

Региональная научно-исследовательская сеть
«Вода в Центральной Азии» - CAWa

**Вода в Центральной Азии:
перспективы в условиях
глобального изменения**

Ташкент 2014

Настоящий сборник знакомит со статьями, написанными по результатам научных исследований, выполненными специалистами проекта в 2010-2012 годах и опубликованными в журнале «Global and Planetary Change» № 110 (2013). Перевод на русский язык выполнен в Научно-информационном центре МКВК с разрешения авторов.

Фото на обложке: Рашид Галиев

Содержание

«Вода в Центральной Азии — перспективы в условиях глобального изменения»: введение <i>К. Унгер-Шайестех, С. Ворогушин, Б. Мерц, Х.-Г. Фреде</i>	5
Что мы знаем об изменениях гидрологического цикла в верховьях рек Центральной Азии в прошлом? Обзор <i>К. Унгер-Шайестех, С. Ворогушин, Д. Фаринотти, А. Гафуров, Д. Дуэтманн, А. Мандичев, Б. Мерц</i>	14
Расчет пространственно-распределенных показателей потребности сельскохозяйственных культур в воде на примере хлопка и пшеницы в узбекской части Ферганской долины с использованием спутниковых данных <i>К. Конрад, М. Рахмань, М. Махвиц, Г. Стулина, Г. Паэт, С. Дех</i>	83
История изменения уровня Аральского моря и нынешние научные обсуждения <i>Ж.-Фр. Крето, Р. Летой, М. Берже-Нгуйен</i>	116

«Вода в Центральной Азии — перспективы в условиях глобального изменения»: введение

К. Унгер-Шайестех^а, С. Ворогушин^а, Б. Мерц^а,
Х.-Г. Фреде^б

а Немецкий научно-исследовательский центр наук о Земле GFZ, Отдел гидрологии, Потсдам, Германия

б Центр международного развития и исследований окружающей среды (ZEU) при Университете Гиссена им. Юстуса Лиебига, Гиссен, Германия

1. Преамбула

Регион бывшей советской Центральной Азии, включающий Казахстан, Киргизстан, Таджикистан, Туркменистан и Узбекистан, пережил резкие социально-экономические и экологические изменения за последние шестьдесят лет, включая развитие крупномасштабного орошаемого земледелия в 1960-е годы, его усиление в 1970-е и 1980-е, сопутствующие отвод водных ресурсов из рек, строительство плотин и водохранилищ, начиная с 1950-х и 1960-х, и недавний переход к рыночной экономике в середине 1990-х после развала Советского Союза (более полный обзор см. в работе *Dukhovny and de Schutter, 2011*). Кроме того, во многих частях региона становятся все более очевидными изменения, связанные с повышением температуры воздуха (*Чуб, 2007; Giese et al., 2007; Unger-Shayesteh et al., 2013*). После обретения независимости пятью бывшими советскими республиками, национальные экономические интересы в управлении новыми трансграничными речными бассейнами приобрели большую важность. Национальные приоритеты продовольственной и энергетической самообеспеченности фактически привели к отмене прежде существовавшей взаимосвязанной цепочки вода-энергия между странами верхнего и нижнего течения, хотя были предприняты попытки установить новые бартерные механизмы (*Libert et al., 2008*). Таким образом, водообеспеченность и вододеление стали актуальными проблемами и вызвали политический конфликт в последние два десятилетия.

Необходимы серьезные исследования, чтобы понять изменения, происходящие в климатических и гидрологических системах, нынешние социально-экономические процессы и взаимодействия между ними, включая механизмы обратной связи. Это понимание имеет решающее значение для выработки компенсационных и адаптационных мер и

устойчивого управления водными ресурсами региона. Такие исследования должны обязательно подкрепляться работами по укреплению баз данных (климатологических, гидрологических и по водопользованию) в Центральной Азии и созданию инфраструктуры и политики для обеспечения и обмена данными между партнерами. В особенности требуются однородные крупномасштабные наборы данных для построения доверительных отношений между заинтересованными сторонами из различных секторов и стран. Научные исследования, включая их результаты, собранные в этом специальном выпуске, должны помочь этой главной задаче.

2. Основные пробелы в научно-исследовательской работе

Хотя прежде было опубликовано множество результатов исследований, влияние изменения климата в Центральной Азии на водообеспеченность и требования на воду остается важным вопросом исследований. Учитывая прогнозы, полученные от глобальной климатической модели, изменение климата серьезно повлияет на Центрально-Азиатский регион; он был отнесен к «горячим точкам» изменения климата, где показатель потепления превысит мировое среднее значение, а воздействие на водные ресурсы будет значительным (IPCC, 2007; Siegfried et al., 2012). Однако региональные изменения в прошлом климате все еще слабо изучены в Центральной Азии, и до настоящего времени отсутствовали прогнозы климата с региональными климатическими моделями. Крайнее воздействие прогнозируемых изменений на региональный гидрологический цикл неопределенно и слабо изучено для Центральной Азии. В частности, необходимо затронуть прошлые и будущие изменения криосферы, включая запасы воды в ледниках и сезонный снежный покров, и их влияние на формирование речного стока и расход воды по основным бассейнам. Пять статей в этом специальном сборнике позволят лучше понять эти процессы (Hagg et al. (2013-a,b, Kriegel et al., 2013, Mannig et al., 2013, Unger-Shayesteh et al., 2013).

В Центральной Азии сельское хозяйство является крупнейшим потребителем воды, на его долю приходится более 90% водозабора во всех странах, исключая Казахстан (FAO, 2013; CAWATERInfo, 2012). Требования сельского хозяйства на воду определяются типом и состоянием оросительных систем, а также землепользованием, в частности долей культур с высоким водопотреблением, таких как хлопок. В этой связи приобретает особое значение классификация спутниковых данных по земельному покрову и землепользованию, особенно для оценки потенциальных суммарных потребностей сельского хозяйства в воде. В трех статьях этого специального сборника демонстрируется применение и практическая ценность подобных методов для

мониторинга земельных и водных ресурсов (*Conrad et al., 2013, Gessner et al., 2013, Cretaux et al., 2013*).

Неустойчивая практика земле- и водопользования вызвала в прошлом экологические изменения и экологический ущерб; резкое снижение стока воды в Аральское море и обширное опустынивание являются широко известными примерами этого. При этом нелегко оценить дополнительную нагрузку со стороны изменения климата на экосистемы. В данном специальном сборнике в работе Шлютера и соавторов (2012) выполнена подобная оценка для ветландов бассейна Амударьи.

Центральная Азия представляет один из бедных регионов мира, в котором более 20% валового внутреннего продукта приходится на долю сельского хозяйства. Концепции «виртуальной воды» и «следа воды», а также анализ ценностной цепочки обеспечивают полезные инструменты для оценки экологической и экономической эффективности использования воды в прошлом, настоящем и будущем. Хотя их полноценное применение для Центральной Азии затруднено в результате отсутствия общедоступных наборов экономических данных, были предприняты первые исследования, и материалы некоторых из них вошли в этот сборник (*Djanibekov et al., 2013, Rudenko et al., 2013*).

3. Построение и состав

Идея и концепция специального сборника “Вода в Центральной Азии - перспективы в условиях глобального изменения” берут начало с Международного научного симпозиума “Вода в Центральной Азии”, который был организован в рамках проекта CAWa (*www.cawa-project.net*) в Ташкенте в ноябре 2010 года. Данный специальный сборник адресован читательской аудитории, представленной различными дисциплинами, и состоит из 11 статей, затрагивающих целый комплекс вопросов водно-климатической тематики с акцентом на Центрально-Азиатском регионе.

Сборник открывается статьей г-жи Унгер-Шаестех и соавторов (2013), дающей полный обзор результатов исследований, в которых изучены изменения климата, криосферы и речного стока в верхних водосборах Центральной Азии в прошлом. В статье рассматривается около 100 работ, включая советскую литературу и местные исследования. В ней критически рассмотрены методические подходы, применяемые для обнаружения изменений, а также разнородность пространственных и временных данных, используемых для анализа прошлых изменений. В то время как, по-видимому, существует единодушие в отношении общих трендов потепления, их пространственная и сезонная величина неопределенна. Влияние наблюдаемых изменений на суммарный речной сток, его сезонное распределение и вклад различных источников,

включая атмосферные осадки, ледники и талые воды, довольно сложно определить и оно зависит от конкретного бассейна, например, от степени оледенения и режима осадков. В заключение, г-жа Унгер-Шаестех призывает осторожнее относить наблюдаемые изменения к их глубинным причинам при проверке гипотезы, что может быть непростой задачей, учитывая сложность и взаимозависимость факторов изменения.

Наблюдаемое в прошлом увеличение температур воздуха по всей Центральной Азии, по-видимому, продолжится, исходя из прогнозов климата региона, выполненных Маннигом (*Mannig et al., 2013*) с помощью каскада моделей ECHAM5-REMO на основе сценария эмиссии CMIP3 SRES-A1B. В этой статье выполнено первое уменьшение масштаба сценария прогноза климата по динамической модели регионального климата для Центральной Азии с пространственным разрешением $0,5^\circ$ и $0,166^\circ$. Ясно выраженное потепление в зимние месяцы над горными территориями и в летние месяцы по равнинам, по-видимому, согласуется с прошлыми наблюдениями. Хотя сезонные колебания температуры и осадков хорошо воспроизводятся, детальное сопоставление расчетных и измеренных климатических переменных затруднено вследствие дефицита данных измерений с метеостанций. Этот факт еще раз подчеркивает необходимость усиления сети гидрометеорологического мониторинга в регионе Центральной Азии, особенно на высоких отметках. Результаты климатической модели доступны для научного сообщества по запросу в рамках проекта CAWA. Они уже использовались в исследовании Шлютера (*Schlüter et al., 2013*) для оценки изменения климата в дельте реки Амударья в Узбекистане (см. ниже). Повышение летних температур во второй половине 20-го века определенно способствовало сокращению площади и объема ледников в бассейне большого Нарына в верховьях Сырдарьи, как было обнаружено Хаггом (*Hagg et al., 2013-b*). На основе инвентаризации площади ледников и малоглубинных радиолокационных измерений, используемых для калибровки площади и объема, авторы оценили потери объема в размере около 20% за период с 1943 г. (для Акширакского массива) / 1956 г. (для других регионов) до 2007 г. Избыток воды, появившийся в результате таяния ледников, составил приблизительно 8% от общего объема поверхностного стока.

В исследовании Кригеля (*Kriegel et al., 2013*) оценка динамики площади ледников охватывает весь бассейн Нарына и явно указывает на сильные колебания в величине потерь ледников по всему бассейну. Они связаны с классификацией ледников по размеру, гипсометрией и другими факторами. В августовском стоке в верховьях Нарына не было обнаружено статистически значимых положительных трендов. Это говорит о том, что либо таяние ледников не отражается на месячных расходах, либо его усиление компенсируется снижением атмосферных осадков. Тренды осадков оказались пространственно неоднородными. Созданный Кригелем (*Kriegel et al., 2013*) и Хаггом (*Hagg et al., 2013 a,b*)

каталог площади ледников внес вклад в крупнейший современный мировой реестр ледников Рандольфа (*Arendt et al., 2012*), данные которого использовались при подготовке 5-го оценочного доклада МГЭИК и который широко доступен научному сообществу.

В заключение, раздел криосферы и гидрологии данного Специального сборника дополнен оценочным исследованием воздействия климата, выполненным Хаггом (*Hagg et al., 2013*) в бассейне Рухка в верховьях Амударьи. В исследовании используется комплекс классических моделей, состоящий из прогнозов климата глобальной климатической моделью, статистического метода оценки и гидрологической модели, включая схемы оценки площади ледников под влиянием климата. Исследования воздействия климата в Центрально-Азиатском регионе все еще крайне редки и данное исследование заполняет этот пробел.

Затем в сборнике следуют две статьи, которые оценивают параметры рельефа с помощью технологии дистанционного зондирования. В работе Гесснера (*Gessner et al., 2013*) анализируется восприимчивость растительности к колебаниям осадков с помощью временных рядов НДВИ (стандартизованный индекс различий растительного покрова), полученных из спутниковых данных среднего разрешения с шагом в один месяц. Было обнаружено, что 80% поверхности земли в регионе, в частности полуаридные территории с годовым количеством осадков от 100 до 400 мм, восприимчивы к атмосферным аномалиям со временем реагирования около месяца и периодом аккумуляции осадков 2-4 месяцев.

Конрад и соавторы (*Conrad et al., 2013*) показывают большую важность данных дистанционного зондирования и алгоритмов классификации для использования в управлении водными ресурсами, особенно в орошаемой земледелии. Получена детальная карта размещения сельхозкультур в Ферганской долине на 2010 год на базе спутниковых данных RapidEye и Landsat с высоким разрешением. Эта карта и модель ФАО CropWat использовались для расчета территориально распределенных требований культур на воду и требований на орошение в Ферганской долине. Таким образом, авторы показали, что такая информация имеет крупный потенциал для мониторинга больших орошаемых площадей, н-р для оценки требований культур на воду, корректировки планов распределения воды в начале поливного сезона и, тем самым, может обеспечить основу для принятия более обоснованных решений.

В последующих двух статьях акцент ставится на Аральском море, когда-то 4-м крупнейшим озером в мире до его высыхания во второй половине 20-го века (*Micklin, 2010*). Крето и соавторы (*Cretaux et al., 2013*) рассматривают продолжающиеся научные споры о величине прошлых колебаний уровня воды в Аральском море по шкале времени от

нескольких месяцев до тысячи лет, а также факторы этих изменений. Исходя из нескольких исследований донных осадков, авторы делают вывод, что хотя изменения климата кажутся основным фактором в динамике трансгрессии и отступления озера в период 7000–2000 гг. до н.э., деятельность человека стала играть все более важную роль в этой динамике, начиная с 3900 г. до н.э. в Хорезмской дельте и достигнув своей кульминации в 20 веке. Авторы отмечают явный недостаток исследований взаимосвязей между изменением климата и деятельностью человека и показывают потенциал новых методов, например спутниковой радиолокационной альтиметрии для мониторинга колебаний уровня моря с высокой точностью и для улучшения оценок водного баланса Аральского моря.

Шлютер и соавторы (*Schlüter et al., 2013*) анализируют социально-экологическую уязвимость дельтовых ветландов в дельте реки Амударья по отношению к низкой водообеспеченности в настоящее время и в будущем до 2030 года. Они обсуждают потенциальные меры адаптации, исходя из своих выводов, в частности альтернативные схемы размещения сельхозкультур, при неизменности общей площади орошаемых земель. Дается оценка разных вариантов водопользования с учетом (1) их потенциала обеспечения экологического стока, (2) последствий для орошаемого земледелия. В заключение авторы призывают к необходимости институциональных изменений и переходу к комплексному использованию водных ресурсов в целях повышения устойчивости социально-экологических систем к климатическим и политическим изменениям.

Специальный сборник завершается двумя статьями, которые акцентированы на экономическом анализе использования воды при потреблении пищи и при производстве хлопка с помощью концепции водного следа. Джанибеков и соавторы (*Djanibekov et al., 2013*) изучают потенциальные будущие изменения в требованиях на воду при потреблении продовольствия по сценарию роста доходов и сопутствующих изменениях в рационе увеличивающегося населения Узбекистана до 2034 года. Не принимая во внимание другие изменения, потенциально влияющие на требования на воду, например технический прогресс и изменение климата, сделан вывод, что изменения только в структуре потребления, например переход на большее потребление продукции животноводства, значительно усугубит уже существующий дефицит воды. Авторы предполагают, что ослабление политики продовольственной самообеспеченности в странах Центральной Азии позволит этим странам использовать больше воды в других более доходных секторах, а также гарантировать экологический сток.

В статье Руденко и соавторов (*Rudenko et al., 2013*) основное внимание уделяется хлопководству Узбекистана, которое является доминирующей отраслью национальной экономики как в плане использования земельных и водных ресурсов, так и с учетом

генерирования дохода в стране. Авторы применяют экономически ориентированный анализ ценностной цепочки и экологически ориентированный анализ водного следа к Хорезмской области и используют модель «затраты-выпуск» на национальном уровне, чтобы дать количественную оценку эффективности водопользования на разных этапах производства хлопка по сравнению с другими экономическими отраслями, например пищевым производством, промышленными секторами и услугами. В заключение авторы призывают к экономической реструктуризации, отмечая, что расширение хлопкоперерабатывающего производства с выработкой продукции с более высокой добавленной стоимостью позволит сократить производство хлопка-сырца и соответственно спрос на воду, одновременно сохраняя текущий уровень доходов от экспорта. Также отмечается необходимость улучшения управления водой, включая его технические аспекты, а именно эффективные технологии орошения, восстановление инфраструктуры, а также институциональные вопросы.

Список использованной литературы

- Arendt, A., Bolch, T., Cogley, J.G., Gardner, A., Hagen, J.-O., Hock, R., Kaser, G., Pfeffer, W.T., Moholdt, G., Paul, F., Radić, V., Andreassen, L., Bajracharya, S., Beedle, M., Berthier, E., Bhambri, R., Bliss, A., Brown, I., Burgess, E., Burgess, D., Cawkwell, F., Chinn, T., Copland, L., Davies, B., Dolgova, E., Filbert, K., Forester, R., Fountain, A., Frey, H., Giffen, B., Glasser, N., Gurney, S., Hagg, W., Hall, D., Haritashya, U.K., Hartmann, G., Helm, C., Herreid, S., Howat, I., Kapustin, G., Khromova, T., Kienholz, M., Koenig, Kohler, J., Kriegel, D., Kutuzov, S., Lavrentiev, I., LeBris, R., Lund, J., Manley, W., Mayer, C., Li, X., Menounos, B., Mercer, A., Moelg, N., Mool, P., Nosenko, G., Negrete, A., Nuth, C., Pettersson, R., Racoviteanu, A., Ranzi, R., Rastner, P., Rau, F., Rich, J., Rott, H., Schneider, C., Seliverstov, Y., Sharp, M., Sigurdsson, O., Stokes, C., Wheate, R., Winsvold, S., Wolken, G., Wyatt, F., Zheltyhina, N., 2012. Randolph glacier inventory [v2.0]: a dataset of global glacier outlines. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder Colorado, USA (Digital Media. Available at: www.glims.org/RGI/randolph.html (last accessed: 2012-09-07)).
- CAWaterInfo, 2012. Regional Information System on Water and Land Resources in the Aral Sea Basin (CAREWIB). Scientific Information Centre of ICWC, Tashkent (www.cawater-info.net (last access: 17.01.2013)).
- Чуб, В.Е., 2007. Изменение климата и его влияние на гидрометеорологические процессы, агроклиматические и водные ресурсы Республики Узбекистан. Центр гидрометеорологических услуг при Кабинете Министров Республики Узбекистан, Ташкент.
- Conrad, C., Rahmann, M., Machwitz, M., Stulina, G., Paeth, H., Dech, S., 2013. Satellite based calculation of spatially distributed crop water requirements for cotton and wheat cultivation in Fergana valley, Uzbekistan. *Glob. Planet. Chang.* 110, 86–96 (in this issue).

- Cretaux, J.-F., Letolle, R., Bergé-Nguyen, M., et al., 2013. History of Aral sea level variability and current scientific debates. *Glob. Planet. Chang.* 110, 97–111 (in this issue).
- Djanibekov, N., Frohberg, K., Djanibekov, U., 2013. Income-based projections of water footprint of food consumption in Uzbekistan. *Glob. Planet. Chang.* 110, 128–140 (in this issue).
- Dukhovny, V.A., de Schutter, J., 2011. *Water in Central Asia, Past, Present, Future.* CRC Press, Taylor and Francis (432 pp.).
- FAO, 2013. Irrigation in Central Asia in figures. AQUASTAT Survey — 2012. In: Frenken, K. (Ed.), *FAO Water Reports No. 39.*
- Gessner, U., Naeimi, V., Klein, I., Kuenzer, C., Klein, D., Dech, S., 2013. The relationship between precipitation anomalies and satellite-derived vegetation activity in Central Asia. *Glob. Planet. Chang.* 110, 72–85 (in this issue).
- Giese, E., Mossig, I., Rybski, D., Bunde, A., 2007. Long-term analysis of air temperature trends in Central Asia. *Erdkunde* 61, 186–202.
- Hagg, W., Hoelzle, M., Wagner, S., Mayr, E., Klose, Z., 2013a. Glacier and runoff changes in the Rukhk catchment, upper Amu-Darya basin until 2050. *Glob. Planet. Chang.* 110, 60–71 (in this issue).
- Hagg, W., Mayer, C., Lambrecht, A., Kriegel, D., Azizov, E., 2013b. Glacier changes in the Big Naryn basin, Central Tien Shan. *Glob. Planet. Chang.* 110, 38–48 (in this issue).
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK (976 pp.).
- Kriegel, D., Mayer, C., Hagg, W., Vorogushyn, S., Duethmann, D., Gafurov, A., Farinotti, D., 2013. Changes in glacierisation, climate and runoff in the second half of the 20th century in the Naryn basin, Central Asia. *Glob. Planet. Chang.* 110, 49–59 (in this issue).
- Libert, B., Orolbaev, E., Steklov, Y., 2008. Water and Energy Crisis in Central Asia. *China and Eurasia Forum Quarterly* 6 (3), 9–20.
- Mannig, B., Müller, M., Starke, E., Merkschlager, C., Mao, W., Zhi, X., Podzun, R., Jacob, D., Paeth, H., 2013. Dynamical downscaling of climate change in Central Asia. *Glob. Planet. Chang.* 110, 24–37 (in this issue).
- Micklin, P., 2010. The past, present, and future Aral Sea. *Lakes Reservoirs Res. Manage.* 15 (3), 193.
- Rudenko, I., Bekchanov, M., Djanibekov, U., Lamers, J.P.A., 2013. The added value of a water footprint approach: micro- and macroeconomic analysis of cotton production, processing and export in Water Bound Uzbekistan. *Glob. Planet. Chang.* 110, 141–149 (in this issue).
- Schlüter, M., Khasankhanova, G., Talskikh, V., Taryannikova, R., Agaltseva, N., Joldasova, I., Ibragimov, R., Abdullaev, U., 2013. Enhancing resilience to water

flow uncertainty by integrating environmental flows into water management in the Amudarya River, Central Asia. *Glob. Planet. Chang.* 110, 112–127 (in this issue).

Siegfried, T., Bernauer, T., Guiennet, R., Sellars, S., Robertson, A.W., Mankin, J., Bauer-Gottwein, P., Yakovlev, A., 2012. Will climate change exacerbate or mitigate water stress in Central Asia? *Clim. Chang.* 112 (3–4), 881–899.

Unger-Shayesteh, K., Vorogushyn, S., Farinotti, D., Gafurov, A., Duethmann, D., Mandychev, A., Merz, B., 2013. What do we know about past changes in the water cycle of Central Asian headwaters? A review. *Glob. Planet. Chang.* 110, 2–23 (in this issue).

Что мы знаем об изменениях гидрологического цикла в верховьях рек Центральной Азии в прошлом? Обзор

К. Унгер-Шайестех^{a,*}, С. Ворогушин^a,
Д. Фаринотти^{a,b}, А. Гафуров^a, Д. Дуетманн^a,
А. Мандичев^c, Б. Мерц^a

^a Научно-исследовательский центр наук о Земле (GFZ), Отделение 5.4 Гидрология, Потсдам, Германия

^b Лаборатория гидравлики, гидрологии и гляциологии (VAW), Швейцарский федеральный технологический институт Цюриха (ETH), Цюрих, Швейцария

^c Центрально-азиатский институт прикладных наук о Земле, Бишкек, Кыргызстан

* Ответственный автор: тел.: +49 331 288 1598; факс: +49 331 288 1570.

E-mail: kunger@gfz-potsdam.de (K. Unger-Shayesteh).

1. Введение

В Центральной Азии, как в регионе полуаридного и аридного климата, доходы населения и экономика сильно зависят от водных ресурсов, которые формируются в малонаселенных горных верхних водосборных бассейнах Тянь-Шаня и Памира. Сегодня население пяти бывших советских республик – Казахстана, Кыргызстана, Таджикистана, Туркменистана и Узбекистана – насчитывает в целом 63 млн. человек (*World Bank, 2012*), которое проживает в основном в плодородных оазисах и столицах Центрально-Азиатских государств. Ожидается, что общая численность населения значительно увеличится к концу этого столетия, по некоторым вероятностным прогнозам даже удвоится к 2100 году (*Lutz et al., 2008*).

Орошаемое земледелие является главным водопользователем региона, на счет которого приходится от 85 до 97% от общего водозабора (модельные оценки ФАО на 2000 год – *FAO, 2012*). В целом, более 8 млн га сельскохозяйственных земель были орошаемыми в 2009 г. (*Dukhovny, 2010*). Сельское хозяйство выигрывает от меж- и внутригодовых запасов воды в сезонных снежных покровах и ледниковом льде, которые накапливают воду в течение зимы и высвобождают ее летом, когда она наиболее необходима для сельскохозяйственного производства.

Сильная зависимость от производства продовольствия, «товарных культур» и выработки электроэнергии, а также рост населения делают страны Центральной Азии крайне уязвимыми к стихийным бедствиям, связанным с водой, таким как засуха и наводнения.

Дефицит воды уже сейчас представляет проблему, когда все главные реки совместно используются государствами, и регулярно на национальном и местном уровне возникают конфликты в связи с водопользованием. Широко распространено мнение, что изменение климата усугубит стресс, вызванный недостатком воды, в Центральной Азии (*Siegfried et al., 2012*). Ожидается, что во многих районах доходы и продуктивность сельскохозяйственного производства снизятся (*CAS DRMI, 2009; Lioubimtseva and Henebry, 2009*). В других районах изменение климата может иметь благоприятное воздействие, включая потенциальное расширение пахотных площадей и более высокую урожайность из-за удлинения вегетационного периода (*Чуб, 2007; Lioubimtseva and Henebry, 2009*) — однако вода остается главным ограничивающим фактором.

Основная информация о наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата и их последствиях на водный цикл на национальном уровне получена из 1-го и 2-го национальных докладов в рамках Рамочной конвенции ООН по изменению климата в пяти государствах Центральной Азии (*MNP RT, 2002; MEE KR, 2003; МАНМ, 2008*). В виду решающей роли верхних водосборов для водообеспеченности Центральной Азии, необходимы более детальные оценки прошлых, текущих и будущих изменений, чтобы иметь возможность обсудить и принять меры по адаптации к изменению климата.

За последние 20 лет на международном уровне и в Центральной Азии было опубликовано множество научных исследований, в которых изучались прошлые изменения в гидрологическом цикле. В данной статье сделан обзор имеющихся знаний об изменениях климата (в частности, температуры и атмосферных осадков), оледенении, сезонном снежном покрове и стоке рек. В то время как с геополитической позиции наш обзор акцентирован на территориальных изменениях пяти бывших советских республик Центральной Азии (Казахстан, Кыргызстан, Таджикистан, Туркменистан, Узбекистан), с гидрологической точки зрения мы рассматриваем, главным образом, изменения в верхних водосборах Аральского бассейна с дополнительной информацией по некоторым прилегающим бессточным бассейнам рек Зеравшан, Чу, Талас и Или (рис. 1).

Особое внимание уделяется обсуждению базы данных и методов, используемых для оценки изменений, и соответственно сопутствующих неопределенностей. Мы стремимся обобщить порою противоречивые выводы исследований, специализирующихся на климатологии, гляциологии или гидрологии, и проверить, формируют ли результаты

отдельных исследований целостную картину пространственно-территориального характера изменений.

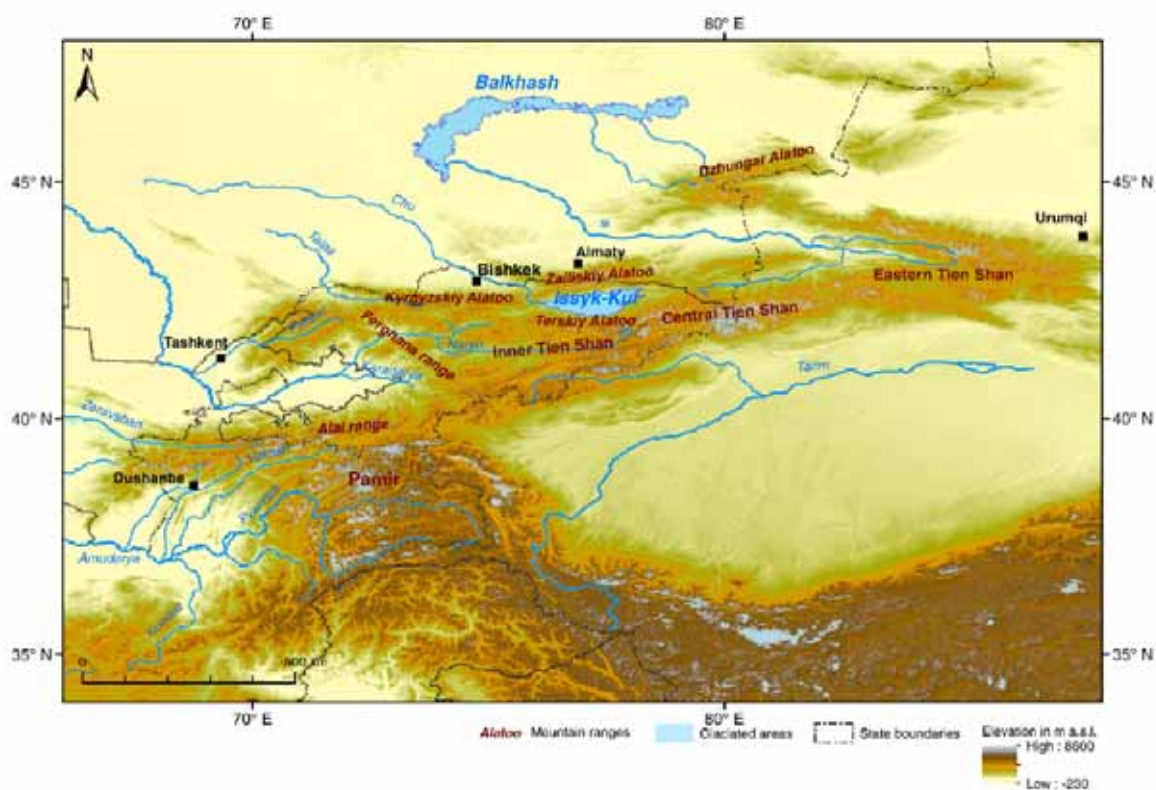


Рис. 1. Карта верхних водосборов Центральной Азии с основными бассейнами рек. Данные о ледниковой зоне взяты из Ледникового кадастра Рэндольфа (Arendt et al., 2012), контуры Аральского моря из публикации Гафурова (Gafurov, 2011), высотные отметки на основе SRTM 250 м

Статья имеет следующую структуру. В разделе 2 мы приводим и обсуждаем результаты исследований по изменению климата, в разделе 3 мы обращаем внимание на изменения в криосфере, а в разделе 4 обсуждаем изменения в стоке рек. В заключении обзора обсуждаются остающиеся пробелы в исследованиях.

2. Изменения климата

В последние десятилетия ученые пытались пролить свет на влияние изменения климата в региональном масштабе и его воздействие на гидрологический цикл в высокогорных районах Центральной Азии. В первую очередь, мы обсудим потенциал и ограничения наборов имеющихся данных для оценки изменений в климате региона (подраздел 2.1). Это особенно важно в таком регионе, испытывающем дефицит данных, как Центральная Азия, где большинство исследований опирается, по сути, на одни и те же наборы данных, и поэтому они

потенциально чувствительны к погрешностям в наблюдениях и несовместимости временных рядов.

В подразделе 2.2 обсуждаются возможности и ограничения анализов трендов, подхода, который используется в большинстве рассмотренных исследований. В подразделах 2.3 и 2.4 мы обобщаем результаты имеющихся исследований по изменениям температуры и осадков.

2.1. Имеющиеся наборы данных

2.1.1. Временные ряды наблюдений на отдельных станциях

Для обнаружения изменения климата требуются наборы надежных и достоверных данных наблюдений, в частности временных рядов, которые непротиворечивы и однородны, т.е. не подвержены влиянию изменений в самих измерениях. Использование данных локальных наблюдений на более чем 450 метеостанциях в пяти бывших советских республиках Центральной Азии (Чуб, 2007; Итибаев, 2009; Язиев, 2009; Министерство охраны природы Республики Таджикистан, 2003; Министерство охраны природы Республики Казахстан, 2009) связано с рядом проблем:

(1) Имеется немного станций с многолетними наблюдениями >100 лет, причем они в основном расположены в предгорьях или на равнинах Центральной Азии.

(2) Наборы данных в суточном или даже почасовом разрезе нелегко получить международным исследователям.

(3) Сеть наблюдательных станций сильно ухудшилась после развала Советского Союза в 1991 году и обретения независимости Центрально-Азиатскими республиками (Finaev, 2009; Glazirin, 2009; Кузьмиченок, 2009). Только в Кыргызстане число метеостанций сократилось с 83 в 1985 году до 30 в 2000 году (Итибаев, 2009). Это привело к прерыванию и/или прекращению ценных многолетних наблюдений, особенно в верхних водосборах, где эксплуатация и техобслуживание станций являются относительно дорогостоящими.

(4) Имеет место неоднородность в некоторых временных рядах наблюдений из-за перемещения станций, изменений в практике землепользования вблизи этих станций (рост городов), изменений в технике измерений, а также правилах составления отчетов.

В приложении 1¹ приводятся известные неоднородности временных рядов наблюдений на отдельных станциях согласно международным и местным публикациям. При использовании данных с этих станций

¹ Приложения не приводятся – прим. ред.

следует принимать во внимание эту неоднородность и производить соответствующую корректировку.

Раньше был опубликован ряд исследований, направленных на изменения в технике измерений, составлении отчетов и применяемые поправки. В работе Гройсмана (*Groisman et al., 1991*) дается детальное описание измерений осадков в бывшем СССР. Были выявлены следующие наиболее важные изменения: 1) внедрение защиты Нифера в начале 1890-х, 2) внедрение ветрозащитного экрана Третьякова в конце 1940-х и начале 1950-х, 3) введение фактора смачивания при измерении осадков в 1966/67 гг. В этой работе также предложено применять три поправочных коэффициента для учета изменений в наблюдениях осадков и получения однородных временных рядов. Подробное описание поправочных коэффициентов приводится в работе Гройсмана и Ранковой (*Groisman and Rankova, 2001*), а метод поправки на погрешности измерений осадкомером Третьякова на основе моделирования приводится в работе Богдановой и соавторов (*Богданова и соавторы, 2002*). История измерений температуры воздуха в бывшем СССР описана Американским национальным центром климатических данных, NCDC (*NCDC, 2003*). Соответственно, важными изменениями были введение практики защиты датчиков в период с 1912 по 1930 гг. и изменение графика считывания данных с инструментов в 1936 году. До 1936 года температуры в ночное время суток не замерялись, что вероятно приводило к завышенной оценке среднесуточных температур.

Архивы исходных записей наблюдений находятся в Гидрометеорологических службах республик Центральной Азии. На международном уровне доступны следующие наборы данных: (1) набор данных 9806A (*NCDC, 2003*) с суточной температурой и осадками по 29 станциям Центральной Азии за период 1881–1993 гг.; (2) набор данных 9813 (*NCDC, 2005*) с суточными и почасовыми значениями осадков по 605 станциям Центральной Азии за период 1891–1991 гг.; (3) набор данных 9814A (*NCDC, 2008*) с суточными температурами и осадками по 243 станциям Казахстана за период 1881–2006 гг.; (4) месячные усредненные данные по осадкам и температуре воздуха по 298 станциям Центральной Азии, ориентированным на северный Тянь-Шань и Памир, где самые ранние записи начинаются 1879 годом, а самые последние данные датированы 2003 годом (*Williams and Konovulov, 2008*); (5) база данных Центральной Азии (*CAD, 2006*) с выборочными месячными и суточными климатическими данными за вторую половину 20-го века.

Во всех трех наборах данных, предоставленных Американским национальным центром климатических данных (NCDC), данные со станций были усреднены.

2.1.2. Гриды климатических наборов данных, полученных из наблюдений, и результаты повторного анализа

Гриды климатических наборов данных являются более легким в использовании продуктом, покрывающим большие площади, и, поэтому, представляются надежной основой данных для оценки региональных изменений. Они публикуются либо в виде гридов наблюдений, продуктов спутниковых измерений или динамически уменьшенных в масштабе результатов повторного анализа. Повторный анализ дает усваиваемые моделями метеорологические данные и обещает дать непротиворечивое четырехмерное и физически обоснованное описание состояния атмосферы. Он предлагает возможность Центральной Азии получить доступ к более густым сетям наблюдений в Европе и на Ближнем Востоке - основным областям формирования влажных западных воздушных масс, несущих осадки в Центральную Азию (*Schär et al., 2004; Schiemann et al., 2008; Mannig et al., 2013*). В приложении 2 дается обзор основных характеристик гридов климатических наборов данных, имеющихся для Центральной Азии, и приводятся соответствующие литературные источники.

Глобальные гриды данных наблюдений и повторного анализа имеют ряд ограничений, например низкую разрешающую способность. При распространенном усреднении наблюдений в стандартный грид с размером ячейки порядка 25–50 км и наборах данных повторного анализа с размером сетки более 100 км эти наборы данных не могут должным образом воспроизводить влияние сложной топографии в верхних водосборах (*Schär et al., 2004*). Кроме того, продукты в виде гридов часто включают наблюдения только с очень небольшого числа станций Центральной Азии (рис. 2), которые в основном расположены в низовьях, что делает результаты районирования крайне неопределенными, особенно в верхних водосборах. Другим недостатком являются временные неоднородности в наборах данных из-за (1) изменений в ряде станций, используемых для интерполяции наблюдений и (2) изменений в схемах усвоения данных в моделях, используемых для повторного анализа. Число станций по Центральной Азии, включенных в наборы данных, значительно увеличивалось с 50-х по 90-е года, но резко сократилось в 1992 году (рис. 2). Кроме того, приобщение спутниковых наблюдений, начиная с 70-х годов, должно было ввести искусственные климатические тренды, как показано в работе Бенгтсона (*Bengtsson et al., 2004*) для повторного анализа ERA40. Это подкрепляется Шиманном (*Schiemann et al., 2008*), который обнаружил временную неоднородность для Центральной Азии как в данных анализа ERA40, так и ECMWF (*ECOP, www.ecmwf.int/products/data/operational_system/*), введивших более высокие расхождения в осадках после 1995 года. Кроме того, есть основания, что тренды, рассчитанные из

данных повторного анализа, не согласуются с трендами на отдельных станциях, как показано Уарайтом (*Wright et al., 2009*) для наборов данных GPCC и NCEP. Таким образом, grids наборов климатических данных и продукты повторного анализа должны использоваться с осторожностью при анализе изменения климата и только в том случае, если неоднородности данных могут быть устранены. В последнее время появились специальные продукты, которые якобы удовлетворяют этим требованиям, например набор данных VASclimO.

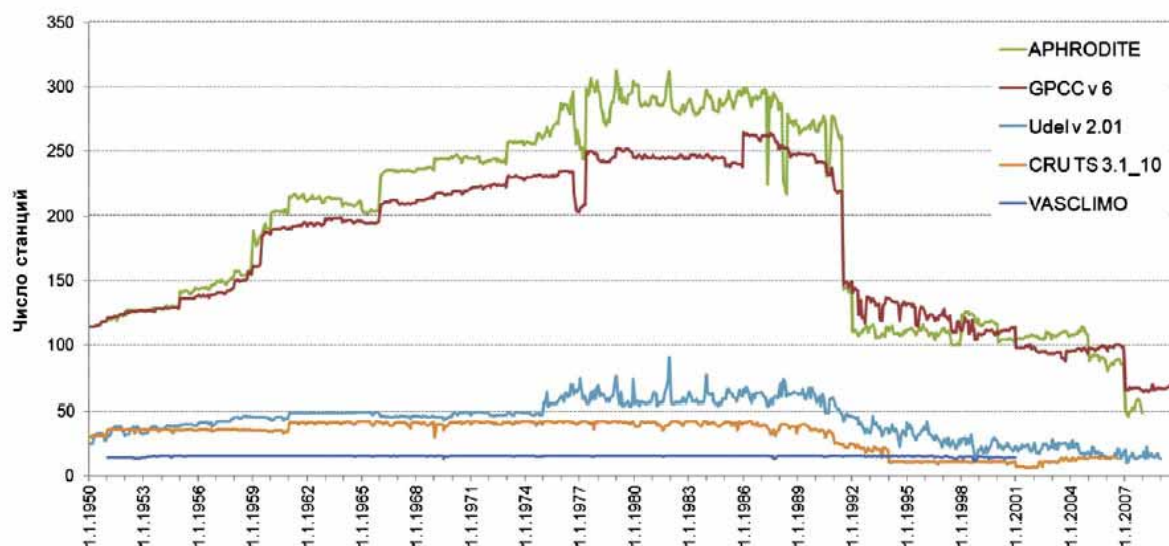


Рис. 2. Число станций, использованных для получения континентальных и глобальных продуктов по атмосферным осадкам в верхних водосборах Центральной Азии. Мы включили все станции на отметках выше 500 м н.у.м. в бассейнах рек Амударья, Сырдарья, Чу-Талас и Или, а также бассейне Иссык-Куль

Шиманн (*Schiemann et al., 2008*) качественно оценил наборы данных наблюдений за атмосферными осадками (в частности, CRU 2.1, GPCC VASclimO и UDEL) на фоне общих характеристик распределения осадков по Центральной Азии, полученных из литературы Советского периода. Он обнаружил, что все наборы данных фиксируют характеристики большого масштаба (~300 км) и воспроизводят переход от почти единообразного сезонного цикла выпадения осадков на севере до резко выраженного сезонного цикла на юге и в горных частях Центральной Азии. Кроме того, наборы данных UDEL и CRU 2.1 могли качественно воспроизвести территориальное распространение осадков в более мелком масштабе 0.5° , например увеличение осадков в юго-западной части Ферганской долины и уменьшение осадков по направлению к восточному Памиру. В этом же исследовании Шиманн (*Schiemann et al., 2008*) также оценил grids наборов данных по осадкам из экспериментов повторного анализа ERA40 и NCEP/NCAR на фоне

гридов наблюдений. Он сделал вывод, что наборы данных повторного анализа зафиксировали крупномасштабные характеристики, но не могли воспроизвести относительное распределение в более мелком масштабе, например в Ферганской долине или на востоке Памира. Помимо этого, данные ERA40 показали значительное положительное смещение в горах Центральной Азии в теплый сезон, т.е. дали завышенную оценку осадков в засушливый сезон. Как гриды наблюдений, так и результаты повторного анализа позволили дать качественное описание дождливых или засушливых аномалий в отдельные годы, но не могли количественно описать величину межгодовых колебаний, особенно в горных районах. В частности, Шиманн (*Schiemann et al., 2008*) предположил, что эти наборы данных имеют тенденцию давать завышенную оценку межгодовой изменчивости.

Манниг (*Mannig et al., 2013*) отметил, что по сравнению с гридами наблюдений за осадками более высокого разрешения, такими как GPCC v5 и APHRODITE, распределение осадков, полученное из повторного анализа ERA40 и NCEP, не выглядит достоверным для Центральной Азии, особенно на горных хребтах. Дуэтманн (*Duethmann et al., 2012*) показал, что гриды наблюдений за осадками также имеют тенденцию давать заниженную оценку осадков в горных водосборах Центральной Азии.

Кутузов и Шагеданова (*Kutuzov and Shahgedanova, 2009*) проверили результаты повторного анализа ERA40 и NCEP/NCAR на линейные тренды усредненной по площади температуры воздуха на геопотенциальной поверхности 500 мбар (соответствующей высоте примерно 5600 м над уровнем моря) в обледенелых районах Терской Алатау (северный Тянь-Шань). Они не нашли каких-либо многолетних трендов. Они также не нашли статистически значимой корреляции между территориально усредненными результатами повторного анализа и данными со станций на более низких отметках. Это привело к выводу, что данные повторного анализа могут не быть репрезентативными для температуры приземного слоя воздуха на более высоких отметках.

