

жаба) также формы закрытых биотопов (*Pliobatrachus* cf. *langhae* и серые жабы) свидетельствует о более влажной обстановке во время захоронения фауны Ильинки-2 по сравнению с Ильинкой-4 [2]. Вероятно, в это время лесные массивы были достаточно широко распространены.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 01-04-48161).

ЛИТЕРАТУРА

1. Красненков Р.В. Ильинка // Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. - Воронеж, 1984. - С. 18-22.
2. Ратников В.Ю. Позднекайнозойские земноводные и чешуйчатые пресмыкающиеся Восточно-Европейской равнины // Тр. НИИ геологии Воронеж. ун-та - Вып. 10. - Воронеж, 2002. - 138 с.
3. Ратников В. Ю. О находках *Pliobatrachus* (Anura, Palaeobatrachidae) в Восточной Европе // Палеонт. журн. - 1997. - № 4. - С. 70-76.
4. Hodrova M. Amphibians from the Miocene sediments of the Bohemian karst // Čas. miner. a geol.- 1987. - V. 32. № 4. - P. 345-356.
5. Sanchiz B., Mlynarski M. Remarks on the fossil anurans from the Polish Neogene // Acta zool. cracov. - 1979. - V. 24, № 1-4. - P. 153-173.
6. Ratnikov V. Yu. Osteology of Russian toads and frogs for palaeontological researches // Acta zool. cracov. - 2001. - V. 44, № 1. - P. 1-23.
7. Ратников В.Ю. Новые находки земноводных и пресмыкающихся в опорных мучкапских местонахождениях бассейна Верхнего Дона // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. - 2002. - № 1. - С. 73-79.

УДК 549.211:533.1;522.323.6(470.32)

ПАЛЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЯСТРЕБОВСКОЙ СВИТЫ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.В. Бурдастых

ФГУГП "Воронежгеология"

Территория Воронежской антеклизы в целом, в том числе Павловской площади, отнесена к категории перспективных на алмазы. Прогнозируемые кимберлиты и вмещающие их породы неоднократно выводились на дневную поверхность, размывались, поставляя материал в области осадконакопления. Определение локализации кимберлитовых полей и оценка степени их перспективности должна базироваться на анализе распределения минералов-спутников алмазов в промежуточных коллекторах, одним из наиболее информативных считается ястребовский.

Отложения ястребовской свиты, представленные преимущественно песчаниками и алевролитами, в том числе вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми, с подчиненными прослоями глин (аргиллитов), распространены почти по всей рассматриваемой площади (рис. 1). На большей ее части они залегают на породах старооскольского горизонта живетского яруса и только вблизи современной границы выклинивания непосредственно на кристаллических образованиях архейско-протерозойского фундамента. При наличии в разрезе горизонта отложений муллинской свиты, нижняя граница ястребовской свиты не имеет отчетливых следов размыва и проводится по литологическим признакам, в частности по появлению в разрезе светло-серых до белых, часто каолинизированных, алевритов и песков. Этот же признак используется и в случаях полного или частичного размыва отложений муллинской свиты. Проведение нижней границы облегчается там, где подстилающими образованиями являются карбонатные отложения ардатовской свиты. Четко граница устанавливается в разрезах ястребовской свиты с преобладанием вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых пород.

На большей части территории перекрывающими образованиями являются отложения чаплыгинской свиты, граница с которыми также проводится по литологическим признакам: увеличению в разрезе роли глин зеленовато-коричневой окраски. Разрез ястребовской свиты в целом характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов и глин, в большинстве районов содержащих оолиты гидрогетит-сидерит-лептохлоритового состава, реже углефицированные растительные остатки; изредка встречаются раковины беззамковых брахиопод (*Lingula*). Мощности прослоев отдельных типов пород изменяются от нескольких мм до первых метров, наименьшие мощности характерны для глин и аргиллитов.

На юго-востоке территории и центральной части, в зонах Лосевско-Мамонского и Новохоперского разломов ястребовское время ознаменовалось проявлением эксплозивной вулканической деятельности. Продукты эксплозивных выбросов оказали существенное влияние на характер осадконакопления на всей площади и определили характерный облик пород ястребовской свиты Их мощность не превышает 46 м, а собственно вулканических отло-

