части разреза резко возрастает количество мешковой пыльцы хвойных (74—96 %) и присутствуют покрытосеменные. Как и в тургинском комплексе, здесь в малом количестве присутствуют характерные меловые формы, но их состав более разнообразен. Кроме ребристых и бугорчатых спор схизейных также отмечены *Aequitriradites*, *Rouseisporites*, *Foraminisporis*, *Cooksonites*, *Appendicisporites*, *Pilosisporites*, *K. lunaris*.

В Чернышевском районе СПК изучены из букачачинской свиты [Котова, 1968]. По макрофлоре она датируется барремом—аптом и хорошо сопоставляется с тургинской [Бугдаева, 2003]. Однако состав СПК значительно отличается. Здесь доминируют споры (53—90 %) большей частью за счет осмундовых (1.5—46.0 %) и циатейных/диптерисовых папоротников (2—45 %). Большого количества могут достигать характерные меловые формы: *Cicatricosisporites* (1—15 %), *Trilobosporites* (0—5 %), *Pilosisporites* (0—2.5 %), *Aequitriradites* (1.5—15.0 %). Содержание голосеменных сильно варьирует (4.0—46.5 %). Среди них иногда много мешковой пыльцы хвойных (3—22 %) и гинкговых (0—16 %). Изредка обильны гнетовые/эфедровые (*Gnetaceaepollenites*, 1—45 %), но покрытосеменных нет.

На юге Бурятии СПК изучены в Гусиноозерской впадине из муртойской, селенгинской, баинзуренской и холбольджинской свит [Котова, 1964]. Две последние, по современным представлениям, соответствуют баррем-аптскому интервалу [Скобло и др., 2001]. СПК здесь также отличаются обилием спор (35—74 %) и большой вариабельностью процентных показателей отдельных групп: осмундовые (0—12 %), циатейные/диптерисовые (1—29 %), ребристые схизейные (0—41.5 %), бугорчатые (0—17 %), шиповатые (0—17 %). Присутствуют *Aequitriradites* (0—6 %), *Rouseisporites* (0—1 %), *Gleicheniidites* (0—1 %). Большого количества могут достигать споры сфагновых мхов (1—15 %) и полиподиевых папоротников (1—10 %), что характерно для апта Западной Сибири [Маркова, 1971]. Значительно колеблется и количество пыльцы голосеменных (19.5—65.0 %), среди которой наиболее обильны мешковая пыльца (9.0—41.5 %) и гинкговые (2.5—38.0 %). Покрытосеменные отсутствуют.

Таким образом, процентное соотношение отдельных таксонов и их групп в СПК баррема—апта Забайкалья и Бурятии сильно варьирует. Выделяются два типа с характерными признаками. Первый от-

личается резким доминированием голосеменных, в основном за счет мешковых форм, и присутствием покрытосеменных. Отмечается *Kuylisporites lunaris*, иногда *Appendicisporites*. К этому типу относятся СПК из обнажения Миддендорфа, верховьев р. Витим и Ингодинского района. Характерные признаки позволяют уверенно определять возраст отложений. На территории Сибири *K. lunaris* появляется в барреме, пыльца покрытосеменных — в средней части этого яруса [Пещевицкая, 2010, 2018]. С середины баррема постоянно присутствует *Appendicisporites*. Для второго типа забайкальских СПК характерно обилие спор и значительное колебание процентных показателей отдельных групп. Покрытосеменных здесь нет, но большого количества могут достигать характерные раннемеловые формы (*Cicatricosisporites*, *Trilobosporites*, *Pilososporites*, *Aequitriradites*). Однако в Сибири их разнообразие и большое количество характерно и для готерива [Маркова, 1971; Пещевицкая, 2010, 2018]. Такие СПК изучены как на востоке Забайкалья, в Чернышевском районе, так и на юго-западе Бурятии, в Гусиноозерской впадине, где восстанавливается Даурская низменность [Атлас..., 1968].

Большие различия в составе СПК могут быть связаны с фациальными особенностями, но также возможно, что СПК второго типа выявлены на других стратиграфических уровнях. Отметим, что меловые отложения в Забайкалье и Бурятии развиты в многочисленных изолированных впадинах, что затрудняет корреляцию разрезов и свит. Континентальный характер отложений не позволяет проводить сопоставление местных фаунистических комплексов с типовыми зональными последовательностями Сибирского региона.

Эти же аспекты возникают при сравнении с палинофлорами соседних регионов. СПК 1-го типа (тургинского) с обилием хвойных прослеживаются в барреме—апте на северо-востоке Монголии в бассейне р. Керулен, а также в провинции Ляонин (табл. 1). СПК 2-го типа (гусиноозерского) широко развиты на внутриконтинентальных территориях: в Восточной Сибири в бассейне рек Алдан и Вилой, в Буреинской впадине, на севере Китая в северных и центральных областях провинции Хейлунцзян и на севере Внутренней Монголии в бессейне р. Хайлар, а также в центральных областях Монголии в районе г. Чойр (см. табл. 1). Для областей, подверженных влиянию морских палеобассейнов (Дальнего Востока и примыкающих к нему территорий Китая, юга Западной Сибири), характерно широкое развитие глейхениевых папоротников.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

По результатам микроскопических исследований почти все изученные образцы представлены аржиллитами гидрослюдистыми мелкопелитовыми с хорошей сортировкой и одновременным погасанием глинистых чешуек (рис. 8). Примесь алевритового материала обычно незначительная (2—3 %), встречаются единичные обломки мелкопесчаной размерности. Терригенная составляющая может быть рассеянной или концентрироваться по слоистости, и представлена кварцем, в меньшей степени, кремнистыми, серицит-кремнистыми литокластами, реже полевыми шпатами. Форма обломков разная, но обычно преобладают угловатые и слабоокатанные. Встречаются и остроугольные сильно удлиненные, характерные для пирокластике. В восьми образцах отмечен тонкий растительный детрит в незначительных количествах.

Большинство образцов характеризуется наличием горизонтальной слоистости, выраженной в разной степени и различающейся по масштабу. В девяти образцах присутствует тонкая ленточная слоистость, состоящая из парных элементов толщиной обычно 0.02—0.05 мм, реже — от 0.01 до 0.1 мм.

Отличительной их чертой является ритмичное чередование обычно более мощных светлых глинистых слоек и более тонких и темных слоек, насыщенных ОВ и остатками фауны (конхостраки, рыбы). Соотношение толщин обычно составляет 2:1 с вариациями от примерно 1:1 до 3:1. Этот тип слоистости может абсолютно преобладать или присутствовать в виде подчиненных прослоев. Ленточная слоистость (сезонная слоистость, варвы) хорошо известна в озерных осадках и связана с сезонными изменениями влажности и температуры. Похожая ленточная слоистость отмечена в самом нижнем слое с фоссилиями (Jianshangou Bed) формации Yixian в Западном Ляонине, который, как и обнажение Миддендорфа, сложен главным образом аржиллитами с прослоями туфов [Zhang, Sha, 2012]. Авторы считают, что основными факторами ее появления в относительно теплом и влажном климате являются паводковые периоды, когда увеличивается поступление аллохтонного материала и увеличение биопродуктивности и/или заморы биоты в результате температурных оптимумов, стратификации водной массы и/или возникновения дефицита кислорода [Zhang, Sha, 2012; и др.]. Таким образом, формирование ленточной слоистости позволяет предполагать регулярную смену состава осадка и озерные обстановки со слабопроточным режимом, при котором слоистый осадок не подвергается биотурбации и воздействию волн, кроме того, периодами возникали условия с дефицитом растворенного кислорода.

Также встречаются тонкие и мелкие слои с прямой градиционной сортировкой материала от алевролита, алевроаржиллита до тонко отмученного аржиллита толщиной от < 1 до 3 мм, в единичном