Использование региональных климатических моделей для уменьшения масштаба глобальных данных повторного анализа с помощью динамического метода и получения более высокого разрешения может быть одним из путей преодоления ограниченного пространственного разрешения глобальных гридов наборов данных и получения результатов, которые могут правильно воспроизводить влияние топографии в Центральной Азии. В этом направлении уже сделаны первые шаги (*Small et al., 1999; Schiemann et al., 2008; Mannig et al., 2013*). В целом, региональные климатические модели воспроизводили территориальный характер климатических параметров в Центральной Азии намного лучше и более детально, чем глобальные модели или гриды наборов климатических данных с более низким пространственным разрешением. Однако все модели имели сложности с моделированием осадков в горных районах Центральной Азии.

2.2. Методические ограничения имеющихся исследований трендов

За последние 20 лет было опубликовано несколько исследований, в которых были проанализированы тренды климатических параметров для различных периодов времени, исходя из временных рядов отдельных метеостанций Центральной Азии. Однако есть ряд недостатков, связанных с применяемыми методами, которые мы обсудим в этом разделе.

2.2.1. Отсутствие или неправильная оценка достоверности

В большинстве имеющихся исследований применялся простой анализ линейных трендов, как например регрессия методом наименьших квадратов. В большинстве из них отсутствует оценка силы доказательств на наличие расчетных трендов. В других статистическая значимость проверялась с помощью параметрических методов, таких как корреляция произведения моментов Пирсона и объяснимая дисперсия (*Böhner, 1996; Kutuzov and Shahgedanova, 2009*), критерий Стьюдента (*Спекторман, 2006; Чуб, 2007*) или критерий Фишера (*Aizen et al., 1997*). Очень часто в исследованиях не описано, выполнялись ли основополагающие допущения нормального распределения и независимости рядов в климатических рядах. Нарушение допущений может сильно повлиять на результат проверки статистической достоверности и, целом, привести к завышенной оценке достоверности трендов (*Khaliq et al., 2009*). В ряде исследований для оценки достоверности использовался уровень шума при определении тренда (*Спекторман, 2006; Чуб, 2007*). Однако применение этого уровня шума также ограничено распределенными по Гауссу переменными; по сравнению с результатами непараметрического критерия Манна-Кендалла, уровень шума при определении тренда, по-видимому, дает заниженную оценку достоверности трендов (*Schönwiese, 1997*).

В качестве более надежной альтернативы оценки достоверности выявленных трендов могут быть использованы методы повторной выборки, которые не основываются на конкретных допущениях о распределении данных и могут также учитывать корреляцию рядов (информацию по методам см. в *Kundzewicz and Robson, 2004; Khaliq et al., 2009*). Документальное описание доверительных интервалов для расчетных величин трендов может дать дополнительную информацию о значимости результатов (*Nicholls, 2001*).

2.2.2. Пренебрежение краткосрочной корреляцией рядов

Временные ряды многих климатических и гидрологических переменных имеют тенденцию сериально коррелировать, т.е. заданная величина во временном ряду статистически зависит от предыдущих величин (высокие значения склонны следовать за высокими значениями, а низкие значения имеют тенденцию следовать за низкими значениями). Это особенно верно, когда временные ряды агрегируются по времени, н-р для получения месячных или годовых значений. Наиболее классические методы обнаружения трендов (параметрические и непараметрические) не учитывают корреляцию внутри ряда и поэтому склонны давать завышенную оценку трендов внутри сериально коррелируемых временных рядов (*von Storch, 1995; Zwiers and von Storch, 1995; Yue et al., 2002; Khaliq et al., 2009*). Как нам известно, помимо исследований китайской части Тянь-Шаня (*Zhang et al., 2009*), которая не относится к бассейну Аральского моря, работа Кригеля и соавторов (*Kriegel et al., 2013*) является единственным исследованием по климатическим трендам в Центральной Азии, в котором учитывается данное воздействие путем применения предварительного «отбеливания» временных рядов с исключением тренда и затем оценки значимости тренда с помощью непараметрического критерия Манна-Кендалла. Халик и соавторы (*Khaliq et al., 2009*) проверяли работу разных подходов в отношении корреляции рядов. Они обнаружили, что простой подход предварительного «отбеливания» (т.е. исключение автокорреляции первого порядка) имеет тенденцию быть консервативным и уменьшает значимость тренда, тогда как процедура предварительного «отбеливания» с исключением тренда действует как либеральный критерий, обнаруживая проблемы при поддержании номинального уровня значимости. Вместо этого они рекомендуют использовать методы повторной выборки, например бутстрэп-метод, который может быть объединен с проверками на тренд.

2.2.3. Пренебрежение долгосрочным периодом сохранения

Помимо краткосрочного периода сохранения, данные о температуре и временные ряды речного стока также показывают долгосрочный период сохранения, т.е. их автокорреляция отличается от 0 на больших интервалах времени и уменьшается намного медленнее, чем для краткосрочно коррелируемых процессов (*Koscielny-Bunde et al., 1998, по температуре; Koutsoyiannis and Montanari, 2007, по гидрологическим рядам; Mudelsee, 2010*). Наличие долгосрочного периода сохранения может быть ошибочным для детерминированных трендов и это повышает статистическую ошибку классических методов

обнаружения и определения трендов (Cohn and Lins, 2005; Koutsoyiannis and Montanari, 2007). Было предложено несколько методов для учета воздействия долгосрочного периода сохранения на оценку значимости трендов (Cohn and Lins, 2005; Koutsoyiannis and Montanari, 2007). Однако оценка параметров сохранения, такая как экспонента Херста в коротких рядах только с несколькими сотнями наблюдений кажется очень неопределенной (Katsev and L'Heureux, 2003; Koutsoyiannis and Montanari, 2007). Как нам известно, единственное исследование, в котором было затронуто долгосрочное сохранение в зарегистрированных климатических данных по Центральной Азии - это исследование Гиза (Giese et al., 2007), который продемонстрировал для станции Караколь, что среднемесячные температуры, очищенные от сезонной составляющей, показывают долгосрочный период сохранения. Проведя ряд экспериментов на колебания с исключением тренда (более подробную информацию по методу см. например в Koscielny-Bunde et al., 1998), они пришли к выводу, что традиционно рассчитанные тренды переоценивают важность и/или значимость тренда. Для временных рядов со станции Караколь и при допущении, что фаза потепления началась в 1950 году, они обнаружили, что проявляющееся как тенденция потепление дает повышение температуры от 0.22 до 0.25 °C за десятилетие, что немного ниже интенсивности потепления в 0.27 °C за десятилетие, найденной традиционными методами.

2.2.4. Высокая чувствительность трендов к выбранному периоду исследования

Признак, важность и значимость трендов имеют высокую чувствительность к начальной и конечной точке, а также к продолжительности выбранного периода исследования. Это также было показано для Центральной Азии (Подрезов и соавторы, 2001; Giese and Mossig, 2004; Dikich, 2004; Mossig and Rybski, 2005; Giese et al., 2007; ср. также результаты в Романовский, 2002, Bolch, 2007) и проиллюстрировано на рис. 3 на примере станции Тянь-Шань. Сдвиг от одного до трех лет в начальной и/или конечной точке может привести к совсем другим результатам в трендах. На рис. 3 также показаны эффекты неоднородности во временных рядах станции вследствие перемещения станции и замены на автоматическую метеостанцию: Для временных рядов до перемещения станции (слева на рис. 3) нельзя обнаружить какого-либо значительного тренда (о содержится в доверительном интервале); однако если включить наблюдения после 1995 года (справа на рис. 3), то обнаруживается значительный тренд «потепления» и даже с относительно узким доверительным интервалом. Гиз и Моссиг (Giese and Mossig, 2004) подчеркнули, что следует тщательно выбирать начальную и конечную точки анализа трендов, избегая крайних лет, например 1972 год, который показал большие отрицательные аномалии в среднегодовой температуре на станциях, расположенных в предгорных зонах

Центральной Азии (Giese and Mossig, 2004; Giese et al., 2007), имел холодное лето и небольшое количество осадков в бассейне Иссык-Куля (Romanovskij and Kuz'micenok, 2005), или 1973 год, который имел более жаркое лето, чем обычно в бассейне Иссык-Куля (Dikich, 2004). Таким образом, Гиз и Моссиг (Giese and Mossig, 2004) предложили выбирать периоды для анализа трендов температуры и осадков независимо друг от друга. Многократный анализ трендов для ряда начальных и/или конечных точек может дать более лучшую картину стабильности тренда за весь период наблюдений (Mossig and Rybski, 2005; Giese et al., 2007; Kriegel et al., 2013).

Дополнительное ограничение связано с продолжительностью исследуемого периода. Известно, что изменчивость климата может воспроизводить тренды, когда данных мало. Поэтому, как минимум, 50 лет наблюдений следует использовать для обнаружения изменения климата (рекомендуемые в Kundzewicz and Robson, 2004; Giese et al., 2007). Тренды, определенные из более коротких периодов, следует рассматривать с большой осторожностью (Khaliq et al., 2009). На рис. 3 можно видеть, что с уменьшением продолжительности исследуемого периода доверительный интервал тренда также становится очень широким и поэтому важность тренда имеет значительную неопределенность.

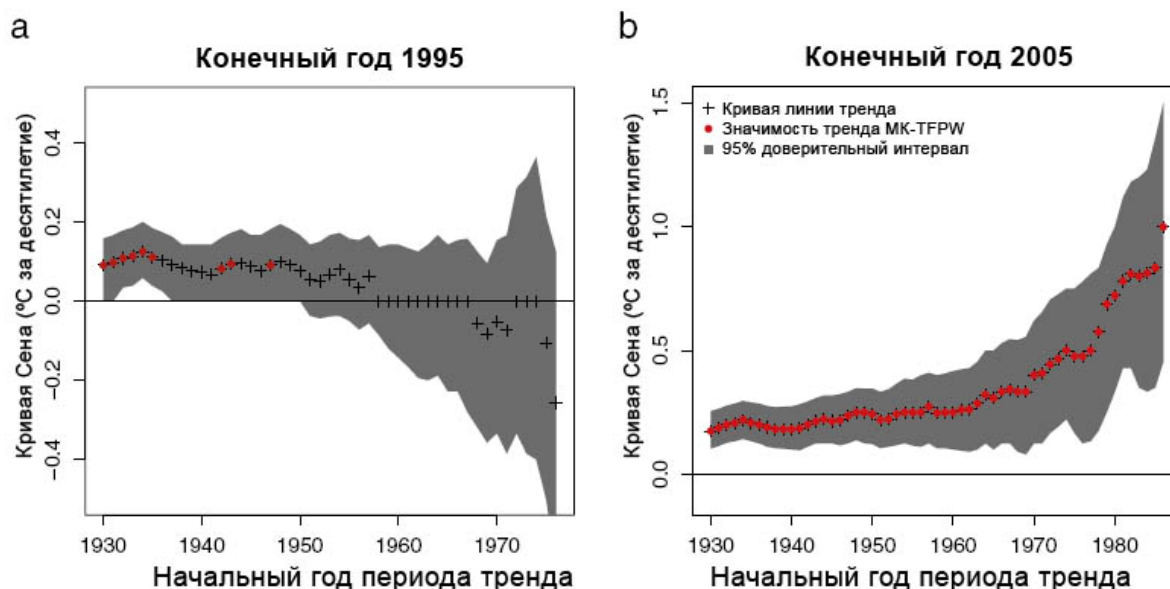


Рис. 3. Тренды среднегодовой температуры на метеостанции Тянь-Шань как функция выбранного периода исследования. Слева: для нескольких начальных лет и конечного 1995 года. Справа: для конечного 2005 года. Минимальная длина ряда – 20 лет. Величина тренда оценивалась с помощью кривой Тейла-Сеня (Sen, 1968). Значимость тренда оценивалась с помощью критерия Манна-Кендалла после применения предварительного «отбеливания» с отсутствием тренда, как предложено Юю и соавторами (Yue et al., 2002). Оба алгоритма оценки применялись как выполнено в R-

пакете «Zур» (Bronaugh and Werner, 2012). Область, закрашенная серым цветом, показывает 95% доверительный интервал кривой Сена.

2.2.5. Отсутствие оценок значимости на местах

Хотя коэффициенты, характеризующие тренд, были зафиксированы для многих отдельных станций Центральной Азии, по региону нет информации о территориальной репрезентативности этих трендов. Бёнер (*Böhner, 1996*) оценил климатические тренды для всей высокогорной Азии, включая Гималаи, и использовал линейную интерполяцию трендов для регионализации и корреляцию между соседними станциями для оценки территориальной репрезентативности трендов. Однако, имея в наличии только три станции в предгорьях Тянь-Шаня, полученная территориальная картина может считаться весьма неопределенной для верхних водосборов Центральной Азии. Аналогично корреляции рядов во времени, любая оценка значимости на местах должна учитывать территориальные перекрестные корреляции. Халик (*Khaliq et al., 2009*) предложил использовать расчеты Монте-Карло, бутстрэп-методы или подход с использованием уровня ложноположительных результатов.

Большинство приведенных выше недостатков отражаются в завышенной оценке линейных трендов и их значимости. Поэтому мы делаем вывод, что результаты анализа трендов, представленные в последующих подразделах 2.3 и 2.4, должны обобщаться с осторожностью, и могут рассматриваться как верхний предел степени прошлых изменений. Будущие исследования должны опираться на несколько подходов обнаружения трендов, изучать множественные периоды и включать определенную оценку значимости. Причем должны использоваться такие методы обнаружения трендов, которые (1) не основаны на конкретных допущениях распределения, которые могут быть недействительными для гидроклиматологических рядов и (2) учитывают корреляцию рядов.

2.3. Изменения температуры

Детальный обзор наборов данных и методов упомянутых исследований приведен в приложении 3. Большинство этих исследований основывается на временных рядах данных с наблюдательных станций и использует параметрические методы анализа трендов.

2.3.1. Какова интенсивность потепления?

Темпы изменения, приведенные в различных исследованиях, сильно различаются, даже по среднегодовой температуре. Это объясняется тем, что рассчитываемые темпы зависят в сильной степени от выбранных периодов времени, а также от используемых методов. За последние 50-60 лет статистически значимые темпы потепления для среднегодовой температуры варьируют от 0,18 до 0,42 °C за одно десятилетие. В целом, этот диапазон согласуется с другими исследованиями, в которых не оценивается значимость тренда. Наблюдаемые темпы потепления в Центральной Азии хорошо согласуются с диапазоном, приводимым на глобальном уровне для температур приземного слоя воздуха над землей, которые выросли почти в два раза на фоне температуры над океаном после 1979 года, с более чем 0,27 °C за десятилетие (*Trenberth et al., 2007, за период 1979–2005 гг.*). В Азии максимальное повышение температуры поверхности зафиксировано для северной Азии, в частности Сибири (*Cruz et al., 2007*).

В работе Чуба (*Чуб, 2007*) для 50 станций Узбекистана отмечается, что повышающиеся среднегодовые температуры воздуха во многих случаях связаны с уменьшающимся промежутком между минимальными и максимальными температурами. Это объясняется, главным образом, повышением минимальной годовой температуры, обнаруженным на 80% станций, а повышение максимальной годовой температуры было менее выраженным и зафиксировано только у 26% станций.

В работах Гиза и Моссига (*Giese and Mossig, 2004*) и Гиза и соавторов (*Giese et al., 2007*) отмечено, что за последние 100 лет это потепление нарастает, пока неравномерно, но ступенчато. Они предположили, что потепление в Центральной Азии происходило постепенно, вследствие совмещения циклических и проявляющихся как тенденция компонентов. Они определили три этапа в начале 30-х, 50-х и, наконец, 70-х годов, когда имело место наиболее значительное повышение температуры воздуха, а циклические изменения были перекрыты и/или заменены характером изменений, проявляющихся как тенденция. Это соответствует глобальным выводам о явно линейной тенденции потепления, начавшейся в 70-х годах (*Trenberth et al., 2007*).

2.3.2. В какой период времени потепление наиболее выражено?

Исходя из глобальных наборов данных, Тренберт (*Trenberth et al., 2007*) отмечает более сильное повышение поверхностных температур зимой (с декабря по февраль) и весной (с марта по май) для северного полушария. Что касается сезонных трендов в горах Центральной Азии, результаты разных исследований противоречат друг другу. Более того,

анализ трендов месячных температур не дал четкой сезонной картины, а обнаружил большие колебания из месяца в месяц. Для двух 30-летних периодов, перекрывающих 20 лет (1951–1980 и 1961–1990 гг.), Бехнер (*Böhner, 1996*) обнаружил разные характеры месячных трендов с вариациями, как в знаке, так и значимости трендов. Таким образом, неопределенность выявленных месячных картин, по-видимому, значительна, и в большинстве исследований рассчитывались тренды для среднесезонных температур, а не для отдельных месяцев.

Многие исследования едины в том, что максимальное повышение средней температуры воздуха наблюдается в зимние месяцы (*Giese and Mossig, 2004*, по Тянь-Шаню и для 1972–2000 гг.; *Подрезов и соавторы, 2001, 2002*, и Министерство экологии и чрезвычайных ситуаций Кыргызской Республики (МЭЧС КР), 2003, по Кыргызстану за период, начинающийся с первых наблюдений на каждой станции до 2000 года; *Romanovskij and Kuz'misenok, 2005*, по двум станциям в бассейне Иссык-Куля за 1973–2003 гг.; *Маматканов и соавторы, 2006*, для 21 станции на Тянь-Шане за 1972–2001 гг.; *Siegfried et al., 2012*, для 6 станций на Тянь-Шане). В некоторых исследованиях найдены более сильные тенденции потепления осенью и зимой (*Finaev, 1999*, для Памира за 1929–1993 гг.; *Bolch, 2007*, для северного Тянь-Шаня за 1972–1996 гг.; *Bolch and Marchenko, 2009*, для северного Тянь-Шаня за 1950–1996 гг.). Марченко (*Марченко, 1999*) показал для Алматинской станции в предгорьях северного Тянь-Шаня, что среднемесячные минимальные и максимальные температуры повышались сильнее зимой, чем летом в период 1879–1996 гг.

Основной недостаток большинства этих исследований заключается в том, что они не оценивают значимость трендов. Например, Гиз и Моссиг (*Giese and Mossig, 2004*) обнаружили самые большие тренды в зимних температурах, а также показали, что колебания среднемесячной температуры в зимние месяцы намного выше, чем в летние месяцы, что приводит к низкому уровню шума тренда. В недавних двух исследованиях использовался отработанный непараметрический метод, который также учитывал краткосрочную корреляцию трендов. Оба исследования привели факты наиболее выраженного потепления в зимние месяцы. Занг (*Zhang et al., 2009*) обнаружил значительные тренды повышения температуры зимой и осенью на средних и высоких отметках северо-восточного Тянь-Шаня за период 1961–2005 гг. Кригель (*Kriegel et al., 2013*) выявил более высокий рост зимних и осенних температур с 1960 по 2007 гг. в бассейне Нарына, внутреннем Тянь-Шане. Более сильное потепление в зимние месяцы на высоких отметках также обнаружено Маннигом (*Mannig et al., 2013*) в исследовании региональной климатической модели по сценарию эмиссии A1B с прогнозом до 2100 года.

Не смотря на преобладающие факты более высокого роста зимних температур, имеется ряд исследований, в которых летние и осенние

температуры показывают тенденции большего потепления, включая Бехнера (*Böhner, 1996*) для Ташкента и Алматы за 1951–1990 гг., Спектормана (*Спекторман, 2006*) и Чуба (*Чуб, 2007*) для Узбекистана за период 1938–2002 гг. Это, казалось бы, противоречащее заключение, вероятно, является следствием влияния высотных отметок, поскольку упомянутые исследования опирались, главным образом, на наблюдения в низовьях и предгорьях. Занг и соавторы (*Zhang et al., 2009*) отметили, что станции в северо-восточном Тянь-Шане на разных высотах показывают различные картины сезонных трендов, хотя и для разных периодов трендов. Тогда как на средних и высоких отметках (т.е. выше 1500 м) значительные тенденции потепления температуры имеют место, главным образом, в конце зимы и осенью, на низких отметках значительные положительные тренды обнаружены в основном летом и осенью.

Хотя в целом преобладают положительные температурные тренды, имеются некоторые признаки снижения месячных температур в отдельные месяцы в некоторых регионах Центральной Азии. Финаев (*Finaev, 1999*) отметил снижение средних февральских температур на Памире в период 1929–1993 гг. Занг (*Zhang et al., 2009*) обнаружил отрицательные тренды в январе, марте и мае на средних и высоких отметках в северо-восточном Тянь-Шане — хотя эти тренды не были значительными. Гиз и Моссиг (*Giese and Mossig, 2004*) и Маматканов (*Маматканов и соавторы, 2006*) обнаружили отрицательные температурные тренды в апреле почти на всех обследованных станциях Тянь-Шаня за период 1972–2000/2001 гг. Аналогичные выводы были сделаны Бёнером (*Böhner, 1996*) и Болхом и Марченко (*Bolch and Marchenko, 2009*) по некоторым станциям в северных частях и предгорьях Тянь-Шаня соответственно за периоды 1961–1990 и –1996 гг. Однако, в других исследованиях найдены положительные тренды для тех же месяцев и иногда для аналогичных станций, но других рассматриваемых периодов времени (*Böhner, 1996, за 1951–1980 гг.*), и поэтому нельзя вывести пространственно-временной характер процессов.

Что касается минимальных и максимальных среднемесячных температур, Марченко (*Марченко, 1999*) обнаружил, что на Алматинской станции они сильнее повышались в зимние месяцы, чем в летние месяцы в период 1879–1996 гг. Спекторман (*Спекторман, 2006*) и Чуб (*Чуб, 2007*) сделали вывод, что на 50 станциях Узбекистана минимальная месячная температура показала даже более выраженный восходящий тренд, чем среднемесячные температуры, а максимальная месячная температура увеличилась только в более теплое полугодие. Однако две станции, расположенные в горной местности, не показали значительного тренда повышения минимальных температур.

Чтобы объяснить более сильное потепление зимой по сравнению с летними месяцами, было высказано несколько гипотез, хотя и без дальнейшего обоснования. Манниг (*Mannig et al., 2013*) отнес это к

положительной обратной связи между снегом и альбедо, т.е. повышение поверхностной температуры вытекает из уменьшения снежного покрова. Гиз и Моссиг (*Giese and Mossig, 2004*) и Маматканов (*Маматканов и соавторы, 2006*) ссылались на изменения в режиме циркуляции, предполагая, что более сильное потепление зимой, вероятно, может иметь место вследствие ослабления сибирского антициклона.

2.3.3. Продлевает ли потепление теплое время года и период абляции ледников?

Ожидается, что рост летних температур приведет к увеличению абляции ледников Центральной Азии (*Волошина и Кан, 1995*), и продлению периода абляции. С одной стороны, Гиз и Моссиг (*Giese and Mossig, 2004*) и Маматканов (*Маматканов и соавторы, 2006*) обнаружили увеличение средней сентябрьской температуры на Тянь-Шане, что подкрепляется Зангом (*Zhang et al., 2009*) для северо-восточного Тянь-Шаня и Кригелем (*Kriegel et al., 2013*) для Нарынской метеостанции, которые сделали вывод о значительных положительных температурных трендах в сентябре с относительно высокими темпами потепления порядка $+0.4$ °C за 10 лет (период тренда в обоих исследованиях в диапазоне 1960-е–2000-е года). Хотя Гиз и Моссиг (*Giese and Mossig, 2004*) отмечали, что температурный тренд был меньше на более высоких отметках, хотя все еще явный в ледниково-снеговой зоне, Маматканов (*Маматканов и соавторы, 2006*) сообщал, что сентябрьские тренды потепления в отличие от других месячных трендов не демонстрировали зависимость от высотных отметок. С другой стороны, Гиз и Моссиг (*Giese and Mossig, 2004*) и Маматканов (*Маматканов и соавторы, 2006*) обнаружили понижающиеся температурные тренды в апреле почти на всех обследуемых станциях Тянь-Шаня и сделали вывод, что период заморозков распространяется и на весну.

Все эти выводы имеют серьезный недостаток: они основываются на данных наблюдений со станций, которые находятся намного ниже тех высотных отметок, где расположены ледники, и поэтому остается открытым вопрос, можно ли выводы, полученные на более низких отметках, просто перевести на более высокие отметки. Таким образом, данные о продлении периода абляции ледников в настоящее время довольно слабые.

2.3.4. Выраженность потепления на низких и высоких высотных отметках

Большинство исследований по Центральной Азии сходятся, что тенденция потепления в отношении среднегодовых температур наиболее выражена на более низких отметках и в закрытых межгорных долинах, чем на более высоких отметках (*Giese and Mossig, 2004; Маматканов и*

соавторы, 2006; Bolch, 2007; Giese et al., 2007; Bolch and Marchenko, 2009, и Zhang et al., 2009, по Тянь-Шаню; Finaev, 1999, и Министерство охраны природы Республики Таджикистан (МОП РТ), 2002, по Памиру и его долинам; Спекторман, 2006; Чуб, 2007, и Спекторман, 2007, по Узбекистану). Несколько авторов предположило, что этот градиент может частично объясняться тем фактом, что станции на более низких отметках часто расположены в населенных пунктах или городах (или рядом с ними) и поэтому находятся под воздействием урбанизации, которая вызывает более теплый микроклимат (МОП РТ, 2002; Bolch, 2007; Bolch and Marchenko, 2009; Zhang et al., 2009). Гиз и Моссиг (Giese and Mossig, 2004) нашли хорошую корреляцию между высотной отметкой станции и величиной тренда среднегодовых температур, предполагая, что никакие или даже отрицательные тренды в годовой температуре не обнаруживаются на отметках выше 2700 м за периоды 1950–2000 и 1970–2000 гг.

Однако некоторые исследования обнаружили противоположный градиент. Айзен (Aizen et al., 1997) сделал территориальное осреднение годовых значений температуры для двух высотных зон и обнаружил более сильное потепление на высоких отметках северного и западного Тянь-Шаня, хотя не ясно, какие станции были в действительности включены в средние значения.

Помимо зависимости от высоты трендов среднегодовых температур, тренды месячных температур показывают разнородный характер зависимости от высоты. Диких (Dikich, 2004) заметил, что линейные тренды летних температур были больше на более высоких отметках, чем в предгорьях. Так как он использовал данные с Тянь-Шаньской станции после ее перемещения в 1996 году, на его результаты могли повлиять неоднородности, присущие временным рядам (рис. 3). В противоположность этому, Романовский и Кузьмиченок (Romanovskij and Kuz'michenok, 2005) сопоставили временные ряды двух станций в Иссык-Кульском бассейне и обнаружили более сильные отрицательные тренды в средних апрельских и июльских температурах на более высокой отметке за период 1973–2003 гг. Для зимних месяцев Маматканов (Маматканов и соавторы, 2006) нашел очень четкие элементы уменьшения положительных трендов с ростом высотных отметок и даже отрицательные тренды на более высоких отметках во внутреннем Тянь-Шане. Тогда как Гиз и Моссиг (Giese and Mossig, 2004) отмечали, что для сентябрьских температур на Тянь-Шане тренды были меньше на более высоких отметках, хотя все еще видимыми в ледниково-снеговой зоне, Маматканов (Маматканов и соавторы, 2006) сообщал, что тренды потепления сентябрьских температур не проявляли зависимость от высотных отметок.

Для других горных систем имеются данные, что большие температурные тренды связаны со среднемесячной изотермой $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. отметкой, где среднемесячная температура равна $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, и что

минимальные температуры демонстрируют выраженную высотную зависимость трендов, увеличивающихся с высотой (*Rangwala and Miller, 2012*). Для горных хребтов Центральной Азии такие исследования пока не проводились.

2.3.5. Каков территориальный характер потепления в верхних водосборах Центральной Азии?

Только в некоторых исследованиях данный вопрос был затронут подробно, а обобщение региональной картины по результатам отдельных исследований небольших суб-регионов бесполезно, поскольку используются разные периоды и методы оценки трендов, что дает большой разброс результатов, которые несопоставимы. Многие исследования сосредоточены на изменении климата в районе различных горных хребтов Тянь-Шаня и они, по большей части, едины в том, что северная часть Тянь-Шаня показывает наименьшие тренды потепления в среднегодовой температуре. В отношении других частей Тянь-Шаня результаты этих исследований не сходятся достаточно хорошо, особенно по внутреннему и центральному Тянь-Шаню, являющимся главными верхними водосборами рек Нарын и Сырдарья. Айзен (*Aizen et al., 1997*) отмечает самые большие температурные тренды в территориально усредненных среднегодовых и летних средних температурах в центральном Тянь-Шане, а самые маленькие на северном Тянь-Шане. Это только частично подтверждается Подрезовым (*Подрезов и соавторы, 2002*) и МЭЧС КР (*2003*), которые обнаружили самые сильные тенденции потепления в среднегодовой температуре на юго-западе Тянь-Шаня и в бассейне Иссык-Куля по сравнению с небольшими положительными трендами в северном и северо-западном, а также внутреннем Тянь-Шане. Гиз и Моссиг (*Giese and Mossig, 2004*) и Гиз и соавторы (*Giese et al., 2007*) обнаружили минимальные темпы потепления в северном Тянь-Шане, средние темпы в западном и южном Тянь-Шане, и самые высокие тренды в бассейне Иссык-Куля и во внутреннем Тянь-Шане. Хотя эти результаты за период 1950–2000 гг. хорошо согласуются с выводами Айзена (*Aizen et al., 1997*), период времени 1972–2000 гг. уже дал разные территориальные картины с минимальными и даже отрицательными трендами во внутреннем и южном Тянь-Шане, хотя, весьма вероятно, это является результатом выбранного начального 1972 года, который был очень холодным в предгорьях и северном Тянь-Шане, тем самым, давая высокие растущие тренды (*Giese and Mossig, 2004*). Только в очень немногих исследованиях изучались климатические тренды в Памирских горах. МОП РТ (*2002*) обнаружило небольшие и даже отрицательные тренды в среднегодовой температуре в период 1961–1990 гг. в горах Центрального Таджикистана, Рушане и на реке Зеравшан.

Альтернативным путем оценки территориального распределения трендов является использование региональных климатических моделей с

высоким разрешением. Они появились в прошлые годы, и дают ценную информацию. Манниг (*Mannig et al., 2013*) использовал региональную климатическую модель REMO на основе общей модели циркуляции ECHAM5 для моделирования изменений климата в Центральной Азии с 1960 по 2000 гг. Он обнаружил, что летом потепление более выражено в южных частях Центральной Азии; зимой моделировалось сильное потепление в северной и северо-западных частях Центральной Азии (юг России и северный Казахстан) и в высокогорных хребтах Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша и Тибетского плато.

2.4. Изменения в атмосферных осадках

В глобальном масштабе ожидается, что растущие поверхностные температуры усилят гидрологический цикл за счет увеличения водоудерживающей способности атмосферы и, тем самым, вызывая более интенсивные осадки, но при этом с уменьшением продолжительности и/или частоты их выпадения (*Trenberth et al., 2007*). По Центральной Азии есть мало информации о частоте и интенсивности отдельных случаев выпадения осадков, поскольку большинство исследований сосредоточено на изменениях в общем годовом или месячном количестве осадков.

2.4.1. Изменится ли годовое количество осадков?

Даже в большей степени, чем для температурных изменений, полученные данные по изменениям осадков для верхних водосборов Центральной Азии сильно отличаются друг от друга. Во многих исследованиях утверждается, что по годовому количеству осадков не обнаруживаются отчетливые или значительные тренды (*Giese and Mossig, 2004; Bolch, 2007; Чуб, 2007; Bolch and Marchenko, 2009; Kutuzov and Shahgedanova, 2009*). Гиз и Моссиг (*Giese and Mossig, 2004*) отмечают, что многолетние ряды осадков демонстрируют неравномерные циклические колебания и отсутствие общих признаков тренда. Только по отдельным станциям и выборочным периодам тренда можно обнаружить восходящие или нисходящие тренды. Чуб (*Чуб, 2007*) утверждает, что значительные изменения в годовом количестве осадков наблюдаются только на небольшом количестве станций, однако их колебания значительно выросли примерно на 1/3 обследованных станций на территории Узбекистана. В некоторых исследованиях обнаружено увеличение годового количества осадков, н-р у Бехнера (*Böhner, 1996*) по многолетним наблюдениям на станциях в предгорьях Тянь-Шаня, Айзена (*Aizen et al., 1997*) в предгорьях северного и западного Тянь-Шаня, Романовского (*Романовский, 2002*) и Маматканова (*Маматканов и соавторы, 2006*) для северного и западного Тянь-Шаня и у Занга (*Zhang et al., 2009*) для средних и высоких отметок на северо-восточном Тянь-Шане. Уменьшение годового количества осадков констатируется

Подрезовым (Подрезов и соавторы, 2001), Романовским (Романовский, 2002) и Маматкановым (Маматканов и соавторы, 2006) для внутреннего Тянь-Шаня, Кригелем (Kriegel et al., 2013) для двух станций на более высоких отметках Нарынского бассейна (внутренний Тянь-Шань) и Зангом (Zhang et al., 2009) для низких отметок северо-восточного Тянь-Шаня. Интенсивность изменения варьирует в широком диапазоне от –30 мм до +50 мм в 10 лет для годового количества осадков. Самые крайние и противоречивые значения этого показателя были обнаружены Болхом (Bolch, 2007) для двух станций в северном Тянь-Шане и для двух разных периодов тренда.

2.4.2. Сезонные изменения в осадках

Аналогично годовому количеству осадков, имеется большое разнообразие данных по сезонным изменениям в осадках. В ряде исследований отмечается увеличение осадков, главным образом, в холодное время года, для средних и высоких отметок северо-восточного Тянь-Шаня, у Айзена (Aizen et al., 1997) для всего Тянь-Шаня, Романовского и Кузьмиченка (Romanovskij and Kuz'micenok, 2005) для бассейна Иссык-Куля. Для Памира Финаев (Finaev, 1999) обнаружил самые большие положительные тренды осадков зимой и весной. В других исследованиях найдено увеличение осадков в теплое время года: Романовский (Романовский, 2002) и Романовский и Кузьмиченко (Romanovskij and Kuz'micenok, 2005) для одной станции в бассейне Иссык-Куля за период времени 1973–2003 гг., Маматканов (Маматканов и соавторы, 2006) для 19 станций на Тянь-Шане и в его предгорьях за период 1972–2001 гг., Карандаева и Царев (Карандаева и Царев, 2005) для 5 станций на Памиро-Алае за период 1960–1990 гг., Чуб (Чуб, 2007) на юге Узбекистана, Занг (Zhang et al., 2009) для низких отметок северо-восточного Тянь-Шаня. Маматканов (Маматканов и соавторы, 2006) предполагает, что увеличение летних осадков связано, главным образом, с повышением частоты проливных дождей - без предоставления доказательств этого.

В нескольких исследованиях уменьшение годового количества осадков во внутреннем Тянь-Шане объясняется уменьшением количества осадков, выпадающих летом (Подрезов и соавторы, 2001; Романовский, 2002; Маматканов и соавторы, 2006; Kriegel et al., 2013). Хромова (Khromova et al., 2003) обнаружила уменьшающееся соотношение летних к зимним осадкам на Тянь-Шаньской станции в Ак-Ширакском горном массиве за период времени 1930–1998 гг.

2.4.3. Территориальный характер изменений осадков

Приведенные выше проблемы с определением территориального характера изменений температуры также относятся к изменениям

осадков. Большинство из рассмотренных исследований сосредоточены на горном массиве Тянь-Шань. Айзен (*Aizen et al., 1997*) сообщал о значительных изменениях в территориально осредненном годовом количестве осадков для северного и западного Тянь-Шаня, но только в предгорьях. Самые большие положительные тренды были обнаружены в северном и западном Тянь-Шане, а самые малые в центральном Тянь-Шане. Это частично подтверждается Подрезовым (*Подрезов и соавторы, 2002*), который обнаружил самые большие тренды осадков на севере, северо-западе и юго-западе Кыргызстана. Кроме того, он обнаружил отрицательные тренды годового количества осадков во внутреннем Тянь-Шане — что, по-видимому, согласуется с результатами, приведенными в работах Подрезова (*Подрезов и соавторы, 2001*), Романовского (*Романовский, 2002*), Маматканова (*Маматканов и соавторы, 2006*) и Кригеля (*Kriegel et al., 2013*).

Что касается зависимости трендов осадков от высотных отметок, то здесь результаты противоречивы. Тогда как Финаев (*Finaev, 1999*) отмечает рост положительных трендов в годовом количестве осадков по мере увеличения высоты по 4 станциям на Памире, Диких (*Dikich, 2004*) обнаруживает понижающиеся тренды осадков с высотой для бассейна Иссык-Куля. Конкретнее, он выявил положительные тренды годового количества осадков в предгорьях бассейна Иссык-Куля и отрицательные тренды на более высоких отметках за период 1963–2000 гг. и предположил, что потепление климата может менять текущий градиент увеличения осадков с высотой. В противоположность этому Занг (*Zhang et al., 2009*) отмечает, что на средних и высоких отметках северо-восточного Тянь-Шаня преобладают повышающиеся тренды осадков, которые частично являются значительными, а на низких отметках имеют место смешанные тренды увеличения и уменьшения осадков в отдельные месяцы.

3. Изменения в криосфере

Общепризнано, что криосфера является важным компонентом водных запасов в Центральной Азии, который вносит существенный вклад в речной сток (*Armstrong, 2010; раздел 4 этого обзора*). Если сезонный снеговой покров хранит воду, в основном, во внутригодовом масштабе, ледники хранят воду десятилетиями и веками, тем самым, частично компенсируя межгодовые колебания осадков и вклада талых снеговых вод в речной сток. Ожидается, что изменения в криосфере непосредственно повлияют на водообеспеченность и, следовательно, окажут серьезное воздействие на население и экономику стран нижнего течения (*Barnett et al., 2005; Kaser et al., 2010; Bolch et al., 2012*). Поэтому исключительно важно понять и количественно оценить воздействие изменения климата на массу, объем и форму ледников. Это побудило ряд исследователей проанализировать изменения в криосфере, хотя только

некоторые из исследований были посвящены количественной оценке последствий для динамики речного стока и водообеспеченности.

В следующем разделе рассматриваются имеющиеся знания об изменениях в криосфере Центральной Азии с акцентом на изменениях в оледенении и сезонном снеговом покрове. Роль многолетней мерзлоты в водном балансе верхних водосборных бассейнов Центральной Азии еще не оценена, хотя в последние десятилетия были начаты исследования по изучению изменений в распределении, мощности и температурах многолетней мерзлоты (Марченко, 1999; Marchenko et al., 2007; Bolch and Marchenko, 2009).

3.1. Изменение характера оледенения

3.1.1. База данных рассмотренных исследований

Имеющаяся литература демонстрирует большое пристрастие к оценкам изменений в площади и местоположении конца ледников. Из-за недостатка данных очень мало исследований, в которых изучается баланс массы ледника, характеризующий немедленную реакцию ледника на изменяющийся климат. Непрерывные данные по балансу для временных рядов более 10 лет имеются только для девяти ледников Тянь-Шаня, причем самые ранние регулярные наблюдения начались в 1957 году (Dyurgerov and Meier, 2005; для обзора истории мониторинга ледников см. Михаленко и соавторы, 1995, и Kotlyakov and Severskiy, 2009). Однако выборочные ледники среднего размера с многолетними наблюдениями не являются полностью репрезентативными для всего диапазона ледников по их размерам и видам, а также климатических условий Тянь-Шаня, кроме того оценки баланса массы основывались на разных методических подходах, что препятствует прямому сравнению (Михаленко и соавторы, 1995). После 2000 года наблюдения имеются только по леднику Туяксу и леднику №1 в Урумчи соответственно на севере и востоке Тянь-Шаня (Dyurgerov and Meier, 2005; WGMS, 2007, 2009, 2011). На других ледниках, например, леднике Абрамова, Карабаткак и Голубина измерения баланса массы были прекращены после развала Советского Союза. Только в последнее время возобновляются многократные наблюдения (Hoelzle et al., 2012) и реконструируются ретроспективные балансы массы, чтобы заполнить пробелы во временных рядах баланса массы (Barandun et al., 2013; Gardelle et al., 2013).

Учитывая дороговизну непрерывных натуральных измерений балансов массы и их проведение только на нескольких выборочных ледниках, в последние 20 лет все больше применяются методы оценки динамики ледников на основе данных дистанционного зондирования. Изменения в объеме ледников определялись на основе оценки многократных цифровых моделей рельефа (DEM, Surazakov and Aizen, 2006; Gardelle et

al., 2013), но только малое количество готовых к использованию моделей DEM имеется для Центральной Азии (SRTM DEM, ASTER GDEM, IceSat – все после 2000 года), и поэтому создание новых DEM требует дополнительных усилий. Оценки площади и местоположения конца ледников в последнее время обычно основываются на информации дистанционного зондирования, в основном спутниковых данных ASTER, Landsat и SPOT. Оконтуривание ледников обычно выполняется с помощью полуавтоматического подхода, т.е. оконтуривание вручную ледников, покрытых мореной, подкрепляемое спутниковыми снимками высокого разрешения, тепловыми полосами, стереоизмерениями и/или геоморфологическим анализом (Aizen *et al.*, 2007b; Khromova *et al.*, 2006; Bolch, 2007; Bolch and Marchenko, 2009; Narama *et al.*, 2010).

Для оценки изменений, данные об оледенении за последнее время сопоставляются с ретроспективными наборами данных, такими как исторические аэрофотоснимки, данные российского спутника Ресурс-Ф1, спутниковые снимки Корона (Corona) или Гексагон (Hexagon), топографические карты инвентаризации советских ледников, относящиеся к середине 50-х годов (автор не указан, 1967–1982 гг.). Различия в телеметрических подходах, пространственном разрешении и методах оконтуривания приводят к переменным неточностям для каждого из сравниваемого наборов данных и, таким образом, эти наборы данных обычно не дают последовательных временных рядов. Однако только в нескольких исследованиях были количественно оценены сопутствующие неточности. Болх (Bolch, 2007) оценил неточность оконтуривания ледников по снимкам Landsat в комбинации с морфометрическим анализом, которая составила порядка 3% по сравнению с последней детализированной картой. Более высокие неточности были обнаружены Гаггом (Hagg *et al.*, 2013), который использовал буфер вокруг выявленных контуров ледников и пришел к выводу, что погрешность в значениях площади ледников составляла от +11% до –10% для снимков Landsat и от +7.5% до –5.6% для снимков SPOT.