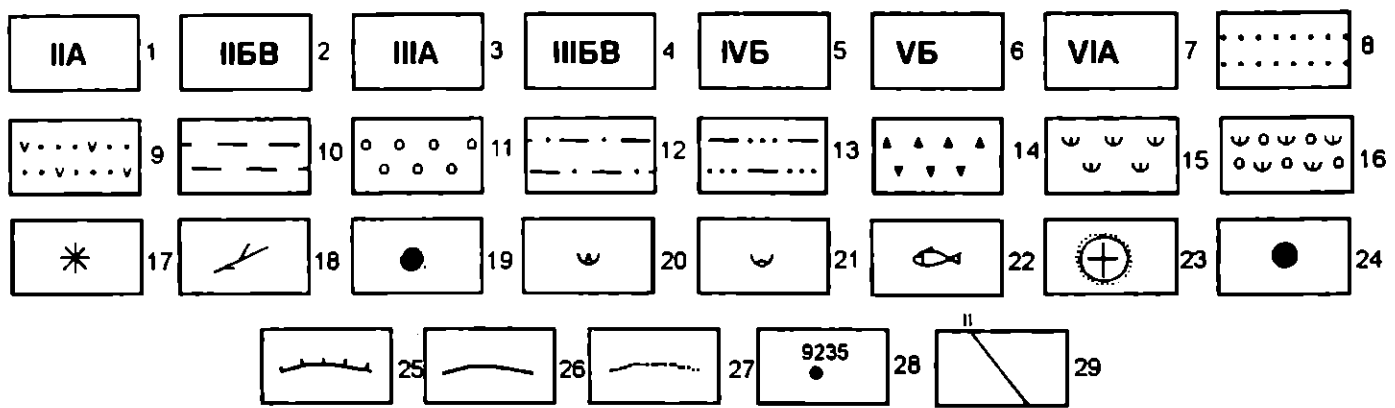
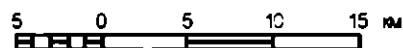
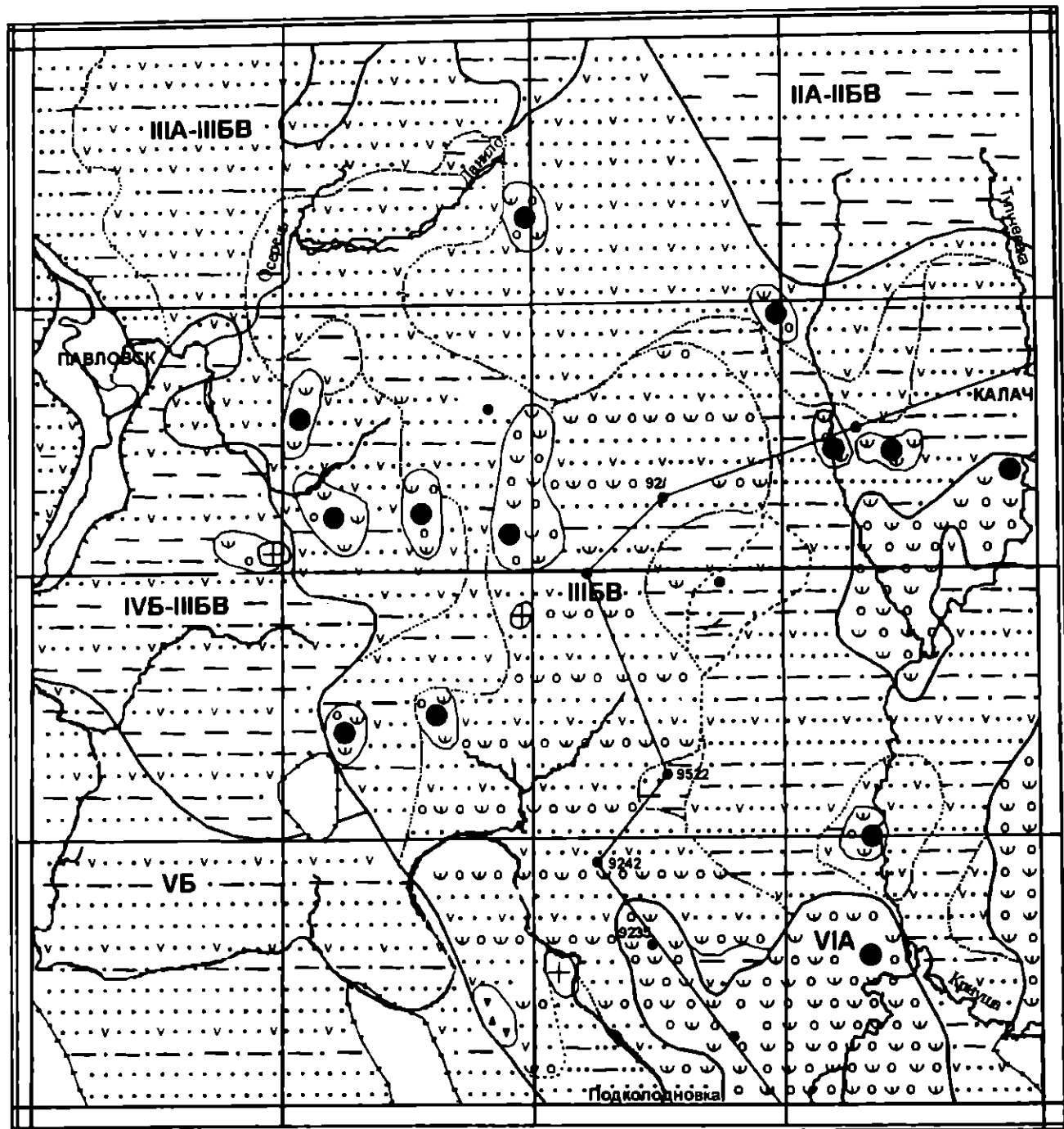