Таблица 1. Основные характеристики спорово-пыльцевых комплексов соседних районов

Район, свита/формация	Основные характеристики спорово-пыльцевых комплексов
Бассейн рек Вилкой и Алдан, верхняя часть батыльхской св., готерив—баррем; эксеняхская св., апт, [Болховитина, 1959].	Баррем. Обильны споры циатейных (12—29 %), мешковая пыльца хвойных (12—54 %) и кипарисовые (10—30 %). В значительном количестве присутствуют гинкговые (3—18 %), глейхениевые (1—8 %), подозамитовые (1—7 %), разнообразны схизейные (1—11 %). В апте увеличивается колебание количественных показателей основных компонентов: циатейные (1—31 %), кипарисовые (3—30 %), гинкговые (3—43 %), появляются покрытосеменные
Буреинская впадина [Маркевич, 1995]; верхняя часть чагдамынской св., готерив—низы баррема; чемчукинская св., баррем без низов—середины апта) [Решения..., 1994].	В барреме преобладают споры (до 95 %), среди них обильны циатейные, значительного разнообразия достигают ребристые и бугорчатые споры схизейных. Среди голоосеменных многочисленны гинкговые, мешковой пыльцы хвойных немного. В апте споры продолжают доминировать, но основная роль принадлежит глейхениевым папоротникам, значительно — циатейные, осмундовые и схизейные, последние отличаются большим разнообразием. Присутствуют <i>Appendicisporites</i> , <i>Kuylisporites lunaris</i> . Среди голоосеменных много пыльцы хвойных с хорошо дифференцированными мешками и кипарисовых. При описании комплексов указывается, что пыльца покрытосеменных не встречена, но в таблице распространения таксонов для готерива—баррема и апта приводятся <i>Rousea delicipollis</i> Sriv. и <i>Polyporites clarus</i> Mtch.
Приморье [Вербицкая, 1962; Маркевич, 1995; Ковалева и др., 2016]. Бассейн р. Раздольная — уссурийская св., баррем—низы апта; липовецкая св., середина апта—середины альба. Партизанская впадина (юг Сихотэ-Алиня) — нижняя—средняя части старосучанской св., середина готерива — нижняя часть апта; верхняя часть старосучанской св., апт—альб. Восточный Сихотэ-Алинь, верхняя часть нижнекемской подсвиты, нижняя—средняя части апта	Барремские СПК отличаются и от забайкальских, и от буреинских [Маркевич, 1995]. В бассейне р. Раздольная среди спор доминируют (до 60 %) гладкие, бугорчатые и шиповатые формы схизейных, много циатейных, иногда полиподиевых (<i>Laevigatosporites ovatus</i> Wils. et Webst., 15—20 %). Ребристые споры схизейных отмечены как сопутствующие, но они разнообразны. Среди голоосеменных наиболее многочисленны мешковая пыльца хвойных и кипарисовые (0—12 %). В Партизанской впадине доминирует пыльца (до 54 %), среди которой обильны кипарисовые (30—40 %), много мешковых форм. Среди спор очень мало ребристых спор схизейных (1 %). По данным З.И. Вербицкой [1962], здесь наиболее многочисленны <i>Taxodiaceae-Cupressaceae</i> (34 %), <i>Gleicheniaceae</i> (24 %) и группа <i>Leiotriletes</i> (13 %), в верхней части довольно много полиподиевых, спорадически встречается пыльца покрытосеменных (<i>Protoquercus</i> , 1 %) Аптские СПК по обилию спор глейхениевых сходны с буреинскими, но в Сихотэ-Алине увеличивается роль кипарисовых, которые доминируют. По данным З.И. Вербицкой [1962], в старосучанской свите аптские комплексы незначительно отличаются от барремских: обильны <i>Taxodiaceae-Cupressaceae</i> (30 %), <i>Gleicheniaceae</i> (24 %) и группа <i>Leiotriletes</i> (11 %), <i>Polypodiaceae</i> (6 %), присутствует пыльца покрытосеменных (<i>Protoquercus</i> , 1 %). В СПК из средней части липовецкой свиты основные компоненты представлены спорами глейхениевых (28—36 %), циатейных/диксониевых (до 27 %) и полиподиевых (до 8 %), а также пыльцой гинкговых (15 %) и кипарисовых (12 %) [Ковалева и др., 2016]. Появляется пыльца покрытосеменных (1 %): <i>Tricolpites</i> sp., <i>T. vulgaris</i> Pier. et Sriv., <i>T. micromunus</i> (Groot et Pen.) Burg., <i>Clavatipollenites hughesii</i> Coup.
Провинция Хэйлуцзян. Китайская территория Раздольненского бассейна, формация Dongning, апт [Ковалева и др., 2017]. Озеро Ханка, формация Muling, баррем—ранний апт [Yang et al., 2007]. Север провинции, формация Shaheci, Yingcheng, Denglouku, 2 СПК: берриас(?)—готеривский и баррем-аптский [Wan et al., 2002]. Центральные области провинции, те же формации, интервал определен как нижний мел [Yan et al., 2017]	СПК формации Dongning сходен с приморским. Много глейхениевых (до 45 %), циатейных/диксониевых (до 45 %), пыльцы гинкговых (2—12 %) и кипарисовых (2—10 %), разнообразны схизейные. Присутствуют <i>Appendicisporites</i> spp., <i>Rouseisporites reticulatus</i> Poc., <i>Kuylisporites lunaris</i> , покрытосеменные <i>Tricolpites</i> spp. и <i>Clavatipollenites minutus</i> Bren. В формации Muling разнообразны меловые формы (<i>Aequitriradites</i> , <i>Cicatricosisporites</i> , <i>Kuylisporites lunaris</i> , <i>Pilosissporites</i> , <i>Triporetetes</i> и др.). Формации Shaheci, Yingcheng и Denglouku: берриас(?)—готерив — доминирует мешковая пыльца, баррем—апт — обилие спор, как в забайкальском СПК 2-го типа большое колебание количества основных компонентов: <i>Cicatricosisporites</i> 5—11.5 %, <i>Leiotriletes</i> 1—5.8 %, <i>Laevigatosporites</i> 5.0—10 %. Меловые формы представлены <i>Aequitriradites</i> , <i>Concavissimisporites</i> , <i>Schizaeoisorites</i> , <i>Pilosissporites</i> , <i>Appendicisporites</i> . Присутствует пыльца покрытосеменных <i>Polyporites</i> ?. Несколько южнее, в центральной области провинции представленный комплекс изучен из формации Yingcheng. Наиболее многочисленны споры циатейных (32 %), <i>Cicatricosisporites</i> (12.5 %), мешковая пыльца (13 %) и кипарисовые (8 %). Значительного количества достигает пыльца <i>Classopollis</i> (13 %) — теплолюбивый компонент. Присутствуют <i>Aequitriradites</i> , <i>Concavissimisporites</i> , <i>Schizaeoisorites</i> . Покрытосеменные отмечены в формации Denglouku (<i>Clavatipollenites</i> , <i>Triporetetes</i>), но малое количество палинологического материала (28 экз.) не позволяет надежно определить комплекс
Провинция Ляонин, формация Yixian, поздний валанжин—баррем [Li, Batten, 2007; Cui et al., 2015]. Соседние области Внутренней Монголии, формация Fuxin, баррем—апт [Li, 2005]	СПК сходны с тургинским. В формации Yixian доминирует мешковая пыльца хвойных (до 77—90 %): <i>Abietinaepollenites</i> (4—15 %), <i>Protoconiferus</i> (15—23 %), <i>Pseudopicea</i> (8—20 %), <i>Pinuspollenites</i> (2—8 %). Иногда значительного количества достигает пыльца гинкговых (1—11 %), споры составляют 1—11 %. Характерные меловые элементы — <i>Cicatricosisporites</i> , <i>Lygodiumsporites</i> , <i>Aequitriradites</i> . Присутствует пыльца покрытосеменных: <i>Liliacidites</i> ?, <i>Magnoliipollis</i> ?, <i>Tricolpopollenites</i> ?. В формации Fuxin много мешковой пыльцы (68 %), разнообразны схизейные, есть покрытосеменные
СВ Внутренней Монголии, бассейн р. Хайлар. Формация Damoguaihe — СПК валанжина, готерива и баррема [Cheng et al., 2015]. Формация Yimin — 3-й СПК в интервале баррем—нижний альб [Wan et al., 2005]	В формации Damoguaihe вверх по разрезу сильно возрастает количество спор, в барреме они резко доминируют (75 %). Обильны ребристые (33 %) и шиповатые (13 %) формы схизейных, присутствуют <i>Aequitriradites</i> , <i>Triporetetes</i> , появляется <i>Appendicisporites</i> . Среди пыльцы голоосеменных много мешковых форм (17 %). В формации Yimin для всех комплексов характерно большое колебание количественных показателей: споры 21—91 %, пыльца 8—70 %, споры циатейных 1—20 %, <i>Cicatricosisporites</i> 1—27 %, <i>Pinuspollenites</i> (0.5—10.0 %), <i>Abietinaepollenites</i> (0—11 %). Везде присутствуют <i>Aequitriradites</i> , <i>Appendicisporites</i> , <i>Triporetetes</i> , одно- и трехбороздная пыльца покрытосеменных. В средней части изученного интервала есть максимумы <i>Laevigatosporites</i> 6.0—37.5 %

Таблица 1. (окончание)

Район, свита/формация	Основные характеристики спорово-пыльцевых комплексов
Восток Монголии, бассейн р. Керулен. Свита шинэ-худаг, готерив—баррем [Ичинноров, 2003]. Формация Damoguaihe, баррем, изотопные данные [Wang et al., 2014]	СПК сходны с тургинским. В свите шинэ-худаг много пыльцы голосеменных (97—99 %) и среди нее хвойных 69—72 %, но покрытосеменных нет. В формации Damoguaihe голосеменные составляют 46—65 % в основном за счет мешковых форм. Среди спор присутствуют <i>Aequitriradites</i> , <i>Cicatricosisporites</i> , <i>Kuylisporites lunaris</i> . Пыльца покрытосеменных представлена одноборздными формами (<i>Clavatiipollenites</i>)
Центральные области Монголии, район г. Чойр, св. тэвшийн-говь, апт [Ичинноров, 2003]	Много спор (5—60 %), как в забайкальском СПК 2-го типа. Разнообразны схизейные, наблюдается сильное колебание количества основных компонентов: споры циатейных 0—40 %, мешковая пыльца 25—77 %, цикадовые 1—12 %. Пыльца покрытосеменных не обнаружена
Юг Сибири, Яя-Кийское междуречье, верхи илекской св., готерив—баррем; кийская св., апт—альб [Решения..., 1981]	В СПК готерива—баррема доминируют глейхениевые и схизейные, субдоминант — мешковая пыльца. В апте количество схизейных сокращается, они входят в группу субдоминант, куда также добавляются кипарисовые, присутствует трехборздная пыльца покрытосеменных. Обилие глейхениевых, схизейных и кипарисовых характерно также для апта Западной Сибири в целом [Маркова, 1971]

случае (обр. К5-6) до 10—12 мм. Для этих слоев характерна резкая нижняя граница, в крупных прослоях со следами эрозии.

Отсутствие видимых следов хемогенного осадконакопления предполагает открытый гидрологический режим озера. Если считать каждый парный слой соответствующим годовому циклу, то средняя скорость фоновое осадконакопления составляла около 3—4 см/тыс. лет без учета уплотнения. Фоновые условия осадконакопления иногда нарушались мутьевыми потоками и эпизодами вулканической активности. Для возникновения мутьевых потоков, в результате которых образовывались мелкие и тонкие градационные слои, необходимо, чтобы водоем обладал значительными размерами. Кроме ленточной и градационной слоистости иногда выделяется слоистость промежуточная по масштабу и неясного генезиса. Толщина слоев 0.1—0.4 мм, границы, как правило, резкие. Как и для градационной слоистости, нет видимой периодичности в разрезе. Состав глинистый гидрослюдистый с мелко-, в единичном случае (обр. К5-4), и крупнопелитовой структурой. Чешуйки могут быть неориентированными и гаснуть хаотично или некрупными агрегатами. Кроме того, в этих слоях может наблюдаться примесь или преобладание бесцветной изотропной кремнистой(?) составляющей. Характерной чертой для этой слоистости является повышенная концентрация тонких выделений лейкоксеноподобного минерала и уровни, насыщенные оксидами и гидроксидами железа. Вероятно, эта слоистость образовалась в результате осаждения тонкой пирокластик и последующего ее изменения. На участие в осадконакоплении вулканического материала указывают обломки песчано-алевритовой размерности со специфической формой и составом, встречающиеся обычно в небольших количествах, но почти повсеместно. Кроме того, в разрезе зафиксированы отдельные туфогенные прослои толщиной от 3—5 мм (обр. К4-9) до 3—5 см, сложенные измененными витрокластами и обогащенные гидроксидами железа. Однако окончательные выводы относительно количества вулканического материала и его состава можно делать только после проведения геохимических исследований пород.