Что касается неопределенностей, связанных с использованием данных советской инвентаризации ледников, Кузьмиченок и Лью (Кузьмиченок и Лью, 1995) отмечают, что советский каталог ледников не является согласованным. Для разных горных хребтов информация о ледниках собиралась в разные моменты времени, и применялись различные подходы оконтуривания на основе наборов данных, которые включали как стереоскопические фотоснимки высокого разрешения, так и грубые топографические карты. Кроме того, ледниковые комплексы были разделены на ряд отдельных ледников. Авторы пришли к выводу, что эти части советского каталога ледников, которые основываются на топографических картах периода 1940–1960-х годов, являются неполными и плохого качества. По Заилийскому Алатау Северский и Токмагамбетов (Северский и Токмагамбетов, 2005) отмечают, что в советской инвентаризации ледников использовались топографические

карты масштаба 1:100000 для документального оформления контуров ледников, что не позволило нанести на карту ледники, площадью менее 0,1 км². Кроме того, ряд более крупных ледников отсутствует в инвентаризации ледников, особенно в районе хребтов Заилийского и Кунгей Алатау. Для долины Малой Алматинки в Заилийском Алатау Болх и Марченко (*Bolch and Marchenko, 2009*) получили погрешность порядка 5% для данных советского каталога ледников, сопоставляя их с детальной картой ледников, которая основывалась на наземных наблюдениях. Для исследуемого ими района на Памире Десинов и Коновалов (*Десинов и Коновалов, 2007*) отмечают, что неопределенности, связанные с оконтуриванием ледников, увеличились для самых последних наборов данных дистанционных измерений вследствие их более низкого пространственного разрешения по сравнению с аэрофотоснимками и данными Ресурс-Ф1, которые использовались при составлении ретроспективной советской инвентаризации ледников. Глазырин (*Глазырин, 2007*) упоминает, что неопределенность оконтуривания площади ледников особенно высокая для небольших ледников. Это означает, что для относительно короткого периода исследований (около 20 лет или менее) погрешности, вероятно, того же порядка, что и наблюдаемые изменения, и поэтому результаты должны интерпретироваться с осторожностью. Некоторые исследователи (*Северский и Токмагамбетов, 2005; Aizen et al., 2007b; личное общение с В. Кузьмиченком*) критично рассматривают использование советских топографических карт и инвентаризации ледников, основывающейся на них, поскольку эти карты, как известно, было преднамеренно искажены по военным соображениям, тем самым предоставляя недостоверную информацию о площади и высоте. Сорг (*Sorg et al., 2012*) замечает, что данные советской инвентаризации ледников, вероятно, давали завышенную оценку площади ледников из-за неверного толкования свежепокрытых снегом площадей и, поэтому, исследования, опирающиеся на эти данные, склонны переоценивать размеры сокращения ледников (*Khromova et al., 2003; Bolch, 2007; Bolch and Marchenko, 2009*). В последнее десятилетие спутниковая гравиметрия радикально изменила возможности мониторинга и обнаружения крупных изменений в массе на земле. Недавно Якоб и соавторы (*Jacob et al., 2012*) представили глобальные оценки баланса массы ледников на основе данных GRACE за период 2003–2010 гг., включая отдельные оценки для Тянь-Шаня и Памира/Куьнлунь Шаня (соответственно, с интенсивностью -5 ± 6 Гт/год и -1 ± 5 Гт/год). Их подход все еще подвержен большим неопределенностям (отметьте широкий диапазон достоверности), которые, главным образом, связаны с низкой разрешающей способностью данных GRACE и геофизическими моделями, используемыми для уменьшения сигналов, отличных от массы ледника. Гюнтнер и соавторы (*Güntner et al., 2012*) стремятся уменьшить эту неопределенность для высокогорных районов Центральной Азии. Таким

образом, гравиметрические данные могут стать надежной альтернативой крупномасштабным оценкам баланса массы в ближайшем будущем.

3.1.2. Наблюдаемые изменения

За последние два столетия ледники достигли своего максимального размера во время Малого ледникового периода (МЛП) и начали отступать и терять массу в первой половине 19-го века. Такая картина наблюдалась во всем мире (*Oerlemans, 2005*) и подтверждалась для Центральной Азии (*Solomina, 2000; Solomina et al., 2004; Kutuzov and Shahgedanova, 2009*). За последние сорок лет были обнаружены следующие изменения в высокогорных районах Центральной Азии: (1) преимущественно отрицательные балансы массы ледников; (2) уменьшение площади поверхности и объема ледников, как в масштабе горных хребтов, так и у отдельных ледников; (3) полное исчезновение многих небольших ледников; (4) отделение некоторых отделов ледников от своих родительских ледников; (5) увеличение минимальной высоты ледника (отступление конца ледников); (6) увеличение высоты границы питания ледников; (7) увеличение заморенности ледников.

Нельзя относить наблюдаемые изменения в ледниках к изменению климата, так как имеющие место процессы происходят в разные периоды времени. Тогда как баланс массы ледников напрямую отражает межгодовую изменчивость движущих сил климата, таких как солнечная радиация, температура воздуха и осадки, изменения в площади ледников и концов ледников происходят с задержкой во времени. Время, которое уходит у отдельного ледника на подгонку его геометрии в соответствии с изменениями климата, можно определить по времени реакции, времени оборота массы или времени реагирования ледника (*Bahr et al., 1998; Cogley et al., 2011*) и оно может колебаться от нескольких лет в морском климате до столетий в условиях континентального климата (*Johannesson et al., 1989; Oerlemans, 2005; Raper and Braithwaite, 2009*). Для Тянь-Шаня Баков и Чен (*Баков и Чен, 1995*) оценили время оборота массы в интервале от 165 до 900 лет, с более длительным периодом в центральном Тянь-Шане и более короткими периодами оборота масса в северном и северо-западном Тянь-Шане (*отметьте разницу во времени реакции - по данным Cogley et al., 2011*). Таким образом, измерения положения конца ледника и площади ледника характеризуют реакцию ледника на изменение климата только ограниченно, поскольку они регулируются ледниковой динамикой и зависят от чувствительности ледника к воздействию климата (*Zemp et al., 2008; Cuffey and Paterson, 2010*).

Традиционно международные исследования в области изменений ледников были ориентированы на выборочные горные хребты и покрытые ледником массивы с областями исследования, пересекающими границы речных бассейнов. Таким образом, связь между отступлением

ледников в Центральной Азии и изменениями в речном стоке не могла быть строго установлена и скорее обсуждалась в общих чертах. Только недавно в нескольких исследованиях были проанализированы изменения площади и объема ледников с гидрологической или бассейновой позиции (*Niederer et al., 2008; Wagner and Hoelzle, 2010; Hagg et al., 2013; Kriegel et al., 2013*), тем самым, начиная заполнять пробелы в знаниях между изменениями в криосфере и речном стоке.

В данном обзоре мы уделяем внимание исследованиям, в которых изучаются изменения в балансе массы ледника, площади и объеме ледников.

3.1.3. Каков территориальный характер изменений площади ледников и определяющие его факторы?

В ряде исследований изучались изменения площади ледников за последние десятилетия в Центральной Азии, показывающие характер отступления ледников и потери их площади (*Shetinnikov, 1993; Макаревич и Луц, 1995; Khromova et al., 2003; Khromova et al., 2006; Li et al., 2006; Narama et al., 2006; Aizen et al., 2007b; Bolch, 2007; Niederer et al., 2008; Kutuzov and Shahgedanova, 2009; Narama et al., 2010; Hagg et al., 2013; Kriegel et al., 2013*). Выявленные изменения площади ледников являются неоднородными, причем более сильные потери наблюдаются на северной и восточной границах горной системы (рис. 4). Показано, что на некоторых хребтах северного Тянь-Шаня ледники претерпели относительно большое сокращение площади порядка 30% в течение 40 лет (>32% в Заилийском и Кунгей Алатау с 1955 по 1999 гг. по данным Болха (*Bolch, 2007*); 28% в Сокулукской долине за период 1963–2000 гг. по данным Ниедерера (*Niederer et al., 2008*). Также для Пскемского района на окраинах западного Тянь-Шаня Нарама и соавторы (*Narama et al., 2010*) обнаружили 19% потерю площади за период примерно с ~1970 по ~2000 гг., а ледники во внутреннем Тянь-Шане (Акширакский ледниковый массив) показывают умеренные потери площади в размере 12,8% и 8,6% соответственно за период с 1943 г. и с 1977 г. по 2003 г. (*Aizen et al., 2007b*). Хромова и соавторы (*Khromova et al., 2003, 2006*) указали на очень высокие потери площади >25% (1943–2001 гг.) и >18% (1978–2001 гг.) соответственно в Акширакском массиве и на восточном Памире, что не подкрепляется другими исследованиями, отмечающими гораздо меньший уровень сокращения площади за сопоставимые периоды (*Aizen et al., 2007b, и Kriegel et al., 2013, для Акширака; Wagner and Hoelzle, 2010, для Памира*). Айзен (*Aizen et al., 2007b*) указывает на возможные методологические упущения, связанные с выбором Хромовой и соавторами (*Khromova et al., 2003*) ретроспективных данных по ледникам и подвергает сомнению их выводы.

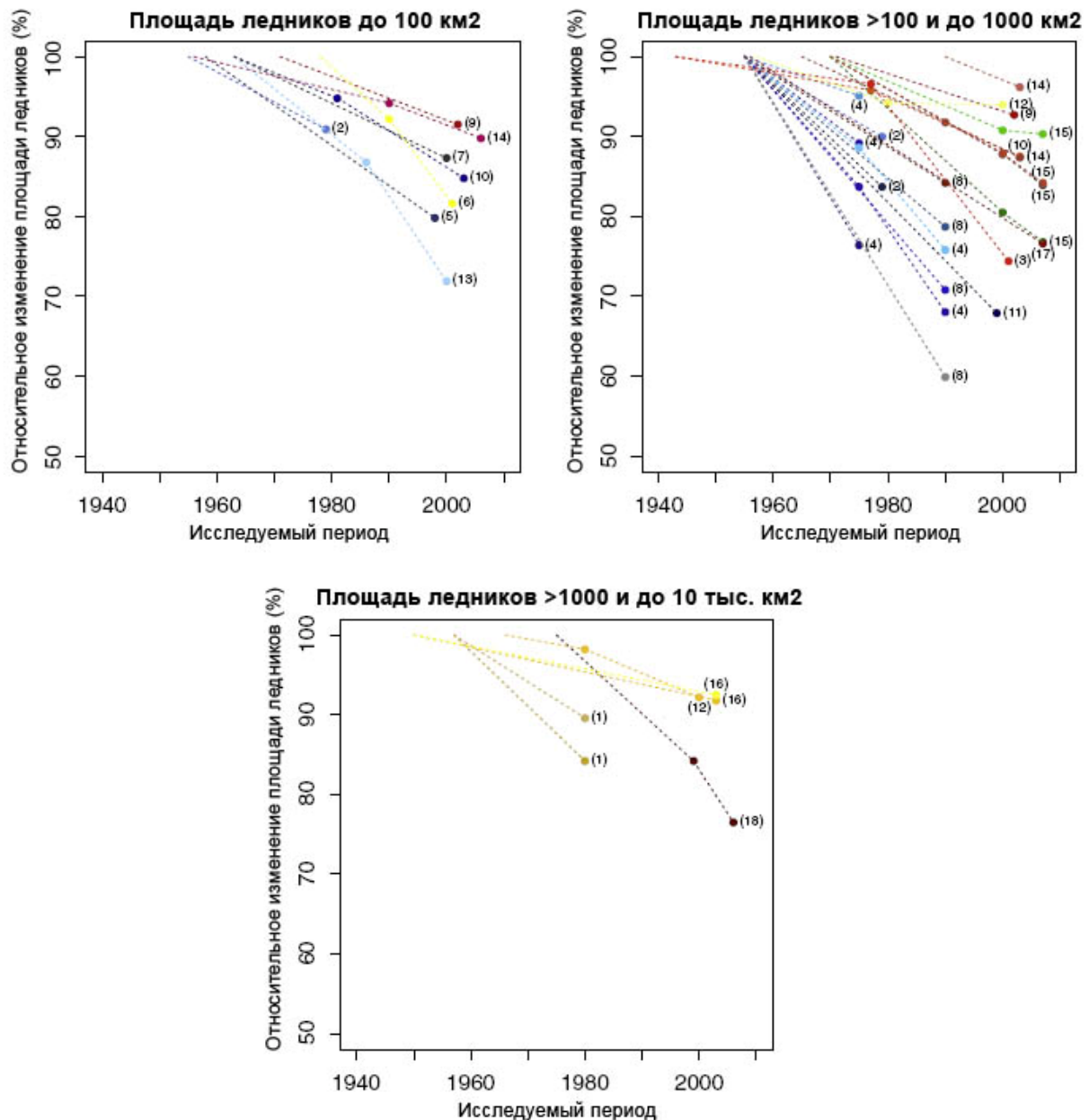


Рис. 4. Относительные изменения в площади ледников на территории верхних водосборов Центральной Азии. Цветами показаны отдельные исследования, синим цветом - исследования в северном Тянь-Шане, красным - во Внутреннем и центральном Тянь-Шане, зеленым - западном и юго-западном Тянь-Шане, серым - восточном Тянь-Шане, желто-коричневым - Памиро-Алае. На основе следующих исследований: (1) *Shetinnikov (1993)*, (2) *Вилесов и соавторы (1993)*, (3) *Khromova et al. (2003)*, (4) *Северский и Токмагамбетов (2005)*, (5) *Hagg et al. (2004)*, (6) *Khromova et al. (2006)*, (7) *Li et al. (2006)*, (8) *Вилесов и соавторы (2006)*, (9) *Narama et al. (2006)*, (10) *Aizen et al. (2007b)*, (11) *Bolch (2007)*, (12) *Десинов и Коновалов (2007)*, (13) *Niederer et al. (2008)*, (14) *Kutuzov and Shahgedanova (2009)*, (15) *Narama et al. (2010)*, (16) *Wagner and Hoelzle (2010)*, (17) *Hagg et al. (2013)*, (18) *Kriegel et al. (2013)*.

Шетинников (*Shetinnikov, 1993*) указывал на значительное сокращение площади ледников на 10,3% на Памире за период 1957–1980 гг., с меньшими изменениями в северном и восточном Памире и более значительными сокращениями в западном и южном Памире. За тот же период времени площадь ледников в Гиссаро-Алайском районе уменьшилась на 15,8% (*Shetinnikov, 1993*). Для восточного Тянь-Шаня, в частности на 70 ледниках в среднем Тянь-Шане на китайской территории в период с 1963 по 2000 гг. были обнаружены умеренные потери площади в размере 13% (*Li et al., 2006*).

Как отмечалось раньше (*Макаревич и Луу, 1995; Narama et al., 2010*), использование разных типов данных дистанционных измерений и изучение разных периодов времени препятствуют сопоставлению результатов разных исследований по изменениям ледников. Более того, в то время как в нескольких исследованиях приводятся результаты на основе комплексной инвентаризации большого числа ледников в регионе (*Kutuzov and Shahgedanova, 2009*), в других исследованиях изучаются только некоторые выборочные ледники или небольшие суб-бассейны (*Khromova et al., 2006; Bolch, 2007*).

Неоднородный уровень потери площади ледников по региону может объясняться частично разными картинами изменения климата, а также характеристиками оледенения в каждом суб-регионе, т.е. распределением ледников по размеру, гипсометрией ледника, топографическим уклоном и ориентацией (*Kutuzov and Shahgedanova, 2009; Narama et al., 2010; Kriegel et al., 2013*). В целом более значительные потери площади обнаруживаются у ледников небольшого размера, ледников на более низких отметках, имеющих сравнительно небольшой уклон и южную ориентацию. Эти факторы обсуждаются более подробно в следующих параграфах.

3.1.3.1. Местоположение в горной цепи

В исследованиях, изучавших изменения ледников в нескольких суб-регионах, было обнаружено, что более значительные потери площади происходили на внешних хребтах горной системы Тянь-Шаня (*Макаревич и Луу, 1995; Северский и Токмагамбетов, 2005; Narama et al., 2010*). Для более продолжительного периода со времен Малого ледникового периода Савоскул (*Savoskul, 1997*) отмечал, что большие ледники в холодных и сухих внутренних районах Тянь-Шаня были более стабильны, чем ледники на более теплых и влажных северо-западных хребтах, как в отношении их площади, так и изменений в отметке границы питания ледника (ELA). Котляков и Северский (*Kotlyakov and Severskiy, 2009*) сообщали о меньших потерях площади для орографических закрытых бассейнов восточного Тянь-Шаня. Более крупные изменения во внешних горных цепях объясняются (1) более высоким оборотом ледовой массы вследствие большего количества

осадков и, поэтому, более высокой чувствительности ледников к изменению климата (*Chaohai and Tianding, 1992; Баков и Чен, 1995; Михаленко и соавторы, 1995; Narata et al., 2010*); (2) более низкой средней высотной отметкой концов ледников (*Макаревич и Луу, 1995; Narata et al., 2010*); (3) тем фактом, что с увеличением континентальности в направлении внутренней и восточной частей Тянь-Шаня преобладают ледники типа летней аккумуляции, которые показывают меньший оборот массы и сниженную абляцию вследствие выпадения свежего снега в теплое время года и сопутствующего увеличения альбедо поверхности (*Chaohai and Tianding, 1992; Ушнурцев и соавторы, 1995; Aizen et al., 2007b*); и (4) различиями в балансе энергии, где турбулентный тепловой поток играет ключевую роль на северном Тянь-Шане, а в центральном Тянь-Шане таяние происходит, главным образом, от солнечной радиации (*Aizen et al., 1995*), что делает ледники северного Тянь-Шаня более уязвимыми к изменениям в температуре воздуха. Однако это не согласуется с результатами Волошина и Кана (*Волошина и Кан, 1995*), которые показали, что для ледника Туюксу в северном Тянь-Шане турбулентный тепловой поток в направлении к поверхности ледника небольшой, составляя всего 9-16% теплового баланса.

3.1.3.2. Размер ледника

Большинство исследований сходится, что в среднем небольшие ледники имеют более крупные относительные потери площади, чем большие ледники на уровне горных хребтов (*Shetinnikov, 1993; Глазырин, 2007 — для Гиссаро-Алая; МОП РТ, 2002 — для таджикских гор; Вилесов и соавторы, 1993, Макаревич и Луу, 1995, и Niederer et al., 2008 — для северного Тянь-Шаня; Narata et al., 2006; Kutuzov and Shahgedanova, 2009; Narata et al., 2010, и Kriegel et al., 2013 — для внутреннего и центрального Тянь-Шаня*). Глазырин (*Глазырин, 2007*) объяснял этот вывод более высоким соотношением периметра к площади у небольших ледников и значительной ролью таяния в краевой зоне, которое происходит в результате теплового излучения окружающих скал, нагретых в летнее время. Кроме того, небольшие ледники обычно имеют более короткое время отклика, т.е. они регулируют свою площадь быстрее в ответ на изменения в балансе массы и, поэтому, более чувствительны к изменениям климатических условий (*Johannesson et al., 1989; Bahr et al., 1998; Oerlemans, 2005; Raper and Braithwaite, 2009; Cogley et al., 2011*).

Напротив, Северский и Токмагамбетов (*Северский и Токмагамбетов, 2005*) предположили, что ледниковые формы малого размера в северном Тянь-Шане и в Джунгарском Алатау более стабильны и менее подвержены воздействию потепления климата, хотя они не дали объяснения этому. В любом случае небольшие ледники имеют более

высокую вариабельность изменений площади, как по величине, так и по знаку изменения площади (Северский и Токмагамбетов, 2005; Глазырин, 2007; Kutuzov and Shahgedanova, 2009; Narama et al., 2010; Kriegel et al., 2013). Это объясняется более сильным воздействием местных факторов, таких как положение, микроклимат (Северский и Токмагамбетов, 2005), распределение в широком диапазоне высотных отметок (Narama et al., 2010; Kriegel et al., 2013) и, следовательно, огромный разброс в отметке фирновой линии (Kotlyakov and Severskiy, 2009). Таким образом, Котляков и Северский (Kotlyakov and Severskiy, 2009) подчеркивают, что на уровне отдельных ледников нельзя строить общее утверждение о том, что более мелкие ледники уменьшаются быстрее более крупных.

3.1.3.3. Ориентация

В нескольких исследованиях было обнаружено, что наиболее интенсивная деградация наблюдается у ледников, расположенных на южных склонах, а ледники на северных склонах более стабильные (МОП РТ, 2002 — для Таджикистана; Kutuzov and Shahgedanova, 2009; Kriegel et al., 2013 — для внутреннего Тянь-Шаня). Это объясняется тем фактом, что обращенные к югу склоны получают большую долю радиации и, следовательно, имеется больше энергии для таяния льда. Однако некоторые исследования не подтверждают эту общую картину: Ниедерер (Niederer et al., 2008) не нашел существенной взаимосвязи между сокращением и ориентацией ледников в Кыргызской цепи (северный Тянь-Шань), а Глазырин (Глазырин, 2007) даже обнаружил, что в Памиро-Алайском районе ледники южной экспозиции более стабильны, чем ледники на других склонах. Он объясняет это более высокими границами питания ледника с более крупным количеством осадков, что приводит к стабильным условиям ледника и меньшим потерям площади. Очевидно, влияние ориентации ледника может быть компенсировано, как минимум частично, другими факторами. Котляков и Северский (Kotlyakov and Severskiy, 2009) отмечают огромную важность макросклона, т.е. преобладающую ориентацию горной цепи, влияющую на циркуляцию воздушных масс и, таким образом, режим температуры и осадков, по сравнению с эффектами микросклона, т.е. ориентации отдельного ледника. Это может быть также объяснено результатами Вилесова (Вилесов и соавторы, 1993) и Макаревича и Лиу (Макаревич и Лиу, 1995), которые сообщали о более крупных относительных потерях площади ледников для северных склонов Заилийского Алатау, чем для южных склонов, где концы ледников расположены на более высоких отметках.

3.1.3.4. Покров морены

Показано, что покров морены сильно влияет на реакцию ледника на потепление климата, также в районе Каракорум-Гималаев (Scherler et

al., 2011). Ледники, покрытые мореной, показывают меньшее сокращение, чем открытые ледники, поскольку покров морены действует как изолятор от солнечной радиации (Østrem, 1959). Это влияние может также объяснить разные темпы сокращения ледников в Центральной Азии, как отмечено Кригелем (Kriegel *et al.*, 2013) для хребта Борколдой в бассейне реки Нарын (Внутренний Тянь-Шань). Увеличение покрова морены на поверхности ледников отмечалось Шетинниковым (Shetinnikov, 1993) и Хромовой (Khromova *et al.*, 2006). Однако нет детальных исследований реакции покрытого мореной ледника на изменение климата и последствий для водности в Центральной Азии, это должно стать предметом будущих исследований.

3.1.3.5. Пульсирующие ледники

Наличие пульсирующих ледников в исследуемой зоне может влиять на результаты оценки изменений в площади ледников, особенно если обследуется только небольшое количество ледников или пульсирующее поведение преобладает в области обследования. Поскольку их динамика часто меньше связана с климатическими сигналами, пульсирующие ледники должны анализироваться с осторожностью (Десинов и Коновалов, 2007; Finaev, 2009; Narata *et al.*, 2010; Wagner and Hoelzle, 2010). Пульсирующее поведение ледников отмечается для всех суб-регионов горных систем Тянь-Шань и Памир, хотя и в разной степени. К началу 90-х Котляковым (Kotlyakov *et al.*, 2008) было выявлено в целом 51 пульсирующий ледник на Памире, а за период 1960–1990 гг. более 20 крупных подвижек имело место в регионе. Десинов и Коновалов (Десинов и Коновалов, 2007) обследовали изменения площади ледников в бассейне реки Муксу на Памире за период 1957–2000 гг. и пришли к выводу, что для класса пульсирующих ледников общая интенсивность сокращения была не меньше, чем для класса ледников без признаков пульсирующего поведения. Баков и Чен (Баков и Чен, 1995) перечислили крупнейшие подвижки ледников для Тянь-Шаня и обнаружили, что пульсирующие ледники расположены, главным образом, в бассейнах рек Сарыджаз и Нарын, концентрируясь в Акширакском массиве (Внутренний Тянь-Шань). Подвижки ледников происходили чаще всего в 50-х и 70-х годах и отвечали за крупнейшие изменения площади в Акширакском массиве (Макаревич и Луу, 1995). Подвижки ледников также отмечались Айзенем (Aizen *et al.*, 2007b) для Безымьянного ледника в Акширакском массиве, Вилесовым (Вилесов и соавторы, 2006) для ледника Богатырь в Заилийском Алатау и Нарамой (Narata *et al.*, 2010) на юго-восточном Ферганском хребте в период 2000–2007 гг.

3.1.4. Как баланс массы ледников, объем и граница питания ледников изменились за последние 50 лет?

3.1.4.1. Баланс массы

Временные ряды баланса массы некоторых ледников, наблюдаемых в течение длительного периода времени на Тянь-Шане и Памире имеют в среднем отрицательные балансы массы за весь период наблюдений (*Dyurgerov and Meier, 2005; рис. 5*). Михаленко (*Михаленко и соавторы, 1995*) отмечает, что более влажные внешние хребты северного и западного Тянь-Шаня имеют более высокий оборот массы за год, повышенную амплитуду межгодовых колебаний и больше отрицательных балансов массы по сравнению с ледниками внутреннего и центрального Тянь-Шаня. Их балансы массы больше подвержены колебаниям в аккумуляции, чем в абляции. Ряд наблюдений показывает, что балансы массы стали преимущественно отрицательными в начале 1970-х, примерно в районе 1972-1973 гг. (рис. 5), что отмечается Чаочай и Тиандингом (*Chaohai and Tianding, 1992*) для ледника Туюксу, Айзенем (*Aizen et al., 2007b*) для ледника Голубина и Усубалиевым и Абылмеизовой (*Усубалиев и Абылмеизова, 2007*) для ледника Карабаткак. Цао (*Сао, 1998*) обнаружил резкие изменения в годовых балансах массы ледников Карабаткак, Туюксу и Урумчи №1 в горах Тянь-Шаня в период с середины до конца 70-х годов. Он отнес эти изменения, главным образом, за счет повышения летней температуры и сопутствующего увеличения годовой абляции, что сопровождалось уменьшением выпадающего количества снега в год и, таким образом, снижением годовой аккумуляции. Автор предположил, что это ступенчатое изменение является реакцией на сдвиг в фоновом состоянии взаимодействующей системы океана и атмосферы над тропической частью Тихого океана в середине 1970-х годов (*Graham, 1994*). Подобные резкие изменения в балансах массы ледников, по-видимому, характерны для многих ледников в других частях мира, как показывает реконструкция температур из длины ледников Орлеманом (*Oerlemans, 2005*). Котляков и Северский (*Kotlyakov and Severskiy, 2009*) отмечают, что потери массы в Заилийском Алатау, Кунгей Алатау и Джунгар Алатау стали менее негативными с конца 80-х к началу 90-х, но временный спад вновь сменился повышением интенсивности потерь массы.

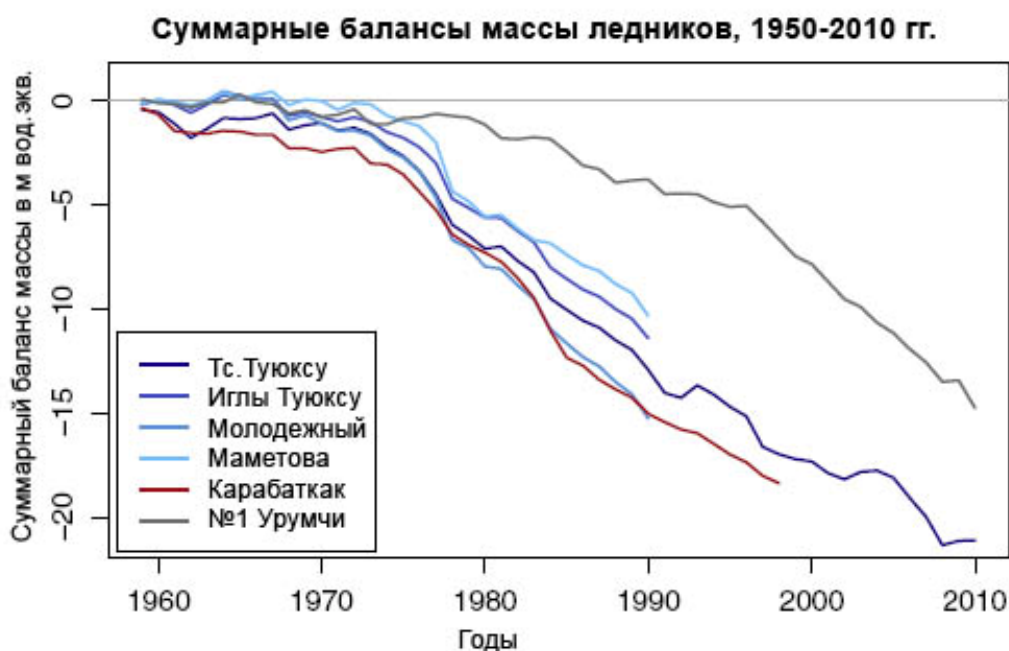


Рис. 5. Суммарные балансы массы для выборочных ледников, наблюдаемых в течение долгого времени в Центральной Азии, за период 1959-2010 гг. На основе данных Дюргерова и Мейера (2005) и Всемирной службы мониторинга ледников (2007, 2009, 2011).

3.1.4.2. Толщина льда и объем ледников

До настоящего времени опубликовано мало оценок изменений в толщине льда и объеме ледников в Центральной Азии (для Памиро-Алая: *Shetinnikov, 1993; Kopovalov and Shchetinnicov, 1994, и Wagner and Hoelzle, 2010*; для северного Тянь-Шаня: *Вилесов и соавторы, 1993; Макаревич и Луу, 1995; Вилесов и Уваров, 2001, и Dikich, 2004*; для водосбора Большого Нарына в центральном Тянь-Шане: *Hagg et al., 2013*). В них использовались, главным образом, подходы скейлинга зависимости объема от площади различной сложности (*Shetinnikov, 1993; Вилесов и соавторы, 1993; Kopovalov and Shchetinnicov, 1994; Вилесов и Уваров, 2001; Wagner and Hoelzle, 2010; Hagg et al., 2013*), известные своей высокой неточностью из-за допущения немедленного реагирования ледников (*Bahr et al., 1997*) и надежностью только для образцов крупных ледников. Вагнер и Хоэлц (*Wagner and Hoelzle, 2010*), например, приводили диапазон погрешностей своей схемы параметризации $\pm 30\%$, что намного выше оценки изменения объема -10% . Для оценки изменений в толщине льда и объеме ледников в Акширакском массиве гор Тянь-Шаня Суразаков и Айзен (*Surazakov and Aizen, 2006*) и Айзен и соавторы (*Aizen et al., 2007b*) использовали ретроспективные аэрофотоснимки и топографические карты, чтобы

построить две цифровые модели рельефа за 1943 г. и 1977 г. В ходе исследований было обнаружено, что с 1943 по 1977 гг. средняя площадь поверхности Акширакского массива уменьшилась на $8,3 \pm 3,9$ м, а суммарные потери объема составили $-3,6$ км³. Сопоставление с последней цифровой моделью SRTM за 2000 год дает суммарные потери объема в районе 9,7 км³ за период 1943–2000 гг., что соответствует примерно 29% от начального объема ледников (Aizen et al., 2007b). Уменьшение толщины ледников произошло, главным образом, на языках больших ледников на низких отметках, достигая -126 м, но толщина льда также уменьшилась в зоне аккумуляции, хотя погрешности там выше оцененных изменений. Некоторые ледники демонстрируют большие вариации высоты поверхности во времени с тенденциями, как повышения, так и понижения (± 60 м) по всему леднику, что Суразаков и Айзен (Surazakov and Aizen, 2006) интерпретировали как пульсирующее поведение.

3.1.4.3. Высота границы питания ледника

Очень мало исследований дает информации об изменениях в высоте границе питания ледника. Ниедерер (Niederer et al., 2008) оценил, что в северном Тянь-Шане высота границы питания увеличилась примерно на 40 м с 60-х годов до 2000 года. Кутузов и Шагеданова (Kutuzov and Shahgedanova, 2009) отмечают, что на Карабаткакском леднике наблюдаемая граница питания поднялась примерно на 130 м в период 1957–1997 гг., что будет соответствовать изменению в пределах $+180$ и $+260$ м на 1 °С повышения температуры в период с мая по сентябрь на прилегающих метеостанциях. В двух других исследованиях моделировалась чувствительность высоты границы питания ледника к изменениям климата и была обнаружена меньшая чувствительность по сравнению с той, которая наблюдалась Кутузовым и Шагедановой (Kutuzov and Shahgedanova, 2009). Для ледников на Алае и в западном Тянь-Шане Глазырин и соавторы (Glazirin et al., 2002) обнаружили, что для оледенения в установившемся режиме повышение средней летней температуры на 1 °С или понижение годового количества осадков на 20% может вызвать увеличение высоты границы питания на $+120$ - $+140$ м. Исходя из эмпирической зависимости между высотой границы питания ледника и средней летней температурой, а также годовым количеством осадков, полученной для пяти ледников по многолетним наблюдениям на Тянь-Шане и Алае, Айзен и соавторы (Aizen et al., 2007a) сделали вывод, что если средняя летняя температура повышается на 1 °С, то годовое количество осадков должно увеличиться на 100 мм для сохранения той же высоты границы питания ледников. Однако эту зависимость между повышением температуры и компенсирующим количеством осадков, выраженную в абсолютных числах, следует рассматривать как определяемую характеристиками конкретного региона.

3.1.4.4. Доля области питания

Только в одном исследовании приводятся изменения в доле области питания (ДОП). Кутузов и Шагеданова (*Kutuzov and Shahgedanova, 2009*) отметили, что ДОП Карабаткакского ледника сильно уменьшилась с 0,7 в 70-х до 0,54 в 90-х. Это соответствует результатам глобального исследования Дюргерова (*Dyurgerov, 2003*), который обнаружил статистически значимые изменения в осредненных на глобальном уровне ДОП в середине 70-х и в конце 80-х, причем значения ДОП снизились приблизительно до 0,3 в 1998 году. Аналогичные коэффициенты ДОП в последнее время приводятся Подрезовым (*Подрезов и соавторы, 2001*), который указывает, что по сравнению с относительно высокими коэффициентами в Сары-Джазском бассейне и на северных склонах Терскей-Алатау (между 0,59 и 0,64), ледники в бассейнах Малого Нарына, Таласа и Аса демонстрируют только средние коэффициенты (0,45), а в нижнем Нарыне коэффициенты довольно низкие (между 0,18 и 0,38).

3.1.5. Ускоряется ли деградация ледников в Центральной Азии?

В целом, более высокие темпы деградации ледников были зафиксированы в самых последних и кратких периодах исследований по сравнению с серединой 20-го века для всех Центрально-Азиатских высокогорных хребтов. Есть данные, что это верно как для балансов массы как показателей краткосрочных изменений климата, а также для площади и объема ледников как показателей долгосрочных климатических изменений. Айзен и соавторы (*Aizen et al., 2007b*) обнаружили ускоренное сокращение площадей и уменьшение толщины Акширакских ледников с повышением вдвое темпов абсолютного ежегодного сокращения площадей в 1977–2003 гг. по сравнению с 1943–1977 гг. Авторы отмечают, что отступление ледников не было равномерным в первый период 1943–1977 гг., некоторые ледники наступали и/или демонстрировали увеличение высоты поверхности, а во второй период 1977–2003 гг. все ледники отступили, а 4 небольших ледника полностью исчезли. Для северного Тянь-Шаня Ниедерер и соавторы (*Niederer et al., 2008*) также сделали вывод об увеличении вдвое годовых темпов сокращения ледников в период 1986–2000 гг. по сравнению с периодом 1963–1986 гг. — но только в отношении небольших и средних ледников площадью менее 1 км². Для класса ледников размером от 1 до 5 км², темпы изменения площади остались стабильными или даже снизились в последнее время. Ускоренное уменьшение площади ледников было также обнаружено Кутузовым и Шагедановой (*Kutuzov and Shahgedanova, 2009*) для восточного хребта Терскей-Алатау, где период 1990–2003 гг. ознаменовал самые высокие

темпы отступления с момента Малого ледникового периода, Нарамой и соавторами (*Narama et al., 2010*) для северо-западного, северного и южного Тянь-Шаня и Десиновым и Коноваловым (*Десинов и Коновалов, 2007*) для неп пульсирующих ледников в бассейне реки Муксу на Памире. Ли и соавторы (*Li et al., 2006*) выявили ускоренное отступление концов ледников в среднем Тянь-Шане на китайской территории в период с 1963 по 2000 гг. В отношении потерь объема ледников Суразаков и Айзен (*Surazakov and Aizen, 2006*) и Айзен (*Aizen et al., 2007b*) обнаружили более высокие годовые темпы сокращения в последние периоды времени для Акширакских ледников в горах Тянь-Шаня (0,105 км³/год и 0,279 км³/год соответственно за 1943–1977 гг. и 1977–1999 гг.). Северский и Токмагамбетов (*Северский и Токмагамбетов, 2005*) предположили, что ускорение сокращения ледников происходило ступенчато во второй половине 70-х; впоследствии темпы сокращения оставались более или менее стабильными в северном Тянь-Шане и Джунгар Алатау. Это соответствует выводу Сяо (*Сао, 1998*) о резких изменениях в балансах массы ледников Карабаткак, Туюксу и Урумчи №1 соответственно в начале и конце 70-х.

Результаты некоторых исследований, по-видимому, противоречат явлению ускоренной деградации ледников, хотя они могут быть объяснены последствиями пульсирования ледников. В исследуемой области на востоке Памира Хромова и соавторы (*Khromova et al., 2006*) определили, что интенсивность отступления концов ледников спала в период 1991–2003 гг. после первоначального повышения в период 1989–1991 гг., однако она была все еще выше средних темпов отступления концов ледников в период 1972–1980 гг. Десинов и Коновалов (*Десинов и Коновалов, 2007*) обнаружили как увеличение, так и уменьшение площадей ледников в результате пульсирующего поведения в бассейне реки Муксу на Памире на фоне общей тенденции сокращения. Для Ферганского хребта на юго-востоке Тянь-Шаня Нарам (*Narama et al., 2010*) зафиксировал замедление общего отступления ледников в 2000–2007 гг. по сравнению с 1970–2000 гг., которое он объясняет рядом подвижек ледников в этот период.

3.2. Изменения в сезонном снежном покрове

Аналогично наблюдаемым изменениям в северном полушарии (*Lemke et al., 2007*), ожидается, что наблюдаемое потепление климата в горах Центральной Азии будет сопровождаться изменениями в сезонном снежном покрове, поскольку большая доля осадков будет выпадать в виде дождя. Высота и длительность залегания сезонного снежного покрова уменьшится. Исходя из мировых оценок, снеговая граница увеличится примерно на 150 м на 1 °С потепления с еще большим увеличением на нижних высотных отметках (*Christensen et al., 2007*). Ожидается, что начало таяния снега сдвинется во времени на раннюю весну, в результате

обеспеченность водой от снеготаяния в летние месяцы уменьшится, когда спрос на воду для целей сельского хозяйства самый высокий (*Barnett et al., 2005*). Через обратную связь между снегом и альбедо изменения в сезонном снежном покрове в Центральной Азии могут сказаться на климате на местном и региональном уровне и усилить потепление у поверхности земли в верховьях рек Центральной Азии (*Aizen et al., 2000; Christensen et al., 2007*). Эти вопросы были затронуты немногими исследованиями по Центральной Азии, не смотря на их большое значение для управления водой.

3.2.1. Данные о сезонном снежном покрове

Данные о высоте снежного покрова и содержании воды в снеге берутся с метеостанций, находящихся в ведении национальных гидрометеорологических служб стран Центральной Азии. В отличие от измерений температуры и осадков, ни метод, ни частота наблюдений за высотой снежного покрова не изменились в двадцатом веке (*Fallot et al., 1997*). Помимо наблюдений в одной точке на метеостанциях, регулярно в высокогорных районах в холодное время года проводились наземные и воздушные снегомерные съемки. Эти съемки обеспечивали также скудную информацию о плотности снежного покрова и содержании воды в снеге. В то же время, три массива данных, собранных по снежному покрову в бывшем Советском Союзе, имеются в архивах Национального центра данных по исследованию снега и льда (NSIDC) и предоставляются по запросу в научных целях:

(1) Массив ретроспективных данных по высоте снежного покрова по Советскому союзу (*HSDSD, Armstrong, 2001*)

Этот набор данных содержит данные наблюдений за высотой снежного покрова с 284 станций Всемирной метеорологической организации (ВМО) в бывшем Советском Союзе за период 1881–1995 гг.

(2) Гидрологические снегомерные съемки бывшего Советского Союза (*Krenke, 1998, обновлено в 2004 г.*)

Этот набор данных содержит суточные и декадные данные наблюдений за высотой снежного покрова и содержанием воды в снеге на 1345 участках на территории бывшего Советского Союза за период 1966–1996 гг. Наблюдения за снежным покровом включают наблюдения на метеостанциях и полевые съемки на 10-й, 20-й дни и конец каждого месяца во время сезона залегания снежного покрова.

(3) Снежный покров Центральной Азии на основе данных гидрометеорологических съемок (*Bedford and Tsarev, 2001*)

Этот набор данных содержит данные по высоте снежного покрова, плотности снега и содержанию воды в снеге на конец месяца для бассейнов Амударьи, Сырдарьи и Нарына за период с 1932 по 1990 гг. Эти

данные были собраны в результате наземных полевых и воздушных съемок с вертолета.

Эти три массива данных обеспечивают информацию о снежном покрове примерно с 70 станций в Центральной Азии, причем только часть из них расположена в горах. Эти данные ограничены во времени, поскольку после распада Советского Союза в 1991 году полевые наземные и воздушные съемки снежного покрова проводились реже в высокогорных районах Таджикистана и Узбекистана и были даже прекращены в Кыргызстане (*Glazirin, 2009*). Некоторые из станций мониторинга снежного покрова, расположенные на средних высотных отметках рядом с поселениями, могут находиться под влиянием урбанизированных районов, например Нарынская станция во внутреннем Тянь-Шане (*Gafurov et al., 2013*).

В нескольких исследованиях точечная информация о снежном покрове была организована на местной основе до территориального охвата. Использовалась либо эмпирическая зависимость температуры от осадков, либо метод градусо-дней для определения твердых (снег) и жидких (дождь) осадков (*Царев и Ведерникова, 2005; Яковлев, 2005; Царев, 2006; Меркушин и Царев, 2007*). Однако большие неточности связаны с такими полевыми оценками снежного покрова, которые происходят из (1) неточностей лежащих в основе оценок осадков, исходя из редких данных с метеостанций, (2) неточностей районирования температуры по горным районам на основе априорных допущений постоянного вертикального градиента температуры. В качестве альтернативы наземным точечным наблюдениям территориальную информацию о сезонном снежном покрове можно получить из данных повторного анализа или на основе спутниковых снимков. Хан и Холко (*Khan and Holko, 2009*) сопоставили значения содержания воды в снеге и высоты снежного покрова, полученные из наборов данных повторного анализа на базе ERA40, NCEP и JRA-25, с полевыми измерениями и обнаружили хорошую сходимость на равнинах бассейна Аральского моря, но заниженную оценку для горных районов.

Продукты дистанционного зондирования, например, от датчиков MODIS, AVHRR или Landsat MSS/TM/ETM+ используются все более широко и демонстрируют возможность достижения приемлемой точности (*по методам распознавания снежного покрова см. Dietz et al., 2012*). Данные AVHRR имеются с 1978 года, имеют пространственное разрешение около 1 км и временное разрешение - 1 сутки. Было разработано несколько алгоритмов для оценки снежного и облачного покрова из данных AVHRR (*Qobilov et al., 2001*). Однако датчик AVHRR много раз заменялся в различных миссиях, требуя адаптацию алгоритмов обработки, и поэтому до настоящего момента времени для Центральной Азии не было опубликовано последовательных многолетних рядов данных по снежному покрову.

Данные Landsat предлагаются с 1972 года, имеют пространственное разрешение 30 м и временное разрешение 16 дней. Вследствие своего высокого пространственного разрешения, данные Landsat могут давать детальный охват снежного покрова по неоднородным горным системам с высокой точностью. Однако у данных Landsat есть следующие недостатки: (1) низкое временное разрешение, (2) частые помехи от аэрозолей и облаков, которые сложно обрабатывать.

Среди свободно доступных продуктов дистанционного зондирования данные MODIS по снежному покрову предлагают наилучшую основу для мониторинга снежного покрова в виду пространственного разрешения 500 м и временного разрешения - дважды в сутки. В отличие от данных Landsat и AVHRR, MODIS обеспечивает уже обработанные данные по снежному покрову в виде конечного продукта, хотя только начиная с 2000 года. Продукция MODIS по снежному покрову оценивалась во многих разных регионах мира (*Ault et al., 2006; Parajka and Bloeschl, 2006*), включая Китай (*Wang et al., 2008; Huang et al., 2011*) и Центральную Азию (*Gafurov et al., 2013*), достигая более 90% точности по сравнению с наземными измерениями и дистанционными данными более высокого пространственного разрешения. Аналогично Landsat и AVHRR, основным недостатком данных MODIS о снежном покрове является облачность, препятствующая распознаванию снега и, поэтому, несколько исследований было нацелено на уменьшение доли облаков с помощью методов пространственной и временной фильтрации (*Parajka and Blöschl, 2008; Liang et al., 2008; Gafurov and Bardossy, 2009; Dietz et al., 2013*).