Рис. 1. Литолого-фациальная карта ястребовской свиты: Фациальные обстановки. Мелководно-морская, нормальной солености, с активностью гидродинамического режима: 1 – слабой, 2 – средней и высокой, с преобладанием средней. Прибрежно-морская, нормальной солености, с активностью гидродинамического режима: 3 – слабой, 4 – средней и высокой, с преобладанием средней, 5 – лагунная и лиманная, мелководная, опресненная. Континентальная: 6 – аллювиальная (нерасчлененная), 7 – отложения надводных вулканических построек. Породы: 8 – песчаники разнозернистые, в основном мелко-, среднезернистые, 9 – песчаники вулканомиктовые разнозернистые (от мелко- до грубозернистых), 10 – глины, аргиллиты, часто с углефицированными растительными остатками, 11 – гравий, 12 – алевролиты, 13 – алевропесчаники, 14 – туфы щелочно-базальтового состава, 15 – туффиты цементированные, 16 – туфоконгломераты, туфогравелиты. Включения: 17 – ожезнение, 18 – растительные остатки, 19 – гастроподы, 20 – брахиоподы, 21 – остракоды, 22 – остатки рыб, 23 – выходы пород докембрия в кровле ястребовской свиты, 24 – предполагаемые жерла вулканических аппаратов. Границы: 25 – распространения ястребовской свиты, 26 – фациальных зон, 27 – фациальных подзон. Другие обозначения: 28 – поисковые скважины, пробуренные на алмазы, 29 – линия профиля.

жений-25м, и составляет на большей части территории 5-20 м. (рис. 2). И.Н.Быков и В.А.Канцеров [1] выделяют 6 пачек с четкими границами напластований, соответствующих стадиям эксплозивной вулканической деятельности. Осадочные породы, среди которых преобладают аргиллиты, слагают прослой между вулканогенными пачками, фиксируя периоды затишья вулканической деятельности, и преобладают на периферии площади распространения вулканогенных пород. Участки с максимальными мощностями вулканогенных пород локализованы в виде разобренных полей изометричной формы, вблизи разломов, где существовали вулканические аппараты и отмечается наибольшая размерность обломков вулканического материала [2].

Несмотря на разнообразие фациальных обстановок в ястребовское время, количество типов пород, слагающих свиту, довольно ограничено. Ниже приводится их обобщенная характеристика с указанием тех или иных особенностей, присущих породам определенной фации.

Наибольшим распространением по площади и в разрезе пользуются песчаники, среди которых по составу можно выделить три основных типа: слюдисто-кварцевые, олигомиктовые (включая полевошпат-кварцевые) и вулканоимктовые.

Песчаники слюдисто-кварцевого состава распространены преимущественно в западных районах, где представлены мелко- и среднезернистыми разностями с глинистым (каолинитовым или гидрослюдисто-каолинитовым) цементом базального или (реже) порового типа. Более грубообломочный материал для пород не характерен. Лишь в нижней части отдельных разрезов, расположенных в пределах положительных форм доястребовского рельефа, устанавливается примесь зерен крупной песчаной фракции, реже - гравия и мелкой гальки ожелезненных осадочных пород и кварца. Обломочный материал, как правило, хорошо отсортирован, характерна светло-серая до белой окраска, обусловленная присутствием каолинита.

Описанные песчаники тесно связаны с олигомиктовыми, в основном, полевошпат-кварцевыми разностями. Обломочный материал мелко-, среднезернистый, средней сортированности и окатанности. Цвет пород чаще светло-серый, серый с зеленоватым или голубоватым оттенком, реже серовато-зеленый, нередко отмечаются охристо-желтые и красные пятна.

Песчаники двух вышеназванных типов обладают горизонтальной слоистостью. Косая слоистость отмечается редко и наблюдается, как правило, в песчаниках, слагающих нижнюю часть разреза. Для песчаников и, особенно, алевролитов, образовавшихся в прибрежной, озерной и лагунной обстановках характерно присутствие углефицированного растительного детрита, придающего породам темно-серую окраску и подчеркивающим их слоистость. Изредка наблюдаются раковины беззамковых брахиопод.

Вулканоимктовые разности песчаников распространены в виде прослоев различной мощности довольно широко. Песчаники имеют зеленовато-серый до грязно- и табачно-зеленого, реже темно-серый, цвет. В результате вторичных изменений местами наблюдается пестрая (охристо-желтые и красно-бурые пятна) окраска. Обломочный материал обычно представлен неокатанными (с незначительной примесью окатанных) зернами кварца, обломками пелитизированных полевых шпатов (чаще плагиоклазов); туфов основного состава, разноокатанными (от угловатых до округлых) аргиллитов, песчаников, иногда известняков, сланцев и интрузивных (чаще гранитоидных) пород. Соотношение между перечисленными составными частями легкой фракции непостоянно и находится в зависимости от расположения конкретного разреза относительно центров вулканизма. Степень сортировки материала изменяется от плохой вблизи вулканов, до хорошей в периферийных районах распространения отложений.