Для изученных отложений биотурбация в целом не характерна, лишь в обр. К3-3 отмечены редкие тонкие горизонтальные и пологонаклонные следы илоедов, и в обр. К4-1 — единичный очень мелкий вертикальный ход (возможно, ризолит) с вторичными включениями сульфидов железа, развитыми в осевой части. Эти образования в изученных образцах встречаются нечасто и в небольших количествах, обычно развиты по органике (растительный детрит, остракоды и др. остатки фауны). Какой-то зависимости его распространения с особенностями состава, текстуры и положением в разрезе не выявлено. Есть некоторая корреляция его присутствия в шлифах с восстановительными условиями (по геохимии ОВ). Выявленных признаков аноксии в данном разрезе не наблюдается, но почти полное отсутствие биотурбации отложений и достаточно хорошая сохранность фауны могут свидетельствовать о дефиците кислорода в придонных слоях воды и в осадке.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Результаты анализов рассеянного ОВ тургинской свиты приведены в табл. 2. Содержание $C_{орг}$ в изученных образцах варьирует от 1.7 до 6.0 % на породу. Максимальные концентрации $C_{орг}$ определены в обр. К3-3 (5.4 %) и К5-4 (6.0 %), а минимальное — в обр. К5-1. Соотношение стабильных изотопов органического углерода $\delta^{13}C_{орг}$ находится в диапазоне от -33.4 до -31.2 ‰. Это указывает на то, что изученные породы содержат ОВ, богатое полимерлипидными компонентами, так как именно липиды обо-

гащены легким изотопом ^{12}C ($\delta^{13}\text{C}$ в морском планктоне составляет $-28\dots-24\text{‰}$) относительно белков и углеводов ($\delta^{13}\text{C}$ планктона изменяются от -21 до -16‰) и растений в целом ($-27\dots-23\text{‰}$) [Галимов, 1986; Конторович и др., 1986]. Подобные низкие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ($-32\dots-27\text{‰}$) известны для формации Yixian и низов формации Jiufotang Западного Ляонина [Zhang et al., 2016] и сопоставляются с сегментом С3 изотопной кривой для позднего баррема—позднего апта [Menegatti et al., 1998]. Для остальной части

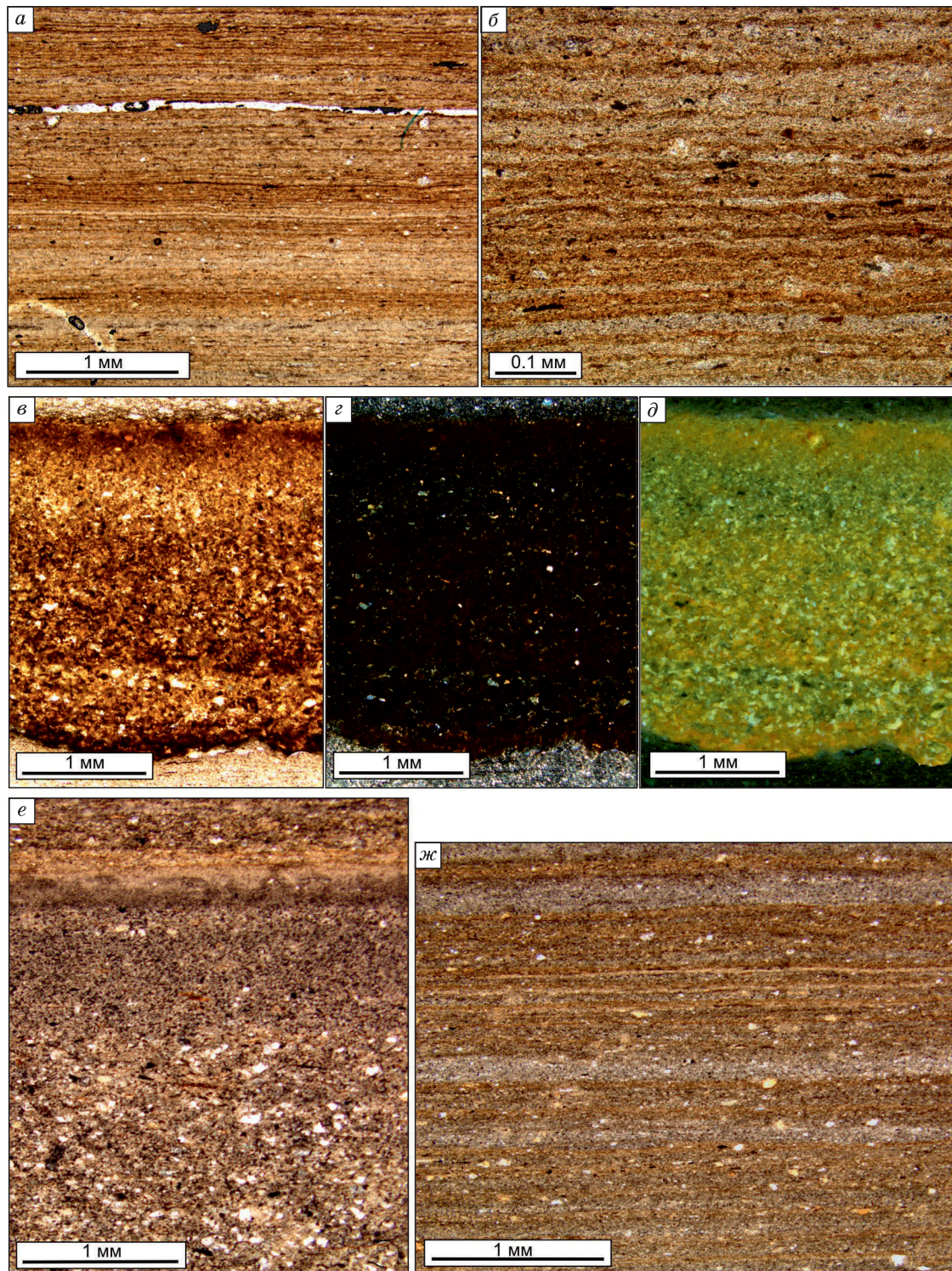


Рис. 8. Микрофотографии шлифов характерных пород из обнажения Миддендорфа:

a, б — ленточная слоистость (варвы) в аргиллите (обр. К4-1); *в–д* — туфогенный прослой с преобладанием витрокластов (обр. К4-9); *в* — в проходящем свете, *г* — при скрещенных николях, *д* — в отраженном свете; *е* — градиционная слоистость в аргиллите (обр. К4-7); *жс* — тонкие (более светлые) прослои измененной пирокластики(?) в аргиллите с ленточной слоистостью (обр. К5-5).

Таблица 2. Общие характеристики и пиролитические параметры ОБ пород из обнажения Миддендорфа

Номер образца	$C_{орг}$, % на породе	$\delta^{13}C_{орг}$, ‰	R_{vt}^o , %	S_1 , мг УВ/г породы	S_2 , мг УВ/г породы	S_3 , мг CO_2 /г породы	T_{max} , °C	HI, мг УВ/г $C_{орг}$	OI, мг CO_2 /г $C_{орг}$	PI	$S_1 \cdot 100 / C_{орг}$
K1-7	4.17	-32.7	—	0.14	15.5	1.40	433	371	36	0.009	3.4
K2-11	3.02	-32.8	—	0.16	13.3	0.95	439	441	31	0.012	5.3
K3-3	5.35	-33.4	0.54	0.62	39.8	1.26	435	745	23	0.015	11.6
K4-1	4.15	-32.5	—	0.48	26.5	0.91	437	639	23	0.018	11.6
K4-5	3.30	-32.8	—	0.13	19.6	0.96	438	593	28	0.007	3.9
K4-7	2.80	-32.6	0.55	0.21	16.9	0.70	440	604	24	0.012	7.5
K5-1	1.70	-31.2	—	0.04	6.4	0.47	437	374	25	0.006	2.4
K5-3	3.34	-32.3	0.55	0.24	16.2	0.86	431	486	26	0.015	7.2
K5-4	6.06	-32.2	—	0.45	41.8	1.29	436	690	22	0.011	7.4
K5-5	2.66	-31.7	—	0.11	11.6	0.65	432	438	25	0.009	4.1
K5-6	2.94	-31.8	0.56	0.23	15.7	0.72	434	535	24	0.014	7.8

Примечание: $HI = S_2 \cdot 100 / C_{орг}$; $OI = S_3 \cdot 100 / C_{орг}$; $PI = S_1 / (S_1 + S_2)$.

формации Jiufotang характерны более высокие значения $\delta^{13}C_{орг}$ (-25...-18 ‰) с постепенным утяжелением изотопного состава вверх по разрезу [Zhang et al., 2016].

Для типирования керогена использовались диаграммы зависимости водородного (HI) индекса от температуры T_{max} и кислородного (OI) индекса (рис. 9). Данные пиролиза указывают на преимущественно I тип керогена как с высокими (600—745 мг УВ/г $C_{орг}$), так и пониженными (371—535 мг УВ/г $C_{орг}$) значениями HI и низкими значениями OI (22—36 мг CO_2 /г $C_{орг}$). Аналогичный тип керогена с похожими вариациями пиролитических параметров определен в нижнемеловых отложениях формации Jiufotang [Li et al., 2021]. Обычно кероген I типа формируется из остатков богатых липидами водорослей, существенно переработанных микроорганизмами в озерных условиях [Тиссо, Вельте, 1981; Peters et al., 2005]. Сильная линейная зависимость ($R^2 = 0.89$) между значениями S_2 и $C_{орг}$ (см. рис. 9, в) позволяет предполагать, что состав ОБ изученных пород постоянный независимо от содержания $C_{орг}$, и что концентрации $C_{орг}$ контролировались в основном за счет разбавления осадка неорганическим веществом. Существенный вклад ОБ другого генезиса можно предположить для обр. K1-7. Значения генерационного потенциала ($S_1 + S_2$) в изученных породах изменяются от 6.4 до 42.3 мг УВ/г породы, указывая на хороший и превосходный углеводородный генерационный потенциал тургинской свиты в изученном разрезе (см. табл. 2) [Тиссо, Вельте, 1981; Peters, 1986]. Низкие значения индексов продуктивности ($PI < 0.1$) и нефтенасыщенности ($S_1 \cdot 100 / C_{орг} = 2.1—12.2$ мг УВ/г $C_{орг}$) свидетельствуют об отсутствии в изученных отложениях процессов генерации и миграции УВ.

Породы характеризуются значительными вариациями в количестве выделенных хлороформенных битумоидов (0.02—0.31 % на породе), которые связаны с различным содержанием в образцах $C_{орг}$. Низкие значения битумоидного коэффициента (β), рассчитанного по соотношению концентраций битумоидов к $C_{орг}$, свидетельствуют о сингенетичности битумоидов. Битумоиды имеют преимущественно смолистый состав (62—76 %), в меньших концентрациях присутствуют углеводородные компоненты (24—37 %), в составе которых содержание ароматических УВ минимально (3—9 %), а концентрации насыщенных УВ изменяются в диапазоне 21—30 %, доля асфальтеновых компонентов составляет 0.1—2.8 % на битумоид. Определенный групповой состав битумоидов тургинской свиты соответствует слабо преобразованному ОБ.