Помимо оптических дистанционных данных, пассивные микроволновые датчики космического базирования имеют потенциал обеспечить полезную информацию не только о протяженности снежного покрова, но и о высоте покрова и содержании воды в снеге. Основным ограничением для применения в горах Центральной Азии является все еще очень низкое пространственное разрешение от 10 до 25 км (*Lemke et al., 2007; Dietz et al., 2012*).

3.2.2. Изменился ли снежный покров в недавнем прошлом?

Исходя, главным образом, из ретроспективных данных по высоте снежного покрова в бывшем Советском Союзе, был проведен ряд исследований по изучению и количественной оценке в сезонном снежном покрове. Айзен и соавторы (*Aizen et al., 1997*) проанализировали климатические и гидрологические данные с 110 участков на Тянь-Шане путем территориального осреднения наблюдений в трех регионах (западный, центральный и северный Тянь-Шань) и двух высотных зон (выше и ниже 2000 м). Для исследуемого периода 1940–1991 гг. они обнаружили, что, не смотря на тенденцию к повышению осадков,

максимальная толщина снежного покрова уменьшилась на 8–14 см на высоте ниже 2000 м и на 6–19 см выше 2000 м. Время сохранения снежного покрова сократилось на 9 дней. Авторы объяснили свои выводы повышением температуры воздуха и, следовательно, меньшей долей осадков, выпадающих в виде снега, тогда как существенных изменений в осенне-зимних осадках в северных частях Тянь-Шаня не было. Хан и Холко (*Khan and Holko, 2009*) изучали изменения площадей, покрытых снегом, в период с 1971 по 2006 гг., исходя из недельных спутниковых данных, полученных от NOAA/NSIDC (*Armstrong and Brodzik, 2005*), и нашли небольшую, но в то же время существенную тенденцию к понижению для бассейна Аральского моря и северного Казахстана. Фаллот и соавторы (*Falot et al., 1997*) проанализировал тренды толщины снежного покрова в холодное время года по 110 станциям бывшего Советского Союза в период 1881–1984 гг., включая Нарынскую и Туркестанскую станции в горных частях Центральной Азии. Они обнаружили факты уменьшения толщины снежного покрова на Нарынской станции, особенно после 1951 года, что связано с тенденцией потепления на этой станции. Как обсуждалось Гафуровым (*Gafurov et al., 2013*), эта тенденция может частично быть следствием урбанизированного окружения этой станции. Глазырин (*Glazirin, 2009*) провел анализ тенденций изменения в продолжительности сохранения снежного покрова по станциям Ташкент и Ойгаинг и обнаружил небольшую отрицательную тенденцию соответственно за последние 80 и 40 лет, но при этом нет информации о статистической достоверности или доверительном интервале. Тенденция к понижению запасов снега также зафиксирована для Узбекистана в целом в период 1950–2005 гг. (*МАНМ, 2008*).

4. Изменения в речном стоке

Учитывая, что поверхностные воды трансграничных рек являются основным источником воды для орошаемого земледелия (*FAO, 2012*), изменения в объеме и сезонном распределении речного стока могут иметь серьезные последствия для управления водой в Центральной Азии. Тем не менее, мало исследований было посвящено изучению изменений в сезонном речном стоке и очевидно не хватает исследований по изменению крайних значений стока.

4.1. Располагаемые массивы данных

Исследования по изменениям стока обычно базируются на данных о речном стоке, предоставленных гидрометеорологическими службами Центрально-Азиатских стран. В Мировом центре данных по речному стоку (*Global Runoff Data Centre, www.bafg.de/cln_030/nn_266934/GRDC*) и в Базе данных по Центральной Азии Университета Айдахо (*CAD, 2006*) имеются выборочные ряды преимущественно месячных данных до

1992 года. После обретения независимости Центрально-Азиатскими государствами, речная мониторинговая сеть пришла в такой же упадок, что и сеть метеорологических наблюдений (см. Раздел 2), что в итоге привело к прекращению наблюдений, а также повышению разнородности временных рядов вследствие зачастую отсутствия технического обслуживания или прекращения повторной поверки, особенно в верхних водосборах (*Finaev, 2009*). Это необходимо учитывать при изучении изменений стока в более поздние периоды. Особенно не хватает данных по расходу стока рек в зоне формирования стока бассейна реки Тарим, с короткими периодами наблюдений и частыми интервалами отсутствия данных (*Маматканов и соавторы, 2006*).

4.2. Составляющие стока

Считается, что таяние снега и ледников вносит значительный вклад в весенний и летний сток, обеспечивая воду в удобное для сельского хозяйства время и компенсируя последствия выпадения минимального количества осадков в теплое время года и в засушливые годы (*Dikikh et al., 1995*). Однако вклад талых снеговых и ледниковых вод сильно варьирует в пространстве и времени и, в значительной степени, не оценен в количественном выражении (*Armstrong, 2010*). Немногие имеющиеся оценки для выборочных речных бассейнов Центральной Азии (см. обзор в *Sorg et al., 2012*) либо основываются на общих расчетах водного баланса (*Aizen et al., 1995, 1996; Kaser et al., 2010*), либо эмпирическом расчленении гидрографа (*Kemmerikh, 1972*). Ни в одном из рассмотренных исследований, опубликованных за последние 20 лет, не использовались полевые измерения для определения доли составляющих стока или, по крайней мере, для проверки достоверности результатов модели. Могут возникнуть сильные заблуждения из-за неоднозначного понимания ледникового стока в литературных источниках. Тогда как в прошлых Советских и недавних Центрально-Азиатских публикациях «ледниковый сток» часто определяется как общий сток, формирующийся на ледниках, включая таяние снега, фирна, льда, а также жидкие осадки на оледенелых площадях, в международной литературе часто относят к вкладу ледникового стока только фактическое таяние ледникового льда и фирна. Для ясности мы будем использовать термины «суммарный сток с оледенелых поверхностей» и «талые ледниковые воды» для разграничения этих двух концепций.

4.2.1. Какова доля талых снеговых и ледниковых вод в речном стоке?

Кеммерих (*Kemmerikh, 1972*) оценивал вклад грунтовых вод, талых снеговых и ледниковых вод в суммарном стоке Центрально-Азиатских рек на основе методики расчленения гидрографа. Его результаты по

вкладу талых вод варьировали в пределах 5% и 40% на равнинах и до 70% в верхних бассейнах. Однако метод Кеммериха (*Kemmerikh, 1972*) не учитывал суточных осадков в виде дождя и снега в верхних водосборах в период абляции. Вместо этого он предполагал, что после таяния снега, накопленного зимой, поверхностный сток полностью пополняется талыми ледниковыми и фирновыми водами. Это может быть близко к действительности в некоторых небольших высокогорных бассейнах, где доля осадков в летний период относительно небольшая. Однако в большом масштабе этот подход ведет к завышенной оценке вклада талых ледниковых вод, особенно в тех частях Тянь-Шаня, которые получают большую долю осадков летом.

Коновалов и Щетинников (*Konovarov and Shchetinnikov, 1994*) оценили вклад обледенелых поверхностей в летний (июнь-сентябрь) речной сток в бассейнах рек Пяндж, Вахш и Зеравшан за период 1957–1980 гг. Они использовали многолетние средние значения месячных температур и осадков для расчета среднемноголетнего годового стока с помощью гидрологической модели. Они обнаружили, что в средние годы сток от обледенелых поверхностей составлял 41% в летнем стоке реки Пяндж (в створе Нижний Пяндж) и 43% в стоке реки Зеравшан (в створе Дупули). В маловодные годы вклад в сток увеличивался соответственно до 55–72%, 40–74% и 44–61%, а в многоводные годы как абсолютный, так и относительный вклад уменьшались.

Айзен (*Aizen et al., 1995, 1996*) рассчитал вклад жидких осадков, снеговых и ледниковых талых вод в суммарный сток для выборочных речных бассейнов Тянь-Шаня и для периода 1965–1974 гг. на основе метода водного баланса. Они определили талые воды в сезонном снежном покрове как наиболее важный источник поверхностного стока. Для бассейнов на средних высотных отметках ниже 3500 м в.у.м. они сделали вывод, что сток подземных вод является вторым важным компонентом поверхностного стока, внося от 18 до 61% в суммарный годовой речной сток, а для отметок выше 3500 м в.у.м. более важны талые ледниковые воды. Однако их общее заключение о доле вклада ледников в суммарный сток с гор Тянь-Шаня в размере 15–20% (*Aizen et al., 1995*) кажется умозрительным и не подкрепленным представленными результатами.

В работах Дикиха (*Dikikh, 1993; Dikikh et al., 1995; Dikich, 2004*) рассчитан суммарный сток от обледенелых поверхностей на Тянь-Шане с помощью подхода градусо-дня на основе зависимости между температурой воздуха, распределением ледников по высотным отметкам и талыми снеговыми и ледниковыми водами. Показано, что доля в стоке варьирует в широком диапазоне в зависимости от степени обледенения в отдельном водосборе притока. По Тянь-Шаню доля в общем суммарном стоке изменялась от 5,9% для среднего течения Сырдарьи до 46,7% для исследуемой северо-западной части реки Тарим (*Dikikh, 1993; Dikikh et al., 1995*), хотя в отдельных суббассейнах достигались более высокие

значения. По бассейнам Иссык-Куля суммарный сток от обледенелых поверхностей вносил от 5,6 до 87% в летний сток и от 1,5 до 53% в общий годовой сток.

Составляющие стока можно определить более достоверно с помощью распределенного гидрологического моделирования, которое учитывает динамику площади и объема ледников (*Comeau et al., 2009; Huss, 2011; Immerzeel et al., 2012*). Однако для таких исследований требуются значительные усилия по настройке и калибровке модели и до сих пор они не проводились для бассейнов Центральной Азии. Оценки доли талых ледниковых вод, опубликованные для крупных речных бассейнов, следует использовать с осторожностью, поскольку в большом масштабе речной сток находится под воздействием антропогенной деятельности, например отбор воды или накопление воды водохранилищами (*Immerzeel et al., 2010; Kaser et al., 2010*). В этом случае доля стока от талых ледниковых вод на выходе из водосбора может быть сильно завышена, поскольку эти талые воды потребляются или задерживаются в среднем течении и не достигают устья.

4.3. Наблюдаемые изменения стока

4.3.1. Меняется ли среднегодовой сток?

Айзен (*Aizen et al., 1997*) проанализировал тренды регионального стока на Тянь-Шане за период 1941–1991 гг. Он построил динамические ряды регионального стока с помощью метода Тиссена для трех регионов (северного, центрального, западного Тянь-Шаня) и двух высотных зон (ниже и выше 2000 м в.у.м.). Аномалии годового стока (т.е. отклонения от среднегодовых значений) в этих шести регионах в некоторой степени являются синхронными; например, многоводные периоды со стоком выше среднего могут наблюдаться по всему Тянь-Шаню. Эта пространственная когерентность межгодовых колебаний стока указывает на климатическую изменчивость как на крупный определяющий фактор изменений стока. По центральному (ниже и выше 2000 м в.у.м.) и западному (выше 2000 м в.у.м.) Тянь-Шаню были обнаружены значительные отрицательные тренды в годовом стоке (с 5% уровнем достоверности). Изменений в северном (обе высотные зоны) и западном (ниже 2000 м в.у.м.) Тянь-Шане найдено не было. Айзен и соавторы (*Aizen et al., 1997*) сопоставили тренды стока с изменениями температуры, осадков, периода сохранения снежного покрова, максимальной толщины снежного покрова и баланса массы ледников. Для большинства районов они обнаружили противоречивое поведение между изменениями осадков и стока. Положительные тренды годовых осадков и осадков в теплое время года (март-октябрь) для двух районов (северного ниже 2000 м в.у.м.; западного выше 2000 м в.у.м.) не сопровождалось увеличением стока. В трех районах с постоянными осадками сток демонстрировал отрицательные тренды. Эта противоречивость не наблюдается в северном

районе выше 2000 м в.у.м.; здесь как осадки, так и сток не показывают многолетних изменений. Айзен (*Aizen et al., 1997*) пришел к выводу, что повышение температуры определяло изменения в стоке за счет увеличенной эвапотранспирации и измененного формирования стока, н-р, увеличение доли жидких осадков в результате более высоких температур воздуха.

Противоположные тренды стока были обнаружены Ханом и Холко (*Khan and Holko, 2009*) на двух гидропостах в средних течениях Амударьи и Сырдарьи за 1961–2005 гг. Корректируя величины стока по искусственным каналам, водохранилищам и дренажным системам, Хан и Холко (*Khan and Holko, 2009*) реконструировали динамические ряды природного стока для створов Чиназ (рядом с границей между Узбекистаном и Казахстаном, взятым в качестве репрезентативного для верхнего бассейна Сырдарьи) и Керки (рядом с границей Афганистана и Туркменистана, представляющего верхний бассейн Амударьи). В обоих случаях они нашли признаки увеличения стока, в частности умеренный положительный тренд для створа Сырдарьи, статистически значимый на уровне 5%, и слабый положительный, но статистически незначимый тренд в створе Амударьи. Хан и Холко (*Khan and Holko, 2009*) сопоставили эти изменения стока с изменениями в снежном покрове и высоте снежного покрова в этих двух основных речных бассейнах. Они предположили, что данное несоответствие между существенными тенденциями уменьшения в обоих показателях снежного покрова и наблюдаемым увеличением речного стока может быть результатом повышенного таяния ледников. Это объяснение требует дальнейших фактов, особенно с учетом небольшой доли вклада талых ледниковых вод в исследуемых средних течениях обеих рек. Кроме того, необходимо изучить альтернативные движущие силы возможных изменений, например, роль подземных вод и изменения в практике орошения и земледелия.

Савицкий и соавторы (*Savitskiy et al., 2008*) проанализировали сток в створе Нарына, одном из высокогорных притоков реки Сырдарья. Исключительно большие многолетние ряды порядка 100 лет наблюдений до 2006 года были обработаны путем удаления средних значений с шириной полосы семь лет, но без применения критерия изменения. Они наблюдали небольшое увеличение стока, в частности в последние два десятилетия. Поскольку они не обнаружили фактов соответствующего изменения в осадках, они объяснили это увеличение стока уменьшением массы ледников.

Это согласуется с выводами Подрезова и соавторов (*Подрезов и соавторы, 2001*), которые также исследовали изменения стока во внутреннем Тянь-Шане, сравнивая два периода 1930–1962 гг. и 1963–1990 гг. Для обледенелых речных бассейнов в центральной части северных склонов кыргызского Алатау и Терскей-Алатау и для больших притоков реки Сары-Джаз они обнаружили, что годовой сток вырос на

11,3-17,1%. В речных бассейнах с несущественным оледенением или без него значительных изменений в годовом стоке не наблюдалось, что объясняется авторами переменной значимостью разных составляющих стока.

В ряде других исследований проанализированы изменения стока рек Центральной Азии, не впадающих в Аральское море. Олсон и соавторы (*Olsson et al., 2010*) не нашли существенных трендов в створе Раватходжа в низовьях реки Зеравшан в период 1923–2007 гг. Кезер и Мацуяма (*Kezer and Matsuyama, 2006*) исследовали годовой сток в створе Ямате на реке Или, которая берет начало в северном Тянь-Шане. Они не обнаружили тренда в период 1949–1969 гг., но наблюдали тенденцию уменьшения в период 1970–1986 гг.; однако используемый критерий Манна-Кендалла на тренд не дал значимых результатов на уровне 5%. Снижение речного стока было связано с небольшим снижением осадков.

Для бассейна Иссык-Куля на северо-востоке Кыргызстана, Диких (*Dikich, 2004*) исследовал изменения в среднемноголетнем стоке для 9 суббассейнов, сравнивая средние значения двух периодов - с 1920/1930-х до 1962 г. и 1976–2000 гг. За исключением бассейна реки Тюп, все реки показали относительное увеличение в годовом речном стоке в диапазоне от +3.2 до +36.0%, но общее абсолютное увеличение было небольшим <1 м³/с. Кроме того, Диких (*Dikich, 2004*) обнаружил положительный линейный тренд для годового стока на четырех проанализированных гидропостах (Чон-Кызыл-Су, Джергалан, Чон-Аксу, Ожтал/Уйтал). Величина варьировала в зависимости от анализируемого периода, но автор не привел оценку значимости.

В двух последних исследованиях изучалось изменение речного стока в верхних водосборах Тянь-Шаня, несущих свои воды в Китай. Ли и соавторы (*Li et al., 2010*) проанализировали изменения в годовом стоке на трех гидропостах в верховьях реки Урумчи в восточном Тянь-Шане за период 1959–2006 гг. Вследствие совмещения максимума осадков весной-летом с таянием ледников и снега, более 95% годового стока формируется в период с мая по сентябрь, который также является периодом наблюдений на этих гидропостах. Три водосбора имели явное оледенение (площадь, свободная от льда - 18.5%, и соответственно оледенение - 54% площади), и все они демонстрировали растущий годовой сток. В самом высоком оледенелом водосборе (гидрометеостанция на леднике №1 в Урумчи), сток отрицательно коррелировался с годовым балансом массы ледника и Ли (*Li et al., 2010*) отнес увеличение стока (+66% в период с 1959 по 2006 гг.), главным образом, на повышения объема талых ледниковых вод. Дополнительный вклад обеспечивался за счет увеличения осадков за последние два десятилетия, что повышало непосредственный сток и усиливало таяние льдов в результате переноса тепла от осадков. В суббассейне Зонгконг (18.5% оледенения), годовой сток вырос примерно на 30% в 1983–2006 гг. Сопоставление с данными баланса массы ледников и осадками показало,

что увеличение количества выпадающих осадков не полностью переносилось на повышенный сток. Ли и соавторы (*Li et al., 2010*) предположили четыре возможных объяснения: (1) повышенное испарение из-за более высоких температур; (2) большее количество осадков, просачивающихся в подземные воды; (3) увеличивающаяся транспирация за счет распространения растительности; (4) уменьшающийся вклад талых ледниковых вод вследствие сокращения площади оледенения. Водный баланс водосбора, свободного ото льда (гидрометеорологическая станция «Открытый цирк»), в котором преобладали талые снеговые воды, хорошо коррелировался с годовыми осадками.

Тао и соавторы (*Tao et al., 2011*) применяли критерий Манна-Кендалла к 29 гидропостам на реке Тарим в период 1952–2008 гг. Большинство их высокогорных гидропостов на южных склонах Тянь-Шаня показали существенное увеличение годового речного стока (многие из них на уровне значимости 1%). Поскольку этот район увеличения годового речного стока также показал повышение годовых осадков, Тао и соавторы (*Tao et al., 2011*) отнесли изменения стока к изменениям климата. Кроме того, они предположили, что усиливающееся таяние ледников и снега также способствовало более высокому расходу.

В заключение, исследования трендов годового стока в высокогорных районах Центральной Азии дают разноплановую картину. В последние десятилетия обнаружены положительные и отрицательные тренды, также как и отсутствие изменений. Некоторые исследования указывают, что, в основном, речные бассейны с большей долей площади оледенения демонстрировали тенденцию увеличения стока, а бассейны с меньшим или отсутствием оледенения имели большой разброс наблюдаемых изменений стока (*Маматканов и соавторы, 2006; Kuzmichenok, 2009; см. рис. 6*). Это может быть частично результатом меньших колебаний в годовом стоке, характерных для оледенелых бассейнов (*Голубцов, 2008*). Кроме того, увеличение стока в оледенелых бассейнах необязательно происходит только из-за усиления таяния льда, как было показано Кузьмиченком (*Kuzmichenok, 2009*) это увеличение также связано с повышенным таянием снега.

В большинстве исследований рассматриваются определенные движущие силы и процессы, определяющие наблюдаемое поведение стока, однако приведенные анализы во многих случаях не достаточны для четкого обоснования причин подобного поведения и зачастую обсуждения ограничиваются гипотезами.

4.3.2. Меняется ли сезонное распределение речного стока?

Большинство исследований сосредоточено на изменениях в летнем стоке рек, поскольку ожидается, что температуры в этот период усиливают таяние льда и поэтому повышают сток в оледенелых водосборах. Однако полученные тренды и наблюдаемые изменения в сезонном речном стоке очень неоднородны. В большинстве исследований обнаружено, что абсолютные изменения остались небольшими. Кроме того, только в нескольких исследованиях была оценена статистическая значимость наблюдаемых изменений (*Aizen et al., 1997; Kriegel et al., 2013*).

У рек Тянь-Шаня с ледниковым и снеговым питанием летний сток увеличился, например, в северном Тянь-Шане (*Подрезов и соавторы, 2001*), внутреннем Тянь-Шане (*Подрезов и соавторы, 2001; Маматканов и соавторы, 2006; Kriegel et al., 2013* — незначительное увеличение у большого Нарына за период 1960–2007 гг.), в большинстве суббассейнов Иссык-Кульского бассейна (*Dikich, 2004; Dikich and Hagg, 2004*), в южном Тянь-Шане (*Маматканов и соавторы, 2006* — для Приферганского бассейна и верхних отметок бассейна реки Карадарья) и в восточном Тянь-Шане (*Li et al., 2010* — для реки Урумчи). В отличие от этого, Айзен и соавторы (*Aizen et al., 1997*) обнаружили значительный отрицательный тренд летнего стока в центральном и западном Тянь-Шане за период 1940–1991 гг., что может быть результатом применения территориального осреднения и использования F-критерия для оценки значимости.

Уменьшающийся летний сток и сопутствующее снижение годового стока было отмечено для рек со снегово-ледниковым и снеговым питанием на нижних отметках внутреннего Тянь-Шаня (*Aizen et al., 1997; Маматканов и соавторы, 2006; Kriegel et al., 2013* — существенное снижение для малого Нарына за период 1960–2007 гг.). Уменьшение летнего стока также наблюдалось у рек ледниково-снегового питания на Памиро-Алае, в частности у реки Вахш (*Карандаева и Царев, 2005, за период 1960–1990 гг. по сравнению со средним, полученным за период 1935–1993 гг.*) и у реки Зеравшан (*Карандаева и Царев, 2005; Savitskiy et al., 2008; Olsson et al., 2010*). Исходя из модельных экспериментов, Карандаева и Царев (*Карандаева и Царев, 2005*) объяснили это тенденцией снижения вклада талых ледниковых вод во всех бассейнах и во все месяцы с мая по октябрь, что только частично компенсировалось увеличением талых снеговых вод. Однако этот вывод не согласуется с результатами Коновалова и Щетинникова (*Konovarov and Shchetinnikov, 1994*), которые обнаружили небольшое увеличение летнего (июль-сентябрь) стока рек Вахш и Пяндж и отметили сохранение стока реки Зеравшан без изменений соответственно за периоды 1966–1980 гг. по

сравнению с 1959–1965 гг. и 1959–1980 по сравнению с 1937–1958 гг. Для реки Зеравшан и периода времени 1923–2007 гг. Олсон и соавторы (*Olsson et al., 2010*) выполнили анализ трендов на рядах данных, полученных с гидропоста Раватходжа. Статистика критерия Манна-Кендала (без предварительного «отбеливания») обнаруживает положительные тренды с января по апрель и отрицательные тренды с августа по сентябрь (все значимые на уровне 5%).

Только в нескольких исследованиях изучались изменения зимнего стока и были найдены положительные тренды (*Kriegel et al., 2013* – на основе среднесуточного расхода реки в бассейне Верхнего Нарына; *Карандаева и Царев, 2005; Savitskiy et al., 2008; Olsson et al., 2010*—для реки Зеравшан). В качестве возможного объяснения Кригель и соавторы (*Kriegel et al., 2013*) упомянули (1) повышенный талый снеговой сток; (2) увеличенную долю жидких осадков вследствие повышения максимальной суточной температуры в зимние месяцы; (3) большее число дней с максимальной температурой выше точки таяния.

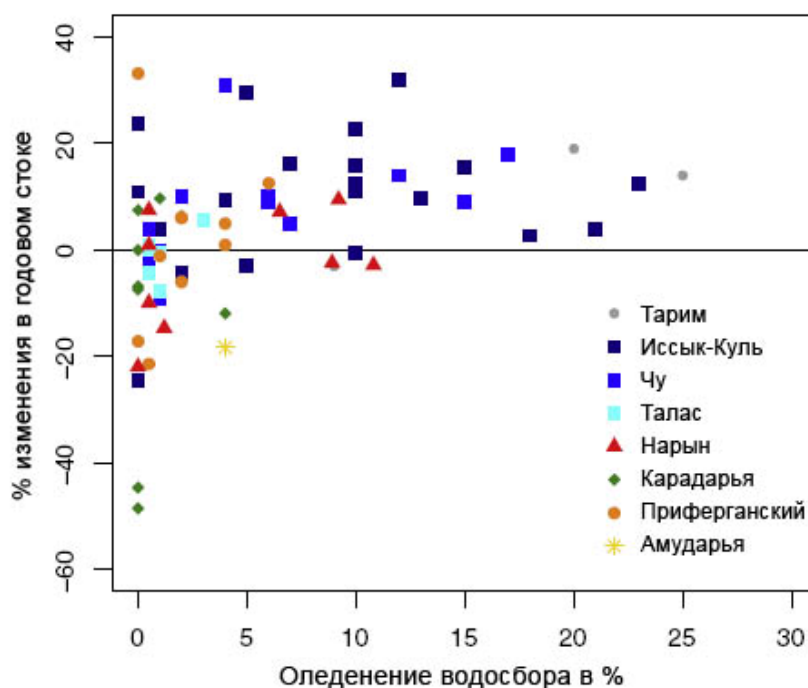


Рис. 6. Отношение между оледенением водосбора и наблюдаемыми изменениями в речном стоке по 73 выборочным суб-бассейнам Кыргызстана. Данные из работы Маматканова и соавторов (2006). Изменения в среднегодовом стоке рассчитаны между двумя периодами - до 1973 г. и 1973-2000 гг.

4.3.3. Есть ли сдвиги в пиковых расходах?

В связи с более ранним таянием снега ожидается сдвиг пикового (максимального) расхода с лета на весну (*Siegfried et al., 2012*). Однако только в некоторых исследованиях были изучены изменения в пиковом расходе водосборов Центральной Азии. По реке Зеравшан Савицкий и соавторы (*Savitskiy et al., 2008*) обнаружили, например, что время максимального речного стока наступает раньше в течение года, сдвиг на семь дней был обнаружен за период 1925–1995 гг. Маматканов и соавторы (*Маматканов и соавторы, 2006*) отметили сдвиг пикового расхода на весну для рек снегового питания в Иссык-Кульском бассейне, что они объясняют результатом уменьшения летнего стока.

4.3.4. Меняется ли доля составляющих стока?

До настоящего времени только некоторые исследования затронули этот вопрос. Карандаева и Царев (*Карандаева и Царев, 2005*) использовали ту же модель, что и Коновалов и Щетинников (*Konovalov and Shchetinnikov, 1994*) для изучения изменений в ледниковом вкладе в речной сток в теплое время года (май-октябрь) в бассейнах рек Пяндж, Вахш и Зеравшан за период 1935–1993 гг. Они обнаружили, что все три бассейна показывают увеличение относительного вклада талых снеговых вод (кроме мая) и уменьшение относительного вклада талых ледниковых вод, хотя изменения в абсолютных величинах тока были небольшими в течение всего летнего периода. Ли и соавторы (*Li et al., 2010*) изучали многолетние изменения в ледниковом стоке с ледника №1 в Урумчи с помощью метода водного баланса. Они обнаружили, что в течение периода 1959–2006 гг. среднемноголетний сток, формируемый на обледенелых площадях, почти удвоился, и что существенное изменение произошло после середины 80-х. По оценкам Хагга и соавторов (*Hagg et al., 2013*) потеря массы ледников с 1956 to 2007 гг. составила около 7.3–9.2% в суммарном объеме стока с Верхнего Нарына.

Котляков и Северский (*Kotlyakov and Severskiy, 2009*) предположили для ледника Туюксу, а также бассейнов рек Зеравшан и Вахш, что переломный момент, до которого повышенный ледниковый сток от талых ледниковых вод компенсировал уменьшение ледникового стока вследствие сокращения площади ледников, был уже давно достигнут. Они утверждают, что тающая вечная мерзлота компенсировала эти эффекты таким образом, что значительного уменьшения стока основных рек Центральной Азии не наблюдалось. Однако это остается гипотезой, доказательств которой не дает ни одно из рассмотренных исследований.

5. Заключение

5.1. Изученность вопроса

Мы рассмотрели около 100 исследований по климату и гидрологическим изменениям в верхних водосборах Центральной Азии, которые были опубликованы за последние 20 лет. Мы обнаружили, что изученность данного вопроса все еще неполная и на важные вопросы еще нет ответов, в частности о величине и территориально-временном характере изменения в гидрологическом цикле. С одной стороны это объясняется дефицитом наборов достоверных данных, особенно для высоких отметок и ледниково-снежной зоны. Этот пробел в “наблюдениях” требует улучшения сетей гидрометеорологического и гляциологического мониторинга — и первые шаги в этом направлении были предприняты в последние десять лет (*Hoelzle et al., 2012; Schöne et al., 2013*). Даже если в последние годы все больше стали использоваться данные дистанционного зондирования и наблюдения, восстановленные с помощью моделей, для оценки изменений в головных водосборах, для проверки достоверности имеющихся данных дистанционных измерений и обоснования пригодности данных, сгенерированных моделями, все еще требуются наземные наблюдения.

С другой стороны, наблюдаемые изменения неоднородны по региону, а результаты разных исследований порою противоречат друг другу. Обобщение этих результатов зачастую затруднено вследствие использования различных и иногда несовместимых методических подходов, а также приведения информации по разным периодам времени. Таким образом, определение территориального характера из рассмотренных исследований остается сложной задачей и, в некоторой степени, рискованным предметом.

Наш обзор был сосредоточен на основных компонентах гидрологического цикла верхних водосборов Центральной Азии - климате, ледниках, снеге и стоке. Однако некоторые исследования допускают значительную и возможно растущую роль вечной мерзлоты в водном цикле верхних водосборов и, поэтому, остро необходимы дополнительные исследования вечной мерзлоты и ее реакции на изменение климата (*Bolch and Marchenko, 2009; Kotlyakov and Severskiy, 2009*).

5.1.1. Климат

Хотя большинство рассмотренных исследований сходится на общей тенденции потепления в Центральной Азии, которая усилилась с 70-х годов, результаты в отношении степени потепления, а также его сезонного и территориального характера по региону разнообразны. Исходя, главным образом, из одинакового набора данных по 30

климатическим станциям Тянь-Шаня и около 5 станциям Памира-Алая, изучаемые периоды исследований различались, также как и используемые методы оценки трендов. Приведенный тренд среднегодовой температуры варьирует от -0.1 до $+0.6$ °C за десятилетие. Есть данные, что потепление сильнее выражено в холодное время года и связано с повышением минимальных (месячных) температур. Кроме того, имеются признаки, что (1) потепление сильнее на нижних отметках, что может частично объясняться ростом городов на территории, прилегающей к отдельным климатическим станциям, и что (2) потепление менее выражено на северных хребтах Тянь-Шаня. Что касается изменений в осадках, то из рассмотренных исследований нельзя составить единой картины об увеличении или снижении осадков.

Пока большинство исследований сосредоточено на изменениях в средней температуре и сумме осадков и только в некоторых исследованиях рассматриваются изменения в климатической изменчивости (Чуб, 2007). Таким образом, вопрос приобретения климатом региона более экстремального характера и повышенной вероятности рисков, связанных с климатом, требует дальнейшего изучения.

5.1.2. Ледники

Ледники в Центральной Азии продолжают отступать и терять массу, хотя скорость этих процессов различается по отдельным горным хребтам. Наш обзор показал сильное пристрастие в пользу (1) территориального фокуса на Тянь-Шане и (2) оценки изменений площади ледников и отступления концов ледников на основе, главным образом, данных дистанционных измерений. Хотя использование данных дистанционных измерений улучшило понимание нами изменений в криосфере, неопределенности, вызванные данными, не всегда должным образом обсуждаются и должны указываться более ясно.

По Тянь-Шаню есть признаки большего сокращения ледников на внешних горных хребтах, особенно в северном Тянь-Шане - т.е. в суб-регионе, где повышение температуры представляется менее сильно выраженным. По Памиру некоторые из имеющихся исследований показали сомнительные результаты и, учитывая отличные климатические условия по сравнению с горами Тянь-Шаня, как изменения ледников, так и их определяющие факторы остаются в целом нераскрытыми. Этот пробел в знаниях необходимо срочно заполнить, поскольку ледники на Памире играют ключевую роль в формировании стока важных трансграничных рек, таких как Амударья и Зеравшан.

Требуется дальнейший постоянный мониторинг динамики площади, массы и объема ледников, чтобы понять, как реагируют ледники на меняющийся климат. В частности, следует активизировать пока редкие исследования изменения в объеме ледников, чтобы оценить

напрямую потерю массы ледников и ее последствия для гидрологического цикла. В связи с постоянным сокращением ледников в нескольких исследованиях отмечается увеличение заморенности ледников в некоторых частях Центрально-Азиатских гор. Хотя этот вопрос уже изучен в других частях мира, значение покрова морены слабо оценено для Центральной Азии. Требуется дальнейшее картографирование ледников, покрытых мореной, и оценка их реакции на климатические факторы.

5.1.3. Снег

Только в немногих исследованиях изучались изменения в сезонном снежном покрове. Были обнаружены признаки уменьшения максимальной высоты снежного покрова и сокращения периода сохранения этого покрова. В целом, это выводы хорошо согласуются с наблюдаемыми повышениями температуры воздуха. Однако, учитывая редкие исторические наблюдения на более высоких отметках рельефа Центральной Азии, остается открытым вопрос наличия и динамики изменения в сезонном снеговом покрове на отметках выше 3000 м. Можно получить дополнительную более детальную информацию путем использования территориально распределенных данных наблюдений за снежным покровом из космоса. Еще один пробел в знаниях - это отсутствие исследований, которые бы фактически проанализировали сдвиги во времени периода таяния снега, что было бы очень важным для целей управления водой.

5.1.4. Сток

Речной сток сложно реагирует на изменения климата и криосферы, а степень воздействия и временные рамки изменений стока определяются доминирующими составляющими стока. Представляется, что речные бассейны с более высокой долей площади оледенения имели, в основном, положительные тренды стока в прошлом, а речные бассейны с меньшей долей или без оледенения демонстрируют большие колебания в наблюдаемых изменениях стока. Однако этот вывод нельзя относить исключительно на счет повышенного таяния ледников, он может также объясняться влиянием высоты или усилением таяния вечной мерзлоты. Что касается изменений в сезонном стоке, имеющиеся исследования приводят данные об относительном увеличении летнего стока у рек Тянь-Шаня с ледниково-снеговым питанием и уменьшении стока у рек Тянь-Шаня с снегово-ледниковым и снеговым питанием и у рек Памира-Алая с ледниково-снеговым питанием. Однако абсолютные изменения остаются небольшими. Первые признаки увеличения были отмечены у зимнего стока во внутреннем Тянь-Шане, а также сдвиги в пиковом расходе у рек снегового питания, хотя и только для двух водосборов - Верхнего Зеравшана и бассейна Иссык-Куля.

Количественная оценка вклада дождя, талых ледниковых и снеговых вод в сток Центрально-Азиатских рек представляет собой сложную задачу, которая до сих не была должным образом решена на региональном уровне. Более того, понимание внутри- и межгодовой динамики вклада талых снеговых и ледниковых вод играет решающее значения для количественной оценки реакции водосбора на изменения климата. В этой связи гидрологические модели с распределенными параметрами обеспечивают полезный инструмент для изучения изменения разных составляющих стока с высоким разрешением во времени, в течение длительных периодов времени, и на разных территориальных масштабах. На основе подобных исследований можно количественно измерить прошлую и будущую динамику отдельных составляющих стока. Таких знаний сильно недостает для Центрально-Азиатского региона, и они должны быть в центре внимания дальнейших исследований.

Наконец, отсутствуют знания об изменениях частоты и размера экстремальных явлений (таких, как наводнения, гидрологическая засуха) и сопутствующих рисках, которые они представляют для источников жизнеобеспечения людей. Это также должно быть предметом будущих исследований.

5.2. Атрибуция изменения

Большая часть рассмотренных исследований была сосредоточена на обнаружении изменений и количественной оценке их размера. Атрибуция изменений в криосфере и речном стоке в основном основывалась на простом характеристическом сравнении с наблюдаемыми линейными трендами в температуре (и иногда осадках). Эти гипотезы требуют дальнейшего обоснования с отдельным ударением на высотных отметках, на которых простираются ледники. Комплексные исследования по атрибуции должны включать как факты связности (т.е. причинную связь между возможной движущей силой и конечным изменением), так и факты несовместимости со всеми альтернативными движущими силами, а также установление доверительного уровня (*Merz et al., 2012*). До настоящего времени, подобных детальных исследований по атрибуции на любом уровне по Центральной Азии не было.

Мы собрали все утверждения, касающиеся атрибуции, в рассмотренных исследованиях и обобщили их в петлевой причинной диаграмме (рис. 7). Эта упрощенная схема визуализирует процессы, которые считаются релевантными по отношению к изменениям в годовом гидрологическом цикле истоков рек Центральной Азии на уровне водосбора. Основным климатическим фактором изменений в гидрологическом цикле представляется температура воздуха, которая контролирует накопление снега, а также таяние снега и абляцию ледников. Вклад ледников в сток имеет различное воздействие, в

зависимости от рассматриваемой шкалы времени: в кратко- и среднесрочном периоде отрицательные балансы массы ледников увеличивают ледниковый сток, а в долгосрочном периода отрицательные балансы массы ледников приводят к сокращению площади ледников и, тем самым, уменьшению вклада талых ледниковых вод.

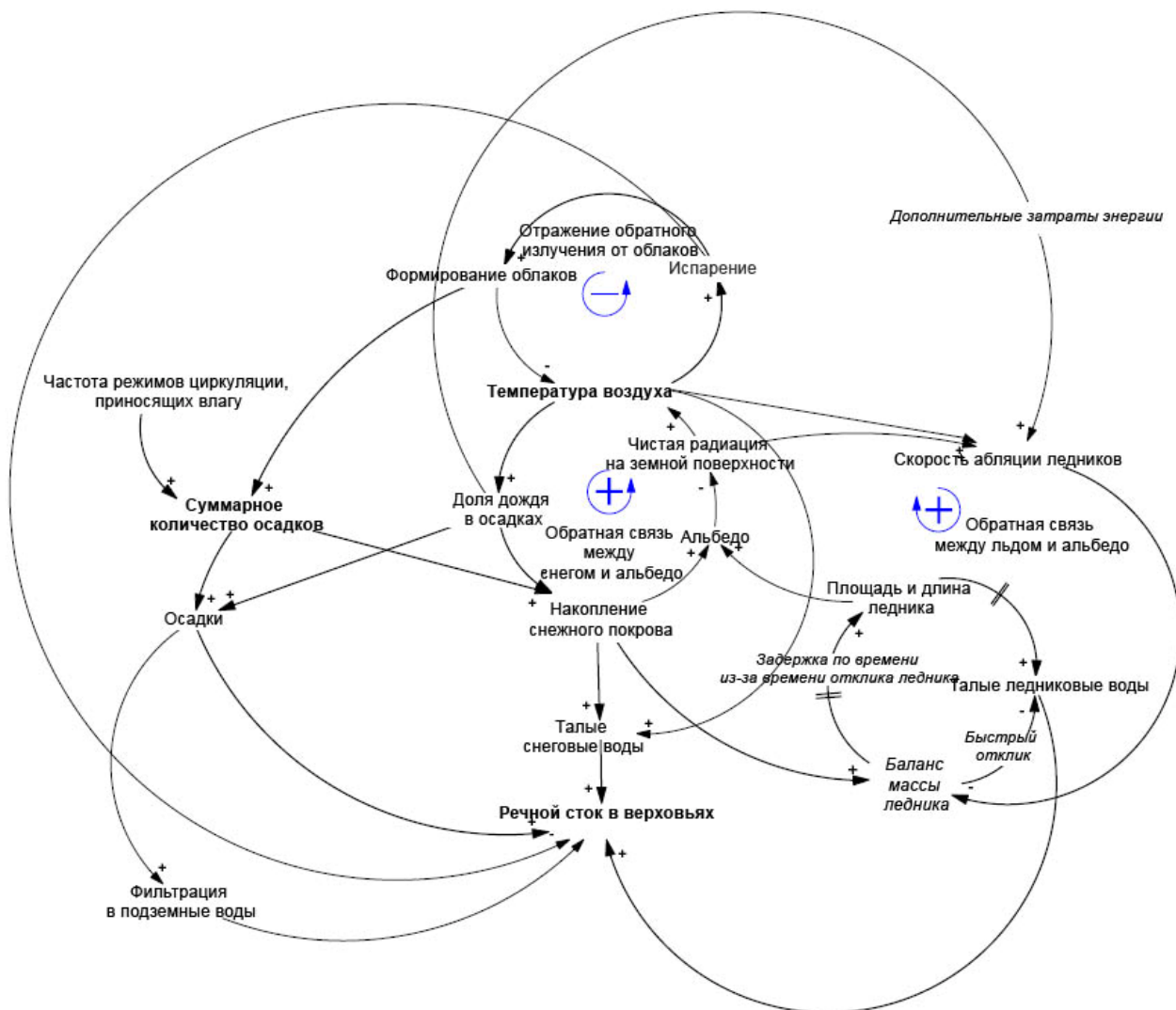


Рис. 7. Упрощенная петлевая причинная диаграмма изменений в годовом водном балансе верхних водосборов Центральной Азии. Стрелки обозначают причинную цепочку в разрезе переменных водного баланса. Знак стрелки указывает на направление изменения относительно определяющей переменной ('+' означает изменение в том же направлении, '-' означает изменения в противоположном направлении). Усиливающие петли обратной связи помечены знаком '+' в кольцевой стрелке, балансирующие петли обратной связи - кольцевой стрелкой со знаком '-'.

В будущем использование динамических моделей в области климатологии, гляциологии и гидрологии может способствовать лучшему пониманию движущих сил гидрологических изменений и лежащих в их основе процессов. Особый интерес представляют механизмы обратной связи и как они усиливают или возможно уравнивают потепление климата в верхних водосборах Центральной Азии. Другой открытый вопрос заключается в том, насколько изменения в практике землепользования в верхних водосборах меняют формирование стока и, в результате, гидрологические режимы основных притоков.

Дополнительную информацию к данной статье см. на сайте:

<http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.02.004>.