Среди песчаников присутствуют разности от мелко-, среднезернистых до крупно- и грубозернистых, с переходом к гравелитам и мелко-, среднеобломочным конгломератам. Последние два типа пород имеют ограниченное распространение и присутствуют в виде маломощных (0,3-1,0 м) линз. Породы горизонтально слоистые, в нижней части разреза часто волнисто- или косослоистые под углом 5-15° содержат углефицированный растительный детрит, местами образующий линзовидные прослойки до 0,5 см; изредка наблюдаются крупные остатки растений (фрагменты стеблей, стволов).

Глины (аргиллиты) распространены в основном в зоне устойчивого мелководья на севере и востоке территории, где вместе с алевролитами почти целиком слагают разрез свиты. На опресненный характер бассейна указывает присутствие в отложениях остатков лингул. В пределах прибрежной равнины они наблюдаются в виде маломощных, обычно не более 0,1-0,2 м, линз на разных уровнях разреза, однако наиболее характерны для его нижней части.

Породы обычно сероцветные, нередко с голубоватым, зеленоватым или коричневатым оттенком той или иной интенсивности, местами, чаще всего в верхней части разреза, пестроокрашенные (пятна бурого, кирпично-желтого или красного цвета). При значительном содержании углефицированного растительного детрита породы приобретают темно-серый, до черного, цвет; местами детрит образует линзовидные прослойки мощностью 0,5-1 мм, редко до 1-2,5 см. Наибольшее обогащение им характерно для отложений нижней, базальной части разреза, к которой местами приурочены линзы (до 10 см) лигнитов, изредка наблюдаются отпечатки листьев. Глины содержат примесь алеврито-мелкопесчаного материала, состоящего в основном из угловато-окатанных зерен кварца; содержание полевых шпатов обычно не превышает 1%. При переслаивании

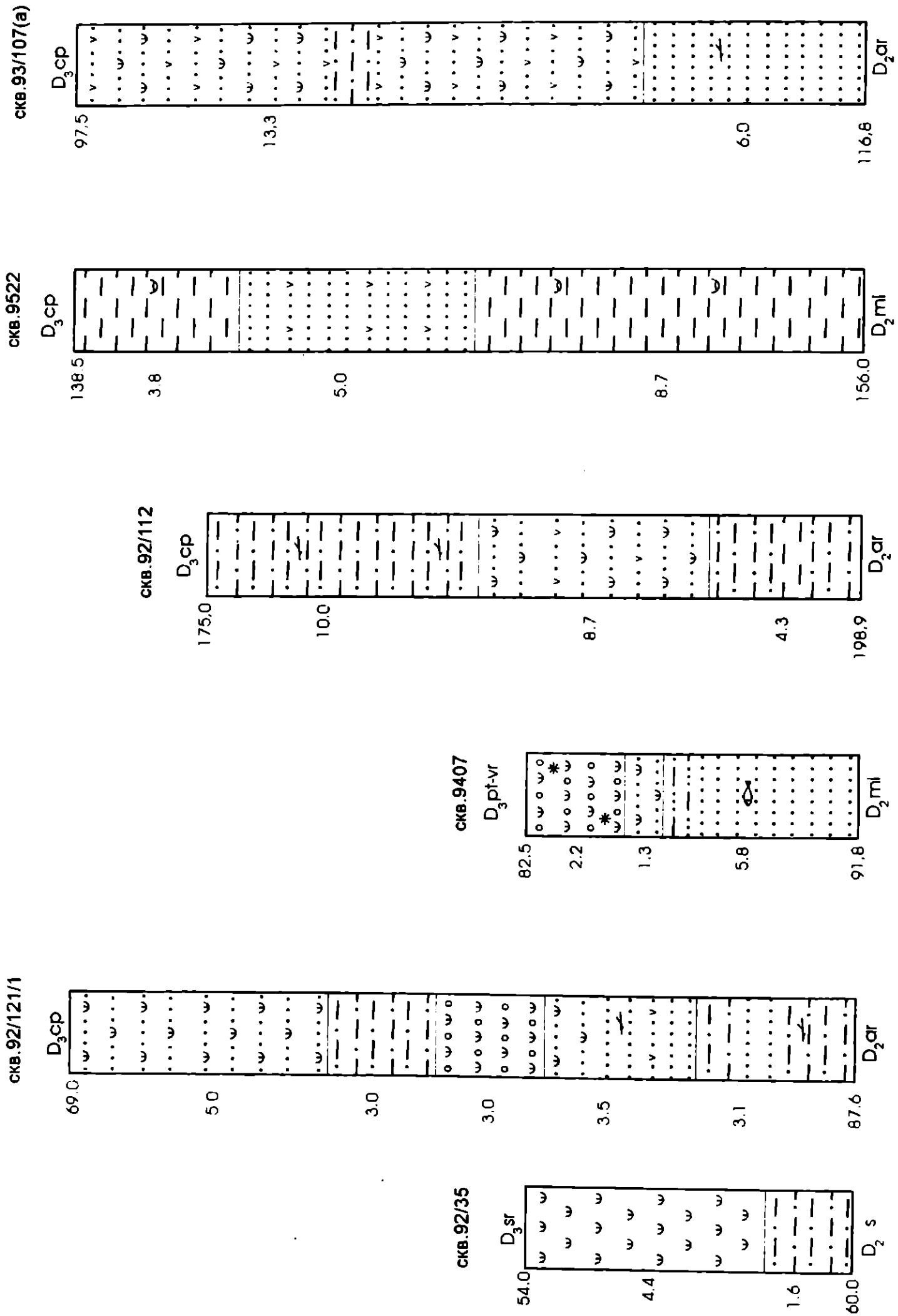


Рис. 2. Типы геологических разрезов ястребовской свиты. Условные обозначения см на рис. 1.

