

Четвертичные отложения, слагающие основную массу речных террас, представлены аккумулятивными отложениями рек, а именно – галькой разной размерности (от 0,3 см до 40 см). Галька сложена песчаником, кварцем и глауконитом, известняками, кремнием и доломитом. Разрез четвертичных отложений представлен на берегу р. Басу, высота – 1,5 м. Данный разрез четвертичных отложений нестабилен, так как происходит выклинивание некоторых слоев. На некоторых участках четвертичные отложения перекрыты делювиальным шлейфом. В районах быстрого течения размерность гальки увеличивается.

При изучении территории и его картировании работа проходила в 3 этапа: предполевой, полевой и камеральный. Во время предполевых работ заранее изучали всю литературу на данную тематику, отчеты, карты, разрезы, составляли маршруты на следующие дни. В ходе полевого этапа ходили по заранее намеченным маршрутам, зарисовывали объекты, измеряли элементы залегания, наносили все данные на карту и отбирали образцы горных пород. Камеральный этап предполагал анализ собранной за день информации, интерполяцию и увязку границ, определение структурного плана района и построение геологической карты территории в электронном виде [1].

Исходя из вышеизложенного, мы можем сделать заключение о том, что специфика рельефа predetermined с одной стороны преимущественным развитием в регионе устойчивых к выветриванию, достаточно «крепких» пород, с другой – активными неотектоническими восходящими движениями, которые не успели компенсироваться эрозией.

Литература

1. Геологическое картирование / Под ред. Швецова П.Н. Уфа: БашГУ, 2006. – 112 с.
2. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей Западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы) / Том I, IV. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. – 351 с.
4. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). МСК / Екатеринбург, 1993.
5. Швецов П.Н. Нижний и средний рифей западного склона Башкирского Урала // Автореф. Дисс. канд. геол.-минер. наук. - Казань, 1975. – 30 с.

О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНИХ ЯРУСОВ ПАЛЕОЗОЯ ЮЖНОГО СКЛОНА ГИССАРСКОГО ХРЕБТА (НА ПРИМЕРЕ ЗИДДИНСКОЙ ВПАДИНЫ)

Ш.А. Одинаев

*Научный руководитель профессор М.Т. Таджикибеков
Таджикский национальный университет, г. Душанбе, Республика Таджикистан*

Зиддинская впадина расположена на южном склоне Гиссарского хребта в верхнем течении реки Варзоб. В структурном отношении впадина расположена в тектоническом грабене, называемым Зиддинским и ограничена с севера Анзобским взбросом, а с юга – Главным Гиссарским разломом.

В геологическом строении Зиддинской впадины принимают участие различные по составу и возрасту породы. В периферийных частях основная роль принадлежит отложениям палеозоя; в центральных ее частях, наряду с палеозойскими образованиями, широко развиты MZ-KZ породы. На палеозойских отложениях с отчетливо выраженным угловым и стратиграфическим несогласием залегают отложения верхнего мезозоя и кайнозоя. Породы триасового и юрского возраста отмечаются фрагментарно. Разрезы MZ-KZ отложений однотипны в пределах Зиддинской долины.

Результаты геологических исследований района показывают, что рельеф описываемого района формировался в соответствии с общими закономерностями новейшего тектогенеза. Новейшие движения, создавшие структуру Гиссаро-Алая, во времени имели неравномерное проявление. Такой ход развития неотектонического процесса выразился в вертикальной ярусности рельефа. Морфологически ярус рельефа представляет террасовидную поверхность эрозионного или эрозионно-денудационного происхождения в сочетании с прилегающим склоном. Каждый ярус подразделяется на подъярусы, отражающие малые циклы эрозионного расчленения территории. Ярусность рельефа имеет региональный характер, причем каждому ярусу рельефа соответствует комплекс коррелятивных отложений [1, 2].