Замеры отражательной способности витринита (R_{vt}^o) и температура T_{max} чаще всего используются как наиболее точные индикаторы катагенетической зрелости ОБ. В изученных образцах расчетные показатели R_{vt}^o , основанные на отражении альгинита, (0.54—0.56 %) указывают слабую зрелость ОБ до начала главной зоны нефтеобразования (градация МК¹), что подтверждается значениями T_{max} (431—440 °C). Индекс нечетности для *n*-алканов $C_{24}—C_{34}$ (CP_{24-34}) показывает отчетливое преобладание нечетных *n*-алканов над четными (1.17—1.65, среднее 1.33), что отражает как низкую преобразованность ОБ, так и вклад высшей наземной органики в состав ОБ. Наиболее часто используемые биомаркерные коэффициенты зрелости $Ts/(Ts + Tm)$, $20S/(20S + 20R)$ и $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ для стеранов C_{29} , соотношения ароматических УВ для изученных битумоидов являются малоинформативными, так как их значения существенно ниже показателей, соответствующих равновесному содержанию изомеров (табл. 3) [Peters et al., 2005]. При этом начальный этап мезокатагенеза подтверждается отсутствием в составе терпановых УВ биомаркеров с биологической $17\beta(H), 21\beta(H)$ ($\beta\beta$) конфигурацией, помимо βTm , и ненасыщенных гопе-

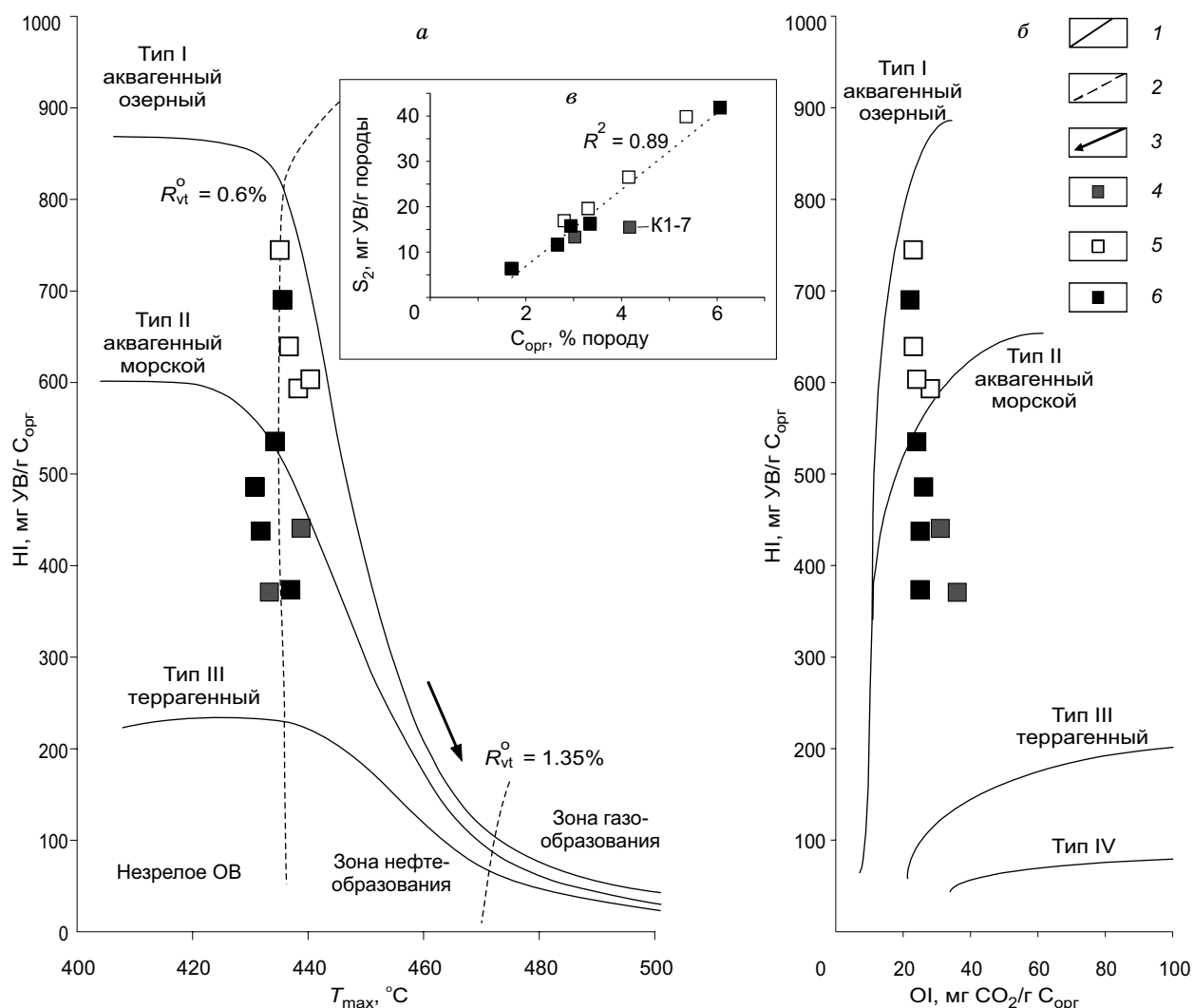


Рис. 9. Диаграммы HI— T_{\max} (а), HI—OI (б), S_2 — $C_{\text{орг}}$ (в) для тургинской свиты обнажения Миддендорфа.

1 — линии, ограничивающие максимальные значения водородного индекса (HI) для типов органического вещества; 2 — изолинии отражательной способности витринита (R_{vt}°); 3 — направленность изменения величин HI и T_{\max} в катагенезе. Образцы: 4 — каналы 1 и 2, 5 — каналы 3 и 4, 6 — канава 5.

нов, что указывает на то, что в отложениях уже произошла трансформация таких соединений в термодинамически более устойчивые $\alpha\beta$ (гопаны) и $\beta\alpha$ (моретаны) изомеры. Менее устойчивые изомеры гомогопанов C_{31} — C_{35} $\alpha\beta$ 22R присутствуют в больших концентрациях по сравнению с $\alpha\beta$ 22S формами, отношение $\alpha\beta$ 22S/22R для каждой пары гомогопанов < 1 , за исключением образцов из канала 1 и 2, где среди гомогопанов состава C_{31} преобладают S изомеры (C_{31} $\alpha\beta$ 22S/22R > 1). Значения параметра 22S/(22S + 22R) для $\alpha\beta$ C_{32} варьируют в диапазоне 0.30—0.55 и не достигли равновесных значений (0.57—0.62). Для идентифицированных гомоморетанов C_{32} — C_{35} также отмечается преобладание менее устойчивых 22R изомеров.

На хроматограммах алифатических фракций (рис. 10) идентифицированы *n*-алканы от C_{11} до C_{40} , *n*-алканы меньше C_{14} и больше C_{37} находятся в следовых концентрациях. Распределение *n*-алканов в большинстве образцов не имеет ярко выраженного максимума и характеризуется преобладанием нечетных соединений в области C_{19} — C_{31} с относительно высокой интенсивностью *n*-алкана C_{17} . На долю среднемoleкулярных *n*-алканов (C_{21} — C_{25}) приходится от 31.4 до 50.0 % от суммы всех *n*-алканов, в меньших концентрациях присутствуют высокомолекулярные (C_{27} — C_{31} , 12.1—31.7 %) и низкомолекулярные (C_{15} — C_{19} , 14.0—27.8 %) соединения (см. табл. 3). Отличительной особенностью газожидкостных хроматограмм являются примерно равные или выше по интенсивности с *n*-алканами концентрации терпановых (главным образом C_{29} и C_{30} гопанов) углеводородов (см. рис. 10). Считается, что среднемoleкулярные *n*-алканы (C_{21} — C_{25}) с небольшим преобладанием нечетных соединений наследуются от

Таблица 3. Результаты биомаркерного анализа битумоидов из обнажения Миддендорфа

Параметр	K1-7	K2-11	K3-3	K4-1	K4-5	K4-7	K5-1	K5-3	K5-4	K5-5	K5-6
<i>n</i> -C ₁₅ —C ₁₉ , %	22.7	14.0	15.7	16.1	23.2	20.7	27.1	16.2	27.8	15.8	20.5
<i>n</i> -C ₂₁ —C ₂₅	32.2	31.4	31.5	34.7	47.4	50.0	43.2	39.6	34.2	35.8	37.0
<i>n</i> -C ₂₇ —C ₃₁	23.0	26.6	31.7	28.0	12.1	12.5	13.2	25.4	17.9	27.2	22.8
CPI ₂₄₋₃₄	1.23	1.17	1.23	1.22	1.28	1.26	1.47	1.65	1.31	1.43	1.36
Pr/Ph	1.8	1.3	0.5	0.5	0.9	0.9	0.8	0.2	0.3	0.3	0.3
Pr/C ₁₇	0.7	0.7	0.9	0.8	0.6	0.5	0.6	0.7	0.7	0.6	0.6
Ph/C ₁₈	0.3	0.4	1.6	1.4	0.4	0.4	0.6	2.9	1.7	1.5	2.0
St C ₂₇ , %	38	52	35	24	32	29	29	34	32	30	34
St C ₂₈	14	17	17	17	17	17	17	21	18	19	18
St C ₂₉	48	31	48	59	51	53	54	45	50	51	48
St C ₂₉ /C ₂₇	1.28	0.60	1.36	2.43	1.57	1.80	1.82	1.33	1.58	1.67	1.39
St C ₂₈ /C ₂₉	0.29	0.56	0.35	0.28	0.34	0.33	0.31	0.47	0.36	0.37	0.38
GI	0.66	1.38	3.22	1.32	1.52	2.80	0.66	2.36	1.86	2.43	3.34
HI C ₃₅ /C ₃₄	0.68	0.73	1.19	1.64	1.06	1.35	1.13	1.22	1.15	1.24	1.27
H C ₃₁ S/(S + R)	0.50	0.51	0.43	0.41	0.36	0.43	0.30	0.39	0.36	0.38	0.41
Ts/(Ts + Tm)	0.23	0.24	0.08	0.06	0.20	0.10	0.13	0.05	0.06	0.05	0.07