глин с алевролитами граница между ними постепенная. Общее увеличение содержания алеврито-песчаного материала отмечается по направлению к области денудации, последний часто наблюдается и в виде небольших линз и гнезд.

Глинистый материал в основном представлен каолинитом, содержание которого достигает 80%, иногда в заметных количествах отмечается хлорит, который, наряду с каолинитом и гидрослюдой, является породообразующим минералом [3]. Породы часто обнаруживают горизонтальную, в прибрежной зоне волнистую или линзовидную, слоистость. Местами глины содержат небольшое количество железистых оолитов.

Вулканогенно-осадочные породы распространены в зоне Лосевско-Мамонского и Новохоперского разломов и оперяющих его нарушений, где наблюдаются в виде линз среди нормально-осадочных отложений. Наиболее локальное развития имеют грубообломочные разности пород, обычно кластолавы и туфы. [4].

Среди туффитов выделяются зеленоцветные и пестроцветные разновидности. Первые из них характерны для нижней части разреза ястребовской свиты. В составе обломочного материала присутствуют эффузивные породы (30-67%), кварц (2-12%), полевые шпаты (1-7%), сидерит (1-11%), а также рудные минералы (2-12%). Размер обломков колеблется в значительных пределах, преобладающая форма - округлая или угловато-округлая. Цементирующая масса состоит из хлоритизированного вулканического стекла, глинистых минералов и сидерита.

Пестроцветные туффиты, залегающие выше по разрезу, имеют в основном желтовато-бурую окраску. По сравнению с вышеописанными они несут явные следы вторичных изменений: обломки эффузивных пород и значительная часть связующей массы замещены глинистыми минералами. Рудные (до 5%) представлены теми же минералами, что и в зеленоцветных туффитах, но значительная часть ильменита лейкоксенизирована и также образует мелкие линзочки. Более широкое распространение имеют породы, в которых содержание пирокластического материала менее 50%. Среди них чаще всего встречаются мелко-среднезернистые линзовидно-слоистые туфопесчаники.

По данным А.С.Касатова и М.В.Михайлова (1995 г), среди терригенных тяжелых минералов преобладают рудные (обычно более 75%), основную часть которых составляет ильменит, в меньшем количестве содержатся магнетит и хромшпинелид. Для изучаемой территории характерно присутствие пикроильменита, одна из разновидностей которого по своему химическому составу может рассматриваться в качестве минерала-спутника алмаза.

Среди прозрачных минералов повсеместно доминирует циркон, в подчиненном количестве присутствуют турмалин, ставролит, альмандин, ру-

тил, кианит, апатит. Большинство перечисленных минералов объединяет устойчивость к процессам выветривания и транспортировки. По данным В.А.Канцера [5], в тяжелой фракции вулканогенно-осадочных пород в виде редких знаков были встречены муассанит и монацит, в туфопесчаниках Калачеевского участка установлено присутствие остроугольного зерна (размер 0,25 мм) пироба бледно-малинового цвета с фиолетовым оттенком.

Самые высокие концентрации рудных минералов (ильменита) до 260 кг/т характерны для участков локального распространения пород околожерловой фации. Кроме ильменита и магнетита, к продуктам взрывной деятельности относятся хромшпинелиды, оливин, муассанит, апатит (фторапатит), циркон (розовато-желтые кристаллы цирконового облика с включениями ильменита, грязно-желтые с бледно-зеленоватым оттенком дипирамидальные кристаллы, бесцветные обломки овальной и изометричной формы с черепитчатой поверхностью), оливин, пироп, пироксены.

Центральная часть площади на междуречье Дона и Толучеевки характеризуется наличием в разрезе вулканогенно-осадочных пород, наиболее грубообломочные разности которых (средне- и крупнообломочные туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты), накапливались вокруг центров извержений. Для разреза характерно чередование этих пород с нормально-осадочными отложениями - разнозернистыми до грубозернистыми песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами, формировавшимися в прибрежно-морских условиях слабой (III А), а также средней и активной гидродинамических сред (III БВ). Значительная роль в разрезах принадлежит вулканическим разновидностям. Местами отчетливо проявляется ритмичное строение разреза (рис. 3).

На основании этих данных намечаются места вероятного расположения вулканов, в частности, в районах пос. Н. Мамон, Раздорный, Шкурлат, Заосередские и Гаврильские Сады (см.рис. 1).

По количественному соотношению материала, выброшенного при извержениях, в этом районе возможно выделение нескольких фациальных подзон.