По полученным ранее данным рельеф водораздельной поверхности Гиссарского хребта не древнее позднего плиоцена-раннего плейстоцена. В связи с этим, возраст верхнего яруса рельефа условно принимается как $N_2^3-Q_1$, среднего – Q_2 , и нижнего – Q_3 .

Фрагменты домезозойского пенеплена сохранились в Зиддинской впадине под плащом MZ отложений. В Зиддинской впадине поверхность палеозойского фундамента слагают различные по возрасту и составу породы. Вверх по долине р. Зидды, в левом ее борту напротив сел. Обихирф, в строении палеозойской толщи присутствуют породы бачаульдинской свиты ($C_2b\delta$), которые прослеживаются по левому и правому бортам долины. Вышеуказанные породы нередко образуют отвесные, труднопроходимые обрывы. Состав свиты довольно разнообразный: известняки, известняковые конгломераты, конгломерато-брекчии, известняковые песчаники с прослоями, линзами и желваками кремней, линзами бокситов и бокситоподобных пород.

Одной из характерных особенностей бачаульдинской свиты является присутствие в ее составе конгломератов, гальки карбонатного состава. В нижней и в верхней частях разреза встречаются, в основном, грубообломочные

породы. Мощность свиты около 400 м. Палеозойский цоколь по левому борту р. Зидды бронируется нижнемеловыми базальными конгломератами K_1ks и представлена гравийно-галечными отложениями и песчаниками. В нижней части разреза основное распространение получают конгломераты и гравелиты, в верхней – песчаники. Свита характеризуется характерной буровато-коричневой окраской. На подстилающих отложениях толща залегает с отчетливо выраженным угловым стратиграфическим несогласием. Мощность свиты 30-35 м.

По правому и левому борту реки в основании меловых отложений залегают отложения коры выветривания условно Р-Т возраста, которые располагаются на высоте 1950-2030 м. Породы указанного возраста обнажаются восточнее кишл. Обихирф и представлены сильно раздробленными, красновато-бурыми сланцами и кремнистыми породами, сероцветными мукоподобными образованиями, слегка слоистыми в верхней части разреза. Породы сильно ожелезнены и трещиноваты, трещины заполнены пропластками гематита. Выше указанного пункта, по левому борту основной долины, развиты отложения дарахтисурхской свиты ($C_{2,3}dh$). Они представлены алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами серого и темно-серого цвета и перекрываются породами K_1ks , а также образованиями латеритной коры выветривания мощностью от 10 до 100 м. По саю Обиборик породы свиты пересечены дайками порфиритов серого и темно-зеленого цвета. Мощность отложений 50-100 м. В рельефе отложения сангалтской свиты (C_ssg), которые представлены плотными известняками как правило, образуют отвесные обрывы. Мощность свиты 100-150 м. Поверхность пород сангалтской свиты перекрывается конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, углистыми сланцами и каменными углями юрской системы развитыми в долине р. Сангалт и восточнее, а также на водораздельной части правого борта р. Ахрут. Следует отметить, что на тех участках, где палеозойский цоколь выведен на поверхность, его не следует отождествлять с древним пенеппеном, поскольку он сформирован после размыва отложений мезозоя-кайнозоя.

Предороженная поверхность выравнивания (P_3-N_1) сохранилась лишь в северном борту характеризуемой впадины, где она перекрыта отложениями орогенического неоген-четвертичного комплекса. На южном борту донеогеновая поверхность уничтожена позднейшими эрозионно-денудационными процессами. Отложения неогенового возраста прослеживаются вдоль правого борта р. Зидды. Особенно широкое распространение они получают к северу от кишлаков Зидды и Камадон и в районе родника Ходжа-Сангхок. Неогеновые отложения Зиддинской долины имеют двухчленное строение (N_1zv-N_2gz).

Они в основном представлены песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, сильно песчанистых глин. Ближе к кровле песчаной толщи наблюдается прослой и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность свит составляет 170 м.