Литература

- Aizen, V.B., Aizen, E.M., Melack, J., 1995. Climate, snow cover, glaciers, and runoff in the Tien-Shan, Central Asia. *Water Resources Bulletin* 31 (6), 1113–1129.
- Aizen, V.B., Aizen, E.M., Melack, J.M., 1996. Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan. *Journal of Hydrology* 186 (1–4), 229–251.
- Aizen, V.B., Aizen, E.M., Melack, J.M., Dozier, J., 1997. Climatic and hydrologic changes in the Tien Shan, Central Asia. *Journal of Climate* 10, 1393–1404.
- Aizen, E.M., Aizen, V.B., Melack, J.M., 2000. Heat exchange during snow ablation in plains and mountains of Eurasia. *Journal of Geophysical Research* 105, 13–22.
- Aizen, V.B., Aizen, E.M., Kuzmichonok, V.A., 2007a. Glaciers and hydrological changes in the Tien Shan: simulation and prediction. *Environmental Research Letters* 2, 10.
- Aizen, V.B., Kuzmichenok, V.A., Surazakov, A.B., Aizen, E.M., 2007b. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data. *Global and Planetary Change* 56, 328–340.
- Аноним, 1967–1982. Каталог ледников СССР, том 14 - Средняя Азия. Гидрометеоиздат, Ленинград.
- Arendt, A., Bolch, T., Cogley, J.G., Gardner, A., Hagen, J.-O., Hock, R., Kaser, G., Pfeffer, W.T., Moholdt, G., Paul, F., Radić, V., Andreassen, L., Bajracharya, S., Beedle, M., Berthier, E., Bhambri, R., Bliss, A., Brown, I., Burgess, E., Burgess, D., Cawkwell, F., Chinn, T., Copland, L., Davies, B., Dolgova, E., Filbert, K., Forester, R., Fountain, A., Frey, H., Giffen, B., Glasser, N., Gurney, S., Hagg, W., Hall, D., Haritashya, U.K., Hartmann, G., Helm, C., Herreid, S., Howat, I., Kapustin, G., Khromova, T., Kienholz, M., Koenig, Kohler, J., Krieger, D., Kutuzov, S., Lavrentiev, I., LeBris, R., Lund, J., Manley, W., Mayer, C., Li, X., Menounos, B., Mercer, A., Moelg, N., Mool, P., Nosenko, G., Negrete, A., Nuth, C., Pettersson, R., Racoviteanu, A., Ranzi, R., Rastner, P., Rau, F., Rich, J., Rott, H., Schneider, C.,

- Seliverstov, Y., Sharp, M., Sigurðsson, O., Stokes, C., Wheate, R., Winsvold, S., Wolken, G., Wyatt, F., Zheltyhina, N., 2012. Randolph glacier inventory [v2.0]: a dataset of global glacier outlines. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder Colorado, USA. Digital Media. Available at: <http://www.glims.org/RGI/randolph.html> (last accessed: 2012-09-07).
- Armstrong, R., 2001. Historical Soviet daily snow depth (HSDSD). Version 2. CD-ROM. National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado.
- Armstrong, R.L., 2010. The Glaciers of the Hindu Kush-Himalayan Region: A Summary of the Science Regarding Glacier Melt/Retreat in the Himalayan, Hindu Kush, Karakoram, Pamir and Tien Shan Mountain Ranges. International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD), Kathmandu.
- Armstrong, R., Brodzik, M.J., 2005. Northern Hemisphere EASE-Grid Weekly Snow Cover and Sea Ice Extent Version 3. National Snow and Ice Data Center. Digital Media, Boulder, Colorado, USA.
- Ault, T.W., Czajkowski, K.P., Benko, T., Coss, J., Struble, J., Spongberg, A., Templin, M., Gross, C., 2006. Validation of the MODIS snow product and cloud mask using student and NWS cooperative station observations in the Lower Great Lakes Region. *Remote Sensing of Environment* 105 (4), 341–353.
- Bahr, D.B., Meier, M.F., Peckham, S.D., 1997. The physical basis of glacier volume area scaling. *Journal of Geophysical Research* 102 (B9), 20,355–20,362.
- Bahr, D.B., Pfeffer, W.T., Sassolas, C., Meier, M.F., 1998. Response time of glaciers as a function of size and mass balance: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research* 103 (B5), 9777–9782.
- Баков, Е.К., Чен, Д., 1995. Движение ледников. В: Дюргеров, М.Б., Кунахович, М., Михаленко, В. (Ред.), Оледенение Тянь-Шаня. ВИНТИ, Москва, стр. 60–78.
- Barandun, M., Huss, M., Azisov, E., Gafurov, A., Hoelzle, M., Merkuskin, A., Salzmann, N., Usabaliev, R., 2013. Re-establishing seasonal mass balance observation at Abramov Glacier, Kyrgyzstan, from 1968–2012. *Geophysical Research Abstracts* 15, EGU2013–EGU5668.
- Barnett, T.P., Adam, J.C., Lettenmaier, D.P., 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* 438, 303–309.
- Bedford, D., Tsarev, B., 2001. Central Asian Snow Cover from Hydrometeorological Surveys, 1932–1990. Digital media. National Snow and Ice Data Center and World Data Center for Glaciology, Boulder, Colorado.
- Bengtsson, L., Hagemann, S., Hodges, K.I., 2004. Can climate trends be calculated from reanalysis data? *Journal of Geophysical Research* 109, D11111. <http://dx.doi.org/10.1029/2004JD004536>.
- Bogdanova, E.G., Ilyin, B.M., Dragomilova, I.V., 2002. Application of a comprehensive bias-correction model to precipitation measured at Russian North Pole drifting stations. *Journal of Hydrometeorology* 3, 700–713.
- Böhner, J., 1996. Säkulare Klimaschwankungen und rezente Klimatrends Zentral- und Hochasiens (Secular climate variations and recent climate trends in Central

- and High Asia). Göttinger geographische Abhandlungen, 101 (Göttingen in German).
- Bolch, T., 2007. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data. *Global and Planetary Change* 56, 1–12.
- Bolch, T., Marchenko, S., 2009. Significance of glaciers, rockglaciers and ice-rich permafrost in the Northern Tien Shan as water towers under climate change conditions. In: Braun, L.N., Hagg, W., Severskiy, I.V., Young, G. (Eds.), *Assessment of Snow, Glacier and Water Resources in Asia. Selected Papers from the Workshop in Almaty, Kazakhstan, 2006*, 8. UNESCO-IHP and German IHP/HWRP National Committee, IHP/HWRP-Berichte, Koblenz, pp. 132–144.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Käab, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J.G., Frey, H., Kargel, J.S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., Stoffel, M., 2012. The state and fate of Himalayanglaciers. *Science* 336, 310–314.
- Bronaugh, D., Werner, A., 2012. Zhang and Yue-Pilon trends package for R. Available at: <http://cran.r-project.org/web/packages/zyp/zyp.pdf> (last accessed 24–08–2012).
- CAC DRMI, 2009. Risk assessment for Central Asia and Caucasus. Desk study review. Central Asia and Caucasus Disaster Risk Management Initiative (CAC DRMI) (155 pp. Available at: www.unisdr.org/we/inform/publications/11641 (last accessed:2012-08-10)).
- CAD, 2006. Central Asia Database. University of Idaho. <http://www.sci.uidaho.edu/cae> (last access: 27–08–2012).
- Cao, M.S., 1998. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains. *Journal of Glaciology* 44, 352–358.
- Chaohai, L., Tianding, H., 1992. Relation between recent glacier variations and climate in the Tien Shan mountains, central Asia. *Annals of Glaciology* 16, 11–16.
- Christensen, J., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W., Laprise, R., Magaña Rueda, V., Mearns, L., Menéndez, C.G., Räisänen, J., Rinke, A., Sarr, A., Whetton, P., 2007. Regional climate projections. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge United Kingdom and New York, NY, USA.
- Чуб, В.Е., 2007. Изменение климата и его влияние на гидрометеорологические процессы, агроклиматические и водные ресурсы Республики Узбекистан. Центр гидрометеорологической службы при Кабинете Министров Республики Узбекистан, Ташкент.
- Cogley, J.G., Hock, R., Rasmussen, L.A., Arendt, A.A., Bauder, A., Braithwaite, R.J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., Zemp, M., 2011. Glossary of glacier mass balance and related terms. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2. UNESCO-IHP, Paris.
- Cohn, T.A., Lins, H.F., 2005. Nature's style: naturally trendy. *Geophysical Research Letters* 32 (23), L23402.

- Comeau, L.E.L., Pietroniro, A., Demuth, M.N., 2009. Glacier contribution to the North and South Saskatchewan Rivers. *Hydrological Processes* 23, 2640–2653.
- Cruz, R., Harasawa, H., Lal, M., Wu, S., Anokhin, Y., Punsalma, B., Honda, Y., Jafari, M., Li, C., Huu Ninh, N., 2007. Asia. In: Parry, M., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C. (Eds.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, pp. 469–506.
- Cuffey, K.M., Paterson, W.S.B., 2010. *The Physics of Glaciers*, Fourth edition. Elsevier (693 pp.).
- Десинов, Л.В., Коновалов, В.Г., 2007. Дистанционный мониторинг многолетнего режима оледенения Памира. *Материалы гляциологических исследований*, 103, стр. 129–133, Москва.
- Dietz, A.J., Kuenzer, C., Gessner, U., Dech, S., 2012. Remote sensing of snow — a review of available methods. *International Journal of Remote Sensing* 33 (13), 4094–4134.
- Dietz, A.J., Kuenzer, C., Conrad, C., 2013. Snow-cover variability in central Asia between 2000 and 2011 derived from improved MODIS daily snow-cover products. *International Journal of Remote Sensing* 34 (11), 3879–3902.
- Dikich, A.N., 2004. Gletscherwasserressourcen der Issyk-Kul-Region (Kirgistan), ihr gegenwärtiger und zukünftiger Zustand. *Glacier Water Resources of the Issyk-Kul Region/Kyrgyzstan — Their Recent and Their Future States: Zentrum für Internationale Entwicklungs- und Umweltforschung: Discussion papers*, 19 (Giessen in German).
- Dikich, A.N., Hagg, W., 2004. Climate driven changes of glacier runoff in the Issyk-Kul basin, Kyrgyzstan. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 39, 75–86.
- Диких, А.Н., 1993. Ледниковый сток рек Тянь-Шаня и его роль в формировании общего стока. *Материалы гляциологических исследований* 77, 41–50.
- Диких, А.Н., Сокальская, А.М., Дюргеров, М.Б., Рацек, И.В., Синюан, Ян, 1995. *Ледниковый сток*. В: Дюргеров, М.Б., Кунахович, М., Михаленко, В. (Ред.), *Оледенение Тянь-Шаня*. ВИНТИ, Москва, стр. 131–168.
- Duethmann, D., Zimmer, J., Gafurov, A., Güntner, A., Merz, B., Vorogushyn, S., 2012. Evaluation of areal precipitation estimates based on downscaled reanalysis and station data by hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences — Discussions* 9, 10719–10773. <http://dx.doi.org/10.5194/hessd-9-10719-2012>.
- Dukhovny, V., 2010. Present problems of irrigated agriculture in Aral Sea basin and future decisions. Oral Presentation at the International Scientific Symposium “Water in Central Asia”, Tashkent, 24–26 November 2010. Available at: www.cawaproject.net/book/200 (last accessed: 2012-08-10).
- Dyurgerov, M., 2003. Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle. *Journal of Hydrology* 282, 164–176.

- Dyurgerov, M.B., Meier, M.F., 2005. *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot* Institute of Arctic and Alpine Research. University of Colorado at Boulder: Occasional Paper No. 58 (Boulder).
- Fallot, J., Barry, R., Hoogstrate, D., 1997. Variations of mean cold season temperature, precipitation and snow depths during the last 100 years in the Former Soviet Union (FSU). *Journal of Hydrological Sciences* 42, 301–327.
- FAO, 2012. AQUASTAT Database. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) Available at: www.fao.org/nr/water/aquastat/data/query/ (last accessed: 2012-08-10).
- Finaev, A., 1999. Climatic changes in the mountain glacier area of Pamir. In: Wettlaufer, J.S., Dash, J.G., Untersteiner, N. (Eds.), *Ice Physics and the Natural Environment: NATO ASI Series*, 156, pp. 289–295.
- Finaev, A., 2009. Review of hydrometeorological observations in Tajikistan for the period of 1990–2005. In: Braun, L.N., Hagg, W., Severskiy, I.V., Young, G. (Eds.), *Assessment of Snow, Glacier and Water Resources in Asia. Selected Papers from the Workshop in Almaty, Kazakhstan, 2006*, 8. UNESCO-IHP and German IHP/HWRP National Committee, IHP/HWRP-Berichte, Koblenz, pp. 55–64.
- Gafurov, Z., 2011. *Time Sequence Analysis of Aral Sea Using Landsat Imagery*. University of Applied Sciences Stuttgart (Master thesis).
- Gafurov, A., Bårdossy, A., 2009. Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Science* 13, 1361–1373.
- Gafurov, A., Kriegel, D., Vorogushyn, S., Merz, B., 2013. Evaluation of remotely sensed snow cover product in Central Asia. *Hydrology Research* 44 (3), 506–522.
- Gardelle, J., Berthier, E., Arnaud, Y., Kääb, A., 2013. Region-wide glacier mass balances over the Pamir–Karakoram–Himalaya during 1999–2011. *The Cryosphere Discussion* 7, 975–1028. <http://dx.doi.org/10.5194/tcd-7-975-2013>.
- Giese, E., Mossig, I., 2004. *Klimawandel in Zentralasien (Climate Change in Central Asia)*. Zentrum für Internationale Entwicklungs- und Umweltforschung: Discussion papers, 17 (70 p. Giessen in German).
- Giese, E., Mossig, I., Rybski, D., Bunde, A., 2007. Long-term analysis of air temperature trends in Central Asia. *Erdkunde* 61, 186–202.
- Glazirin, G.E., 2009. Hydrometeorological monitoring system in Uzbekistan. In: Braun, L.N., Hagg, W., Severskiy, I.V., Young, G. (Eds.), *Assessment of Snow, Glacier and Water Resources in Asia. Selected Papers from the Workshop in Almaty, Kazakhstan, 2006*, 8. UNESCO-IHP and German IHP/HWRP National Committee, IHP/HWRP-Berichte, Koblenz, pp. 65–83.
- Glazirin, G.E., Braun, L.N., Shchetinnikov, A.S., 2002. Sensitivity of mountain glacierization to climatic changes in Central Asia. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 38, 71–76.
- Глазырин, Г., 2007. Влияние площади и ориентации ледников на их сокращение при изменении климата. *Материалы гляциологических исследований* 103, 118–122.

- Голубцов, В.В., 2008. Изменение водных ресурсов и режима рек в результате деградации горного оледенения в их бассейнах. Гидрометеорология и экология 1, 47–62 (Алматы).
- Graham, N.E., 1994. Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s — observations and model results. *Climate Dynamics* 10 (3), 135–162.
- Groisman, P.Y., Rankova, E.Y., 2001. Precipitation trends over the Russian permafrostfree zone: removing the artifacts of pre-processing. *International Journal of Climatology* 21, 657–678.
- Groisman, P.Y., Koknaeva, V.V., Belokrylova, T.A., Karl, T.R., 1991. Overcoming biases of precipitation measurement — a history of the USSR experience. *Bulletin of the American Meteorological Society* 72, 1725–1733.
- Güntner, A., Barthelmes, F., Duethmann, D., Farinotti, D., Gafurov, A., Huss, M., Kriegel, D., Petrovic, S., Vorogushyn, S., 2012. Water storage variations in Central Asian mountains from GRACE timevariable gravity data. AGU Fall Meeting, San Francisco, Abstract G44A-05.
- Hagg, W., Braun, L., Uvarov, V.N., Makarevich, K.G., 2004. A comparison of three methods of mass balance determination in the Tuyuksu Glacier Region, Tien Shan. *Journal of Glaciology* 50 (170), 505–510.
- Hagg, W., Mayer, C., Lambrecht, A., Kriegel, D., Azizov, E., 2013. Glacier changes in the Big Naryn basin, Central Tian Shan. *Global and Planetary Change* 110, 38–48.
- Hoelzle, M., Azisov, E., Barandun, M., Hagg, W., Huss, M., Kriegel, D., Machguth, H., Mandychev, A., Merkushev, A., Moldobekov, B., Schöne, T., Thoss, H., Vorogushyn, S., Zemp, M., 2012. Re-establishment of long-term glacier monitoring in Kyrgyzstan and Uzbekistan, Central Asia. *Geophysical Research Abstracts*, EGU2012-10206.
- Huang, X., Liang, T., Zhang, X., Guo, Z., 2011. Validation of MODIS snow cover products using Landsat and ground measurements during the 2001–2005 snow seasons over northern Xinjiang, China. *International Journal of Remote Sensing* 32 (1), 133–152.
- Huss, M., 2011. Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. *Water Resources Research* 47, W07511.
- Immerzeel, W.W., van Beek, L.P.H., Bierkens, M.F.P., 2010. Climate change will affect the Asian water towers. *Science* 328 (5984), 1382–1385. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1183188>.
- Immerzeel, W.W., van Beek, L.P.H., Konz, M., Shrestha, A.B., Bierkens, M.F.P., 2012. Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. *Climatic Change* 110, 721–736. <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-011-0143-4>.

- Итибаев, З., 2009. Отчет государственного агентства гидрометеорологии при Министерстве чрезвычайных ситуаций Кыргызской Республики (Кыргызский Гидромет). Региональный семинар по улучшению погоды, климата и гидрологического обслуживания и снижению уязвимости к стихийным бедствиям в Центральной Азии и на Кавказе (Ташкент). Available at: http://siteresources.worldbank.org/INTUZBEKISTAN/Resources/294087-1246601504640/Day2_s3_f8_rus.pdf (последний доступ: 2012-09-05).
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W.T., Swenson, S., 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature* 482, 514–518.
- Johannesson, T., Raymond, C., Waddington, E., 1989. Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology* 35 (121), 355–369.
- Карандаева, Л.М., Царев, Б.К., 2005. Изменчивость и изменение ледниковой и снеговой составляющих стока рек Пяндж, Вахш и Зеравшан. Труды НИГМИ, 5. Институт гидрометеорологических исследований НИГМИ, Ташкент, стр. 68–77.
- Kaser, G., Grosshauser, M., Marzeion, B., 2010. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 107, 20223–20227.
- Katsev, S., L'Heureux, I., 2003. Are Hurst exponents estimated from short or irregular time series meaningful? *Computers & Geosciences* 29, 1085–1089.
- Кеммерих, А.О., 1972. Роль ледников в стоке рек Средней Азии: Материалы гляциологических исследований, 20, стр. 82–94.
- Kezer, K., Matsuyama, H., 2006. Decrease of river runoff in the Lake Balkhash basin in Central Asia. *Hydrological Processes* 20 (6), 1407–1423.
- Khaliq, M.N., Ouarda, T.B.M.J., Gachon, P., Sushama, L., St-Hilaire, A., 2009. Identification of hydrological trends in the presence of serial and cross correlations: a review of selected methods and their application to annual flow regimes of Canadian rivers. *Journal of Hydrology* 368 (1–4), 117–130.
- Khan, V.M., Holko, L., 2009. Snow cover characteristics in the Aral Sea Basin from different data sources and their relation with river runoff. *Journal of Marine Systems* 76, 254–262.
- Khromova, T.E., Dyurgerov, M.B., Barry, R.G., 2003. Late-twentieth century changes in glacier extent in the Ak-shirak Range, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery. *Geophysical Research Letters* 30, 1863. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL017233>.
- Khromova, T.E., Osipova, G.B., Tsvetkov, D.G., Dyurgerov, M.B., Barry, R.G., 2006. Changes in glacier extent in the eastern Pamir, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery. *Remote Sensing of Environment* 102, 24–32.
- Konovalov, V.G., Shchetinnicov, A.S., 1994. Evolution of glaciation in the Pamiro-Alai mountains and its effect on river run-off. *Journal of Glaciology* 40, 149–157.
- Koscielny-Bunde, E., Bunde, A., Havlin, S., Roman, H.E., Goldreich, Y., Schellnhuber, H.J., 1998. Indication of a universal persistence law governing atmospheric variability. *Physical Review Letters* 81, 729–732.

- Kotlyakov, V.M., Severskiy, I.V., 2009. Glaciers of Central Asia: current situation, changes and possible impact on water resources. In: Braun, L.N., Hagg, W., Severskiy, I.V., Young, G. (Eds.), Assessment of Snow, Glacier and Water Resources in Asia. Selected Papers from the Workshop in Almaty, Kazakhstan, 2006. UNESCO-IHP and German IHP/HWRP National Committee, IHP/HWRP-Berichte, Koblenz, pp. 160–177.
- Kotlyakov, V., Osipova, G., Tsvetkov, D., 2008. Monitoring surging glaciers of the Pamirs, central Asia, from space. *Annals of Glaciology* 48, 125–134.
- Koutsoyiannis, D., Montanari, A., 2007. Statistical analysis of hydroclimatic time series: uncertainty and insights. *Water Resources Research* 43 (5), W05429.
- Krenke, A., 1998. (updated 2004) Former Soviet Union hydrological snow surveys, 1966–1996. National Snow and Ice Data Center and World Data Center for Glaciology, Boulder, Colorado. Digital Media.
- Kriegel, D., Mayer, C., Hagg, W., Vorogushyn, S., Duethmann, D., Gafurov, A., Zimmer, J., 2013. Changes in glacierisation, climate and runoff in the second half of the 20th century in the Naryn basin, Central Asia. *Global and Planetary Change* 110, 51–61.
- Kundzewicz, Z., Robson, A., 2004. Change detection in hydrological records — a review of the methodology. *Hydrological Sciences Journal* 49 (1), 7–19.
- Kutuzov, S., Shahgedanova, M., 2009. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatau, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Global and Planetary Change* 69, 59–70.
- Kuzmichenok, V., 2009. Monitoring of water, snow and glacial resources of Kyrgyzstan. In: Braun, L.N., Hagg, W., Severskiy, I.V., Young, G. (Eds.), Assessment of Snow, Glacier and Water Resources in Asia. Selected Papers from the Workshop in Almaty, Kazakhstan, 2006, 8. UNESCO-IHP and German IHP/HWRP National Committee, IHP/HWRP-Berichte, Koblenz, pp. 84–99.
- Кузьмиченок, В.А., Лиу, Ш., 1995. Распределение ледников и характеристика оледенения на Тянь-Шане В: Дюргеров, М.Б., Кунахович, М., Михаленко, В. (Ред.), Оледенение Тянь-Шаня. ВИНТИ, Москва, стр. 24–42.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R., Zhang, T., 2007. Observations: changes in snow, ice and frozen ground.
- In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Li, B., Zhu, A., Zhang, Y., Pei, T., Qin, C., Zhou, C., 2006. Glacier change over the past four decades in the middle Chinese Tien Shan. *Journal of Glaciology* 52, 425–432.
- Li, Z.Q., Wang, W.B., Zhang, M.J., Wang, F.T., Li, H.L., 2010. Observed changes in streamflow at the headwaters of the Urumqi river, eastern Tianshan, central Asia. *Hydrological Processes* 24 (2), 217–224.

- Liang, T., Zhang, X., Xie, H., Wu, C., Feng, Q., Huang, X., Chen, Q., 2008. Toward improved daily snow cover mapping with advanced combination of MODIS and AMSR-E measurements. *Remote Sensing of Environment* 112, 3750–3761.
- Lioubimtseva, E., Henebry, G.M., 2009. Climate and environmental change in arid Central Asia: impacts, vulnerability, and adaptations. *Journal of Arid Environments* 73 (11), 963–977.
- Lutz, W., Sanderson, W., Scherbov, S., Lutz, W., Sanderson, W., Scherbov, S., 2008. IIASA's 2007 probabilistic world population projections. IIASA World Population Program Online Data Base of Results 2008. www.iiasa.ac.at/Research/POP/proj07/index.html?sb=6 (last accessed: 2012-08-10).
- МАНМ, 2008. Uzbekistan. Second National Communication of the Republic of Uzbekistan Under the United Nations Framework Convention on Climate Change. Main Administration of Hydrometeorology, Tashkent. Available at: <http://unfccc.int/resource/docs/natc/uzbnc2e.pdf> (last access: 2012-06-30).
- Макаревич, К.Г., Лиу, Ш. 1995. Изменения оледенения Тянь-Шаня в XX веке. В: Дюргеров, М.Б., Кунахович, М., Михаленко, В. (Ред.), Оледенение Тянь-Шаня. ВИНТИ, Москва, стр. 189–213.
- Маматканов, Д.М., Бажанова, Л.В., Романовский, В.В., 2006. Водные ресурсы Кыргызстана на современном этапе. Илим, Бишкек.
- Mannig, B., Müller, M., Starke, E., Merckenschlager, C., Mao, W., Zhi, X., Podzun, R., Jacob, D., Pärth, H., 2013. Dynamical downscaling of climate change in Central Asia. *Global and Planetary Change* 110, 24–37.
- Марченко, С.С., 1999. Современное и ожидаемое в XXI веке изменение мерзлотноклиматических условий в северном Тянь-Шане. *Криосфера Земли* 3 (2), 13–21.
- Marchenko, S.S., Gorbunov, A.P., Romanovsky, V.E., 2007. Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Global and Planetary Change* 56, 311–327.
- МЕЕ КР, 2003. Kyrgyzstan. First National Communication of the Kyrgyz Republic Under the UN Framework Convention on Climate Change. Ministry of Ecology and Emergencies of the Kyrgyz Republic, Bishkek. Available at: <http://unfccc.int/resource/docs/natc/kyrnc1.pdf> (last accessed: 2012-08-10).
- МЕР, R.K., 2009. Kazakhstan. Kazakhstan's second national communication to the Conference of the Parties of the United Nations Framework Convention on Climate Change. Ministry of Environment Protection of the Republic of Kazakhstan, Astana. Available at: <http://unfccc.int/resource/docs/natc/kaznc2e.pdf> (last accessed: 14 July 2012).
- Меркушин, А., Царев, Б., 2007. Режим снегонакопления и снеготаяния в бассейне горной реки Сангардак. Материалы НИГМИ, 8, стр. 63–70 (Ташкент).
- Merz, B., Vorogushyn, S., Uhlemann, S., Delgado, J., Hundecha, Y., 2012. HESS Opinions “More efforts and scientific rigour are needed to attribute trends in flood time series”. *Hydrology and Earth System Sciences* 16, 1379–1387.

- Михаленко, В.Н., Дюргеров, М.Б., Лиу, Ш., 1995. Баланс массы отдельных ледников и бассейнов. В: Дюргеров, М.Б., Кунахович, М., Михаленко, В. (Ред.), Оледенение Тянь-Шаня. ВИНТИ, Москва, стр. 79–100.
- MNP RT, 2002. Tajikistan. The First National Communication of the Republic of Tajikistan to the United Nations Framework Convention on Climate Change: Ministry for Nature Protection of the Republic of Tajikistan, Dushanbe. Available at: <http://unfccc.int/resource/docs/natc/tainc1.pdf> (last accessed: 2012-08-10).
- Mossig, I., Rybski, D., 2005. Die Erwärmung bodennaher Luftschichten in Zentralasien - Zur Problematik der Bestimmung von Trends und Langzeitkorrelationen. The Warming of Near-surface Air Layers in Central Asia — On Trend Detection and the Determination of Long-term Correlation: Zentrum für Internationale Entwicklungs- und Umweltforschung: Discussion papers, 26 (Giessen in German).
- Mudelsee, M., 2010. Climate time series analysis — classical statistical and bootstrap methods. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library 42.
- Narama, C., Shimamura, Y., Nakayama, D., Abdrakhmatov, K., 2006. Recent changes of glacier coverage in the western Terskey-Alatoo range, Kyrgyz Republic, using Corona and Landsat. *Annals of Glaciology* 43, 223–229.
- Narama, C., Kääh, A., Duishonakunov, M., Abdrakhmatov, K., 2010. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (similar to 1970), Landsat (similar to 2000), and ALOS (similar to 2007) satellite data. *Global and Planetary Change* 71, 42–54.
- NCDC, 2003. Daily Temperature and Precipitation Data for 223 USSR Stations (DSI-9806A). USA National Climatic Data Center Documentation available at: <http://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/documentlibrary/tddoc/td9806a.pdf> (last accessed: 2012-09-05).
- NCDC, 2005. Daily and Sub-daily Precipitation for the Former USSR (DSI-9813). USA National Climatic Data Center Documentation available at: <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/documentlibrary/tddoc/td9813.pdf> (last accessed: 2012-09-05).
- NCDC, 2008. Global Daily Climatology Network: Kazakhstan (DSI-9814a). USA National Climatic Data Center Documentation available at: <http://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/documentlibrary/tddoc/td9814.pdf> (last accessed: 2012-09-05).
- Nicholls, N., 2001. Commentary and analysis: the insignificance of significance testing. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82, 981–986.
- Niederer, P., Bilenko, V., Ershova, N., Hurni, H., Yerokhin, S., Maselli, D., 2008. Tracing glacier wastage in the Northern Tien Shan (Kyrgyzstan/Central Asia) over the last 40 years. *Climatic Change* 86, 227–234.
- Oerlemans, J., 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science* 308, 675–677.
- Olsson, O., Gassmann, M., Wegerich, K., Bauer, M., 2010. Identification of the effective water availability from streamflows in the Zerafshan river basin, Central Asia. *Journal of Hydrology* 390 (3–4), 190–197.

- Østrem, G., 1959. Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler* 41, 228–230.
- Parajka, J., Bloeschl, G., 2006. Validation of MODIS snow cover images over Austria. *Hydrology and Earth System Sciences* 10 (5), 679–689.
- Parajka, J., Blöschl, G., 2008. Spatio-temporal combination of MODIS images – potential for snow cover mapping. *Water Resources Research* 44, W03406 (13 p.).
- Подрезов, О.А., Диких, А.Н., Бакиров, К.Б., 2001. Изменчивость климатических условий и оледенения Тянь-Шаня за последние 100 лет, 1 (3). КРСУ, Вестник, стр. 33–40 (Бишкек).
- Подрезов, О.А., Бакиров, К.Б., Закурдарев, А.А., Маяцкая, И.А., 2002. Современный климат Кыргызстана и сценарии его изменений в XXI веке. 4 (2). КРСУ, Вестник, стр. 92–100 (Бишкек).
- Qobilov, T., Pertziger, F., Vasilina, L., Baumgartner, M.F., 2001. In: Owe, M., Brubaker, K., Ritchie, J., Rango, A. (Eds.), *Operational Technology for Snow-cover Mapping in the Central Asian Mountains Using NOAA-AVHRR Data. Remote Sensing and Hydrology 2000: A Selection of Papers Presented at the Conference on Remote Sensing and Hydrology 2000, Held at Santa Fe, New Mexico, USA, April 2000*, 267. IAHS Publications, pp. 76–80 (Wallingford).
- Rangwala, I., Miller, J.R., 2012. Climate change in mountains: a review of elevation dependent warming and its possible causes. *Climatic Change* 111 (3–4).
- Raper, S.C.B., Braithwaite, R., 2009. Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. *The Cryosphere* 3, 183–194.
- Romanovskij, V., Kuz'micenok, V., 2005. Ursachen und Auswirkungen der Seespiegelschwankungen des Issyk-Kul' in jüngerer Zeit (Causes and impacts of the lake level variations of Issyk-Kul in recent time). *Zentrum für Internationale Entwicklungs- und Umweltforschung: Discussion papers*, 22 (Giessen in German).
- Романовский, В.В., 2002. Современные изменения климата на Тянь-Шане. (Бишкек).
- Savitskiy, A.G., Schlueter, M., Taryannikova, R.V., Agaltseva, N.A., Chub, V.E., 2008. Current and future impacts of climate change on river runoff in the Central Asian river basins. In: Pahl-Wostl, C., Kabat, P., Möltgen, J. (Eds.), *Adaptive and Integrated Water Management: Coping with Complexity and Uncertainty*, pp. 323–339 (Berlin).
- Savoskul, O.S., 1997. Modern and Little Ice Age glaciers in “humid” and “arid” areas of the Tien Shan, Central Asia: two different patterns of fluctuation. *Annals of Glaciology* 24, 142–147.
- Schär, C., Vasilina, L., Pertziger, F., Dirren, S., 2004. Seasonal runoff forecasting using precipitation from meteorological data assimilation systems. *Journal of Hydrometeorology* 5 (5), 959–973.
- Scherler, D., Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2011. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature Geoscience* 4, 156–159.

- Schiemann, R., Lüthi, D., Vidale, P.L., Schär, C., 2008. The precipitation climate of Central Asia: intercomparison of observational and numerical data sources in a remote semiarid region. *International Journal of Climatology* 28, 295–314.
- Schöne, T., Zech, C., Unger-Shayesteh, K., Rudenko, V., Thoss, H., Wetzel, U., Gafurov, A., Illigner, J., Zubovich, A., 2013. A new permanent multi-parameter monitoring network in Central Asian high mountains — from measurements to data bases. *Geoscientific instrumentation. Methods and Data Systems* 2, 97–111. <http://dx.doi.org/10.5194/gi-2-97-2013>.
- Schönwiese, C., 1997. Progress reports to CC1 on statistical methods. 1. Statistical analysis of observed climate trends and statistical signal detection analysis. - 2. Climate trend atlas of Europe based on observations 1891–1990. World Meteorological Organization: WCDMP No. 32, WMO-TD No 834 (Geneva).
- Sen, P.K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association* 63, 1379–1389.
- Северский, И.В., Токмагамбетов, Т.Г., 2005. Современная динамика оледенения Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. *Материалы гляциологических исследований*, 98 3–9 (Москва).
- Шетинников, А.С., 1993. Изменение размеров оледенения Памиро-Алая за 1957–1980 годы. *Материалы гляциологических исследований*, 76, 77–83 (Москва).
- Siegfried, T., Bernauer, T., Guiennet, R., Sellars, S., Robertson, A.W., Mankin, J., Bauer-Gottwein, P., Yakovlev, A., 2012. Will climate change exacerbate or mitigate water stress in Central Asia? *Climatic Change* 112 (3–4), 881–899.
- Small, E.E., Giorgi, F., Sloan, L.C., 1999. Regional climate model simulation of precipitation in central Asia: Mean and interannual variability. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 104, 6563–6582.
- Solomina, O.N., 2000. Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum. *Annals of Glaciology* 31, 26–30.
- Solomina, O., Barry, R., Bodnya, M., 2004. The retreat of Tien Shan glaciers (Kyrgyzstan) since the Little Ice Age estimated from aerial photographs, lichenometric and historical data. *Geografiska Annaler Series A - Physical Geography* 86, 205–215.
- Sorg, A., Bolch, T., Stoffel, M., Solomina, O., Beniston, M., 2012. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia). *Nature Climate Change* 2 (10), 725–731.
- Спекторман, Т.И., 2006. Оценка изменений основных климатических характеристик по территории Узбекистана. Центр гидрометеорологической службы при Кабинете министров Республики Узбекистан: Работы НИГМИ, 6 (251), стр. 13–30 (Ташкент).
- Спекторман, Т.И., 2007. Выбор сценариев для проведения оценки воздействий изменения климата в Узбекистане. *Климатические сценарии, оценка воздействия изменения климата. Бюллетень*, 6. Центр гидрометеорологической службы при Кабинете министров Республики Узбекистан, стр. 22–27 (Ташкент).

- Surazakov, A.B., Aizen, V.B., 2006. Estimating volume change of mountain glaciers using SRTM and map-based topographic data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44, 2991–2995.
- Tao, H., Gemmer, M., Bai, Y., Su, B., Mao, W., 2011. Trends of streamflow in the Tarim River Basin during the past 50 years: human impact or climate change? *Journal of Hydrology* 400 (1–2), 1–9.
- Trenberth, K., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., Rusticucci, M., Soden, B., Zhai, P., 2007. Observations: surface and atmospheric climate change. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge United Kingdom and New York, NY, USA.
- Царев, Б., 2006. Оценка воздействия изменения климата на максимальные снегозапасы в горах Центральной Азии. *Материалы НИГМИ* 4, 15–32 (Ташкент).
- Царев, Б., Ведерникова, В., 2005. К методике расчета реакции характеристики режима снежного покрова в горах при изменениях климата. *Материалы НИГМИ* 5, 110–122 (Ташкент).
- Ушнурцев, С.Х., Дюргеров, М.Б., Зичу, С., 1995. Процессы формирования баланса массы ледников Тянь-Шаня. 1995 В: Дюргеров, М.Б., Кунахович, М., Михаленко, В. (Ред.), *Оледенение Тянь-Шаня*. ВИНТИ, Москва, стр. 101–120.
- Усубалиев, Р.А., Абылмеизова, Б.У., 2007. Оледенение Тянь-Шаня и его динамика в условиях современного изменения климата. *Известия Национальной Академии наук Кыргызской Республики* 1, 39–44 (Бишкек).
- Вилесов, Е.Н., Макаревич, К.Г., Поляков, В.Г., 1993. Пространственно-временная изменчивость ледниковой системы Заилийского Алатау. *Материалы гляциологических исследований* 76, 90–95).
- Вилесов, Е.Н., Уваров, В.Н., 2001. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. Изд. Казахского Государственного Университета (Алматы). (протитировано в Кутузов и Шагеданова, 2009).
- Вилесов, Е.Н., Горбунов, А.П., Морозова, М.Х., Северский, Е.В., 2006. Деградация оледенения и криогенез современных морен северного Тянь-Шаня. *Криосфера Земли* X, 69–73.
- Волошина, А.П., Кан, С., 1995. Климат высокогорной зоны. В: Дюргеров, М.Б., Кунахович, М., Михаленко, В. (Ред.), *Оледенение Тянь-Шаня*. ВИНТИ, Москва, стр. 43–59.
- von Storch, H., 1995. Misuses of statistical analysis in climate research. In: von Storch, H., Navarra, A. (Eds.), *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*, pp. 11–26 (Berlin).
- Wagner, S., Hoelzle, M., 2010. Glacier volume changes in the Panj and Vaksh basins. Application of Simple Parameterizations to Estimate Past and Future Glacier

- Change in the Panj and Vakhsh River Basins. ITos GmbH, Ebnat-Kappel, Switzerland (Unpublished report).
- Wang, X., Xie, H., Liang, T., 2008. Evaluation of MODIS snow cover and cloud mask and its application in Northern Xinjiang, China. *Remote Sensing of Environment* 112 (4), 1497–1513.
- WGMS, 2007. Glacier Mass Balance Bulletin No. 9 (2004–2005). World Glacier Monitoring Service Available at: www.wgms.ch/mbb/mbb9/wgms_2007_gmbb9.pdf (last access: 2012-06-28).
- WGMS, 2009. Glacier Mass Balance Bulletin No. 10 (2006–2007). World Glacier Monitoring Service Available at: www.wgms.ch/mbb/mbb10/wgms_2009_gmbb10.pdf (last access: 2012-06-28).
- WGMS, 2011. Glacier Mass Balance Bulletin No. 11 (2008–2009). World Glacier Monitoring Service Available at: www.wgms.ch/mbb/mbb11/wgms_2011_gmbb11.pdf (last access: 2012-06-28).
- Williams, M., Konovalov, V.G., 2008. Central Asia temperature and precipitation data, 1879–2003. USA National Snow and Ice Data Centre: Digital Media, Boulder, Colorado (Available at: http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02174_central_asia_data/ (last accessed: 2012-09-05)).
- World Bank, 2012. The World Bank Open Data. Population, total <http://data.worldbank.org/indicator/SP.POP.TOTL> (last accessed: 2012-08-10).
- Wright, C.K., de Beurs, K.M., Akhmadieva, Z.K., Groisman, P.Y., Henebry, G.M., 2009. Reanalysis data underestimate significant changes in growing season weather in Kazakhstan. *Environmental Research Letters* 4, 045020 (9 pp.).
- Яковлев, А., 2005. Метод расчета стока реки Пяндж на период половодья с использованием данных численного прогноза погоды и спутниковой информации. *Материалы НИГМИ* 5, 123–134 (Ташкент).
- Язиев, К., 2009. Улучшение гидрометеорологического обслуживания и снижение риска стихийных бедствий. Отчет Гидромета Туркменистана. Региональный семинар по улучшению погоды, климата и гидрологического обслуживания и снижению уязвимости к стихийным бедствиям в Центральной Азии и на Кавказе, Ташкент http://siteresources.worldbank.org/INTUZBEKISTAN/Resources/294087-1246601504640/Day2_s3_f10_rus.pdf (последний доступ: 2013-05-27).
- Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., Cavadias, G., 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes* 16 (9), 1807–1829.
- Zemp, M., Roer, I., Käab, A., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., 2008. Global Glacier Changes: Facts and Figures. UNEP/WGMS/Earthprint.
- Zhang, H., Ouyang, Z., Zheng, H., Wang, X., 2009. Recent climate trends on the Northern slopes of the Tianshan Mountains, Xinjiang, China. *Journal of Mountain Science* 6, 255–265.
- Zwiers, F.W., von Storch, H., 1995. Taking serial correlation into account in tests of the mean. *Journal of Climate* 8, 336–351.

Расчет пространственно-распределенных показателей потребности сельскохозяйственных культур в воде на примере хлопка и пшеницы в узбекской части Ферганской долины с использованием спутниковых данных

К. Конрад^a, М. Рахманн^{a,*}, М. Махвиц^b,
Г. Стулина^c, Г. Пает^a, С. Дех^d

^a Институт географии и геологии, Вюрцбургский университет, Германия

^b Общественный научно-исследовательский центр Габриэля Липпмана, Люксембург

^c Научно-информационный центр Межгосударственной координационной водохозяйственной комиссии в Центральной Азии (НИЦ МКВК), Ташкент, Узбекистан

^d Немецкий аэрокосмический центр (DLR), Немецкий центр данных дистанционного зондирования (DFD), Германия

* Ответственный автор. Электронные адреса: christopher.conrad@uni-wuerzburg.de (К. Конрад), maren.rahmann@gmx.de (М. Рахманн), machwitz@lippmann.lu (М. Махвиц), galina_stulina@mail.ru (Г. Стулина), heiko.paeth@uni-wuerzburg.de (Г. Пает), stefan.dech@dlr.de (С. Дек).

1. Введение

В результате расширения орошаемых площадей в советский период и интенсификации производства сельскохозяйственных культур начиная с 1960 года (Летолль, 1993), сегодня для орошения сельхозкультур на площади около 8 млн га используются более 90% ежегодно располагаемых пресных вод объемом 120 км³ в бассейне Аральского моря (Ролл и др., 2005). Однако сельскохозяйственное производство вдоль рек Амударья и Сырдарья достигло своего пика после того, как начали в большом количестве потреблять воду, использовать удобрения и пестициды при обработке почвы с низким естественным плодородием, и уже к середине 80-х годов прошлого столетия пришло в упадок (Гиз и др., 1998). Постоянная чрезмерная эксплуатация сельхозугодий стало причиной их деградации из-за повышения их засоленности, что, в свою очередь, привело к снижению урожайности почти на 30% еще до распада Советского Союза в 1991 году (Летолль, 1993). В центральноазиатских

странах-правопреемницах (Узбекистане, Кыргызстане, Таджикистане, Казахстане и Туркменистане) приблизительно 50% орошаемых земель подвержены засолению (*Редди и др., 2013*). Кроме того, сельскохозяйственная отрасль этих стран экономически не способна обслуживать гидромелиоративные системы или внедрять новые методы экономии оросительной воды. Как результат, наблюдается снижение продуктивности земель и особенно эффективности водопользования по всему бассейну Аральского моря (*Гранит и др., 2010; Тишбейн и др., 2013*).

Ферганская долина является довольно типичным и, возможно, самым известным примером эксплуатации крупномасштабной оросительной системы в центральноазиатском регионе. При проведении полевых испытаний была отмечена очень низкая эффективность эксплуатации, 49% (*Редди и др., 2013*), и небольшая доля поступления неглубоко залегающих грунтовых вод для нужд орошения, 23%, (*Перейра и др., 2009*). Несмотря на то, что крупные оросительные системы расположены в верхнем течении реки Сырдарья, в границах оросительной системы Ферганской долины имеют место дисбаланс между водообеспеченностью верхнего течения и нижнего течения реки и проблема доступа к воде (*Абдуллаев и др., 2009 а*). Эти характеристики сходны с характеристиками других систем орошения в бассейне Аральского моря (*В.А. Духовный и др., 2004; Эль-Магд и Тантон, 2005; Тишбейн и др., 2013, Конрад и др., 2013*). Однако оросительная система Ферганской долины имеет трансграничный характер и совместно используется тремя странами – Кыргызстаном, Таджикистаном и Узбекистаном. Более того, Ферганская долина является наиболее густонаселенным регионом Центральной Азии с численностью населения более 11 млн человек и плотностью населения, достигающим в некоторых районах более 500 человек на 1 км² (*Филкак, 2008*). Ежегодный прирост населения в период с 1998 по 2013 год колебался в пределах 1,1-1,5% (*Всемирный банк, 2013*).