Околожерловая фациальная подзона, площадью в первые кв. километры образует ядра вулканических построек (островов) и сложена туфами, туффитами.

Промежуточные осадочно-вулканогенные подзоны окаймляют предполагаемые жерла и образуют надводные части вулканических островов, где терригенное осадконакопление было полностью подавлено. Слоны вулканических построек слагались туфами, туффитами, лавобрекчиями различного состава. Подзоны подножий вулканических построек обнаруживают незначительную примесь терригенного материала (первые проценты) и несут следы субаэральной переработки отложений.

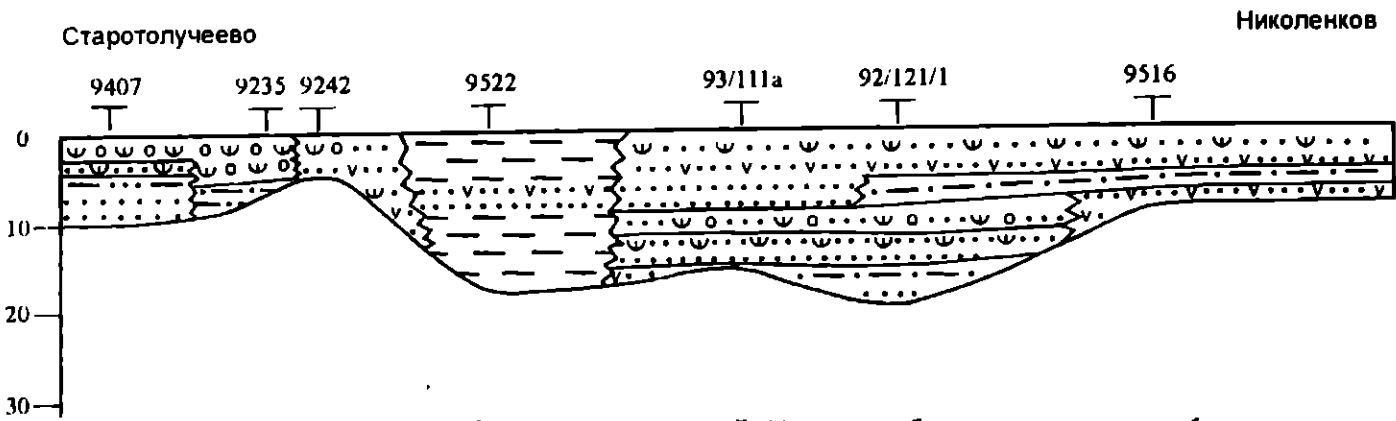


Рис. 3. Фациальный профиль ястребовских отложений. Условные обозначения см. на рис. 1.

Шлейфы вулканогенно-осадочных образований обрамляли острова и образовывали обширные отмели протяженностью в десятки километров. В литоральной зоне островов накапливались туфо-конгломераты, туфогравелиты с развитой горизонтальной и косой слоистостью, градационной слоистостью, сортированные по гранулометрическому составу. На отмелях между ними накапливались грубо- и крупнозернистые туфопесчаники с прослоями мелко-, среднезернистых разновидностей. Вблизи центров извержений концентрировалась и большая часть выброшенных рудных минералов.

Удаленные от вулканов фациальные подзоны распространены в северной и центральной частях площади, где накапливались туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты с прослоями вулканомиктовых песчаников, содержащих угловатокатанные обломки аргиллитов. Характерна, ритмичность разреза, что указывает на беспокойную, часто изменяющуюся обстановку осадконакопления, способствующую размыву продуктов деятельности и их значительному разнесу по площади. По мере удаления от областей вулканизма и области размыва получают развитие песчано-алевритовые осадки формировавшиеся в аллювиальных (VB) переходных (IVB), а также мелководно-морских условиях со средней и активной гидродинамической активностью среды (III BB).

На западе территории и по южной периферии вулканической области располагалась прибрежная равнина, временами затопляемая морем. Основная часть разреза здесь сложена песчаными, алеврито-песчаными отложениями слюдисто-кварцевого состава, формировавшимися в аллювиальных условиях, глины (аргиллиты) встречаются спорадически. Местами отложения содержат повышенные концентрации рудных минералов.

На северо-востоке и локально на севере разрез ястребовской свиты сложен алевритами и алеврито-глинистыми породами, образовавшимися в мелководно-морских условиях слабой (IIA), а также средней и активной гидродинамической среды (II BB). В основном это мелко-, среднезернистые слюдисто-кварцевые пески, полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями глин (аргиллитов). Часто преобладающую роль в разрезе занимают аргиллиты. Влияние ястребовского вулканизма здесь было минимальным. На опресненный характер бас-

сейна указывает присутствие в отложениях остатков лингул. Частое, местами ритмичное, переслаивание разных типов пород свидетельствует о периодических изменениях уровня бассейна. Поступление в его акваторию соединений железа в обстановке преобладающей восстановительной среды обусловило интенсивное образование сидерита (в виде оолитов, стяжений, линз, цементирующей массы пород) и, в меньшей степени, пирита.