К верхнему ярусу ($N_2^3-Q_1$) относятся наиболее древние элементы современного рельефа. Это остатки рельефных форм позднелиоценово-раннеплейстоценовой эпох. В связи с высокой интенсивностью эрозионно-денудационных процессов элементы более древних уровней не сохранились. Основными морфоструктурными элементами рассматриваемой территории являются поднятия (Гиссарский хребет, горы Санги-Навишта, Осман-Тала) и, собственно Зиддинская впадина в ее тектоническом понимании, ограниченная Анзобским взбросом и Главным Гиссарским разломом. Геоморфологический репер находится в пределах Гиссарского хребта на абсолютных высотных отметках 3600-4400 м, а в горах Санги-Навишта и Осман-Тала – 3700-4400 м. В центральной части впадины минимальная абсолютная отметка этой поверхности достигает 2700-2800 м. Здесь поверхность нижнего плейстоцена реконструирована на основании анализа мощностей мезозойских и неогеновых отложений. Характеризуемая поверхность на водоразделах хребтов, окружающих впадину выработана на палеозойских образованиях. Наклон поверхности увеличивается с севера и с юга к центру впадины. Рассматриваемая поверхность в центральной части впадины деформирована больше по сравнению с бортами, осложнена пликативными и дизъюнктивными деформациями.

Оценивая возраст верхнего яруса рельефа в Зиддинской впадине, следует отметить, что по северному борту сохранились известняковые брекчии ледникового и обально-осыпного происхождения, залегающие на породах мела, палеогена и неогена, местами они перекрывают и породы палеозоя. Ранее эти отложения относились к кулябскому комплексу (Чедия, 1963). Вероятно, эти образования имеют более молодой, скорее среднечетвертичный возраст. Установлено, что брекчии приурочены к днищам среднечетвертичных долин. К моменту формирования этих осадков рельеф уже был выработан на коренных породах. Степень дислоцированности описанных брекчий не является показателем дочетвертичного возраста, наблюдаемый наклон связан с первичным рельефом. В образцах, взятых из указанных брекчий, определены формы пыльцы, характерные для позднего плейстоцена-голоцена. Более древняя пыльца не обнаружена.

В большинстве впадин Центрального Таджикистана при наличии полного разреза неогена нижнечетвертичные отложения залегают на плиоценовых. Подобная картина наблюдается в Пенджикентской и Магианской впадинах. Этот факт свидетельствует, что в стратиграфическом разрезе нижнечетвертичные осадки, как правило, венчают разрез неогеновых отложений, а вышележащие молодые образования залегают на подстилающих толщах с размывом. Обоснование возраста дочетвертичных поверхностей выравнивания в Зиддинской впадине производится также на основании корреляции с одновозрастными поверхностями южного склона Гиссарского и Каратегинского хребтов, аккумулятивными террасами Предгиссарского прогиба и Зеравшанской впадины.

Средний ярус (Q_2) составляют крупные по масштабу формы эрозионно-денудационного происхождения. Сравнение гипсометрического положения останцов аккумулятивных террас и фрагментов морен впадины дало возможность приблизительно установить возраст поверхностей выравнивания как среднечетвертичный. Возраст среднего яруса рельефа определяется на том основании, что современные водоразделы, окружающие Зиддинскую впадину, имеют раннеплейстоценовую датировку, а более низкие уровни формировались в среднечетвертичную

эпоху. Формирование их происходило на протяжении среднелейстоценовой эпохи. В соответствии с характером ведущего фактора рельефообразования – тектонического, в условиях значительно возросших темпов поднятия происходило интенсивное расчленение выработанной ранее поверхности. В составе яруса выделяются три подъяруса. Возраст верхнего подъяруса нами принимается как раннеилякский (Q_2^1); средний подъярус соответствует среднеилякскому времени (O_2^2) и нижний подъярус формировался в позднеилякское время (O_2^3).