Существует острая необходимость повышения эффективности использования водных ресурсов особенно в свете продолжающегося увеличения давления на водные ресурсы: так, например, ожидаемое повышение температуры приблизительно на 1,5-2,5° С (*Любомирцева и Генебрай, 2009*) повлияет на изменение параметров снежного покрова и процесс таяния ледников. Отличающиеся друг от друга прогнозы касательно характера атмосферных осадков указывают на недостаточную точность климатических моделей при прогнозировании будущей водообеспеченности бассейна верхнего течения (*Манниг и др., 2013*). Однако модель, учитывающая взаимодействие климата, материкового льда, дождевого стока, показывает сдвиг во времени достижения пика паводка в бассейне реки Сырдарья с весны к концу зимнего сезона (*Сигфрид и др., 2012*). Другим источником повышения давления (на водные ресурсы) является повышение спроса на электроэнергию в

Кыргызстане и Таджикистане, которые намерены использовать высокий гидроэнергетический потенциал имеющихся у них многочисленных водохранилищ. Большинство из них были построены еще во времена СССР на территории сегодняшних стран верховья (Рахматуллаев и др., 2010). Попуск воды особенно в зимнее время может привести к снижению водообеспеченности на границах оросительных систем в период вегетации (Каримов и др., 2010). Как следствие, как было описано ранее (Зеринг, 2008), растет число конфликтов между государствами, а корректировка прежней схемы распределения водных ресурсов между областями, составленной в период советской власти, до сих пор является предметом спора на протяжении уже более 20 лет после приобретения этими странами независимости в 1991 году.

Среди прочего, отправной точкой для улучшения ситуации может быть более эффективное согласование спроса на воду с водообеспеченностью в пределах оросительной системы, независимо от внешнего давления, оказываемого на водные ресурсы. Рэдди и др. (2013) связали низкую эффективность эксплуатации с высокой нормой полива наряду с потерями до 64% стока. Даже даются рекомендации по повышению эффективности орошения путем внедрения соответствующей техники проведения полива (Хорст и др., 2005; Уэббер и др., 2006) или совершенствования методики составления графиков полива (Перейра и др., 2009). Однако для экстраполирования этих данных и вариантов потенциального водосбережения с уровня поля на уровень системы потребуется конкретная заданная в пространственном отношении информация по всей территории исследований. Для получения некоторых параметров (например, влагоёмкости почвогрунта) необходимо будет провести исчерпывающие полевые исследования. Но при известной схеме землепользования и наличии информации, по крайней мере, по водопотреблению сельскохозяйственных культур (НВПК) на всей территории, а также с использованием данных метеорологических измерений можно будет вычислить потребность сельскохозяйственных культур в оросительной воде (ПКОВ) на уровне поля. Можно оптимизировать планы распределения водных ресурсов, агрегированные на уровне подсистемы и водораспределения в системе каналов (Эль-Нахри и др., 2011). Но из-за нехватки и недостоверности данных по земле- и водопользованию по всей Центральной Азии (Гиз и Моссиг, 2004; Оберкирхер, 2010), результаты расчета НВПК/ПКОВ по всей зоне исследования будут скорее всего содержать некоторые неточности. Более того, эта скудная информация представлена по большей части в табличной форме. Последнее затрудняет проведение анализа географически привязанных данных и практическую реализацию решений на различных уровнях.

Дистанционное зондирование в сочетании с географической информационной системой (ГИС) может позволить улучшить ситуацию с данными в области организации оросительных работ/эксплуатации

оросительной системы (Бастиянссен и Бос, 1999; Д'Урсо и др., 2010). К примеру, дистанционное зондирование при помощи спутников является надежным оперативным и экономически эффективным средством составления карт распределения сельскохозяйственных культур в разных масштабах (см. материалы Глобальной системы систем наблюдения за Землей (GEOSS), 2009; Уордлоу и др., 2010; Конрад и др., 2011). Так, точность данных зависит от пространственного разрешения имеющихся спутниковых данных, которое должно полностью соответствовать всей неоднородности сельскохозяйственного ландшафта (Уордлоу и Эгберт, 2008; Конрад и др., 2010). С помощью динамического подхода можно будет добиться высокой точности картографирования (Barrett and Curtis, 1992). Однако исследования, проведенные Мураками и др. (2001), а также Ван-Ниелом и Маквикаром (2004), подчеркивают целесообразность выбора нескольких, но оптимальных временных окон для проведения четкого разделения между разными видами сельхозкультур. Для экономии воды в вегетационный период было бы полезно в начале сезона орошения скорректировать первоначальную классификацию сельхозкультур с учетом планов распределения воды между водопользователями и графиками водоподачи (Оберкирхер, 2010).

При расчете НВПК и ПКОВ в основном отталкиваются от значения удельной эталонной эвапотранспирации ET_c (Аллен и др., 1998). Её (эвапотранспирацию) можно определить с разной степенью детализации при помощи коэффициентов культур, основанных на агрометеорологических данных, информации по почве и растениям, как, например, было выполнено в модели CropWat, разработанной ФАО (Смит и др., 1996). Для составления карт обширных площадей этот подход зачастую увязывают с картами распределения сельскохозяйственных культур, составленных при помощи дистанционного зондирования. Рао и др. (2001) на основе снимков, полученных со спутника Landsat-TM 5, с пространственной разрешающей способностью 30 м, провели анализ ПКОВ различных культур для составления карт распределения сельхозкультур, а при помощи модели CropWat выполнили оценку НВПК. Каса и др. (2009) прибегли к такому же методу при картографировании НВПК в центральной части Италии с использованием карт распределения культур, составленных опираясь на четыре снимка со спутника Landsat ETM+. Также дополнительно был применен подход, основанный на проведении полевых работ и использовании данных дистанционного зондирования. Эр-Раки и др. (2010) при помощи переносного спектрометра получили динамические вегетационные показатели для составления модели пространственно распределенной ET_c на опытных участках в Марокко. Д'Урсо и Мененти (1995) изучили возможность экстраполяции спектральных данных Landsat TM. Результаты оценки ПКОВ также включили данные тепловизионного наблюдения при помощи Landsat, проведенного, например, Эль-Магдом и Тантоном (2005) в Кызылординской области Казахстана. Температурные данные позволяют также определить

значение ET_c, основываясь лишь на данных дистанционного зондирования (Тасуми и Аллен, 2007; Ахмед и др., 2010; Эль-Нахри и др., 2011). Однако тот факт, что не всегда можно получить динамические температурные данные, охватывающие весь вегетационный период, с пространственным разрешением, соответствующим для размера полей, осложняет определение ET_c для разных фаз роста культур (Каса и др., 2009).

Данное исследование нацелено на выполнение количественной и качественной оценки использования оросительной воды при выращивании хлопка и озимой пшеницы в Ферганской долине при сочетании классификации культур с расчетом НВПК и ПКОВ. Его методология связана с картографированием распределения основных сельхозкультур в начале сезона, так как составление точных карт еще до начала основной стадии орошения, по-видимому, является одним из путей сбережения водных ресурсов, позволяющих корректировать планы водораспределения непосредственно во время сезона орошения. Таким образом, были использованы битемпоральные данные спутников RapidEye с пространственным разрешением 6,5 м, полученные в мае и июне 2010 года, и одно изображение Landsat TM5, снятое в начале июля 2010 года. Ввиду отсутствия цифровых кадастровых карт границы полей были определены при помощи разбивки данных RapidEye. Для классификации распределения сельскохозяйственных культур был выбран широко применяемый алгоритм «решающих деревьев». С использованием модели CropWat, работа которой основана на метеорологических показателях из базы данных ClimWat и на знании местных особенностей, была выполнена оценка НВПК и ПКОВ. Полученные результаты рассмотрены с учетом применения различных вариантов экономии воды и возможности повышения эффективности использования воды в Ферганской долине.

2. Район исследований

Ферганская долина, расположенная на юго-востоке Узбекистана (рис. 1) расположена между двумя горными системами – Тянь-Шанем на севере и Алайским хребтом на юге (Филкак, 2008). Климат со среднегодовым количеством осадков 100–200 мм и потенциальной эвапотранспирацией до 1300 мм можно охарактеризовать как континентальный (Умаров и др., 2010). Средняя температура воздуха в долине колеблется от $-3,9^{\circ}\text{C}$ до $3,9^{\circ}\text{C}$ в январе и от $20,2^{\circ}\text{C}$ до $34,7^{\circ}\text{C}$ в июле (таблица 4).

На территории Ферганской долины лежит участок между верхним и средним течением реки Сырдарья. Там формируется почти 70% поверхностных стоков долины и притоков Сырдарьи Нарын и Карадарья. Смешанное питание реки – за счёт таяния снега и ледников – берет начало в возвышающихся вокруг горах (Савоскул и др., 2003).



Рис. 1. Пространственно-временное распределение спутниковых снимков RapidEye и точек выборки

Ферганская долина – один из наиболее важных для сельского хозяйства регионов Центральной Азии (Абдуллаев и др., 2009 а). Здесь находится одна из крупнейших систем хлопководства бывшего Советского Союза с орошаемой площадью 1653 тыс. га (включая приусадебные участки площадью 193 га, НИЦ МКВК, 2011). Жизнедеятельность около 70% населения общей численностью 11342000 человек (Редди и др., 2012) до сих пор связана с сельскохозяйственным сектором, доля которого в ВВП страны составляет примерно 24% (Бичсел, 2009).

Узбекская часть Ферганской долины включает три области – Ферганскую, Андижанскую и Наманганскую, – где около 1 млн га земель являются орошаемыми. С 1960 годов основной сельскохозяйственной культурой был хлопок. Однако после получения страной независимости в 1991 году наряду с хлопком в систему государственного заказа в качестве основной сельхозкультуры включили также и озимую пшеницу (Абдуллаев и др., 2009 б). На рис. 2 (первый ряд) показана тенденция расширения сельскохозяйственных угодий в узбекской части Ферганской долины в период с 1980 по 2000 год. Голубая линия указывает на общую площадь (выраженную в гектарах), а площади, занимаемые хлопком, зерновыми и садовыми культурами обозначены, соответственно, светло-зелёной, оранжевой и темно-зеленой колонками. Изменение ситуации после развала Советского Союза привело к уменьшению площадей под

хлопком за счет расширения площадей под пшеницей и садами. Также были сокращены площади кормовых культур (люцерны).

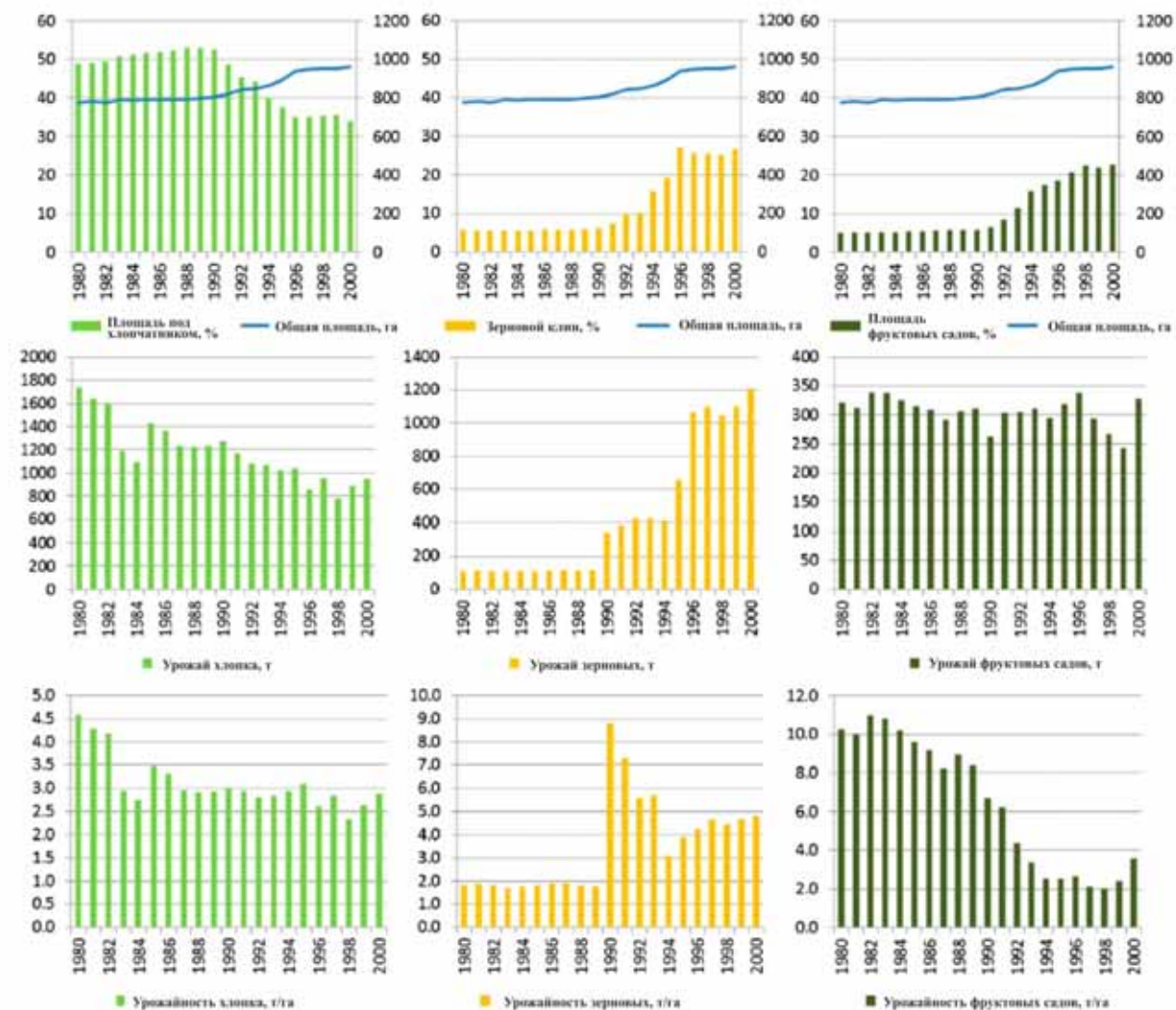


Рис. 2. Данные по посевным площадям трех областей (Андижанской, Ферганской и Наманганской) в узбекской части Ферганской долины, полученные из базы данных CAREWIB: площадь (в процентах от общей площади), урожай и урожайность хлопка, пшеницы и фруктовых культур (т/га) в период с 1980 по 2000 гг.

В то же самое время в течение двух десятилетий (после независимости страны) увеличилось производство хлопка и зерновых культур (рис. 2, средний ряд). Примечательно, что количество урожая садовых культур остается неизменной, несмотря на значительное расширение площадей под ними (Летоль, 1993). После некоторого периода пика в середине 1980-х, когда продуктивность достигла 5 т/га, в конце этого же десятилетия произошел резкий спад до 3 т/га (рис. 2, нижний ряд). Данные по продуктивности позволяют обнаружить

большие проблемы, связанные с достоверностью официальных данных. Выросла продуктивность зерновых, что, вероятно, связано с улучшением организации работ. Но относительно высоким показателям более 5 т/га вряд ли можно дать объяснение, подобное тому, что было в отношении снижения продуктивности садовых культур. Возможно, поменяли виды растений/деревьев. Предположения касательно изменений определения класса сельхозкультур также являются гипотетическими. В целом прослеживается тенденция перехода к выращиванию деревьев (фруктовых) и зерновых культур.

В соответствии с календарем посева сельскохозяйственных культур хлопок сажают в середине апреля, к августу он созревает, а уже к концу октября собирают его урожай. Озимую пшеницу сажают летом. Зимой она находится в состоянии покоя, и полностью созревает в период с июня по июль (*из частной беседы с Кенжабаевым, 2010*).

В советский период с целью установления баланса стока рек с потребностями в оросительной воде была построена сложная разветвленная оросительно-дренажная сеть (*Летолль, 1993*). Но со временем ее инфраструктура начала приходить в упадок, и даже при отсутствии доступа к соответствующей информации можно прийти к выводу о высокой вероятности того, что во многих системах необлицованных каналов имели место потери на просачивание. До сих пор распространенной практикой является применение на полях низкоэффективных методов орошения, таких как бассейновое орошение или полив по бороздам (*Хорст и др., 2005*).

Также сообщали о прямых потерях, вызванных большим количеством поверхностного стока (*Рэдди и др., 2013*). При объединении посевных площадей семи административных районов (Андижанского, Ферганского и Наманганского Узбекистана, Сохского Таджикистана и Баткенского, Джалалабадского и Ошского Кыргызстана) и фактического объема воды, распределяемого в верховье Кайраккумского водохранилища на западе долины можно обеспечить попуски воды в объеме 4000–10000 м³ на гектар орошаемых земель. Причиной колебаний объема водоподачи на гектар площади являются ежегодные изменения объема водозабора, как видно из рис. 3 на период 1991–2010 гг. Документально зафиксировано увеличение водозабора в систему орошения в невегетационный период (октябрь–март), вызванное ростом потребности в воде для орошения озимой пшеницы и промывки засоленных земель. В частности, в период с 2000 по 2004 год объем водозабора намного превышает установленные лимиты (*НИЦ МКВК, 2011*), что свидетельствует о вышеупомянутых попусках воды в верховье для выработки электроэнергии в зимнее время. Данные натурных исследований говорят о том, что может возникнуть необходимость попуска воды в систему каналов для регулирования стока реки, превышающего ее пропускную способность.

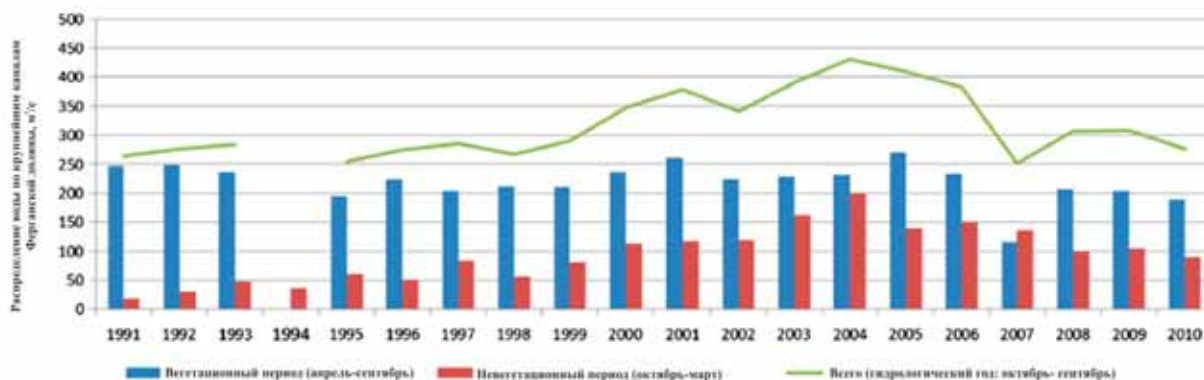


Рис. 3. Расход в крупных оросительных каналах Ферганской долины на участке до Учкурганского гидроузла (общий для Южно-Ферганского канала (ЮФК), Большого Ферганского канала (БФК), Левобережного наманганского канала (ЛБНК) и Большого Наманганского канала (БНК)) в период с 1991 по 2010 год. Источник: НИЦ МКВК, 2011

3. Материалы и методы

Методология анализа направлена на классификацию сельскохозяйственных культур на основе данных со спутника RapidEye, полученных в начале сезона. Дата получения снимков выбирается исходя из календаря посева сельскохозяйственных культур, и теоретически эти снимки должны позволить различить наиболее распространенные виды сельхозкультур – хлопок и озимую пшеницу. Следует отметить, что культуры, посаженные после сбора озимой пшеницы, остались вне рамок анализа.

Классификация делится на два этапа: выделение сельскохозяйственных полей на фоне другого растительного покрова и отделение одних видов культур от других в пределах этих полей. Первый этап был необходим по той причине, что отсутствуют кадастровые данные в цифровом формате. Границы полей были установлены путем разделения на сегменты на спутниковых изображениях, а разделение между сельскохозяйственными угодьями и другими видами землепользования было осуществлено через полуавтоматическую обработку. Различие между разными видами сельскохозяйственных культур было установлено при помощи метода объектно-ориентированной классификации. Последний шаг заключался в определении НВПК и ПКОВ хлопка и озимой пшеницы с использованием модели CropWat. Подробное описание вводных данных и каждого этапа дано в следующих разделах.

3.1 Спутниковые данные и их предварительная обработка

Классификация землепользования осуществляется с использованием четырех наборов многоспектральных данных со спутника RapidEye и одного изображения, полученного при помощи картопостроителя с классификацией геологических районов (тематического картографа) спутника Landsat5 с разделением на три временных интервала – в мае, июне и июле 2010 года. Снимки RapidEye охватывают примерно 66% площади Ферганской долины (12 237 км²) (рис. 1). Система RapidEye представляет собой группу из пяти одинаковых спутников со спектральным диапазоном, покрывающим пять спектральных каналов (синий, зеленый, красный, красный край и ближняя инфракрасная область спектра, *Тик и др., 2005*). Предполагалось, что ее пространственное разрешение 6,5 м будет достаточным для установления границ сельскохозяйственных полей в изучаемой зоне (раздел 3.2), средняя площадь которых 7 га. Тематический картограф спутника Landsat5 имеет шесть спектральных каналов, включая видимые (синий, зеленый, красный), ближнюю инфракрасную область спектра и коротковолновые инфракрасные области спектров (SWIR-1, SWIR-2).

Затем были выполнены два этапа предварительной обработки (поправки на геометрию и поправки на атмосферу), чтобы гарантировать, что изображения скорректированы в географическом плане и на них отсутствуют атмосферные помехи. При поправке на геометрию были применены полиномиальная модель второго порядка и метод повторной выборки «ближайшего соседа» с использованием данных дифференциальной GPS, собранных в районе исследований. Все изображения можно получить с субпиксельной точностью. Поправка на атмосферу была выполнена при помощи модуля атмосферной и топографической коррекции ATCOR версии 7.1, а облака и тени сделали невидимыми, с тем чтобы удалить загрязненные элементы изображения (*Рихтер, 2010*).

Как и у Конрада и др. (2010) был выбран метод классификации с разграничением полей. Для классификации помимо спектральных данных в признаковое пространство был включен также стандартизованный индекс различий растительного покрова (СИРРП). Этот коэффициент зеленоватости, равно как и параметр плотности растительности (*Чен и Брутсаерт, 1998*), успешно применялись для составления карт распределения сельскохозяйственных культур во многих исследованиях (*Уордлоу и др., 2010; Конрад и др., 2011*). Чтобы уменьшить его чувствительность к воздействию возмущающих факторов, связанных, например, с состоянием почвы или атмосферы, были также рассчитаны вегетативный индекс с поправкой на состояние почвы

(ВИПП) и усовершенствованный вегетативный индекс (УВИ) (Юэт и др., 2002).

3.2. Отбор проб в полевых условиях

Точки отбора проб имеют критическое значение при обучении и проверке классификаторов (Конгалтон и Грин, 2009). Во время полевых работ в Ферганской долине в июне и июле были определены точки выборочного обследования (отбора) различных видов культуры. В это время можно легко выделить оба основных вида сельхозкультуры – озимую пшеницу и хлопок. Точки выборки были выбраны в произвольном порядке, но с учетом того, чтобы были равномерно распределены по всей территории исследуемой зоны (рис. 1). При помощи GPS было зафиксировано положение каждой точки выборки и обозначен ее класс. С целью составления классификации помимо хлопка (501) и озимой пшеницы (456), были также взяты пробы почвы под сорго/кукурузой (17), рисом (57), фруктовыми культурами (223), виноградником (8), люцерной (10), подсолнечником (13), арбузом (25), другими фруктами и овощами, включая маш и табак (22), а также земли под паром (50) и прудов для разведения рыб (7). Были сделаны фотографии каждого поля, где взяты пробы, для проверки определения класса апостериори. В общей сложности определили 1425 точек отбора проб.

3.3. Разделение поля на участки при помощи сегментации изображений

В отличие от подходов, основанных на поэлементном формировании изображения, методы классификации сельхозкультур в полевых условиях позволяют избежать ошибок в процессе классификации благодаря наличию спектральной неоднородности в пределах поля (де Вит и Клеверс, 2004; Блашке и др., 2008). Ввиду невозможности определения границ участков поля на цифровых картах два снимка, полученных при помощи спутника RapidEye в мае 2010 года, были сегментированы, а затем была выполнена предварительная классификация с целью выделения границ полей на фоне остального растительного покрова. Обычно два участка поля разделяются оросительными или дренажными каналами, покрытыми древесной растительностью. В начале лета растительный покров на поле бывает низким. Между полем и каналами, окруженными деревьями, спектральный контраст большой. Поэтому для идентификации границ полей выбор был сделан в пользу снимков в начале летнего сезона, аналогично другому подходу, примененному в низовье бассейна реки Амударья (Конрад и др., 2010).

При помощи алгоритма с использованием изображений с переменной разрешающей способностью, включенного в программу eCognition Developer 8.64 (разработанную компанией «Definiens», 2010), были созданы многопиксельные объекты. Процесс сегментации был проведен с равномерной оценкой всех пяти диапазонов длин волн синей, зеленой и красной областей видимого спектра, а также области красного края и ближней инфракрасной области спектра. Была протестирована схема сегментации с комбинацией 27 разных, задаваемых пользователем, пороговых значений параметров по масштабу, форме и степени уплотнения, установленных в программе eCognition.

Оценка точности определения границ полей была произведена визуально, а также посредством сравнения площади и формы полученных сегментов с десятью случайно выбранными и вручную оцифрованными эталонными полями. Основные проблемы, которых следует избежать, связаны с разделением на чересчур большие или слишком маленькие сегменты, что может привести к созданию, соответственно, излишнего или недостаточного количества объектов (Делвес и др., 1992).

Впоследствии по результатам полуавтоматической обработки все объекты были отнесены к категории «поле» или «не поле». Оценка точности была выполнена на основе результатов оценки погрешности классификации, выполненной пользователем, производителем, и общей погрешности по методу, предложенному Конгалтоном и Грином (2009). Была создана матрица несоответствий 281 произвольно выбранных полигонов. Матрица несоответствий дает наглядное представление о количестве правильных и неправильных прогнозов, сделанных при помощи алгоритма классификации. В строке представлено фактическое число классификационных групп тестовых данных, а в столбце – прогнозируемое. Общая погрешность определяется как отношение количества правильно классифицированных объектов к количеству всех рассматриваемых объектов. Погрешность классификации производителем показывает ошибки, связанные с недосмотром, и означает вероятность того, что поле будет обозначено на карте как поле, тогда как погрешность пользователя показывает ошибки, сделанные в результате нарушения инструкций, и указывает на вероятность того, что поле, обозначенное на карте как поле, действительно относится к такой категории (поля). Для начала процесса классификации сельскохозяйственных культур поля-полигоны были экспортированы в векторный формат.

3.4. Классификация сельскохозяйственных культур

Для классификации сельскохозяйственных культур на полях был применен алгоритм с использованием комитета «решающих деревьев», предложенный Брейманом (2001). Этот алгоритм относится к классу классификаторов, основанных на применении комитета (ансамбля) «решающих деревьев», объединяющих несколько автоматически генерируемых деревьев классификации, построенных для подмножества случайных данных. Деревья классификации позволяют прогнозировать состав класса, рекурсивно разбивая определенные наборы данных на более однородные подмножества (поднаборы) (Хансен и др., 2000). При методе «решающих деревьев» может увеличиться заранее установленное число таких деревьев классификации, по одному от каждого случайного поднабора проб и средств прогнозирования. Каждое дерево из множества деревьев (леса) дает один голос за наиболее популярный класс, а принадлежность к тому или иному классу устанавливается большинством голосов. Классификаторы, основанные на применении комитета «решающих деревьев», нашли более предпочтительными для отбора деревьев классификации, так как они не чувствительны к помехам и позволяют избежать чрезмерно близкой подгонки (Уоттс и Лоуренс, 2008).

В этом исследовании был использован набор «решающих деревьев», представленный в пакете программ R для статистической обработки данных (Рабочая группа по разработке программы R, 2009). Для определения границ между группами разбиения в предикторных переменных был использован коэффициент Джини «инородности» узлов (дерева), что позволило получить более высокую точность классификации. Для обучающей выборки были выбраны точки отбора проб по классам сельхозкультур (раздел 3.2), тогда как люцерну, виноградник, подсолнух, овощи и арбуз включили в другой класс (78 образцов пробы). В число 50 характерных особенностей, полученных на основе спутниковых данных и используемых в качестве прогностических параметров, были включены значения среднего и среднеквадратического отклонений от спектральных диапазонов (RapidEye: 1–5, Landsat: 1–6) и вегетативные индексы (СИРРП, ВИПП, УВИ).

Опираясь на результаты обучающей выборки были созданы десять произвольных «решающих деревьев». Для каждого цикла классификации были случайно выбраны по 100 образцов хлопка, пшеницы и садовых культур в противовес неравномерно распределенной обучающей выборки (раздел 3.2). Окончательно класс устанавливался большинством голосов. Каждый случайный лес строится с использованием 500 созданных деревьев классификации. Точность класса определяется с учетом неиспользуемой части выборки (out-of-bag samples), то есть проверкой с использованием данных обучения, которые

не были включены в построение определенного дерева (Уоттс и Лоуренс, 2008).

3.5. Расчет НВПК и ПКОВ

Концептуальная модель, предлагаемая ФАО (Смит и др., 1996) и успешно примененная при выполнении нескольких оценочных работ в регионе (Каса и др., 2009), была использована для расчета нормы водопотребления сельскохозяйственных культур (НВПК) и потребности сельскохозяйственных культур в оросительной воде (ПКОВ) в районе исследований. ПКОВ представляет собой разницу между НВПК и эффективными осадками (Peff) (Аллен и др., 1998). Для расчета НВПК и ПКОВ хлопка и озимой пшеницы была применена модель CropWat версии 8.0. В таблице 1 показаны исходные параметры, необходимые для расчета НВПК.

Задача модели CropWat заключается в определении значения эвапотранспирации ET_c , умножив величину эталонной эвапотранспирации (ET_0) на удельный коэффициент культуры (K_c , Аллан, 1998):

$$ET_c = ET_0 * K_c:$$

ET_0 характеризует эвапотранспирацию стандартной «эталонной» сельскохозяйственной культуры, например, постриженной травы или люцерны. CropWat использует уравнение Пенмана-Монтейта для построения модели ET_0 и определения удельной НВПК (Смит и др., 1996).

K_c – коэффициент, связанный с типом культуры и стадией её вегетативного развития. Согласно руководству ФАО, возможно два типа представления коэффициента: одновариантный и двухвариантный K_c . Из-за отсутствия метеорологических данных для всего региона и точных управляющих данных, а также ввиду того, что задача рассматривалась скорее в масштабе региона, а не на местном уровне для отдельных полей, был выбран одновариантный K_c . Значения K_c указывают на изменение наземного (растительного) покрова, высоты культуры и листовой площади в период роста культуры. Этот период можно разделить на четыре отдельные фазы роста: первоначальная фаза, которая начинается со дня посева до покрытия примерно 10% растительного покрова; фаза развития культуры, берущая отсчет с момента покрытия 10% растительного покрова до практически полного покрытия, когда многие виды растений начинают расцветать; фаза середины сезона длится со времени полного покрытия до начала созревания; фаза окончания сезона охватывает время с начала созревания до уборки урожая или полного старения (Аллен и др., 1998). Значения K_c для каждой фазы роста растения и продолжительность каждой фазы, включая данные по посеву и времени сбора урожая хлопка и озимой пшеницы, даны в таблицах 2 и

3. Эта информация взята из базы данных Научно-информационного центра Межгосударственной координационной водохозяйственной комиссии Центральной Азии (НИЦ МКВК, Стулина, 2010).

Метеорологические данные по исследуемой зоне представлены из базы данных ClimWat ФАО и включают среднемесячные и среднемноголетние данные по количеству осадков и температуре, предоставленные метеорологической станцией в Фергане (40,36° северной широты и 71,75° восточной долготы, *Муноз и Грайезер, 2006*, таблица 4). Расчет количества эффективных осадков Pe_{eff} осуществлялся в соответствии с методом Службы охраны почвенных ресурсов Министерства сельского хозяйства США, 1993, использованным в модели CropWat (*Аллен и др., 1998*).

Результаты расчетов НВПК и ПКОВ на гектар площади хлопчатника или озимой пшеницы были объединены с данными по посевной площади процесса классификации. Особенно интересно это выглядит в Узбекистане, так как оба вида сельхозкультуры выращиваются в соответствии с государственной системой квотирования, и вода для них должна поставляться непосредственно после удовлетворения нужд частного садоводства (*Абдуллаев и др., 2009, (a)*).

Таблица 1

Входные параметры модели CropWat ФАО (источник: измененный Кларком, 1998)

Климат	Осадки	Выращивание культур	Полевые культуры
Мин./макс. температура	Всего	Посевная площадь	Вегетационный период
Относительная влажность			Величина K_c
Продолжительность солнечного сияния	Эффективные	Дата посева	Глубина залегания корней
Скорость ветра			Критическое истощение
			Коэффициент водного стресса

Таблица 2Величина K_c для хлопка для четырех разных этапов роста (Стулина, 2010)

Параметры	Посев: 04/06	Фаза развития	Середина сезона	Сбор урожая: 10/11 Конец сезона
	Первоначальный			
Фаза роста, кол-во дней	30	50	55	45
Коэффициент культуры K_c	0,55		0,95-1,15	0,65
Критическое истощение p	0,6		0,6	0,9
Коэффициент отзывчивости культуры K_u	0,4	0,4	0,5	0,4
Глубина залегания корней, м	0,3		0,6	

Таблица 3Величина K_c для озимой пшеницы для четырех разных этапов роста (Стулина, 2010)

Параметры	Посев: 10/12	Фаза развития	Середина сезона	Сбор урожая: 06/09 Конец сезона
	Первоначальный			
Фаза роста, кол-во дней	30	140	40	30
Коэффициент культуры K_c	0,65		1,15	0,65
Критическое истощение p	0,6		0,6	0,9
Коэффициент отзывчивости культуры K_u	0,2	0,6	0,5	0,4
Глубина залегания корней, м	0,3		0,6	

Таблица 4

Среднемесячные метеорологические данные, полученные из БД ClimWat ФАО

Месяц	Мин. температура, °С	Макс. температура, °С	Влажность, %	Ветер, км/день	Число часов солнечного сияния	Радиация, МДж/м ² /день	ЕТо, мм/день	Кол-во осадков, мм	Кол-во эффектив- ных осадков, мм
Январь	-3,9	3,8	81	277	3,1	6,2	0,67	17,3	13,8
Февраль	-2,6	6,2	78	294	3,9	8,8	0,96	26,5	21,2
Март	4,0	13,5	69	302	4,7	12,3	1,94	24,6	19,7
Апрель	10,6	22,4	59	294	6,9	17,7	3,74	21,4	17,1
Май	14,5	27,6	54	302	8,6	21,9	5,25	20,1	16,1
Июнь	18,3	32,9	46	337	11,0	25,9	7,19	8,1	6,5
Июль	20,2	34,7	47	380	11,4	26,0	7,84	3,9	3,1
Август	18,1	33,0	51	320	10,8	23,5	6,52	2,2	1,8
Сентябрь	13,3	28,4	55	259	9,5	18,9	4,56	5,8	4,6
Октябрь	7,7	20,9	65	251	7,2	12,8	2,59	18,0	14,4
Ноябрь	2,7	13,0	74	251	4,6	7,8	1,34	17,3	13,8
Декабрь	- 1,4	6,3	81	251	2,8	5,4	0,75	17,4	13,9

4. Результаты и их обсуждение

4.1. Создание «маски (сельскохозяйственного) поля»

Оптимальные уставки параметров, которые позволили выполнить сегментирование наиболее эффективным образом, равны 100, 0,9 и 0,5 для масштаба, формы и степени уплотнения, соответственно. Многие поля можно было с достаточной точностью отделить друг от друга (рис. 4). На полях, которые во время получения изображений были частично орошены или были беспорядочно покрыты растительностью, можно наблюдать некоторое разделение на чересчур большие сегменты. И наоборот, низкий контраст яркости между соседними полями из-за отсутствия соответствующих граничных объектов, таких как каналы, дороги или насаждения, в большинстве случаев является причиной разделения на слишком маленькие сегменты. Наилучших результатов сегментирования можно достичь на полях с отсутствующим растительным покровом и на засушливых полях, что подтверждают результаты, полученные в оросительных системах Хорезма в Узбекистане на основе данных системы СПОТ (спутников наблюдения Земли) с пространственным разрешением 2,5 м (Конрад и др., 2010).

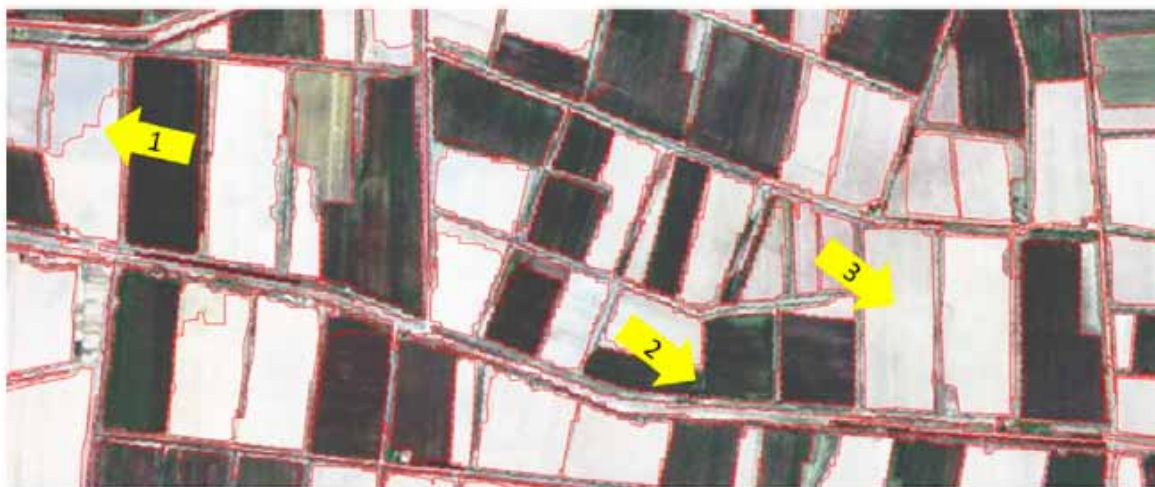


Рис. 4. Результаты сегментирования при помощи RapidEye. 1 = разделение орошаемого поля на чересчур большие сегменты, 2 = разбиение растительного покрова на слишком маленькие участки, 3 = оптимальное сегментирование неорошаемых и не покрытых растительным покровом однородных площадей.

Источник данных: датчик RapidEye, полосы: RGB (красный-зеленый-синий), 3, 2, 1.

Для того, чтобы разделить сегментированные полигоны на два класса («поле» и «не поле») полуавтоматическим методом, были уточнены несколько параметров. Параметр «степень уплотнения» дал

очень хорошие результаты, так как он оптимальным образом отражал встречающуюся в основном прямоугольную форму сельскохозяйственных полей. Вероятность запутанности между двумя классами низка – общая точность составляет 93,24% (таблица 5).

Таблица 5

Матрица несоответствий разделения участков на классы на «поля» и «не поля»

	«Поля»	«Не поля»	Σ
«Поля»	138	12	150
«Не поля»	7	124	131
Σ	145	136	281
	Точность классификации пользователем	Точность классификации производителем	Общая точность
	92,0	95,17	93,24

В районах с более крутым рельефом на участке перехода от ложа долины к гористой местности были сделаны небольшие корректировки вручную. Из-за характера местности изображения некоторых полей были искажены, и их с трудом можно было различить при помощи параметра «степень уплотнения». Также показатели степени уплотнения и структуры поверхности некоторых городских территорий оказались идентичны показателям сельскохозяйственных полей.

4.2. Классификация сельскохозяйственных культур на каждом поле

Общая точность классификации составляет 86,2%. Коэффициент каппа, отражающий разницу между фактическим совпадением и ожидаемым случайным совпадением, указывает на очень хорошее совпадение – на уровне 0,79 (таблица 6). Степень точности такая же, как и для классификаций других культур, выполненных на территории других оросительных систем Центральной Азии, например, Кызылординской системы в Казахстане (*Эль-Магд и Тантон, 2003*) или в Хорезмской области Узбекистана (*Конрад и др., 2010, 2011*).

Статистические данные по всем классам (таблица 6) свидетельствуют о том, что классификация производителем (пользователем) по хлопку, пшенице, садовым культурам и рису имеет наивысшую степень точности. Благодаря своим оптическим свойствам водные объекты и пруды для разведения рыбы легко подвергаются идентификации. Из полученных результатов видно, что сельхозкультуры, преобладающие на орошаемых землях, – хлопок и пшеницу – можно обнаружить на ранней стадии вегетационного периода.

Очевидно, имеет место запутанность между спектрами земель под сельхозкультурами, занимающими небольшую площадь, например, под кукурузой, землями под паром и землями под комбинированным составом всех других видов культуры. Еще одна серьезная ошибка может быть связана с датой получения изображения. Во время получения последнего изображения (2 июля) многие виды культур (овощи, кукуруза) все еще находились на ранней стадии своего развития. Эти классы культур плохо представлены в исследуемой зоне в мае и июне, так как в большинстве случаев кукуруза и рис выращивается на полях после зимней уборки урожая. Включение также данных дистанционного зондирования, полученных на более поздних стадиях вегетационного периода, очень помогло бы повысить точность классификации видов сельхозкультур, которые плохо представлены и чередуются с зерновыми. Но при оценке НВПК/ПКОВ в начале сезона одним важным условием является использование спутниковых изображений до начала основной фазы орошения.

Хлопок и озимую пшеницу выращивают на больших полях с однородным растительным покровом. Это позволило достичь более высоких статистических показателей для классификации, что, очевидно, является еще одним аспектом относительно четкого распознавания хлопковых и зерновых культур. Данные наблюдений противоречат результатам, полученным в Хорезмской области Узбекистана, где проблемы с классификацией хлопка и озимой пшеницы возникли в связи с большой изменчивости растительного покрова в пределах одного поля. (Конрад и др., 2010, 2011).

На рис. 5 показано пространственное распределение видов сельхозкультур в районе исследования в мае и начале июля 2010 года. Хлопок и озимую пшеницу культивируют на всей площади, занимающей 191023 га (34,7%), а озимую пшеницу – на площади 175916 га (32,0%) района исследований общей площадью около 550350 га. Фруктовые культуры в основном выращивают в зоне перехода к гористой местности в северной, восточной и южной частях Ферганской долины (1,5%). Рис преимущественно сажают на песчаной почве в центральной части долины и вдоль русла реки Сырдарья (5,3%). Кукурузные поля (~1%) разбросаны по всей территории района исследований. На 6,7% исследуемой зоны наблюдается комбинированный состав всех других видов культуры. Следует отметить, что на землях под паром (4,7%) в период с июля по октябрь еще можно выращивать сельхозкультуры, что не было учтено в данном исследовании.