Примечание. *n*-C₁₅—C₁₉, % = $\Sigma n\text{-}C_{15}\text{—}C_{19}/\Sigma n\text{-}алканов$ (%); *n*-C₂₁—C₂₅, % = $\Sigma n\text{-}C_{21}\text{—}C_{25}/\Sigma n\text{-}алканов$ (%); *n*-C₂₇—C₃₁, % = $\Sigma n\text{-}C_{27}\text{—}C_{31}/\Sigma n\text{-}алканов$ (%); CPI₂₄₋₃₄ = $1/2\{(n\text{-}C_{25} + n\text{-}C_{27} + n\text{-}C_{29} + n\text{-}C_{31} + n\text{-}C_{33}) [1/(n\text{-}C_{24} + n\text{-}C_{26} + n\text{-}C_{30} + n\text{-}C_{32}) + 1/(n\text{-}C_{26} + n\text{-}C_{28} + n\text{-}C_{30} + n\text{-}C_{32} + n\text{-}C_{34})]\}$; Pr/Ph = пристан/фитан; Pr/C₁₇ = пристан/*n*-алкан C₁₇; Ph/C₁₈ = фитан/*n*-алкан C₁₈; St C₂₇, St C₂₈, и St C₂₉ — содержание $\alpha\alpha\alpha$ (20S и 20R) и $\alpha\beta$ (20S и 20R) стеранов с 27, 28 и 29 атомами углерода; GI = гаммацерановый индекс = $\text{гаммацера} / (\text{гаммацера} + C_{30} 17\alpha(H), 21\beta(H)\text{-гопан}) \cdot 10$; HI C₃₅/C₃₄ = гомогопановый индекс = $C_{35} (17\alpha(H), 21\beta(H)\text{-}22R + 17\alpha(H), 21\beta(H)\text{-}22S) / C_{34} (17\alpha(H), 21\beta(H)\text{-}22R + 17\alpha(H), 21\beta(H)\text{-}22S)$ гопаны; H C₃₁ S/(S+R) = $C_{31} 17\alpha(H), 21\beta(H)\text{-}22S / (17\alpha(H), 21\beta(H)\text{-}22S + 17\alpha(H), 21\beta(H)\text{-}22R)$ гомогопаны; Ts/(Ts + Tm) = $18\alpha(H)\text{-}22, 29, 30\text{-триснорнеогопан} / (18\alpha(H)\text{-}22, 29, 30\text{-триснорнеогопан} + 17\alpha(H)\text{-}22, 29, 30\text{-трисноргопан})$.

плавающих и прикрепленных растений, которые содержат преимущественно липиды со средней длиной цепи (жирные кислоты C₂₀—C₂₄) [Ficken et al., 2000; Gao et al., 2011], однако некоторые виды фитопланктона могут давать вклад в высокие концентрации *n*-C₁₇, *n*-C₂₁ и *n*-C₂₅ (зеленые водоросли) [Ермакова и др., 2020]. Присутствие высокомолекулярных воскообразных *n*-алканов в экстрактах обычно интерпретируется как указание на террагенный вклад в состав исходного ОВ пород [Тиссо, Вельте, 1981; Изосимова, Чалая, 1989], при этом неморские водоросли типа *Botryococcus*, которые могут синтезировать исключительно нечетные *n*-алкадиены в диапазоне от C₂₅ до C₃₁ атомов углерода в молекуле, а также диатомовые и динофитовые водоросли, дают сходное распределение *n*-алканов [Moldowan et al., 1985; Ермакова и др., 2020]. Бимодальное распределение УВ на хроматограммах, с одной стороны, указывает на недостаточную зрелость изучаемого ОВ, с другой, — свидетельствует, что бактерии сыграли большую роль при формировании и переработке исходного ОВ в седиментогенезе и диагенезе, поскольку именно гопаны формируются из липидов клеточных мембран прокариотических организмов — многочисленных видов бактерий и архей. Об этом также свидетельствует преобладание концентраций гопанов над стеранами, предшественниками которых являются стеролы клеточных мембран эукариотических организмов — животных, растений, грибов и протистов ((стераны + прегнаны)/терпаны 0.11—0.87). Похожее распределения нормальных и изопреноидных алканов фиксируются в образцах формации Jiufotang [Zhang et al., 2021] и в слое Jianshangou формации Yixian [Li et al., 2016]. Однако для формации Yixian более характерно преобладание высокомолекулярных *n*-алканов с максимумом на *n*-C₂₇, *n*-C₂₉ и *n*-C₃₁, что, по мнению авторов, указывает на высшие наземные растения в качестве основного источника ОВ.

Концентрации стеранов широко используются для определения генетического типа ОВ (рис. 11, табл. 3). В проанализированных битумоидах, за исключением одного образца K2-11, концентрации этилхолестанов C₂₉ выше, чем холестанов C₂₇, в минимальных количествах находятся стераны C₂₈. Обычно считается, что стераны C₂₇ происходят из фитопланктона, в то время как стераны C₂₉ от высших растений [Volkman, 2003; Peters et al., 2005]. Однако в некоторых работах показано, что в ОВ, образованном из водорослей без участия высших растений, также могут преобладать стераны C₂₉ [Huang, Meinschein, 1979; Volkman, 1986]. Стераны C₂₈ формируются только из определенных типов фитопланктона, например, диатомовых водорослей, кокколитофорид, динофлагеллят [Grantham, Wakefield, 1988; Peters et al., 2005]. Высокие значения отношения стеранов C₂₉/C₂₇ (1.28—2.43) также указывают на по-

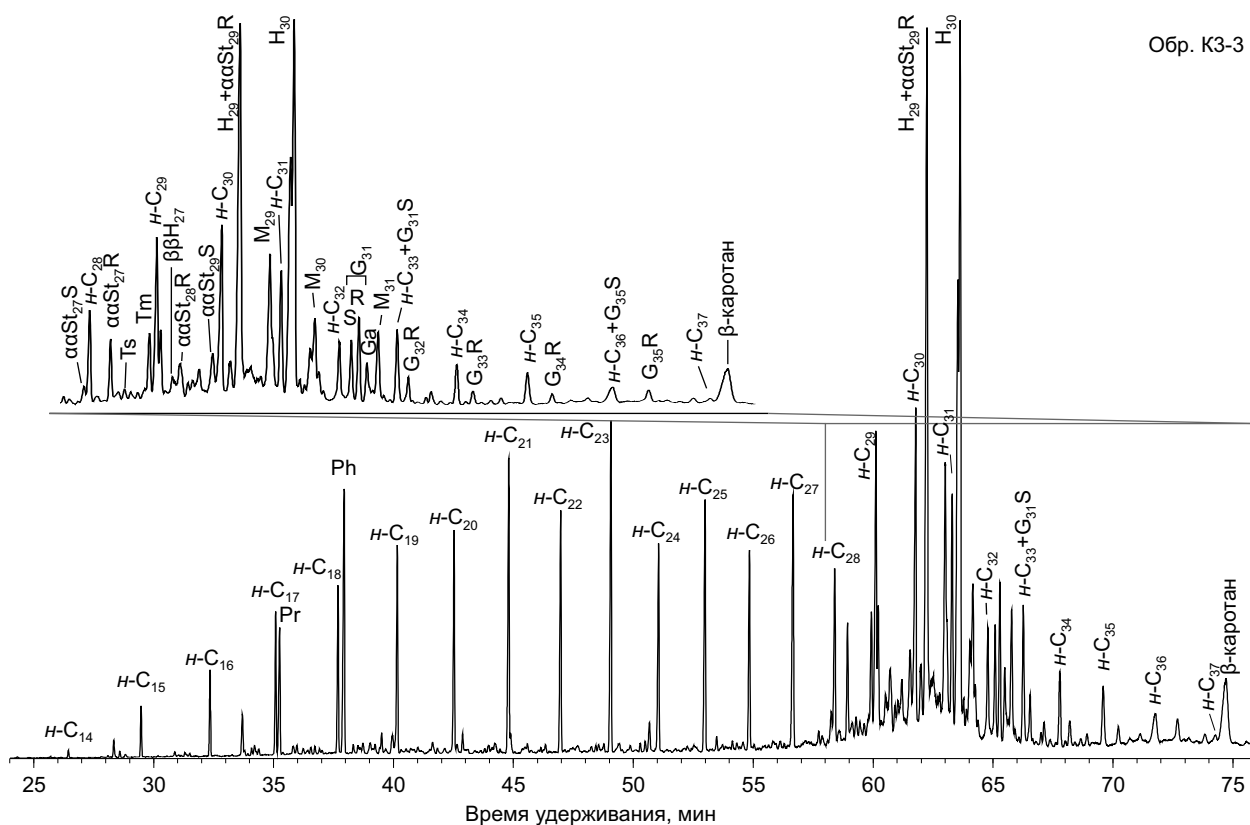


Рис. 10. Типовая хроматограмма распределения нормальных и изопреноидных алканов насыщенных фракций битумоидов тургинской свиты обнажения Миддендорфа на примере обр. К3-3.

ступление в бассейн материала водорослей и высших наземных растений (см. табл. 3). Значения отношения стеранов C_{28}/C_{29} в исследованных образцах варьируют от 0.28 до 0.56 (в среднем 0.37) и являются относительно низкими для нижнемеловых пород [Grantham, Wakefield, 1988]. В целом распределение стерановых УВ в изученных пробах соответствует распределениям в нижнемеловой формации Jiufotang бассейнов Бэйпяо [Zhang et al., 2021] и Чаоян [Li et al., 2021] северо-востока Китая.

В составе ароматических фракций всех битумоидов был диагностирован ретен (1,7-изопропилфенантрен). Как правило, ретен образуется в геологической среде в результате частичной деградации абиетиновой кислоты, основного компонента смол хвойных растений [van Aarssen et al., 2000]. Это свидетельствует о вкладе хвойной растительности в формирование состава ОВ тургинской свиты, что подтверждается результатами анализа СПК.