Нижний ярус рельефа ($Q_{3,4}$) образовался в условиях резко возросших и прогрессивно нараставших скоростей поднятий при интенсивной деятельности эрозионных процессов. Ярус выражен на большей части рассматриваемой территории узкими, крутосклонными, глубокими эрозионными врезами, заложенными в днищах среднечетвертичных долин. Такая картина характерна для восточной части Зиддинской впадины, где сохранились самые нижние, обычно цокольные террасы. Глубина вреза в этих участках достигает 120 м. В наиболее расширенном участке долины р. Зидды, где располагается одноименный кишлак, террасы выражены очень слабо. Эта территория является наиболее прогнута частью впадины. Судя по отсутствию эрозионных и цокольных террас по бортам указанной долины, западная и центральная части Зиддинской впадины в настоящее время прогибаются. На это указывает переуглубление долины в устьевой части и в районе кишла. Зидды. Восточнее кишла. Зидды намечается увеличение глубины вреза. Формирование современного рельефа Зиддинской долины обусловлено новейшими тектоническими движениями и находится на стадии восходящего развития. История развития и стадийности формирования рельефа имеет важное значение для оценки величины денудационного среза рудных полей и месторождений и для выявления зон возможного возникновения гравитационных явлений. Таким образом, возраст палеозойского фундамента, перерабатывался и формировался в разные геологические эпохи новейшего этапа.

Литература

1. Таджикибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. – Душанбе: Дониш, 2005. – 258 с.
2. Учебное пособие по геологической практике в Зиддинской долине / Ю.М. Казаков, Г.П. Крейденков, А.Н. Мамонтов, М. Таджикибеков, А.Х. Хасанов. – 2-е изд. – Душанбе, 2002. – 96 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАК ИНСТРУМЕНТ РАСШИФРОВКИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.В. Ощепкова

*Научные руководители с.н.с. В.А. Бычинский, м.н.с. С.А. Сасим
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия
Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия*

Большой объем геологической информации, необходимый для расшифровки изменений климата Внутриконтинентальной части Азии в кайнозое, содержится в осадках озер Байкальского региона. Донные отложения были подняты в рамках программы глубоководного бурения «Байкал-бурение» [2]. Наиболее детальная последовательность климатических и геологических событий позднего плейстоцена и голоцена может быть реконструирована по осадкам с Селенгино-Бугульдейской переемычки, с которой был поднят керн 24GS до глубины 472.5 см. Место бурения находится недалеко от устья р. Бугульдейка под 354-метровой толщей воды на подводном поднятии, характеризующимся непрерывным осадконакоплением в гемипелагических условиях. Полученный керн состоит из двух частей: нижней (472.5–350 см), сложной тонкими уплотненными ледниковыми алевритистыми глинами и верхней (350–0 см), представленной диатомовыми илами с различным содержанием биогенного кремнезема. В разрезе встречаются прослой бурого цвета, обогащенные терригенным органическим углеродом и обломочными карбонатами. Верхняя толща диатомовых илов от 0 до 350 см характеризуется значительными вариациями в содержании створок диатомовых [3].

Существующие реконструкции палеоклимата основываются на изучении створок диатомовых водорослей, палинологическом анализе, поиске и расшифровке геохимических индикаторов. Условия выветривания, существовавшие в водосборном бассейне, отражаются в составе и соотношении глинистых минералов в осадке. В геологическом строении территории водосборного бассейна озера Байкал преобладают граниты и в холодные климатические периоды в результате физического выветривания в озеро сносятся мусковит и хлориты. Потепление в регионе сопровождается развитием почв, образованием иллитов и иллит-сметитов. Таким образом, соотношение этих индикаторов может использоваться в реконструкциях условий окружающей среды в геологическом прошлом.

Биогенные индикаторы изменения климата и общий химический состав получить относительно просто, в то время когда минералогические исследования многометровых осадочных разрезов – очень дорогостоящий и занимающий много времени процесс. К настоящему моменту рентгенофазовым анализом, характеризующим минералогию, исследовано ограниченное число проб [5]. С целью детального анализа изменения минералов-индикаторов по разрезу была создана универсальная физико-химическая модель донных осадков,