На юго-востоке устанавливается весьма значительное отличие палеорельефа ястребовского времени, восстановленного по методу В.А.Котлукова (рис. 4 а) и современного рельефа подошвы ястребовской свиты (рис. 4 б). Для последнего отмечается общее понижение в восток-юго-восточном направлении от центра Павловской площади и гораздо более крутое в южном и юго-западном направлениях. Для восстановленного на конец ястребовского времени рельефа характерно пологое широкое понижение северо-восточного падения, осложненное мелкими положительными и отрицательными формами.

Южные и юго-западные районы в рассматриваемое время занимала область денудации, представленная местами низменной равниной, сложенной песчано-глинисто-карбонатными отложениями среднего девона и сменявшейся далее к югу невысоко приподнятым пенсипленом, образовавшимся на кристаллических породах архейско-протерозойского фундамента с корой выветривания на них [6]. Граница между этими двумя типами рельефа контролировалась положением разломов субширотного и северо-западного простирания.

Приведенные данные о характере восстановленного рельефа, в сочетании с материалами по литологическим особенностям отложений и их мощностям, позволяют наметить для ястребовского времени две основные стадии в развитии и характере процессов седиментации.

В течение первой, начальной стадии, характеризующуюся отсутствием вулканогенных осадков, большая часть рассматриваемой территории представляла собой прибрежную аккумулятивную равнину. Ее поверхность была осложнена разветвленной сетью широких, неглубоко врезанных долин и обширных озерных котловин. Трансгрессия, судя по всему, имела прерывисто-поступательный, а сначала и ингрессионный, характер. На постепенное затоп-

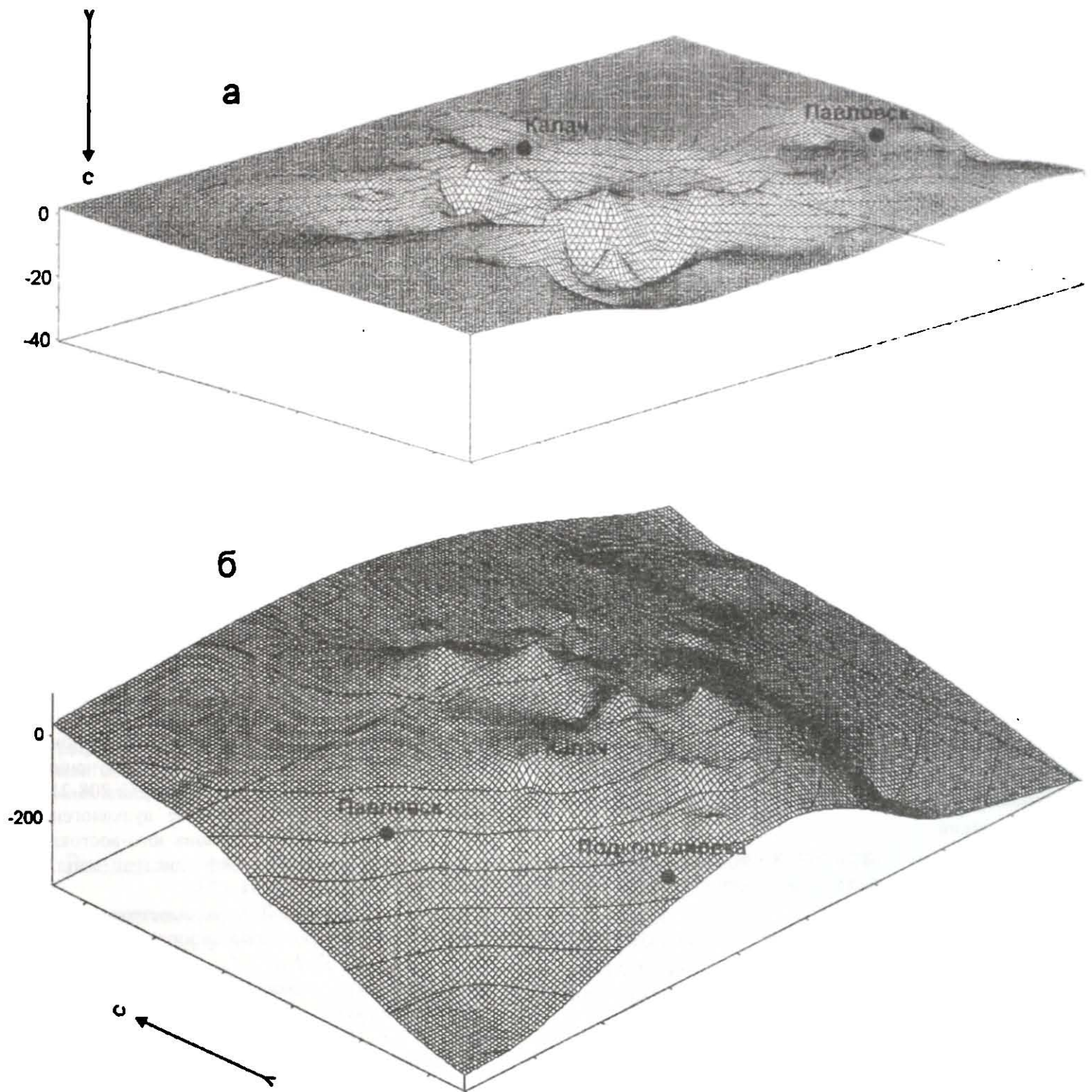


Рис. 4. Рельеф предьястребовской поверхности восстановленный (а) и современный (б).