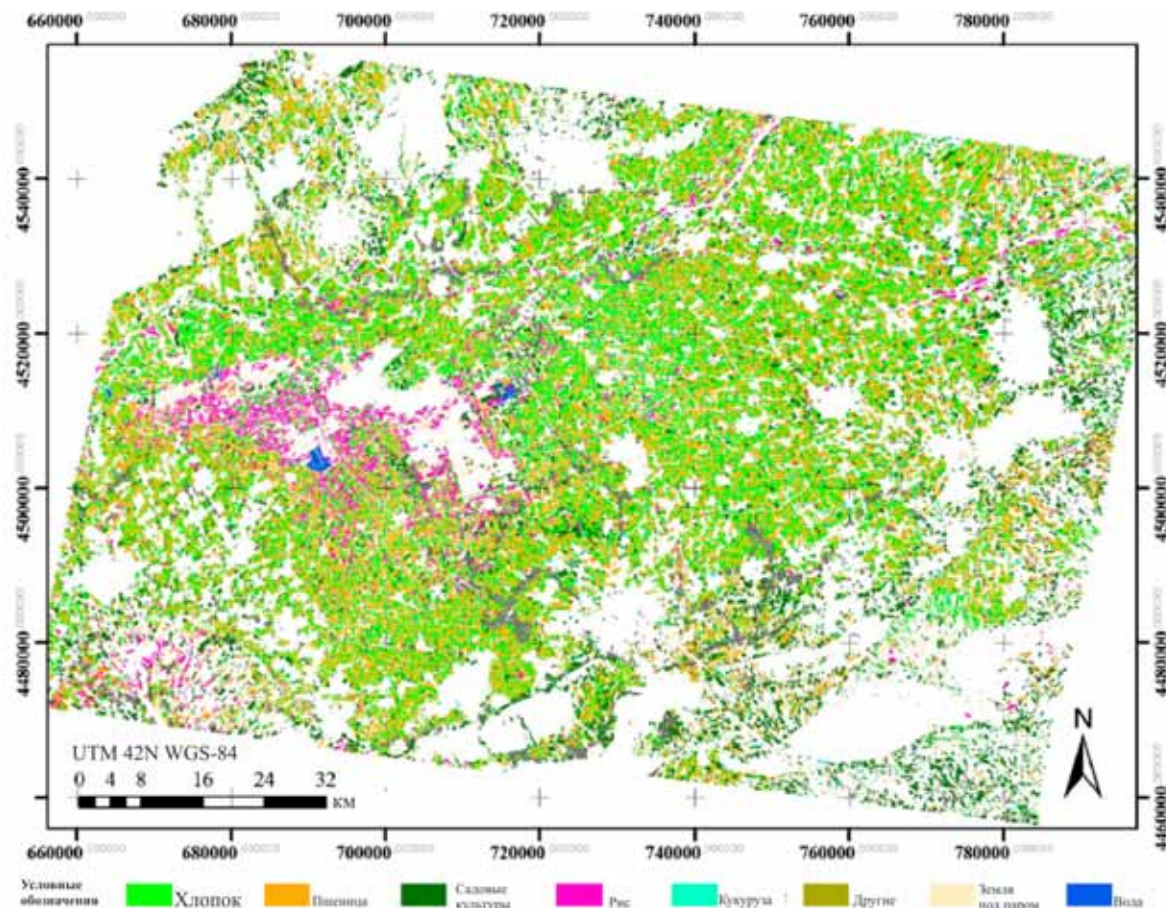


Рис. 5. Результаты классификации: озимую пшеницу можно выращивать, чередуя с другими видами культур, например, с рисом, кукурузой, подсолнухом, машем или арбузом. В этот класс также входят подсолнух, виноградник, овощи и люцерна. Водный объект представлен прудами для разведения рыб в границах исследуемого района

Площади полей под хлопком и пшеницей больше тех, что представляет официальная статистика по самой Ферганской долине с 2000 года (рис. 2), но всего лишь на несколько процентов. По фруктовым культурам наблюдалась обратная тенденция. Это может быть связано с небольшими изменениями, имевшими место в последнее десятилетие. Однако по мере того, как зона исследований передвигается к центральной части долины, можно видеть, что по окраинам долины, которые не охвачены данным исследованием, доля площадей под садовыми культурами немного выше. Такая разница между данными официальной статистики и фактической площадью посева риса – обычное явление для изучаемых районов Узбекистана. Из-за высокой потребности риса в воде ее культивирование зачастую официально не афишируется, в связи с чем официальная статистика получается искаженной (*Оберкирхер, 2010*). Другие сравнения, например, площадей под кормовыми культурами и другими сортами культурного растения,

сложно проделать из-за наличия разных вариантов многоцелевого использования многих видов культуры (кукурузы/сорго, люцерны) и двойного использования разных видов плодов фруктовых садов. Но при помощи имеющихся в наличии средств невозможно провести оценку площадей под культурами, выращиваемыми под деревьями, – подсеваемыми культурами.

Таблица 6

Точность классификации производителем, пользователем, общая точность и коэффициент капша классификации хлопка

Класс	Точность производителя	Точность пользователя
Хлопок	95,96	89,20
Озимая пшеница	95,17	93,09
Садовые культуры	96,12	71,22
Рис	82,46	88,68
Другие	53,85	73,68
Кукуруза	13,46	89,66
Земля под паром	70,00	85,37
Пруды для разведения рыб (водный объект)	100,00	100,00
Общая точность	86,2	
Капша	0,79	

4.3. НВПК и ПКОВ хлопка и пшеницы

Рисунок 6 демонстрирует тенденцию НВПК (голубая линия) и его разделение на ПКОВ (красная часть полосы) и эффективные осадки (голубая часть полосы), представленные в единицах мм/декада (десятидневный период, рассчитанный для усредненных данных, полученных от ClimWat). На рис. 6 (а) и (b) показаны результаты моделирования развития хлопка и озимой пшеницы.

НВПК хлопка растет с течением времени, тогда как максимальный объем воды требуется при развитии культуры в середине сезона – с июня по август. НВПК колеблется от менее 10 мм/декаду до более 80 мм/декаду. Максимальное значение НВПК наблюдалось в июле и в августе, во время цветения растения. Для сравнения, минимальное значение НВПК отмечалось в начале вегетационного периода в апреле и в конце сезона в сентябре, до начала уборки урожая. Общая сумма НВПК в период вегетации хлопка составляет 927,8 мм, или 9278 м³/га.

В течение периода вегетации хлопка количество эффективных осадков $Reff$ незначительное, так как хлопок растет в сухие летние месяцы.

Оно колеблется от почти 6 мм/декаду в начале вегетационного периода до менее 1 мм/декаду, когда хлопок начинает созревать в июле и в августе. Следовательно, значение ПКОВ почти равно НВПК и изменяется от менее 10 мм/декаду до более 80 мм/декаду в конце июля. Общая сумма ПКОВ в период вегетации хлопка достигает 881,3 мм, или 8813 м³/га.

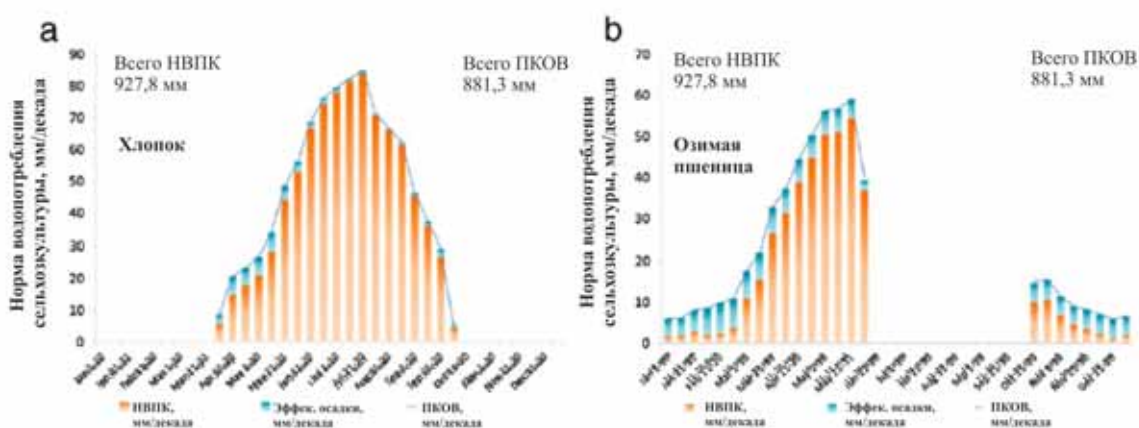


Рис. 6. (а): НВПК и ПКОВ риса и P_{eff} в период вегетации в Ферганской долине; **(б):** НВПК и ПКОВ озимой пшеницы и P_{eff} в период вегетации в Ферганской долине

НВПК озимой пшеницы также увеличивается с течением времени. Максимальное водопотребление имеет место на стадии развития культуры в середине сезона – с апреля по май. НВПК колеблется от 6 мм/декаду до примерно 60 мм/декаду, достигая своего максимума в мае. Минимальное значение НВПК регистрировалось в период покоя озимой пшеницы с ноября по февраль. Общая сумма НВПК в период вегетации озимой пшеницы достигает 544,3 мм, или 5443 м³/га.

В отличие от хлопка озимые пшеницы могут извлечь пользу от сравнительно большого количества эффективных осадков (P_{eff}) в период с октября по май. Потенциальная эвапотранспирация до начала уборки пшеницы также остается низкой. Количество осадков меняется в пределах от более 4 мм/декаду в начале вегетационного периода до более 7 мм/декаду в феврале. Соответственно, ПКОВ озимой пшеницы колеблется от 1 мм/декаду до более 50 мм/декаду до начала уборки озимой пшеницы в мае. Общая ПКОВ озимой пшеницы в вегетационный период доходит до 413,3 мм, или 4133 м³/га.

Представленные значения НВПК совпадают с результатами нескольких исследований с использованием модели CropWat, проведенных в Центральной Азии, даже при возникновении некоторых отклонений. Модель эталонной эвапотранспирации ETc (НВПК), составленная Перейрой и др. (2009), дала значения от 8670 м³/га и

8160 м³/га для хозяйств, находящихся близко к ферганской метеорологической станции (1970–2003), но, как упоминалось выше, при значительно меньших значениях Кс для начального этапа и стадии развития (0,3) (Перейра и др., 2009), чем было использовано в данном исследовании (0,55).

Согласно Чапагаину и др. (2005), для хлопка средняя НВПК по всему Узбекистану составляет 9990 м³/га (ПКОВ – 9810 м³/га). Причиной вышеупомянутых отклонений, помимо изменения коэффициентов культуры, примененных для расчета эталонной эвапотранспирации ЕТс, вероятнее всего является пространственная изменчивость климатических условий. В Ферганской долине средняя температура воздуха ниже, а количество эффективных осадков выше, чем на территории других оросительных систем Узбекистана (19 мм согласно Чапагаину и др. 2005). По той же причине значения НВПК для хлопка в Хорезмской области Узбекистана, лежащей в низовье бассейна реки Амударья, составили 10166 м³/га (Бобожонов и др., 2008). Моделирование фактической эвапотранспирации (ЕТ_{факт}) на основе данных дистанционного зондирования этого региона дало средние значения на уровне 7680 м³/га (Конрад и др., 2007). Но обычно ЕТ_{факт} представляет собой заниженное значение ЕТс, так как она учитывает состояние водного стресса сельхозкультуры, который явно наблюдался во время этого исследования. По НВПК для озимой пшеницы в Центральной Азии имеется недостаточно показателей для сопоставления.

5. Последствия для водопользования в Ферганской долине

Отношение ПКОВ к НВПК подтверждает, что культивирование озимой пшеницы (ПКОВ/НВПК – 0,75) в Ферганской долине меньше зависит от поступления оросительной воды извне, чем для хлопка (ПКОВ/НВПК – 0,95). Из сравнения абсолютных значений видно, что для озимой пшеницы требуется примерно вдвое меньше оросительной воды, чем для хлопка в период вегетации. Другим вариантом экономии воды может быть введение других видов сельскохозяйственной культуры – культур, устойчивых к низким зимним температурам, – особенно других видов озимых зерновых культур, помимо пшеницы, (например, различных сортов ржи, ячменя или тритикале) или же овощей, успевающих поздней осенью и зимой.

Однако Абдуллаев и др. (2009 b) выявили, что озимая пшеница, разбросанная по всей территории местности, оказывает неблагоприятное воздействие на процесс обслуживания ирригационной инфраструктуры. Перед тем как ввести озимую пшеницу, зимой были проведены работы по очистке и ремонту оросительных каналов. Эти же авторы обращают внимание на конструкцию системы каналов и структуру посевных площадей, которые в советское время были адаптированы под

монокультуру – хлопок. Как они утверждают, для выращивания других видов сельхозкультур на соседних полях потребуются более частое проведение поливов из каналов, что, в свою очередь, приведет к снижению эффективности водопользования на уровне системы. Четкие карты пространственного распределения сельскохозяйственных культур в сочетании с географическими информационными системами (ГИС) могут помочь выявить подобные проблемы, связанные с организацией и планированием обслуживания каналов или мероприятий по водосбережению (рис. 7).

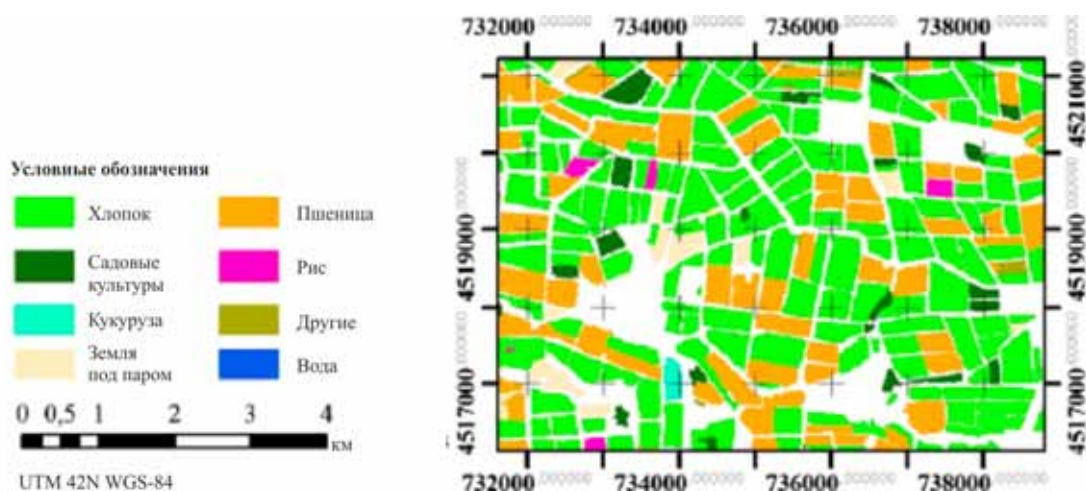


Рис. 7. Масштабное изображение центральной части Ферганской долины, иллюстрирующее разный уровень разнообразия сельскохозяйственных культур

На территории проведения исследований значение НВПК для хлопка доходит до 1,77 км³, а ПКОВ – до 1,68 км³. Аналогично, НВПК и ПКОВ для озимой пшеницы составили, согласно расчетам, 1,15 км³ и 0,87 км³, соответственно. Пшеница и хлопок занимают примерно 65% площади исследуемой территории. Площадь района исследования охватывает 553219 га сельскохозяйственных земель, что составляет 60% площади всех орошаемых земель узбекской части Ферганской долины (907 000 га) (ПРООН, 2007, см. также рис. 2). Предположив, что доля хлопка и озимой пшеницы останется постоянной, ПКОВ составит 4,01 км³. Для сравнения, средний объем водозабора в Ферганской долине в период с 1991 по 2010 год (лимит), в соответствии с принципами распределения водных ресурсов между республиками, составил примерно 10 км³ в год (НИИЦ МКВК, 2011, выше Кайракумского водохранилища). ПКОВ для хлопка и озимой пшеницы в узбекской части Ферганской долины составляет около 40% среднего объема водозабора, выделяемого для всей

долины. В засушливый 2007 год лимит на водозабор для Ферганской долины был на уровне 6,9 км³.

С учетом имеющихся средних показателей доли пополнения водных ресурсов грунтовыми водами и почвенной влагой, полученных в результате полевых испытаний и равных, соответственно 16,4% и 8% (Перейра и др., 2009), и данных по эффективности применения на поле, составляющей 49% (Рэдди и др., 2013), и за вычетом потерь воды в русле, получаем значение общей потребности в оросительной воде в объеме 6,13 км³ только для хлопка и пшеницы в 2010 году. В соответствии с вышесказанными предположениями, общая потребность в оросительной воде для оптимального производства хлопка и пшеницы в узбекской части Ферганской долины уже составляет около 22% среднегодового стока воды во всем бассейне (37,9 км³, НИЦ МКВК, 2011).

В целом, такие параметры, как эффективность эксплуатации в полевых условиях, водный режим почвы до и после вегетационного периода, а также уровень грунтовых вод крайне изменчивы в пространстве и во времени. Вышеупомянутые исследования показали наличие такой проблемы и в условиях Ферганской долины. Однако эти параметры с трудом подвергаются измерению в масштабах всей зоны исследований. Поэтому Каримов и др. (2012) изучили зоны с разным уровнем грунтовых вод для выработки рекомендаций по изменению методов ведения сельского хозяйства, направленных на экономию воды. Наложение изображений землепользования, полученных при помощи дистанционного зондирования, с данными зон грунтовых вод помогло выработать такие рекомендации в более четкой в пространственном отношении форме.

В условиях высокого давления вод, обнаруженного в Ферганской долине, возделывание риса может рассматриваться как один из ключевых вариантов сельхозпроизводства. Выращивание риса имеет важное значение для получения доходов в регионе. Однако НВПК риса в Ферганской долине, установленная еще в советские времена, составляет 24 800 м³/га (Раскин и др., 1992). В большинстве случаев рис сажают после уборки озимой пшеницы. Ввиду того, что данное исследование направлено на проведение оценки потребности в воде на начальном этапе на полях, где занимаются преимущественно культивацией хлопка и зерновых культур, оно не включает НВПК риса. В свою очередь, большую долю площади, занимаемой садовыми культурами, можно рассматривать в качестве варианта диверсификации с меньшим уровнем водопотребления. Но во многих районах можно обнаружить вторичную культуру, выращиваемую под деревьями. Чаще всего во время отбора проб в полевых условиях под деревьями выращивали люцерну, пшеницу, овощи, кукурузу, а иногда и хлопок. Обнаружение выращиваемых под деревьями культур при помощи дистанционного зондирования оказало бы неплохую службу, но это довольно сложная задача. Следует отметить, что приусадебные участки, куда оросительная вода подается в первую

очередь, также не учитывались в данном исследовании. Общая площадь приусадебных участков по всей Ферганской долине в 2000 году составляла около 200 тыс. га (НИЦ МКВК, 2011).

6. Выводы

Для определения распределения сельскохозяйственных культур и нормы водопотребления для хлопка и озимой пшеницы в узбекской части Ферганской долины был применен объектно-ориентированный метод дистанционного зондирования в сочетании с моделью CropWat ФАО. На основе данных RapidEye и Landsat, полученных до начала основной фазы орошения летом была выполнена классификация сельхозкультур при помощи алгоритма «решающих деревьев». Её общая точность составила 86,2%, а эффективность для хлопка и пшеницы оказалась высокой, превысив точность классификации производителем и пользователем, равную 95% и 89%, соответственно. НВПК для культивации озимой пшеницы (хлопка), полученной на основе данных ClimWat, составила 5443 м³/га (9278 м³/га). За вычетом количества эффективных осадков, получим 4133 м³/га (8813 м³/га) ПКОВ.

В 2010 году хлопок и озимую пшеницу посадили на 66,7% изучаемых сельскохозяйственных земель, тогда как садовыми культурами было охвачено 15,5% земель. Карты распределения культур в начале сезона позволяют сэкономить воду в том случае, если изменить планы распределения водных ресурсов различных оросительных подсистем долины. В рамках существующей системы государственного заказа Узбекистана лимиты на воду для орошения других видов сельхозкультур, выращиваемых после уборки озимой пшеницы, можно скорректировать в четкой в пространственном отношении форме.

Сравнение НВПК и ПКОВ для сельхозкультур, преобладающих на площадях, с общим объемом воды, официально выделяемым для нужд орошения, дает представление о существующем давлении на водные ресурсы в регионе. Ситуация с изменением климата, ведущая как минимум к большей неясности с водообеспеченностью, с расширением промышленного сектора и ростом численности населения говорит о необходимости количественного мониторинга и установления точного местонахождения потребности на воду в Ферганской долине и по всей территории бассейна реки Сырдарья.

Соотношение НВПК/ПКОВ указывает на целесообразность культивации озимых культур для экономии речных водных ресурсов. Однако экономическая зависимость от производства хлопка в Узбекистане оставляет немало пространства для каких-либо изменений на данный момент. С другой стороны, увеличение доли площадей под озимой пшеницей, например, требует обратить внимание на разработку планов по очистке и реставрации системы каналов. Карты

пространственного распределения сельскохозяйственных культур позволят выполнить территориальное планирование подобных мероприятий по техническому обслуживанию. Для составления полноценных карт распределения сельхозкультур необходимо включить и спутниковые данные, полученные в середине и конце сезона, что поможет разрешить проблему с путаницей между второстепенными культурами и чередованием культур с озимой пшеницей.

Сочетание классификаций, выполненных на основе данных дистанционного зондирования и с использованием модели CropWat, предлагает оперативную и недорогую информацию о количестве воды, необходимой для сельскохозяйственного производства на больших площадях в различных масштабах. Эти методы можно легко применить и на других орошаемых землях в любом регионе мира, несколько скорректировав региональные метеорологические параметры и параметры, связанные с выращиванием культурой.

Выражение признательности

Исследование проводилось в рамках инициативы «Вода в Центральной Азии» Министерства иностранных дел Федеративной Республики Германия (AA7090002). Автор также хотел бы поблагодарить фонд «Arthur von Gwinner Stiftung» за финансовую поддержку и Германский центр воздушного и космического пространства за предоставление данных из научного архива RapidEye. Также автор благодарен НИЦ МКВК Центральной Азии в Ташкенте за обеспечение необходимыми данными и помощь в проведении полевых работ в Ферганской долине.

Литература

- Abdullaev, I., Kazbekov, J., Jumaboev, K., Manthrithilake, H., 2009a. Adoption of integrated water resources management principles and its impacts: lessons from Fergana Valley. *Water Int.* 34 (2), 230–241.
- Abdullaev, I., de Fraiture, C., Giordano, M., Yakubov, M., Rasulov, A., 2009b. Agricultural water use and trade in Uzbekistan: situation and potential of impacts of market liberalization. *Water Resour. Dev.* 25, 47–63.
- Ahmed, B.M., Tanakamaru, H., Tada, A., 20 August 2010. Application of remote sensing for estimating crop water requirements, yield and water productivity of wheat in the Gezira Scheme. *Int. J. Remote. Sens.* 31 (16), 4281–4294.
- Allan, J.A., 1998. Virtual water: a strategic resource, global solutions to regional deficits. *Ground Water* 36 (4), 545–546.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration — guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Food and Agriculture Organization of the United States, Rome, Rome.

- Barrett, E.C., Curtis, L.F., 1992. Introduction to Environmental Remote Sensing. Chapman & Hall, London, New York.
- Bastiaanssen, W.G.M., Bos, M.G., 1999. Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: a review of literature. *Irrig. Drain. Syst.* 13 (4), 291–311.
- Bichsel, C., 2009. Conflict transformation in Central Asia. *Irrigation Disputes in the Fergana Valley*. Routledge, London (Central Asian studies series, 14).
- Blaschke, T., Hay, G., Lang, S., 2008. Object-based image analysis. *Spatial Concepts for Knowledge-driven Remote Sensing Applications*. Springer, Berlin (Lecture notes in geoinformation and cartography).
- Bobojonov, I., Rudenko, I., Lamers, J.P.A., 2008. Optimal crop allocation and consequent ecological benefits in large-scale (shirkat) farms in Uzbekistan's transition progress. In: Werheim, P., Schoeller-Schletter, A., Martius, C. (Eds.), *Continuity and change land and water use reforms in rural Uzbekistan. Socio-economic and Legal Analysis for the Region Khorezm*. IAMO, Halle (Saale), pp. 63–68.
- Breiman, L., 2001. Random forests. *Mach. Learn.* 45 (1), 5–32. Casa, R., Rossi, M., Sappa, G., Trotta, A., 2009. Assessing crop water demand by remote sensing and GIS for the Pontina Plain, Central Italy. *Water Resour. Manag.* 23 (9), 1685–1712.
- Chapagain, A.K., Hoekstra, A.Y., Savenije, H.H.G., Gautam, R., 2005. The water footprint of cotton consumption. *Value of Water Research Report Series No. 18*. UNESCO-IHE, Delft.
- Chen, D., Brutsaert, W., 1998. Satellite-sensed distribution and spatial patterns of vegetation parameters over a Tallgrass Prairie. *J. Atmos. Sci.* 55 (7), 1225–1238.
- Clarke, D., 1998. *CropWat for Windows: User Guide*. University of Southampton, Southampton, UK.
- Congalton, R.G., Green, K., 2009. *Assessing the accuracy of remotely sensed data. Principles and Practices*. CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Conrad, C., Dech, S.W., Hafeez, M., Lamers, J., Martius, C., Strunz, G., 2007. Mapping and assessing water use in a Central Asian irrigation system by utilizing MODIS remote sensing products. *Irrig. Drain. Syst.* 21 (3,4), 197–218.
- Conrad, C., Fritsch, S., Zeidler, J., Rücker, G., Dech, S., 2010. Per-Field irrigated crop classification in arid Central Asia using SPOT and ASTER data. *Remote Sens.* 2 (4), 1035–1056.
- Conrad, C., Colditz, R., Dech, S., Klein, D., Vlek, P., 2011. Improved irrigated crop classification in Central Asia using temporal segmentation and MODIS time series. *Int. J. Remote. Sens.* 32 (23), 8763–8778.
- Conrad, C., Dech, S.W., Hafeez, M., Lamers, J.P.A., Tischbein, B., 2013. Remote sensing and hydrological measurement based irrigation performance assessments in the upper Amu Darya Delta, Central Asia. *Phys. Chem. Earth.* 61–62, 52–62.
- D'Urso, G., Menenti, M., 1995. Mapping crop coefficients in irrigated areas from Landsat TM images; *Proceed. Opt. Eng.* 2585, 41–47.
- D'Urso, G., Richter, K., Calera, A., Osann, M.A., Escadafal, R., Garatuza-Pajan, J., Hanich, L., Perdigão, A., Tapia, J.B., Vuolo, F., 2010. Earth Observation products

- for operational irrigation management in the context of the PLEIADeS project. *Agric. Water Manag.* 98, 271–282.
- deWit, A.J.W., Clevers, J.G.P.W., 2004. Efficiency and accuracy of per-field classification for operational crop mapping. *Int. J. Remote. Sens.* 25 (20), 4091–4112.
- Definiens, 2010. Developer 8.64.0. User Guide. Definiens AG, Munich.
- Delves, L.M., Wiklinson, R., Oliver, C.J., White, R.G., 1992. Comparing the performance of SAR image segmentation algorithms. *Int. J. Remote. Sens.* 13 (11), 2121–2149.
- Dukhovny, V.A., Sokolov, V., Ziganshima, D., 2004. Some Ideas About IWRM Implementation in Central Asia, Seminar on the Role of Ecosystems as Water Suppliers. UNECE, Geneva.
- El Nahry, A.H., Ali, R.R., El Baroudy, A.A., 2011. An approach for precision farming under pivot irrigation system using remote sensing and GIS techniques. *Agric. Water Manag.* 98, 517–531.
- El-Magd, I.A., Tanton, T., 2003. Improvements in land use mapping for irrigated agriculture from satellite data using a multi stage maximum likelihood classification. *Int. J. Remote. Sens.* 24 (21).
- El-Magd, A., Tanton, T., 2005. Remote sensing and GIS for estimation of irrigation crop water demand. *Int. J. Remote. Sens.* 26 (11), 2359–2370.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Duchemin, B., 2010. Combining satellite remote sensing data with the FAO-56 dual approach for water use mapping in irrigated wheat fields of a semi-arid region. *Remote Sens.* 2 (1), 375–387.
- Filcak, R., 2008. Migration and the environment in Central Asia: the case of Fergana Valley. Overview Study.
- GEOSS, 2009. Best practices for crop area estimation with Remote Sensing. In: Gallego, J., Craig, M., Michaelsen, J., Bossyns, B., Fritz, S. (Eds.), Ispra. June 5-6, 2008.
- Giese, E., Mossig, I., 2004. Klimawandel in Zentralasien. Discussion Papers Nr. 17. Justus-Liebig University Giessen, Giessen.
- Giese, E., Bahro, G., Betke, D., 1998. Umweltzerstörungen in Trockengebieten Zentralasiens (West- und Ost-Turkestan). Ursachen, Auswirkungen, Maßnahmen. *Erdkundliches Wissen*, Stuttgart, Germany.
- Granit, J., Jägerskog, A., Löfgren, R., Bullock, A., de Gooijer, G., Pettigrew, S., Lindström, A., 2010. Regional Water Intelligence Report Central Asia. Baseline Report, SIWI, Stockholm.
- Hansen, M.C., Fries, R.S., de Townshend, J.R.G., Sohlberg, R., 2000. Global land cover classification at 1 km spatial resolution using a classification tree approach. *Int. J. Remote. Sens.* 21 (6), 1331–1364.
- Horst, M.G., Shamutalov, S.S., Pereira, L.S., Gonçalves, J.M., 2005. Field assessment of the water saving potential with furrow irrigation in Fergana, Aral Sea basin. Special issue on land and water use: environmental management tools and practices. *Agric. Water Manag.* 77 (1–3), 210–231.

- Huete, A., Didan, K., Miura, T., Rodreguez, E., Gao, X., Ferreira, L., 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote. Sens. Environ.* 83 (1–2), 195–213.
- Karimov, A., Smakhtin, V., Borisov, V., Jumanov, J., 2010. Transboundary aquifers of the Fergana Valley: challenges and opportunities. *Proceedings of the UNESCO International Conference on Transboundary Aquifers: Challenges and New Directions*. UNESCO, Paris, pp. 72–73 (6–8 December).
- Karimov, A., Molden, D., Khamzina, T., Platonov, A., Ivanov, Y., 2012. A water accounting procedure to determine the water savings potential of the Fergana Valley. *Agric. Water Manag.* 108, 61–72.
- Kenjabaev, S., 2010. Cropping calendar of the Fergana Valley. Fergana (personal communication). Létolle, R., 1993. *Aral*. Springer, Paris (In French).
- Lioubimtseva, E., Henebry, G.M., 2009. Climate and environmental change in arid Central Asia: impacts, vulnerability, and adaptations. *J. Arid. Environ.* 73, 963–977.
- Mannig, B., Müller, M., Starke, E., Merckenschlager, C., Mao, W., Zhi, X., Podzun, R., Jacob, D., Paeth, H., 2013. Dynamical downscaling of climate change in Central Asia. *Global and Planetary Change*. 110, 24–37.
- Munoz, G., Grieser, J., 2006. CLIMWAT 2.0 for CROPWAT. Food and Agriculture Organization, Rom.
- Murakami, T., Ogawa, S., Ishitsuka, N., Kumagai, K., Saito, G., 2001. Crop discrimination with multi-temporal SPOT/HRV data in the Saga Plains, Japan. *Int. J. Remote. Sens.* 22, 1335–1348.
- Oberkircher, L., 2010. Water scarcity and the lifeworld. *The Challenge of Perceiving Creeping Disasters*. *Forum der Geoökologie*, 21 26–29.
- Pereira, L.S., Paredes, P., Sholpankulov, E.D., Inchenkova, O.P., Teodoro, P.R., Horst, M.G., 2009. Irrigation scheduling strategies for cotton to cope with water scarcity in the Fergana Valley, Central Asia. *Agric. Water Manag.* 96 (5), 723–735.
- R Development Core Team, 2009. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*, Vienna.
- Rakhmatullaev, S., Huneau, F., Le Coustumer, P., Motelica-Heino, M., Bakiev, M., 2010. Facts and perspectives of water reservoirs in central Asia: a special focus on Uzbekistan. *Water* 2 (2), 307–320.
- Rao, K.H.V.D., Kumar, C.S.K., Prasad, V.H., 2001. Irrigation water requirements and supply analysis in Dehradun region – an integrated remote sensing and GIS approach. *J. Indian Soc. Remote Sens.* 29 (1–2), 59–67.
- Raskin, P., Hansen, E., Zhu, Z., Iwra, M., Stavisky, D., 1992. Simulation of water supply and demand in the Aral Sea region. *Water Int.* 17 (2), 55–67.
- Reddy, J.M., Muhammedjanov, S., Jumaboev, K., Eshmuratov, D., 2012. Analysis of cotton water productivity in Fergana Valley of Central Asia. *Agric. Sci.* 3 (6), 822–834.

- Reddy, J.M., Jumaboev, K., Matyakubov, B., Eshmuratov, D., 2013. Evaluation of furrow irrigation practices in Fergana Valley of Uzbekistan. *Agric. Water Manage.* 117, 133–144.
- Richter, R., 2010. Atmospheric/topographic correction for satellite imagery. ATCOR-2/3 users guide, version 7.1. ReSe Applications Schläpfer, Switzerland.
- Roll, G., Alexeeva, N., Aladin, N., Plotnikov, I., Sokolov, V., Sarsembekov, T., Micklin, P., 2005. Aral Sea: experience and lessons learned brief. Report Lake Basin Management Initiative. International Lake Environment Committee, Shiga, Japan, pp. 1–14.
- Savoskul, O.S., Chevnina, E.V., Perziger, F.I., Vasilina, L.Y., Baburin, V.L., Danshin, A.I., Matyakubov, B., Murakaev, R.R., 2003. Water, climate food, and environment in the Syrdarya basin. Contribution to the project ADAPT. Adaptation strategies to changing environments.
- Sehring, J., 2008. Mehr als ein technisches Problem. Wassermanagement in Zentralasien. *Zentralasien-Analysen*, 8 2–11. SIC-ICWC, 2011. Regional information system on water and land resources in the Aral Sea basin (CAREWIB). Available online www.cawater-info.net (last call 31.10.2011).
- Siegfried, T., Bernauer, T., Guiennet, R., Sellars, S., Robertson, A.W., Mankin, J., Bauer-Gottwein, P., Yakovlev, A., June 2012. Will climate change exacerbate water stress in Central Asia. *Clim. Chang.* 112 (3–4), 881–899.
- Smith, M., Allen, R.G., Pereira, H.C., 1996. Revised FAO methodology for crop water requirements. Proceeding of the ASAE International Conference on Evapotranspiration and Irrigation scheduling, Food and Agriculture Organization, Rome, pp. 116–123.
- Стулина Г.В., 2010г. Рекомендации по гидромодульному районированию и нормам орошения сельскохозяйственных культур. НИЦ МКБК, Ташкент.
- Tasumi, M., Allen, R.G., 2007. Satellite-based ET mapping to assess variation in ET with timing of crop development. *Agric. Water Manag.* 88, 54–62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2006.08.010B>.
- Tischbein, A.M., Manschadi, C. Conrad, Hornidge, A.-K., Bhaduri, A. Ul, Hassan, M., Lamers, J.P.A., Awan, U.K., Vlek, P.L.G., 2013. Adapting to water scarcity: constraints and opportunities for improving irrigation management in Khorezm, Uzbekistan. *Water Sci. Technol. Water Supply* 13 (2), 337–348.
- Тус, Г., Тулип, Дж., Шултен, Д., Кришкэ, М., Оксфорд, М., 2005. The RapidEye mission design. *Acta Astronaut.* 56, 213–219.
- Umarov, Kh., Kenjabaev, Sh., Stulina, G., Dukhovny, V., 2010. Development of methods for irrigation monitoring in Central Asia— on example of Fergana Valley. Scientific report for the CAWa project, Tashkent.
- UNDP, 2007. Water: Critical Resource for Uzbekistan's Future. UNDP Energy and Environment Unit, Tashkent.
- USDA, 1993. Irrigation water requirements. National Engineering Handbook, Part 623.

- Van Niel, T.G., McVicar, T.R., 2004. Determining temporal windows for crop discrimination with remote sensing: a case study in south-eastern Australia. *Comput. Electron. Agric.* 45, 91–108.
- Wardlow, B.D., Egbert, S.L., 2008. Large-area crop mapping using time-series MODIS 250 m NDVI data: an assessment for the U.S. Central Great Plains. *Remote. Sens. Environ.* 112, 1096–1116.
- Wardlow, B.D., Egbert, S., Stephen, L., 2010. A comparison of MODIS 250-m EVI and NDVI data for crop mapping: a case study for southwest Kansas. *Int. J. Remote. Sens.* 31 (3), 805–830.
- Watts, J., Lawrence, R., 2008. Merging random forest classification with an object-oriented approach for analysis of agricultural lands. *Int. Arch. Photogramm. Remote. Sens. Spat. Inf. Sci.* 37 (B7), 579–582.
- Webber, H.A., Madramootoo, C.A., Bourgault, M., Horst, M.G., Stulina, G., Smith, D.L., 2006. Water use efficiency of common bean and green gram grown using alternate furrow and deficit irrigation. *Agric. Water Manag.* 86 (3), 259–268.
- World Bank, 2013. World bank data on annual population growth. Available online <http://data.worldbank.org/indicator/SP.POP.GROW2013> (last call 31.10.2011).

История изменения уровня Аральского моря и нынешние научные обсуждения

Ж.-Фр. Крето ^{a,*}, Р. Летой ^b, М. Берже-Нгуйен ^a

^a LEGOS/CNES, Тулуза, Франция

^b Кафедра прикладной геологии, Лодис, Университет П.-М. Кюре, Париж, Франция

1. Введение

Аральское море представляет собой бессточное озеро, расположенное в активном грабене в Центральной Азии к югу от Уральских гор, между Плато Устюрт на западе, пустыней Каракум на юге и пустыней Кызылкум на востоке (Рис. 1В). Его питают две основные реки: Сырдарья и Амударья, чьи воды в первой половине 20-го века формировали вместе почти 80% общего притока в Аральское море. Климат в бассейне Аральского моря, площадь которого более 2 млн км², аридного/полуаридного типа и характеризуется неустойчивостью во временном разрезе - от нескольких лет до нескольких тысячелетий. Аральское море не всегда было бессточным озером (*Летой и Менге (Létolle and Mainguet), 1997*), после последнего периода оледенения оно из проточного озера превратилось в бессточное. В период голоцена Аральское море испытало несколько фаз регрессии и трансгрессии, самой последней такой фазой является уменьшение размеров моря в наше время, начавшееся в середине 20-го века. В то время оно являлось четвертым по величине озером в мире, сейчас же оно разделено на четыре небольших водоема с уровнем воды, снизившимся приблизительно на 25 м с 1960 г. (*Коураев и соавторы, 2009*).

В целом, лимнологическая и геоморфологическая история Аральского моря до 20-го века подробно освещена в русской литературе, до начала же 21-го века она была слабо представлена в многочисленных статьях касательно последнего процесса высыхания Аральского моря, начавшегося в 1960 году. Для реконструкции гидрологии прежнего состояния Аральского моря до нынешнего дня сегодня могут быть использованы несколько источников информации: геоморфологический и седиментологический анализ озерных террас и береговых линий; палеолимнологическое воссоздание климатических изменений и изменений окружающей среды в прошлом на основе анализа осадочных кернов озера; и анализ размещения археологических объектов и

измерений вертикальной деформации земной коры (Бумер и соавторы, 2009; Миклин, 2010). Для разработки сценария истории гидрологии Аральского моря русскими учеными была собрана точная информация по периоду голоцена, полученная в процессе изучения 3,5-метрового керна, извлеченного из центра Аральского моря, на северо-западе от острова Возрождения (Рис. 1А). Определение возраста радиоуглеродным методом позволило определить возраст донной части керна - приблизительно 11 000 +/- 1000 г. до н.э. (Рубанов, 1982; информация приведена у Леттоля и Менге, 1997). Отсутствие гипса в раннем голоцене показало, что в то время Арал являлся проточным морем, а на основе наличия в этом керне дальнейших последовательных слоев гипсовых или мирабилитных отложений было проведено первое датирование эпизодов полного и малого уровней воды в озере по настоящее время. Оно было завершено посредством проведения ряда исследований на древних террасах западной береговой линии Арала (Снитников, 1983; информация приведена у Бумера и соавторы, 2000), что позволило составить описание разных фаз озера в период позднего плейстоцена и голоцена. Интерпретация гидрологии Аральского моря за этот долгий период в целом объясняется естественными причинами до 4000 г. до н.э., а затем, в основном антропогенными факторами: ирригация, разрушение инфраструктуры и отвод воды из рек (Леттоль и Менге, 1997). После распада Советского Союза в 1991 г. объем исследований по палеолимнологии Аральского моря очень сильно сократился.

В 2002 г. в рамках проекта CLIMAN в северо-западной части Большого Аральского моря была проведена экспедиция, состоящая из нескольких ученых из разных стран, в ходе которой были взяты два осадочных керна, которые дали информацию за последние два тысячелетия. Ученые, участвовавшие в этом проекте, описывают другой сценарий истории Аральского моря, по крайней мере, за последние 5000 лет. Датирование фаз регрессий и трансгрессий и причины такой изменчивости противоречили предыдущим исследованиям.

В проекте CLIMAN также участвовали археологи, климатологи и историки, которые дополнили основные результаты, полученные на основе анализа осадочного керна, а иногда и вступали с ними в противоречие. В следующих разделах мы подробно изложим противоречия, выявленные в этих последних исследованиях.

Во втором разделе мы опишем историю Аральского моря в период голоцена, уделяя особое внимание разным результатам и интерпретациям, приведенным в литературе. Мы разделим период голоцена на два основных периода времени: с позднего плейстоцена до конца льявляканского периода (5000 лет до н.э.), в течение которого Арал стал бессточным озером (раздел 2.1), и потом до современного кризиса Аральского моря в 1960 г. (раздел 2.2). По первому периоду мы опишем процесс эволюции Арала, включая краткий обзор истории рек, и

ознакомимся с обсуждениями по вопросу максимального уровня воды в озере, когда-либо достигнутого. По второму периоду мы осветим современные споры о причинах эволюционного изменения уровня воды в Аральском море.

В разделе 3 мы перейдем к последней фазе регрессии, более известной как современный кризис Аральского моря, и представим различные результаты, полученные несколькими авторами касательно одного из новых научных споров о наличии значительного объема грунтовых вод, имеющих потенциал для нейтрализации процесса уменьшения Аральского моря. Мы покажем, что нынешние инструменты дистанционного спутникового зондирования могут предоставить очень точные данные для расчета водного баланса Аральского моря за период от нескольких лет до десятилетий.

Одна из задач этого исследования – поощрить различные обсуждения по вопросу гидрологии Арала в дальнейшем, принимая во внимание, что очень точная оценка водного баланса на сегодняшний день, получаемая на основе совмещения метода дистанционного зондирования и анализа данных полевых наблюдений, может открыть или вновь поднять вопросы об истории процесса эволюции Аральского моря в контексте водных ресурсов. Также новые важные данные касательно этого вопроса за прошедшие 2000 лет предоставили последние научные исследования по соответствующему воздействию климатических изменений и ирригации с 1960 г., когда фаза последней регрессии носила интенсивный характер.

2. История Аральского моря в период голоцена²

2.1. Как Аральское море стало бессточным озером; ознакомление с историей рек Центральной Азии после последнего большого оледенения

Колебания уровня воды в Аральском море очень сильно зависят от притока речных вод, количество которых сильно варьировалось в прошлом (*Леттоль и Менге, 1993; Бумер и соавторы, 2000*) и поэтому является базисным фактором при изучении истории рек Центральной Азии за долгий период времени. Нашей целью является понять изменения уровня воды в Арале за этот геологический промежуток времени и предоставить реалистичные сценарии изменений уровня воды в нем в прошлом. Однако обе крупные реки этого региона, Амударья и Сырдарья, за данный геологический период времени подвергались воздействию ряда изменений и преобразований в нижнем течении рек (*Леттоль и Менге, 1997; Леттоль, 2008*).

² Голоцен – последний период геологической истории, он начался приблизительно в 11700 г. до н.э.

Климат в регионе Аральского моря в период оледенения в верхнем Зырьянке (22 000 – 11 700 гг. до н.э.) был более аридным, чем сегодня. В то время во впадину, которую заполняет Аральское море, поступало очень ограниченное количество воды (Архиров, 1986), вероятнее всего, с сибирских равнин на севере по руслам (в Тургайской впадине), которые появились вследствие эоловой эрозии и непосредственного локального таяния снегов (Городешкая, 1970; Леттоль и Менге, 1997; Миклин, 2010). Осадки над Памиром и Тянь-Шанем вероятнее всего способствовали образованию только ледниковых шапок. В сущности, осаждение флювиальных наносов из Амударьи и Сырдарьи было очень незначительным в период последнего большого оледенения (Леттоль и Менге, 1997; Бумер и соавторы, 2000), Аральское море представляло собой очень небольшой водоем, а Сарыкамышское озеро практически высохло (Мамедов, 1991; Бумер и соавторы, 2000). Эоловая эрозия могла играть важную роль в то время (Герасимов, 1931).