В качестве одного из основных биомаркерных параметров, используемого для восстановления условий осадконакопления, рассматривается соотношение изопреноидных алканов — пристана (Pr) и фитана (Ph). Высокие значения отношения Pr/Ph (> 3.0) характерны для ОВ, образованного в окислительных условиях, низкие значения (< 0.8) указывают на бескислородные восстановительные условия в диагенезе [Didyk et al., 1987; Peters et al., 2005]. Отношение Pr/Ph (0.2—0.9) в изученных битумоидах из канав 3, 4 и 5 указывает, что накопление ОВ протекало в восстановительной обстановке, а из канав 1 и 2 — и в более окислительных (Pr/Ph 1.8 и 1.3 соответственно). Значения гомоганового индекса C_{35}/C_{34} (также используемого для диагностики окислительно-восстановительных условий) во всех образцах за исключением K1-7 и K2-11 (0.68 и 0.73) больше единицы (1.06—1.64), что подтверждает ранее сделанные выводы. На диаграмме Коннона—Кассоу (рис. 12), в область восстановительных условий с высокими значениями отношения Ph/ C_{18} (> 1) попадают только образцы, характеризующиеся хорошей сохранностью ископаемых. Так как источником фитана является хлорофилл- α , то можно предположить, что хорошая сохранность ископаемых связана с периодическим цветением в водоеме, которое приводило к заморам рыб и других организмов и к дефициту кислорода в придонном слое. В алифатических фракциях всех образцов рядом с *n*-алканом C_{37} (см. рис. 10) по характерным ионам m/z 125 и 558 (M^+) идентифицирован β -каротан ($C_{40}H_{56}$). Это очень специфичный биомаркер условий осадконакопления, связанных в первую очередь с бескислородными, ограниченными и/или солеными бассейнами, в неко-

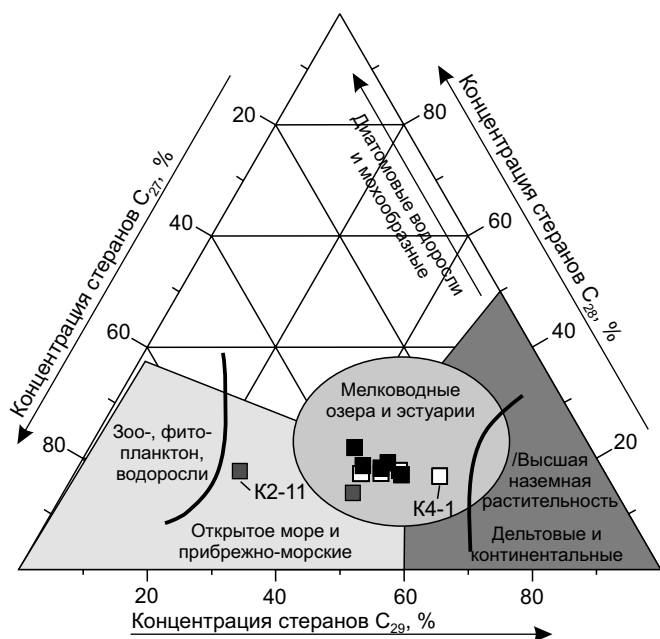


Рис. 11. Тригонограмма распределения стеранов C_{27} — C_{28} — C_{29} для образцов тургинской свиты обнажения Миддендорфа, по [Huang, Meinschein, 1979] с изменениями.

Усл. обозн. см. на рис. 9.

торых случаях также со специфическими морскими условиями, где доминирующей биотой являются одноклеточные галотолерантные водоросли [French et al., 2015]. Каротиноиды, включающие широкий спектр высокомолекулярных ненасыщенных компонентов C_{40} , продуцируются главным образом фотосинтезирующими организмами. Поскольку ненасыщенные каротиноиды легко окисляются и разрушаются в осадке, то сохранение их углеродного скелета происходит в восстановительных условиях [Brassell et al., 1988].

Гаммацеран (Ga) идентифицируется во всех образцах в значимых концентрациях. Значения гаммацеранового индекса ($GI = 10 \cdot Ga / (Ga + C_{30}\alpha\beta\text{-гопан})$) обладают широким разбросом значений от 0.66 до 3.34. Тетрагиманол, предшественник гаммацерана, в основном происходит из анаэробных бактериальных инфузорий, питающихся зелеными серными бактериями и живущих на уровне ниже хемоклина в стратифицированных водных массах, поэтому наличие высоких относительных содержаний гаммацерана широко используется для отражения стратификации вод бассейна [Sinninghe Damsté et al., 1995].

Молекулярные данные (соотношения Pr/Ph, Ph/ C_{18} , гомогопанов C_{35}/C_{34} , GI и наличие β -каротана) в изученных битумоидах позволяют говорить о схожих условиях формирования обогащенных ОБ аргиллитов тургинской свиты с классическими озерными сланцами и аргиллитами нижнемеловых бассейнов Китая [Li et al., 2016; Li et al., 2021; Zhang et al., 2021], а также с горючими сланцами формации Green River в США [Horsfield et al., 1994; French et al., 2020].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Из обнажения Миддендорфа изучен специфичный комплекс макро- и микрофауны, состоящий из насекомых, конхострак, рыб и остракод, который в пределах Забайкалья обособлен в тургинский биоценоз. Анализ опубликованных данных показал, что в раннем мелу он был широко распространен в Восточной Азии (Северо-Восточный Китай, восток Монголии, Забайкалье). Этот комплекс является «ядром» китайской биоты Джехол и характеризует ее среднюю и позднюю эволюционные фазы. Баррем-аптский возраст этого комплекса в Северо-Восточном Китае установлен на основании многочисленных радиоизотопных датировок.

Возраст тургинских осадков на основании микропалеонтологических и палинологических данных определяется как конец баррема—начало апта. Наиболее надежным палинологическим маркером для этого интервала является пыльца покрытосеменных,

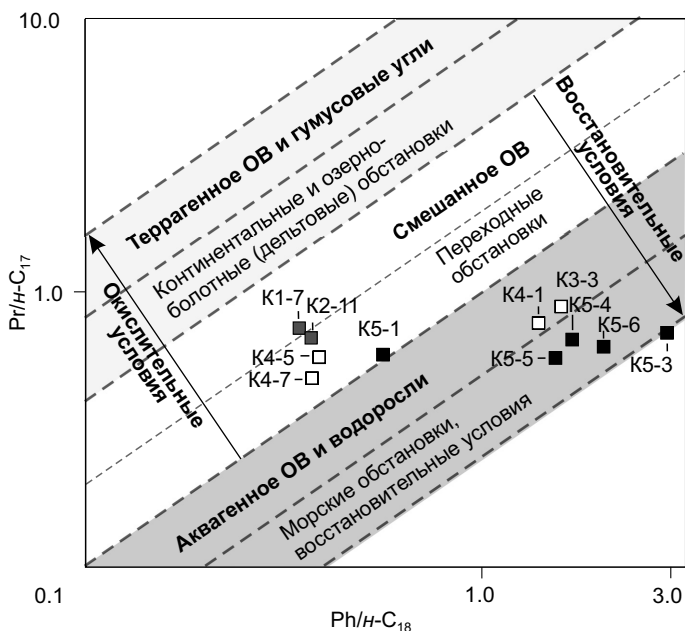


Рис. 12. Зависимость отношений пристан/ n -алкан C_{17} и фитан/ n -алкан C_{18} (график Коннона—Кассоу).

Усл. обозн. см. на рис. 9.

которая появляется в барреме в различных областях Европы и Азии. Характерные меловые таксоны (пыльца таксодиевых, споры схизейных, глейхениевых, некоторых плаунов — *Aequitriradites*, *Rouseisporites*, *Foraminisporis*) для целей биостратиграфии следует использовать аккуратно. Увеличение их количества и разнообразия в целом отражает эволюционные тенденции в развитии раннемеловых растительных сообществ, но во многом зависит от фациальных особенностей. В континентальных разрезах Сибири, Дальнего Востока и Китая это проявляется особенно ярко. Полученные данные о возрасте тургинской свиты позволяют сопоставлять ее с формацией Yixian и низами формации Jiufotang Северо-Восточного Китая. В пользу такой корреляции свидетельствуют также очень низкие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ для ОВ тургинской свиты, характерные также для формации Yixian и низов формации Jiufotang и сопоставляемые с сегментом С3 изотопной кривой для позднего баррема—позднего апта.

Литолого-петрографические исследования показали, что изученные отложения накапливались в озере с терригенно-глинистой седиментацией при участии вулканогенного и, в меньшей степени, биогенного материала. Медленные скорости осадконакопления и тонкий состав отложений в изученной части разреза свидетельствуют об отсутствии интенсивного поступления аллохтонного материала в озеро. Вулканический материал поступал в виде тонкой пирокластики, вероятно, кислого или среднего состава. Преобладание аргиллитов с ленточной слоистостью, для которых характерны многочисленные остатки рыб и конхострак хорошей сохранности, предполагает, что осадки в Тургинском озере накапливались в спокойной обстановке в отсутствие воздействия волн и биотурбации и с периодическим дефицитом кислорода. Сходное литологическое строение и тафономические особенности ископаемых имеют классические разрезы формаций Yixian и Jiufotang, откуда известны уникальные находки позвоночных. Это позволяет согласиться с идеей, что при масштабных вскрышных работах находки позвоночных, близкие по сохранности к китайским, могут быть сделаны и в тургинской свите Восточного Забайкалья [Синица, 2016].

Геохимический анализ ОВ показал, что для пород тургинской свиты характерны его высокие концентрации. Основным источником ОВ в изученном разрезе были богатые липидными компонентами пресноводные водоросли, значительный вклад в состав ОВ также привнесли бактериальная биомасса и высшая наземная растительность, в частности хвойные. Определяющую роль в формировании и сохранении обогащенных ОВ пород тургинской свиты сыграли слабовосстановительные диксидные условия в толще осадка; определенную роль также могла играть стратификация вод в бассейне в периоды цветения. Зрелость ОВ определяется как слабозрелая градации МК₁ (начало «нефтяного окна») с небольшим увеличением термической зрелости в нижней части разреза. Богатые ОВ аргиллиты тургинской свиты имеют распределения биомаркерных параметров, схожие с озерными сланцами формации Jiufotang группы Jehol Северо-Восточного Китая.

Слабопроточный характер и спокойная гидродинамика Тургинского озера, которые способствовали возникновению застойных условий, подтверждается также палинологическими и микропалеонтологическими данными. Они позволяют восстанавливать обширное, но мелководное пресное озеро, куда с берега периодически поступало большое количество питательных веществ. Сравнение результатов палинологического анализа и органической геохимии показывает, что тип ОВ в палинологическом материале проявляется в первую очередь в характере органического мацерата в целом. В составе собственно палинокомплекса (споры, пыльца, микрофитопланктон) могут доминировать другие компоненты, отражая особенности биоты как в самом водном бассейне, послужившем областью аккумуляции, так и на окружающих участках суши.

Биофациальный анализ СПК показывает, что растительность вокруг озера была преимущественно представлена хвойными лесами с примесью лиственных пород: гинкговых, цикадовых, первых покрытосеменных, возможно, предковых форм дубов и ореховых. Такие леса произрастали в предгорьях и межгорных долинах на востоке Забайкалья (СПК 1-го типа). Этот тип растительности прослеживается также на северо-востоке Монголии и в провинции Ляонин. СПК 2-го типа с обилием папоротников и большим колебанием количества основных компонентов отражают более влаголюбивую растительность низменных областей на юго-западе Забайкалья и Бурятии. Такая растительность была широко распространена на востоке Азии: в бассейне рек Алдан и Вилюй, центральных областях Монголии, на севере Китая. Широкое развитие глейхениевых было характерно для областей, подверженных влиянию морских бассейнов в Западной Сибири, Приморье и соседних районах Китая. Большое разнообразие растительных группировок на юге Сибири, севере Китая, в Монголии и Приморье, очевидно, связано с местными климатическими условиями, особенностями ландшафтов, почв и другими параметрами. Тип растительности позволяет предположить, что климат Забайкалья был умеренно теплым, переходным к субтропическому. Влажность была умеренная, достаточная для произрастания лесов во внутриконтинентальных областях.