ление указывает практически повсеместное отсутствие отчетливо выраженного базального горизонта.

Во вторую стадию развития море трансгрессировало в пределы наиболее возвышенной части территории, до этого времени представлявшей собой прибрежную равнину. Медленное прерывистое продвижение береговой линии вглубь зоны обусловило значительный размыв и переотложение ранее образовавшихся здесь озерно-аллювиальных осадков; последние, вероятно, сохранились только в наиболее переуглубленных частях речных долин.

Для второй стадии характерным являлось интенсивное, но периодическое проявление вулканической деятельности, обусловленной активизацией тектоно-магматических процессов в Днепровско-Донецком авлакогене. В пределах рассматриваемой

территории вулканическая деятельность проявилась в зонах Лосевско-Мамонского и Новохоперского разломов, сопряженных с основными тектоническими нарушениями авлакогена.

Подводя итог рассмотрению особенностей отложений ястребовской свиты и условий их образования можно отметить, что наиболее благоприятные обстановки для концентрации полезных компонентов, в том числе и возможных минералов-спутников алмазов, в первую стадию ястребовского времени существовали в пределах прибрежной равнины и в прибрежной зоне моря, где происходила разгрузка переносимого реками терригенного материала.

Во вторую стадию развития благоприятные условия сохранились, очевидно, только на прибрежной равнине, в пределах которой значительная часть

образовавшихся озерно-аллювиальных осадков при трансгрессии моря подверглась размыву и последующему переотложению в прибрежной зоне бассейна. Все это способствовало большей окатанности терригенного материала, включая и минералы-спутники.

В пределах Павловской площади в отложениях ястребовской свиги по химическому составу и морфологическим признакам выделяются два типа пикроильменита, условно названные «ястребовским» (I тип) и «осетровским» (II тип). Зерна обоих типов встречаются во всех горизонтах осадочного чехла, начиная со среднего девона, кончая четвертичными отложениями.

«Ястребовский» - пикроильменит по морфологии зерен и химическому составу аналогичен пикроильмениту из туфов основного состава ястребовского горизонта, которые описаны в работах И.Н. Быкова и В.А. Канцера [1,2,5,7]. Он не является продуктом дезинтеграции кимберлитов, и в дальнейшем при характеристике минералов - спутников алмазов по возрастным горизонтам нами не рассматривается.

«Осетровский» - пикроильменит назван по месту его первой находки, в районе села Осетровка. По морфологическим признакам и особенностям химического состава «осетровский» пикроильменит схож с пикроильменитом [8] из кимберлитов и на основании этого отнесен нами к минералам-спутникам алмазов. Из последних установлены также хромшпинелиды и хромдиопсиды в виде единичных знаков.

Заканчивая характеристику ястребовского промежуточного коллектора можно сделать следующие основные выводы:

1. Формирование пород ястребовского промежуточного коллектора происходило преимущественно в прибрежно-равнинных и прибрежно-морских условиях.

2. Общий облик отложений определяется влиянием эксплозивного вулканизма, проявленного со второго этапа осадконакопления. В морских ус-

ловиях вулканогенный материал перерабатывался, что определило механический износ и хорошую гранулометрическую сортировку спутников.

3. Основная область сноса располагалась на юге и юго-западе, и была сложена интенсивно выветрелыми среднедевонскими осадочными и докембрийскими кристаллическими породами.

4. Общая палеогеографическая ситуация ястребовского времени предполагает местное происхождение повышенных концентраций пикроильменита, которые можно связать с неустановленными источниками в пределах крупного поднятия на юге и юго-западе площади и, вероятно, среди локальных поднятий в центре площади.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков И.Н., Канцер В.А. Полезные ископаемые вулканогенных и вулканогенноосадочных пород // Полезные ископаемые Воронежской антеклизы. - Воронеж, 1989. - С. 100-117.
2. Быков И.Н., Канцер В.А. Новые данные о строении вулканогенных образований ястребовского горизонта Воронежской области // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. - Воронеж, 1974. - С. 40-41.
3. Савко А.Д. Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя. - Воронеж, 1988. - 47 с.
4. Одокий Б.П., Бунсев В.Н., Беляев В.И., Проявление верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской области // Тр. 3-го совещ. по проблеме изучения Воронежской антеклизы. - Воронеж, 1966. - С. 208-212.
5. Канцер В.А. Ильменитоносные вулканогенно-осадочные породы позднего девона юго-востока Воронежской антеклизы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. н. - Харьков, 1984. - 23 с.
6. Савко А.Д., Долатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. - Воронеж, 1991. - 232 с.
7. Быков И.Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975. - 134 с.
8. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. - М., 1984. - 240 с.