Авторы благодарны А.А. Легалову (ИСиЭЖ) и Б. Вану (NIGPAS) за помощь в определении насекомых, Г. Ли (NIGPAS) за помощь в определении конхострак, Дж. Ша и Дж. Чену (NIGPAS) за по-

мощь в подборе литературы по стратиграфии мезозоя Китая, П.П. Скучасу (СПбГУ) и анонимному рецензенту — за рецензирование рукописи статьи.

Концептуализация, курирование данных, администрирование проекта, материалы, исследования макрофауны (рыбы, насекомые, конхостраки), геохимические исследования ОВ (определение содержания $C_{орг}$, анализ углеводов-биомаркеров, изотопный анализ $C_{орг}$) выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00228 (<https://rscf.ru/project/22-17-00228/>) на базе Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Полевые исследования в 2021 г. проводились в рамках выполнения госзадания (текущий проект Минобрнауки FWZZ-2022-0004) и при поддержке гранта на полевые исследования ИНГГ СО РАН. Исследования микрофауны и палиноморф выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00054. Исследования проведены при научно-методическом сопровождении ФНИ (FWZZ-2022-0004, FWZZ-2022-0005, FWZZ-2022-0007, FWZZ-2022-0011).

ЛИТЕРАТУРА

Атлас нижнемеловых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР / Под ред. И.М. Покровской, Н.К. Стельмак. Труды ВСЕГЕИ, Новая сер., т. 124. М., Недра, 1964, 552 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Ред. А.П. Виноградов. М., ГУГК, 1968, т. 3, 77 л.

Болховитина Н.А. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений Вилуйской впадины и их значение для стратиграфии. М., Изд-во АН СССР, 1959, 186 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 24).

Бугдаева Е.В. Флора и корреляция тургинских слоев Забайкалья // Геология и геофизика, 1984 (11), с. 22—27.

Бугдаева Е.В. К вопросу о возрасте угленосных отложений Букачачинской впадины (Восточное Забайкалье) // Вестник ТГУ, 2003, т. 3, № 11, с. 47—50.

Вахрамеев В.А., Котова И.З. Древние покрытосеменные и сопутствующие им растения из нижнемеловых отложений Забайкалья // Палеонтологический журнал, 1977, № 4, с. 487—495.

Вербицкая З.И. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Сучанского каменноугольного бассейна. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962, 166 с.

Галимов Э.М. Формирование изотопного состава исходного органического вещества морских фаций и диагностика нефтематеринских пород // Современные геохимические методы диагностики нефтематеринских отложений. М., Наука, 1986, с. 19—20.

Ермакова Я.С., Павленко Л.Ф., Барабашин Т.О., Боровков А.Б., Новикова Т.М. Состав углеводов в липидных фракциях массовых видов фитопланктона Азовского и Черного морей // Океанология, 2020, т. 60, № 4, с. 556—563, doi: 10.31857/S0030157420040097.

Жизнь растений. В 6 томах. М., Просвещение, 1978, т. 4, 656 с.

Изосимова А.Н., Чалая О.Н. Реликтовые углеводороды в органическом веществе и нефтях Западной Якутии. Новосибирск, Наука, 1989, 127 с.

Ичинноров Н. Спорово-пыльцевые комплексы нижнего мела Восточной Монголии и их стратиграфическое значение: Автореф. к.г.-м.н., М., ПИН РАН, 2003, 20 с.

Ковалева Т.А., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В., Вольнец Е.Б., Афонин М.А. Новые данные по палинотратиграфии липовецкой свиты Раздольненского бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2016, т. 35, № 1, с. 54—65.

Ковалева Т.А., Маркевич В.С., Сунь Г. Возраст и палинологическая характеристика формации Дуннин (провинция Хейлудзянь, КНР) // Тихоокеанская геология, 2017, т. 36, № 3, с. 28—40.

Конторович А.Э., Верховская Н.А., Тимошина И.Д., Фомичев А.С. Изотопный состав углерода рассеянного органического вещества и битумоидов и некоторые спорные вопросы теории образования нефти // Геология и геофизика, 1986 (5), с. 3—13.

Котова И.З. Возраст континентальных отложений Гусиноозерской впадины и особенности состава раннемеловых флор Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 8, с. 84—93.

Котова И.З. О возрасте угленосных отложений Восточного Забайкалья (Букачачинская впадина) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 11, с. 95—104.

Котова И.З. Палинологическое обоснование возраста юрских и нижнемеловых отложений Забайкалья // Советская геология, 1970, № 7, с. 19—30.

Лопатин А.В., Машенко Е.Н., Тарасенко К.К., Подлеснов А.В., Демиденко Н.В., Кузьмина Е.А. Уникальное захоронение раннемеловых позвоночных в Западной Сибири (местонахождение Шестаково-3, Кемеровская область) // ДАН, 2015, т. 462, № 5, с. 620—623, doi: 10.7868/S0869565215170272.

Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток, Дальнаука, 1995, 172 с.

- Маркова Л.Г.** История развития раннемеловой флоры Западно-Сибирской низменности (по данным палинологии). М., Недра, 1971, 100 с.
- Музылев С.А.** Условия залегания рыбных битуминозных сланцев в Восточном Забайкалье // Известия ВГРО, 1933, т. II, вып. 47, с. 697—706.
- Никитенко Б.Л.** Стратиграфия, палеобиогеография и биофашии юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск, Параллель, 2009, 680 с.
- Олейников А.Н.** Стратиграфия и филлоподы юры и мела Восточного Забайкалья. М., Недра, 1975, 171 с.
- Пешевицкая Е.Б.** Диноцисты и палиностратиграфия нижнего мела Сибири. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2010, 230 с.
- Пешевицкая Е.Б.** Палинологические последовательности готерива—альба на территории Гыданского района (север Западной Сибири) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Девятого Всероссийского совещания. Белгород, ПОЛИТЕРРА, 2018, с. 218—221.
- Решения** 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (г. Новосибирск, 1978), стратиграфические схемы / В.Н. Сакс, А.В. Гольберт, А.С. Дагис, М.С. Месежников, С.Ю. Щацкий. Новосибирск, СНИИГиМС, ИНГГ СО РАН, 1981, 91 с., 22 схемы.
- Решения** 4-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990) / М.Т. Турбин, В.А. Бажанов, Г.В. Беляева, В.Ю. Забродин, Г.В. Роганов. Хабаровск, ХГТПП, 1994, 124 с., 38 схем.
- Решетова С.А., Безрукова Е.В., Обязов В.А., Ткачук Т.Е.** Морфологическая изменчивость пыльцы *Ephedra daurica* Turcz. в условиях температурно-влажностного режима Торейской впадины (Забайкалье) // Актуальные проблемы современной палинологии. Материалы XV Всероссийской палинологической конференции / Ред. Н.С. Болиховская. М., МГУ, ГЕОС, 2022, с. 292—296.
- Синица С.М.** Переходные горизонты в стратиграфии верхнего мезозоя Забайкалья // Вестник ЧитГУ, 2011, № 3 (70), с. 98—103.
- Синица С.М., Вильмова Е.С., Юргенсон Г.А., Решетова С.А., Филенко Р.А.** Геологические памятники Забайкалья: кадастр стратиграфических и палеонтологических геологических памятников природы. Новосибирск, Наука, 2014, 312 с.
- Синица С.М., Решетова С.А., Вильмова Е.С.** Классические разрезы тургинской свиты Забайкалья как возможный аналог динозавровой формации Исянь провинции Ляонин Китая // Вестник ЗабГУ, 2016, т. 22, № 11, с. 24—41, doi: 10.21209/2227924520162211244.
- Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В.** Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 332 с.
- Стрепетилова В.Г., Пуртова С.И., Поповичева Л.В.** Расчленение и корреляция нижнемеловых отложений севера Западно-Сибирской равнины по новым палинологическим данным // Стратиграфия и фашии фанерозоя Западной Сибири. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1982, с. 21—28.
- Тиссо Б., Вельте Д.** Образование и распространение нефти. М., Мир, 1981, 502 с.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И., Драгунов В.И., Патрунов Д.К., Кузнецов В.Г., Беленицкая Г.А., Куриленко В.В., Петровский А.Д., Кондитеров В.Н., Баженова Т.К., Жданов В.В., Щербаков Ф.А., Щербакова М.Н., Мизенс Г.А., Цейслер В.М., Трифонов Б.А., Верба Ю.Л., Ильин К.Б.** Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб, Недра, 1998, 352 с.
- Brassell S.C., Eglinton G., Sheng G., Fu J.** Biological markers in lacustrine Chinese oil shales // Lacustrine Petroleum Source Rocks / Eds. K. Kelts, A.J. Fleet, M. Talbot. London, Blackwell, 1988, p. 299—308.
- Bugdaeva E.V., Markevich V.S.** The age of *Lycoptera* beds (Jehol biota) in Transbaikalia (Russia) and correlation with Mongolia and China // Bernissart Dinosaurs and Early Cretaceous Terrestrial Ecosystems / Ed. P. Godefroit. Bloomington, Indiana Univ. Press, 2012, p. 453—464.
- Cheng J., Shang Y.** Early Cretaceous palynological assemblage sequence and palaeoclimate research in Zhalainguoer coalmine, Manzhouli, Inner Mongolia // Acta Palaeontol. Sin., 2015, v. 54 (3), p. 316—341.
- Cui Y., Gong E.P., Wang T.H., Guan C.Q., Zhang Y.L., Liang J.H.** Palynomorph assemblages and palaeoclimate records from the Zhuanchengzi Bed of the Yixian Formation, western Liaoning Province, China // Sci. China: Earth Sci., 2015, v. 58, p. 1538—1552, doi: 10.1007/s11430-015-5147-x.
- Didyk B.M., Simoneit B.R.T., Brassell S.C., Eglinton G.** Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation // Nature, 1978, v. 272, p. 216—222, doi: 10.1038/272216a0.
- Ficken K.J., Li B., Swain D.L., Eglinton G.** An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes // Org. Geochem., 2000, v. 31, p. 745—749, doi: 10.1016/S0146-6380(00)00081-4.

- French K.L., Rocher D., Zumberge J.E., Summons R.E.** Assessing the distribution of sedimentary C₄₀ carotenoids through time // *Geobiology*, 2015, v. 13, p. 139—151, doi: 10.1111/gbi.12126.
- French K.L., Birdwell J.E., Vanden Berg M.D.** Biomarker similarities between the saline lacustrine Eocene Green River and the Paleoproterozoic Barney Creek Formations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2020, v. 274, p. 228—245, doi: 10.1016/j.gca.2020.01.053.
- Gao L., Hou J., Toney J., MacDonald D., Huang Y.** Mathematical modeling of the aquatic macrophyte inputs of mid-chain *n*-alkyl lipids to lake sediments: Implications for interpreting compound specific hydrogen isotopic records // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2011, v. 75, p. 3781—3791, doi: 10.1016/j.gca.2011.04.008.
- Grabau A.** Stratigraphy of China. Part 2. Mesozoic. Beijing, Geol. Surv. China, 1928, 774 p.
- Grantham P.J., Wakefield L.L.** Variations in the sterane carbon number distributions of marine source rock derived crude oils through geological time // *Org. Geochem.*, 1988, v. 12 (1), p. 61—73, doi: 10.1016/0146-6380(88)90115-5.
- Gu Z.-W.** Jurassic and Cretaceous of China. Beijing, Sci. Press, 1962, 84 p.
- Horsfield B., Curry D.J., Bohacs K., Littke R., Rullkötter J., Schenk H.J., Radke M., Schaefer R.G., Carroll A.R., Isaksen G., Witte E.G.** Organic geochemistry of freshwater and alkaline lacustrine sediments in the Green River Formation of the Washakie Basin, Wyoming, U.S.A. // *Org. Geochem.*, 1994, v. 22, p. 415—440, doi: 10.1016/0146-6380(94)90117-1.
- Huang W.Y., Meinschein W.G.** Sterols as ecological indicators // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, p. 739—745, doi: 10.1016/0016-7037(79)90257-6.
- Ji Q., Ji S.A.** On the discovery of the earliest fossil bird in China (*Sinosauropteryx* gen. nov.) and the origin of birds // *Chin. Geol.*, 1996, v. 233 (3), p. 1—4.
- Krassilov V.A.** Araucariaceae as indicators of climate and paleolatitudes // *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1978, v. 26 (1—4), p. 113—124, doi: 10.1016/0034-6667(78)90008-8.
- Kujau A., Heimhofer U., Hochuli P.A., Pauly S., Morales C., Adatte T., Föllmi K., Ploch I., Mutterlose J.** Reconstructing Valanginian (Early Cretaceous) mid-latitude vegetation and climate dynamics based on spore–pollen assemblages // *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 2013, v. 197, p. 50—69, doi: 10.1016/j.revpalbo.2013.05.003.
- Li F.** A sporopollen assemblage from the Early Cretaceous Fuxin Formation in the Kailu Basin, Nei Mongolia // *Acta Micropalaeontol. Sin.*, 2005, v. 22 (1), p. 87—96.
- Li J., Batten D.J.** Palynological evidence of an Early Cretaceous age for the Yixian Formation at Sihetun, western Liaoning, China // *Cretaceous Res.*, 2007, v. 28, p. 333—338, doi: 10.1016/j.cretres.2006.07.009.
- Li Y., Song Z., Cao X., George S.C.** Sedimentary organic matter record of Early Cretaceous environmental changes in western Liaoning Province, NE China. *Org. Geochem.*, 2016, 98, 54—65, doi: 10.1016/j.orggeochem.2016.05.010.
- Li X., Reisz R.** The stratigraphy and paleoenvironment of a ‘*Lycoptera* Bed’ site in eastern Inner Mongolia, China: Correlation with the fossiliferous Lower Cretaceous strata in western Liaoning // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2020, v. 559, 109951, doi: 10.1016/j.palaeo.2020.109951.
- Li L., Liu Z., Jiang L., George S.C.** Organic petrology and geochemistry of Lower Cretaceous lacustrine sediments in the Chaoyang Basin (Liaoning Province, northeast China): Influence of volcanic ash on algal productivity and oil shale formation // *Int. J. Coal Geol.*, 2021, v. 233, 103653, doi: 10.1016/j.coal.2020.103653.
- Menegatti A.P., Weissert H., Brown R.S., Tyson R.V., Farrimond P., Strasser A., Caron M.** High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian ‘Livello Selli’ of the Alpine Tethys // *Paleoceanography*, 1998, v. 13, p. 530—545.
- Moldowan J.M., Seifert W.K., Gallegos E.J.** Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks // *AAPG Bull.*, 1985, v. 69, p. 1255—1268, doi: 10.1306/AD462BC8-16F7-11D7-8645000102C1865D.
- Pan Y., Sha J., Zhou Z., Fürsich F.T.** The Jehol Biota: Definition and distribution of exceptionally preserved relicts of a continental Early Cretaceous ecosystem // *Cretaceous Res.*, 2013, v. 44, p. 30—38, doi: 10.1016/j.cretres.2013.03.007.
- Pestchevitskaya E.B., Smokotina I.V., Baykalova G.E.** Lower Valanginian palynostratigraphy of southeastern regions of Siberia, palaeoenvironment and vegetation reconstructions // *J. Stratigr.*, 2012, v. 36 (2), p. 179—193.
- Peters K.E.** Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis // *AAPG Bull.*, 1986, v. 70, p. 318—329, doi: 10.1306/94885688-1704-11D7-8645000102C1865D.
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M.** The biomarker guide: biomarkers and isotopes in petroleum exploration and Earth history. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2005, 1155 p.
- Qin Z., Xi D., Wagreich M., Sames B., Tong X., Hu J., Yu Z., Wan X.** Living environment of the early Jehol Biota: A case study from the Lower Cretaceous Dabeigou Formation, Luanping Basin (North China) // *Cretaceous Res.*, 2021, v. 124, 104833, doi: 10.1016/j.cretres.2021.104833.

Sinninghe Damsté J.S., Kenig F., Koopmans M.P., Köster J., Schouten S., Hayes J.M., de Leeuw J.W. Evidence for gammacerane as an indicator of water column stratification // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 1895—1900, doi: 10.1016/0016-7037(95)00073-9.

The Jehol fossils: The emergence of feathered dinosaurs, beaked birds and flowering plants / Eds. M.-M. Chang, P.-J. Chen, Y. Wang, Y.-Q. Wang. Beijing, Academic Press, 2008, 208 p.

van Aarssen B.G.K., Alexander R., Kagi R.I. Higher plant biomarkers reflect palaeovegetation changes during Jurassic times // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 1417—1424, doi: 10.1016/S0016-7037(99)00432-9.

Volkman J.K. A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter // *Org. Geochem.*, 1986, v. 9 (2), p. 83—99, doi: 10.1016/0146-6380(86)90089-6.

Volkman J. Sterols in microorganisms // *Appl. Microbiol. Biotechnol.*, 2003, v. 60, p. 495—506, doi: 10.1007/s00253-002-1172-8.

Wan C., Qiao X., Kong H., Jin Y., Sun Y., Liu P., Yang J., Ren Y. Early Cretaceous spore-pollen assemblages from Bei'an area, Heilongjiang province // *Acta Micropalaeontol. Sin.*, 2002, v. 19 (1), p. 83—90.

Wan C., Qiao X., Xu Y., Sun Y., Ren Y., Jin Y., Gao P., Liu T. Sporopollen assemblages from the Cretaceous Yimin formation of the Hailar basin, Inner Mongolia, China // *Acta Geol. Sin.*, 2005, v. 79 (4), p. 459—470, doi: 10.1111/j.1755-6724.2005.tb00912.x.

Wang L., Wan C., Sun Y. A spore-pollen assemblage from the Damoguaihe Formation in the Tamutsag Basin, Mongolia and its geological implication // *Acta Geol. Sin.*, 2014, v. 88 (1), p. 46—61, doi: 10.1111/1755-6724.12182.

Wang Y., Sha J., Pan Y., Zhang X. Early Cretaceous nonmarine ostracod biostratigraphy of western Liaoning area, NE China // *Micropaleontology*, 2015, v. 61 (1—2), p. 135—145.

Wang Y.-Q., Sha J.-G., Pan Y.-H., Zuo Q.-M. The Early Cretaceous non-*Cypridea* Ostracoda from Yixian and Jiufotang formations of western Liaoning (China) // *Palaeoworld*, 2016, v. 25, p. 406—424, doi: 10.1016/j.palwor.2015.09.005.

Yan W., Fan T., Wang H., Zhu C., Gao Z., Meng X., Sun Y., Yang F. Micropaleontology and palaeoclimate during the early Cretaceous in the Lishu depression, Songliao basin, Northeast China // *Geosci. Front.*, 2017, v. 8, p. 93—106, doi: 10.1016/j.gsf.2015.12.005.

Yang X., Li W., Batten D.J. Biostratigraphic and palaeoenvironmental implications of an Early Cretaceous miospore assemblage from the Muling Formation, Jixi Basin, northeast China // *Cretaceous Res.*, 2007, v. 28, p. 339—347, doi: 10.1016/j.cretres.2006.07.008.

Ye C.-H. Non-marine ostracod biostratigraphical regions of the Early Cretaceous in China // *Zitteliana*, 1983, v. 10, p. 395—398.

Zhang L., Zheng D., Chang S.-C., Fang Y., Li Y., Wang B., Zhang H. New age constraints on the early Jehol Biota of Luanping, northeastern China // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2022, v. 585, 110748, doi: 10.1016/j.palaeo.2021.110748.

Zhang P., Meng Q., Misch D., Sachsenhofer R.F., Liu Z., Hu F., Shen L. Oil shale potential of the lower Cretaceous Jiufotang Formation, Beipiao Basin, Northeast China // *Int. J. Coal Geol.*, 2021, v. 236, 103640, doi: 10.1016/j.coal.2020.103640.

Zhang X., Sha J. Sedimentary laminations in the lacustrine Jianshangou Bed of the Yixian Formation at Sihetun, western Liaoning, China // *Cretaceous Res.*, 2012, v. 36, p. 96—105, doi: 10.1016/j.cretres.2012.02.010.

Zhang X., Zhang G., Sha J. Lacustrine sedimentary record of early Aptian carbon cycle perturbation in western Liaoning, China // *Cretaceous Res.*, 2016, v. 62, p. 122—129, doi: 10.1016/j.cretres.2015.10.001.

Zhou Z. The Jehol Biota, an Early Cretaceous terrestrial Lagerstätte: new discoveries and implications // *Natl. Sci. Rev.*, 2014, v. 1 (4), p. 543—559, doi: 10.1093/nsr/nwu055.

Zhou Z., Meng Q., Zhu R., Wang M. Spatiotemporal evolution of the Jehol Biota: Responses to the North China craton destruction in the Early Cretaceous // *PNAS*, 2021, v. 118 (34), e2107859118, doi: 10.1073/pnas.2107859118.