В конце периода последнего большого оледенения Аральское море было проточным, что уже делало возможным переброску поверхностных вод из Арала в Сарыкамыш. В ходе анализа керна, взятого в центре Аральского моря и проведенного Рубановым (1982), обнаружен факт отсутствия гипса в раннем голоцене.

С 11700 г. до н.э. до 9000 г. до н.э. в течение периода возникновения Паскевических террас климат изменился с теплого/влажного типа на холодный/сухой (Виноградов и Мамедов, 1991). В то время Аральское море пополнялось лишь водами реки Сырдарьи, которая могла переносить осадочные породы в достаточном количестве, чтобы заполнить прежнее дно северной и восточной частей Арала. В это же время юго-западный бассейн, отделенный гребнем Возрождения, был защищен от образования отложений. Уровень воды в Аральском море в то время был приблизительно 31 м н.у.м. (Миклин, 2010). Это может легко объяснить, почему самая глубокая часть впадины, где находится Аральское море, расположена в западной части бассейна, будучи подвержена процессу образования отложений со скоростью около 0,5 мм/год, в то время как в восточной части этот показатель равен 2 мм/год (Зенкевич, 1947; Бродская, 1956). При такой скорости образования осадочных отложений Аральское море могло бы полностью заполниться осадочными породами через 30 000 лет, явление, которое должно быть уже происходило в прошлом, если бы не действовали такие внешние механизмы, как речная и эоловая эрозия (Леттоль и Менге, 1997). В паскевический период воды Амударьи текли в Сарыкамышскую впадину (Миклин, 2010).

Когда климат стал более теплым и влажным (9000 г. до н.э.), туранские ледники (Памир и Тянь-Шань) начали таять (много позднее отступления сибирских ледников в раннем голоцене), неся с собою вниз по течению значительное количество речных отложений и воды (Миклин, 2010) и способствуя изменению направления русел многих рек

(Гроссвальд и соавторы, 1994; Бумер и соавторы, 2000). Этот период называется Лявляканской фазой и отличается большим расходом воды в Амударье. Постепенно после отступления ледников и в период данной Лявляканской фазы воды Амударьи принесли с собою значительное количество ледниково-речных отложений, которые заполнили впадину между Аральским морем и Сарыкамышским озером при скорости отложения около 30 мм/год (Леттоль, 2008).

Вертикальное поднятие земной коры также могло способствовать формированию естественной дамбы между двумя бассейнами. При этом часть воды из Амударьи поступала в Сарыкамыш, часть в Аральское море, а часть текла в восточном направлении к долине Акчадарьи (Бумер и соавторы, 2000).

В течение этой первой фазы отступления ледников приток воды из реки в Аральское море мог достигнуть около 200 км³/год, в большей степени компенсируя потери воды за счет испарения и, тем самым, подняв уровень озера до 58 м над уровнем моря (Леттоль и Менге, 1997), озеро одновременно расширилось на восток.

В это же самое время вода легко перетекала из Аральского моря в Сарыкамышское озеро, а затем в русло Узбоя (Бумер и соавторы, 2000) вследствие водной эрозии формирующегося силла. Это русло длиной в 750 км объединяет Сарыкамышское озеро и Каспийское море. На основе геологических факторов (Леттоль, 2000) было установлено, что вследствие климатических изменений или антропогенных действий русло Узбоя несло свои воды из Амударьи в Каспийское море несколько раз со времен последнего большого оледенения (Леттоль, 2000). Однако в отношении этого утверждения ведутся большие споры среди историков и ученых, большинство из которых считают, что Узбой мог не нести весь поток вод (колеблющийся от 30 км³/год до 70 км³/год) Амударьи в Каспийское море (Леттоль и соавторы, 2007). По всей вероятности большая часть стока Амударьи текла, испарялась и просачивалась на территории пустыни Заунгуз через междюнные русла (Кеьс и Ключанова, 1999). Часть воды испарялась с поверхности Сарыкамышского озера, а другая небольшая часть стока испарялась в озерцах в юго-восточном бассейне Арала вдоль бывшего русла Акчадарьи.

До конца Лявляканской фазы приток воды уменьшился приблизительно до 90 км³/год и озеро стало бессточным около 7000 г. до н.э. (Леттоль и Менге, 1997). На этой стадии колебания уровня воды в Аральском море полностью происходили за счет испарения воды с поверхности моря. Количество прямых осадков очень незначительно в аридных зонах.

Современная дельта Амударьи сформировалась в течение данного периода отложения аллювиальных наносов. Силл достиг высотной отметки 58 м и, по-видимому, ушло около 3-4 тысячелетий на

окончательное превращение Аральского моря в бессточный бассейн (Леттоль и Менге, 1997). Возможно, по причине большего водосбора Амударья приносила со своими водами большее количество флювиогляциальных отложений в бассейн Аральского моря, чем Сырдарья, последняя же сформировала свою нынешнюю дельту только в течение последнего периода голоцена (Бумер и соавторы, 2000).

Хотя этот сценарий, кажется, хорошо принят большим сообществом, все еще существует полемика касательно максимального уровня воды, достигавшегося в Аральском море до конца Лявляканского периода (средний голоцен, около 5000 г. до н.э.). Для того чтобы определить уровень озера в разных периодах, как индикатор уровня Аральского моря с периода последнего большого оледенения использовались показатели высотных отметок 7 террас на береговой линии Арала (преимущественно наблюдаемые на западных и северных берегах) (Бумер и соавторы, 2000). Исходя из показателя высоты первой террасы над уровнем моря (обозначенной как I) авторы (Эпифанов, 1961; Хондкарян, 1977; Федоров, 1980; информация представлена у Бумера и соавторов, 2000) полагают, что она должна была быть около 72–73 м н.у.м. до конца Лявляканской плювиальной фазы. Предположения этих авторов также еще больше подтвердились за счет обнаружения двустворчатых моллюсков, которые впервые появились в Каспийском море, около береговой линии террас I (72–73 м) и II (57–58 м), что вероятнее всего подтверждает существование связи между Каспийским и Аральским морями в среднем голоцене. Существование такой связи возможно только в том случае, если уровень воды в Аральском море достигает очень высоких значений, таким образом, подтверждая высокое стояние уровня воды, полученное из высотной отметки террасы I.

Тем не менее, в самых последних статьях предлагаются разные интерпретации высоты террас и прошлых сценариев уровня Аральского моря (Бороффка и соавторы, 2006; Леттоль, 2008). Во-первых, было показано, что нахождение террасы на более высоком уровне могло быть вызвано тектоническим вертикальным сдвигом земной коры и к настоящему времени достигает более 10 м с момента своего образования (Кирюхин и соавторы, 1966). Позже Нуртаев (2004) показал, что скорость вертикального движения земной коры достигала 12 мм/год (эквивалентно 13–14 м со времен раннего голоцена). Это нужно принимать во внимание при реконструкции колебаний уровня Аральского моря за геологический период времени, опираясь на высоту террас. Более того, Бороффка и соавторы (2006) провели археологические исследования по поселениям неолитического периода (7000–5000 гг. до н.э.) вокруг Аральского моря на высоте около 58–59 м над уровнем моря. Они не обнаружили следов озера на данном уровне. Также учитывая геоморфологические и спутниковые наблюдения, они пришли к выводу, что уровень Аральского моря в 72–73 м в Лявляканской фазе был нереалистичным, и даже уровень воды возможно

никогда не достигал 58 м в голоцене, как предполагали другие авторы (*Леттоль и Менге, 1997*). Они предложили, что максимальный уровень был не выше 54–55 м, что было подтверждено Райнхардтом и соавторами (2008), исходя из анализа отложений. Они также предположили, что в этот период, последовавший после отступления ледников, Амударья преимущественно несла свои воды напрямую в Узбой, а не в Аральское море или долину Акчадарьи, как предполагали в других источниках. Это и привело их к мнению, что уровень Аральского моря был низким.

2.2. Современные вопросы и разногласия по истории изменения уровня Аральского моря с конца Лявляканского периода (5000 г. до н.э.) до современного кризиса Аральского моря (1960)

2.2.1. С 5000 г. до н.э. до 2000 г. до н.э.

С конца Лявляканского периода до 2000 г. до н.э. информация, имеющаяся для датирования фазы регрессии и трансгрессии, основывается на датировании радиоуглеродным методом 3,5-метрового керна, взятого Рубановым в центре озера.

Археологические данные, предоставляющие информацию о жилых поселениях и ирригационной деятельности и датирующие возраст террас на западном берегу Аральского моря, дают дополнительную информацию об уровнях воды Аральского моря в прошлом и возможных причинах колебания уровня воды.

Из исследования гипсовых отложений в керне Рубанова можно узнать, что недолгий эпизод снижения уровня воды наблюдался приблизительно в 4950 г. до н.э. (+/-140) до существования ирригации и возможно в основном вследствие естественных условий (*Леттоль и Менге, 1997*). Другая залежь гипса относится к 3600 г. до н.э. (+/-140), когда опять наблюдался низкий уровень воды. Однако основные результаты того детального анализа осадочного керна заключались в том, что этот 3000-летний период характеризовался высокими уровнями воды (*Рубанов, 1982; Маев и соавторы, 1991; Леттоль и Менге, 1997*). Однако кратковременный одно/двухсотлетний период приблизительно в 3600 г. до н.э. мог прервать долгий период трансгрессии.

Археологические исследования ирригации и отвода воды из русел рек в бронзовом веке (3000–4000 гг. до н.э.) подтвердили результаты других ученых. Бороффка (2010) обнаружил, что орошение вдоль реки Амударья и Хорезмской дельты началось приблизительно в 3900 г. до н.э. с самым активным периодом между 2400 г. до н.э. и 1600 г. до н.э. В случае с рекой Сырдарьей оросительная деятельность началась много позднее (900 г. до н.э.). Эти археологические результаты подтверждают как датирование террасы II в 3500 г. до н.э., так и предположения, сделанные Андрионовым (1969) и Кесом (1978), что регрессия 3600 г. до

н.э., главным образом, является следствием оросительной деятельности. Было также выявлено (Миклин, 2010), что в этот период также эпизодически происходило изменение направления русла Амударьи в западном направлении в озеро Сарыкамыш, а потом в Каспийское море по руслу Узбоя.

Принимая во внимание анализ осадочного керна Рубанова (два кратковременных периода маловодья в течение 3000-летнего периода трансгрессии) оросительная деятельность, возможно, была незначительной. К тому же климат, возможно, оставался влажным и теплым в этот период времени. В отличие от этого Бороффка (2010) и Бороффка и соавторы (2006) обнаружили новые периоды регрессии в бронзовом и железном веках (3000–4000 гг. до н.э. и 2500 г. до н.э.) на уровне 42–43 м, не выявленные в керне. Выводы Бороффки (2010) и Бороффки и соавторов (2006) были основаны на археологических открытиях на береговой линии Аральского моря.

На рис. 2А показаны два основных сценария, которые могут быть получены на основе этих исследований за период 5000–2000 гг. до н.э. Мы можем увидеть, как они различаются между 3000 и 4000 гг. до н.э. и приблизительно в 2500 г. до н.э.

2.2.2. С 2000 г. до н.э. до 1960 г.

Следующие 2000 лет по настоящее время лучше задокументированы в различных современных статьях (Хондкарман, 1977; Рубанов, 1982; Маев и соавторы, 1991; Кес и Ключанова, 1999; Бороффка и соавторы, 2006; Соррель и соавторы, 2006, 2007; Остин и соавторы, 2007; Бумер и соавторы, 2009; Кригонов, 2009; Оберхёнсли и соавторы, 2011). Они смогли либо полностью, либо частично реконструировать колебания уровня воды Аральского моря.

Не смотря на это, важный вопрос исследовался несколькими авторами касательно конкретных причин возникновения прошлых фаз регрессии и трансгрессии за этот период времени. Тектоническая деятельность, несомненно, повлияла на изменение уровня воды в Аральском море в плейстоцене и раннем голоцене. Авторы, главным образом, спорили о двух основных источниках периодического изменения уровня Аральского моря за последние 2000 лет, а именно климатических изменениях и человеческой деятельности в водосборах бассейнов рек (посредством отвода вод из реки и развития ирригации). Историческая информация и данные по дельтовым и озерным отложениям использовались для реконструкции палеолимнологии Аральского моря (Бумер и соавторы, 2000). Как далее показано, они также различаются в контексте датирования фаз регрессии и трансгрессии.

Рубанов (1982, 1987) и Маев и соавторы (1991) провели анализ озерных осадочных кернов, собранных в центральной части Аральского моря при использовании метода датирования радиоуглеродным методом ^{14}C . Они обнаружили древние отложения (включая гипс и мирабилит), указывающие, что фазы, когда наблюдался высокий уровень испарения, были в период с 5000 до 2000 гг. до н.э. и связаны с низким уровнем стояния воды в Аральском море.

Что касается последних 2000 лет, они обнаружили гипсовые отложения, датированные 970 г. до н.э. Леттоль и Менге (1997) увязали эти отложения с разорением дельты Амударьи Чингисханом. Последняя фаза регрессии была обнаружена в этом керне и может соответствовать периоду разрушения, причиненного Тамерланом в 710 г. до н.э. (Бортник, 1999; Кес и Клюканова, 1999). Рубанов также обнаружил торфяной пласт в центральной части Аральского моря толщиной в 35 мм в 1600 г. до н.э. Известно из исторических источников (Леттоль и Менге, 1997; Кригонов, 2009), что оросительные инфраструктуры были полностью разрушены в период нашествия варварских племен, сценарий, подтвержденный Клиге и соавторами (1995). Согласно Маеву и соавторам (1991), тем не менее, был долгий период в 800 лет между 2000 г. до н.э. и 1200 г. до н.э., в который наблюдался меженный уровень воды в Аральском море (23–27 м н.у.м.). Бороффка и соавторы (2006) отмечали, что вода из Амударьи отводилась в Сарыкамыш и реку Узбой в то время, до 1400 г. до н.э. по крайней мере. У Миклина (2010) и Кригонова (2009) мы можем видеть, что вода из Сырдарьи, скорее всего, отводилась в южном направлении в пустыню Кызыл-Кум или даже объединялась с водами Амударьей и не достигала Аральского моря до позднего средневековья.

Райнхард и соавторы (2008) предложили другой интересный сценарий. Они обнаружили кратковременный, но интенсивный период трансгрессии (с уровнем воды в 54-55 м) в Аральском море около 1800 г. до н.э. Изъяв 2,5-метровый осадочный керн из дельты Амударьи и проведя радиоуглеродное датирование ^{14}C органического вещества (раковин моллюсков), они смогли объединить данную информацию с данными о поднятии палеонтологической береговой линии, полученными при помощи спутниковых измерений (SRTM) и вертикальных профильных срезов полей при помощи GPS. Одним из их основных результатов было обнаружение наличия высокого уровня трансгрессии Аральского моря в 4 веке, период, который другими считался маловодным для Аральского моря.

(A)

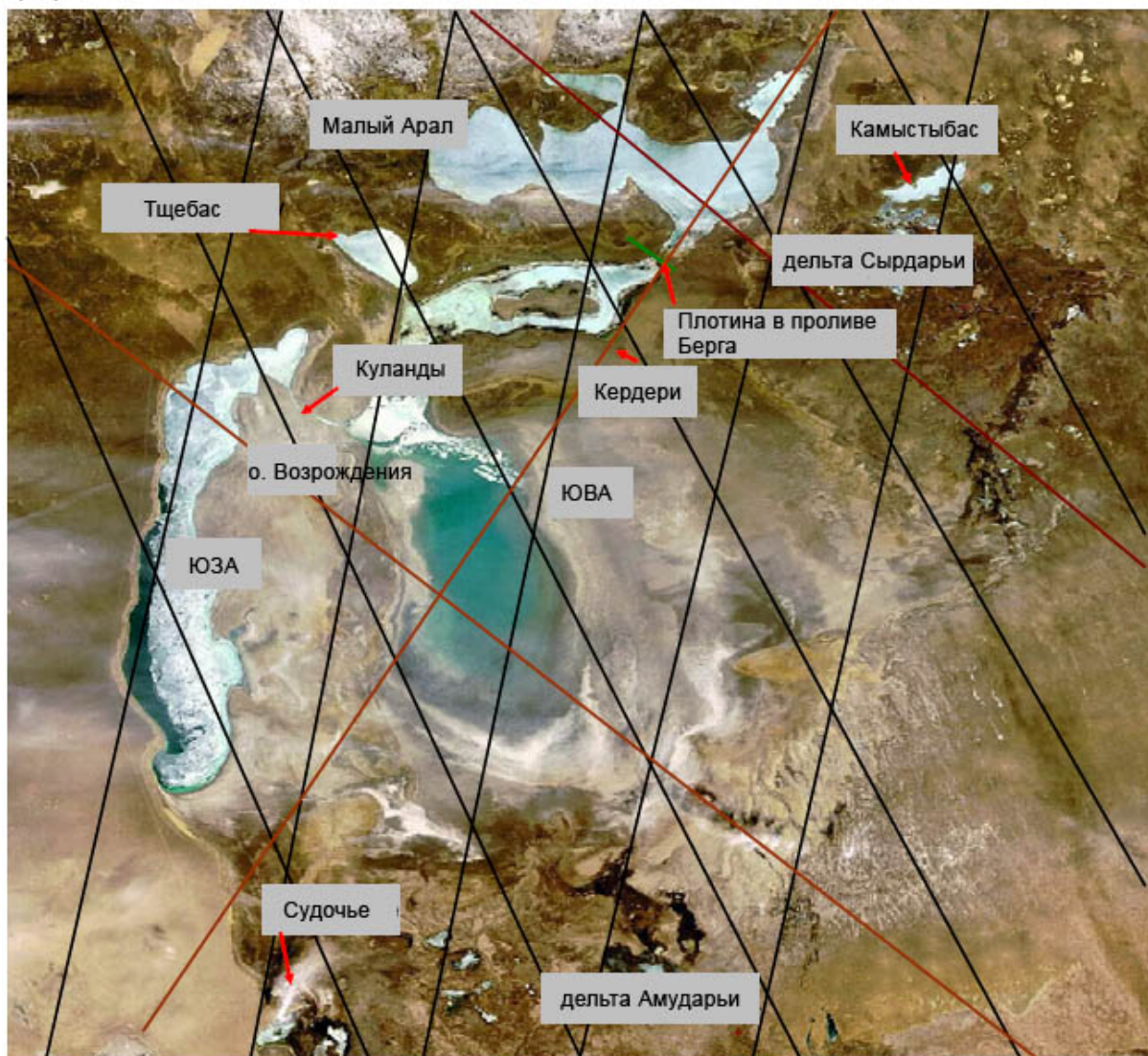


Рис. 1. (A) Спутниковое изображение Аральского моря от 6 марта 2008 г. Красная линия соответствует наблюдениям спутников Topex/Poseidon, Jason-1 и Jason-2, а черные линии наблюдениям Envisat.

(B)

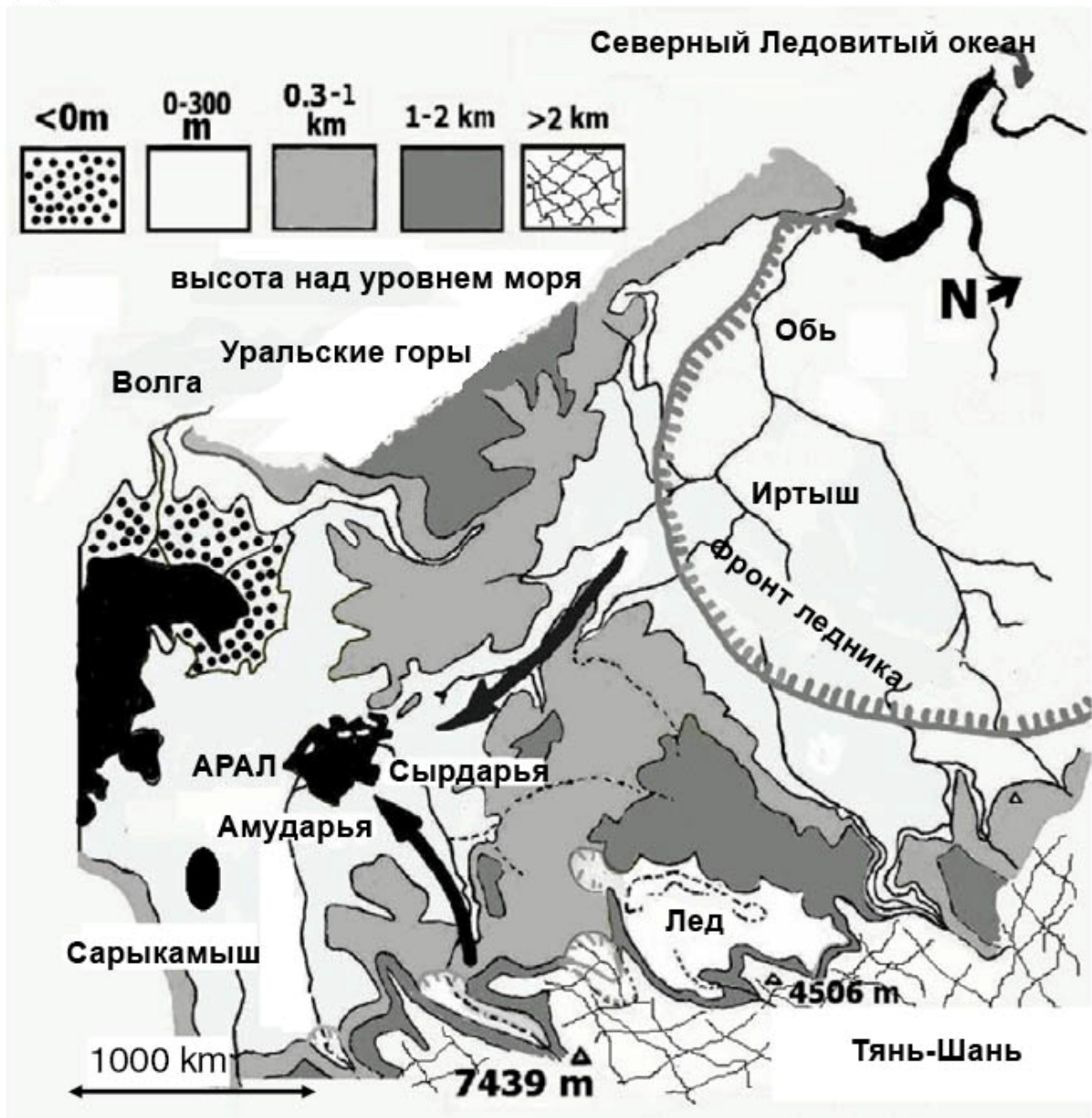


Рис. 1. (B) Обзор физической карты бассейна Аральского моря в период последнего большого оледенения. Ледниковые шапки на переднем плане соответствуют границе Южного Сибирского острова, которые были близко расположены к впадинам Аральского моря. Черные стрелки показывают основные направления воздушных потоков.

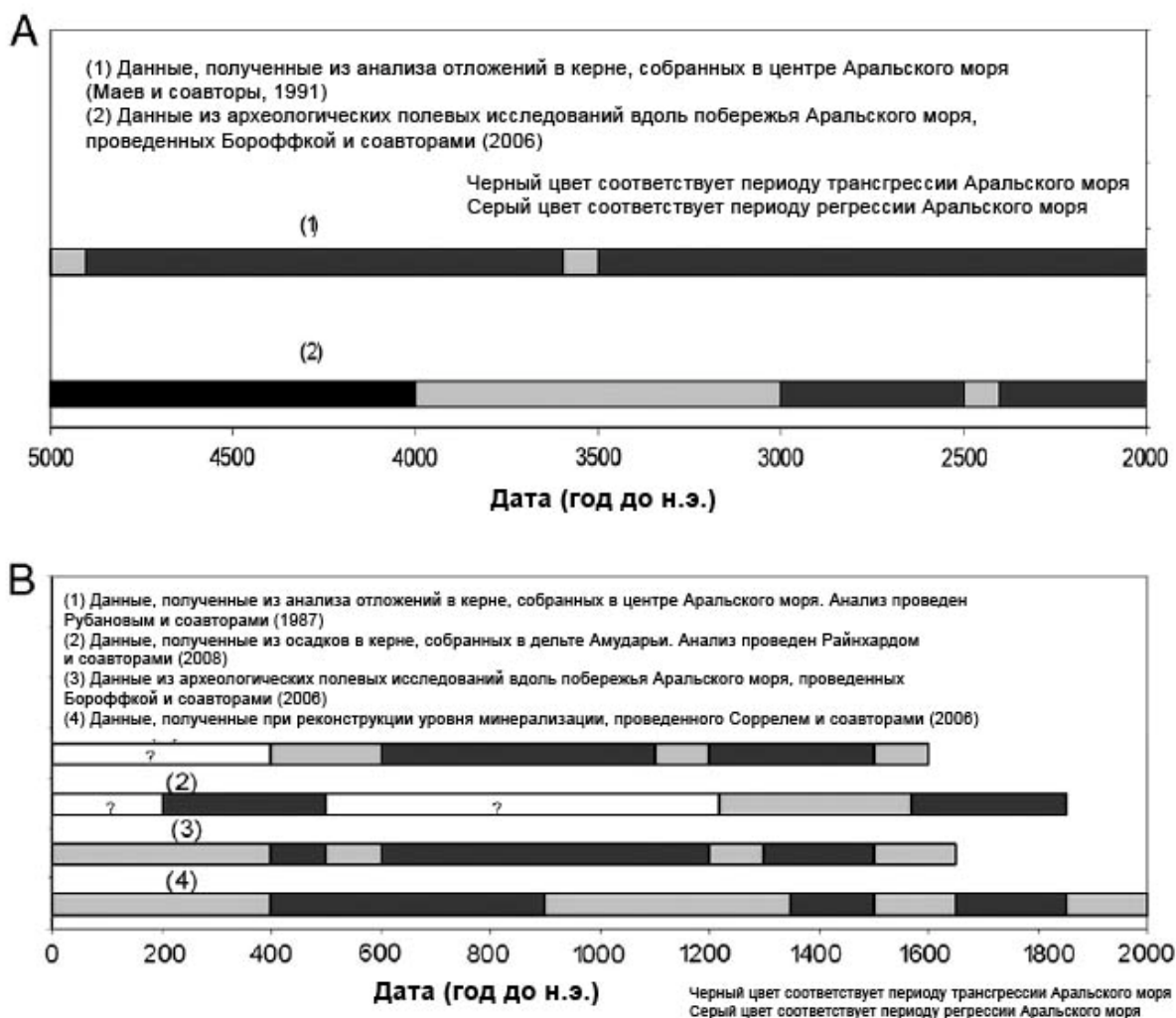


Рис. 2. Хронология изменения уровня воды от различных авторов (А) с 5000 до 2000 гг. до н.э. (В) с 2000 г. до н.э. до 20 века

Что касается других авторов, то сценарии по-прежнему различаются. В частности, они считают, что самым важным фактором регрессии является изменение климата с вероятным эффектом усиления вследствие человеческой деятельности (Бороффка и соавторы, 2006; Соррель и соавторы, 2006, 2007; Оберхёнсли и соавторы, 2011). Их методология основана на различной документации. Соррель и соавторы (2006) реконструировали изменения уровня минерализации (посредством анализа относительного распространения между разными видами цисты динофлагеллятов в керне, извлеченном в северо-западной части Большого Аральского моря). В заключении, динамические ряды минерализации были увязаны с изменениями уровня воды с временным разрешением от 10 до 20 лет. В 2007 г. те же авторы получили температуру, основываясь на палинологических выводах, и расчетные показатели количества осадков для реконструкции изменения климата

при временном разрешении в 50 лет за последние два тысячелетия. Они проводят различие между холодными, аридными фазами, чередующиеся с теплыми, влажными фазами. Палеопроводимость диатомовых водорослей была зафиксирована Остином и соавторами (2007) и использована для реконструкции изменений уровня воды в Аральском море за последние 1600 лет. Бороффка и соавторы (2006) реконструировали водный баланс Аральского моря за последние 2000 лет с относительно большим количеством Са в осадочном керне. Все эти исследования основаны на изучении осадочного керна, извлеченного в заливе Чернышёва в ходе экспедиции CLIMAN.

Соррель и соавторы (2007) установили соотношение хронологии условий изменения климата в бассейне Аральского моря с изменением уровня воды. Они сделали предположение, что на климатические условия в Центрально-азиатском регионе сильное влияние оказывают как высокое давление со стороны Сибири, так и северо-атлантическая осцилляция (NAO), предполагающие, что когда NAO имеет отрицательное значение, осадки в Центральной Азии регулируются системой восточных средиземноморских циклонов, в то время как высокое давление со стороны Сибири управляет перепадом температур. На основе своих данных они провели исследование колебаний уровня воды в Аральском море от высоких до низких значений с периодичностью около 400 лет за последние 2 тысячелетия (Соррель и соавторы, 2007). Авторы подсчитали, что интенсивность выпадения осадков варьирует от 0,3 м/год до 0,5 м/год от аридного до влажного климата. Их хронология явно соотносится с климатическими изменениями, наблюдаемыми другими авторами в Израиле, и подтверждает их предположение о взаимозависимости между климатом Центральной Азии и восточного Средиземноморья. Что касается изменчивости расхода рек, который составляет 80% притока воды в Аральское море (Бумер и соавторы, 2009), изменения сильно взаимосвязаны со стоком талой воды с ледников Памира и Тянь-Шаня (Оберхёнсли и соавторы, 2011).

Их анализ выявил высокие показатели минерализации, указывающие на фазу регрессии в период холодного, аридного климата между 2000 и 1600 гг. до н.э., за которым последовала фаза трансгрессии до 1100 г. до н.э. Это противоречит данным и анализу, проведенному Райнхардтом и соавторами (2008), которые обнаружили трансгрессию Аральского моря между 1800 г. до н.э. и 1600 г. до н.э., в то время как Соррель и соавторы (2006, 2007) и Бороффка и соавторы (2006) считали, что это должны были быть холодные, аридные условия с высоким показателем минерализации. Мы знаем, что этот период характеризовался интенсивной ирригационной деятельностью вдоль Амударьи и в дельте Хорезма (Бороффка, 2010), что соответствует периоду регрессии Аральского моря. Бумер и соавторы (2009) отмечают это противоречие и считают, что здесь могут быть ошибки в датировании

в хронологии озерных отложений, проведенном Райнхардтом и соавторами (2008).

Орошение в дельте, возможно, остановилось после нашествия варварских племен около 5 века и это также может объяснить дальнейший период трансгрессии Аральского моря. Внимательно изучая данные, опубликованные Соррелем и соавторами (2006), мы видим (рис. 11 из их статьи), что сразу после 1600 г. до н.э. наблюдалось крайне резкое уменьшение уровня минерализации. По мере того, как мы будем рассматривать далее, сложно поверить, что это внезапное снижение уровня минерализации, приведшее к резкому повышению уровня воды, могло произойти так внезапно (всего в течение нескольких лет, исходя из данных Сорреля и соавторов, 2006). Даже очень быстрое изменение климата или внезапное поступление пресной воды в Аральское море из Амударьи занимает десятилетия и более вероятно должно изменить его водный баланс. Мы думаем, что изменение климата и разрушение ирригационных систем гуннами/варварами изменили гидрологию Аральского моря за намного более длительный период времени, чем оценили это Соррель и соавторы (2006). Наше предположение заключается в том, что регрессия длилась более долгий период (что может подтвердить другие исследования, такие как Рубанова, 1987), но вследствие теплого, влажного климата, как показано у Сорреля и соавторов (2006, 2007), в Аральском море постепенно восстановился более высокий уровень воды и более низкий уровень минерализации до нового изменения уровня, начавшегося около 1100 г. до н.э.

Действительно, Рубанов (1987) обнаружил, что между 1400 г. до н.э. и 1600 г. до н.э. наблюдались уровни малой воды в Аральском море, а Бороффка и соавторы (2006) выявили регрессию Аральского моря около 1400 г. до н.э. Это также противоречит сценарию снижению уровня минерализации через несколько лет, как предположили Соррель и соавторы (2006). Бумер и соавторы (2009) настаивали на том, что наличие большого содержания Са в 1400 г. до н.э., измеренное Бороффкой и соавторами (2006), не является обоснованным, но при этом не рассматривается анализ осадочного ядра Рубанова, который подтверждает наличие уровней малой воды в Аральском море в этот период.

Соррель и соавторы (2006) обнаружили другие фазы регрессии между 1100 и 800 гг. до н.э., которые, как они опять посчитали, должны были регулироваться климатом, и возможно отражали длительный спад стока в реках Сырдарья и Амударья (Бумер и соавторы, 2009). Между 500 и 350 гг. до н.э. наблюдалась другая фаза регрессии, которая соответствует малому ледниковому периоду (последняя фаза регрессии является современной). Между этими двумя интервалами они выявили снижение уровня минерализации, соответствующее уровню полной воды в Аральском море. Здесь хорошо видна взаимосвязь с более теплыми и влажными климатическими условиями и это подтверждается Бумером и

соавторами (2009). Полученный ими результат по изменению климата также хорошо согласуется с реконструкцией климата в Центральной Азии за последние 1300 лет, исходя из анализа годовых колец деревьев, проведенного Эспером и соавторами (2002). Значимость роли человеческой деятельности отвергается, но общепризнано, что она имела небольшое влияние на гидрологию Аральского моря. Основным аргументом является то, что изменения между эпизодами регрессии и трансгрессии носили постепенный характер и, по их мнению, противоречили катастрофическому событию, спровоцированному человеком (вследствие изменения русла реки или разрушения плотины на реке Амударья). Совсем недавно Оберхёнсли и соавторы (2011) продемонстрировали посредством изучения отложений из керна из Аральского моря длиной в 4,3 м, извлеченного в 2004 г. с восточного берега залива Чернышёва в Большом Аральском море, что снижение уровня воды в озере за последние 2000 лет напрямую связано с изменением климата. Они предположили, что это, главным образом, привело к масштабным изменениям в снежном покрове Тянь-Шаня и Памира, что непосредственно повлияло на речной сток в Аральское море. Однако они признают, что регрессия Аральского моря, возможно, усилилась за счет того факта, что большинству исторических изменений в отношении захвата больших территорий «способствовало уменьшение зон распространения ледников и минимального годового снежного покрова». Следовательно, ущерб, причиненный ирригационной системе, сопровождается климатическими изменениями.

Тем не менее, археологическое открытие у поселения, найденного в восточной части бассейна Аральского моря, названного Кердери, подтверждает, что с 13 по 14 вв. в озере был очень низкий уровень воды, около 30 м над уровнем моря (Райнхардт и соавторы, 2008; Кригонов, 2009), что не подтверждает сценарий, предложенный Соррелем и соавторами (2006), которые обнаружили более ранний процесс снижения уровня минерализации (около 1230), отражающее повышение уровня воды в Аральском море.

В нескольких экспедициях и исследованиях Рубанов также обнаружил и проанализировал отложения мирабилита на дне Аральского моря в трех разных зонах: Малое Аральское море на глубине 25 и 26 м н.у.м., залив Тщebas на глубине 24 м н.у.м. и западная часть Большого Аральского моря на глубине от -10 до 0 м н.у.м. (Рубанов, 1977, 1982, 1987, 1994). Наличие мирабилита, который выскристаллизовывается при очень высоком уровне минерализации, является другим показателем сильного высыхания Аральского моря, т.к. для того, чтобы он выпадал в виде отложений, требуется наличие нескольких условий: во-первых, регулярный и не очень большой приток воды извне; во-вторых, низкая температура зимой; и другие особые условия для того, чтобы мирабилит повторно не растворялся летом. Исходя из местоположения отложений и на основе модели, разработанной Крето и соавторами (2009), был

предложен сценарий, предполагающий, что отложения, обнаруженные Рубановым, соответствуют абсолютному уровню в 30 м над уровнем моря в период средневековой фазы регрессии.

Если мы опять посмотрим на рис. 11 у Сорреля и соавторов (2006), мы увидим максимальный показатель минерализации около 1200–1250 гг., за которым последовало небольшое снижение уровня минерализации до середины 14 века. Мы предполагаем, что оба варианта интерпретации наблюдений не полностью противоречат друг другу. Самый высокий показатель минерализации (длительностью от 20 до 30 лет), который прервал слабовыраженную длительную тенденцию колебаний минерализации (объясняемых изменением климата), наблюдаемых до и после 1220 г., могут быть объяснены разрушением ирригационных систем Чингисханом. Как упоминалось у Бороффка и соавторов (2006), вскоре после разрушения были восстановлены крупные дамбы, что привело к повторному заполнению Аральского моря и это можно увидеть на рис. 11 у Сорреля и соавторов (2006), основываясь на снижении уровня минерализации сразу после 1220 г. Прошло много времени (около века) прежде, чем Арал заполнился, и это может объяснить, почему участок Кердери был заселен в то время.

Кригонов (2009) также указал на долгий период в 300 лет (между 700 г. до н.э. и 400 г. до н.э.) фазы регрессии Аральского моря и предположил на основе как полевых работ, проведенных в восточной части Аральского моря, так и исторических источников, что уровень воды в этот период не превышал 29 м над уровнем моря. Это подтверждается фактом поселения людей на высоте около 30 м над уровнем моря в восточной части Аральского моря у исторического местечка Кердери. Кригонов предположил, что на этом месте поселение располагалось в течение около ста лет, между 13 и 14 веками. Бороффка и соавторы (2006) обнаружили уровень малой воды в Аральском море между 700 г. до н.э. и 780 г. до н.э. (13 век), что частично согласовывается с этим сценарием существования поселения Кердери в 13 в. Как Кригонов (2009), так Райнхардт и соавторы (2008) сходятся во мнении с тем фактом, что после 1573 г. курс течения Амударьи более не контролировался населением, и река потекла в сторону Аральского моря, а затем последовала фаза трансгрессии.

В исторических отчетах купцов в середине 16 века также указывалось, что искусственное изменение направления течения реки Амударья в Сарыкамышское озеро, а затем обратно в Аральское море, имело место около 1570 г. н.э. Султан Бабур писал, что русло Сырдарьи было отведено в сторону пустыни около города Туркестан (*Бабур, 1530*). У нескольких авторов Средневековья также задокументирован тот факт, что река Амударья текла в Узбой. К тому же, существует доказательство того, что в эпизоды регрессии сельское хозяйство развивалось на западном рукаве в дельте Амударьи (называемом Дарьялык) и вокруг Сарыкамышского озера при большом объеме притока пресной воды из

реки Амударья. Также засвидетельствован забор воды в целях орошения (Леттоль, 2008). Соррель и соавторы (2006) и Бумер и соавторы (2009) предположили, что последующая регрессия началась около 500 г. до н.э. до 350 г. до н.э. Касательно этого периода мы можем считать, что наблюдения Райнхардта и соавторов (2008) и исторические источники подкрепляют наблюдения Сорреля и соавторов (2006), т.к. период для повторного пополнения Аральского моря после 1570 г. не был кратковременным, а возможно занял много лет.

Мы оспариваем основную идею, данную у Сорреля и соавторов (2006). Ввиду того, что в их данных указано постепенное изменение минерализации и уровня воды, они предположили, что изменения уровня воды в Аральском море не могут быть вызваны катастрофическими, внезапными событиями, как те, спровоцированные разрушением инфраструктуры. Это противоречит общей теории об озерах, представленной Масоном и соавторами (1994). Для того чтобы в озере было достигнуто новое равновесие после резкого изменения в одном из компонентов водного баланса (внезапное изменение количества осадков или стока, например) нужно много времени.

Мы применили эту теорию к случаю Аральского моря с простой гипотезой: уровень воды - около 31 м, количество осадков (P), как отмечается у Сорреля и соавторов (2007), за этот период от 500 г. до н.э. до 350 г. до н.э. составляет 0,235 м/год, а испарение (E) – 1,1 м/год (как и в настоящее время). Мы предполагаем, что после длительного периода отвода воды, Амударья было резко перенаправлена в сторону Аральского моря. Мы также предполагаем, что объем годового стока (R) около 40 км³/год (и что Сырдарья текла в сторону Аральского моря в то время, а ее среднегодовой сток был равен 10 км³/год). Это произвольный выбор, но целью является расчет порядка возрастания за это время, необходимое для повторного заполнения Аральского моря. При помощи этих гипотез мы можем провести расчет новой зоны равновесия в Аральском море, заданный следующим уравнением:

$$A_{LE} = R / (E - P) \quad (1)$$

A_{LE} при нашей гипотезе равен: 58 000 км². Согласно Масону и соавторам (1994), мы можем провести расчет «скорости восстановления равновесия», т.е. для достижения коэффициента $(1 - 1/e)$, что составляет 63% от общей площади, подверженной изменениям. т.е. задано следующим уравнением:

$$te = 1 / (dA / dV (E_1 - P_1)) \quad (2)$$

где dA/dV соответствует среднему уклону рельефа дна и представлено в следующем виде

$$dA/dV = (A_{LE} - A_0) / (V_{LE} - V_0) \quad (3)$$

где A_0 и V_0 – соответственно площадь и объем Аральского моря на момент, когда равновесие было нарушено. Здесь, при уровне 31 м и исходя из цифровой модели Аральского моря (Крето и соавторы, 2005), $A_0 = 15\,540$ км², $V_0 = 91$ км³, а $V_{LE} = 960$ км³. Согласно Масону и соавторам (1994), мы также произведем расчет площади Аральского моря в каждый период времени (ежегодно в нашем случае), задав следующее уравнение:

$$A_1(t) = A_0 + [A_{LE} - A_0] (1 - e^{-t/\tau_e}) \quad (4)$$

Мы получили для τ_e значение в 23,7 лет, а из уравнения (4) общее время, необходимое для достижения нового равновесия в 5800 км², равно около 200 лет. Через 24 года оно достигает 63% поверхности, и 95% через 65 лет. Мы сделали расчеты с другими значениями стока (+/-20 км³/год в общем суммарном стоке), но порядок возрастания остается таким же, т.е., по крайней мере, необходимо 100 лет для того, чтобы достигнуть нового равновесия. Поэтому нет никаких возражений по тому факту, что резкое изменение условий водного баланса Аральского моря может занять много времени прежде, чем будет достигнуто новое равновесие, как указано у Сорреля и соавторов (2006), чтобы исключить антропогенное происхождение изменений уровня воды в Аральском море за последние 2000 лет.

На основе этих наблюдений мы можем предположить, что изменение уровня воды в Аральском море провоцируется как климатическими изменениями, так и антропогенным фактором. Например, Райнхардт и соавторы (2008) отметили, что в 1570 г. вода отводилась из Амударьи в целях орошения. Это связывается с сухими климатическими условиями, установившимися в 500 г. до н.э. (Соррель и соавторы, 2006, 2007), что привело к сильному маловодью в Аральском море в 16 веке. Когда Амударья опять стала впадать в Аральское море, а климат стал более влажным, оба воздействия привели к трансгрессии Аральского моря после 1650 г.

По нашему мнению, есть только один период приблизительно в сто пятьдесят лет, что противоречит обеим «школам»: Соррель и соавторы (2006) и Бумер и соавторы (2009) считают середину 14–15 вв. фазой трансгрессии, а Райнхардт и соавторы (2008) и Кригонов (2009) - регрессии.

Райнхардт и соавторы (2008) считают, что после этой фазы регрессии, которая возможно закончилась около 1650 г., эпизод высокого уровня воды длился до середины 19 века. Это также немного не согласовывается с Соррелем и соавторами (2006) и Бумером и соавторами (2009), которые считали, что уровень Аральского моря начал снижаться в конце 18 века.

Они пришли к выводу, что за последние 2000 лет именно регулирование Амударьи несомненно вызывало данные фазы регрессии и трансгрессии, а климатообразующий фактор относительно

незначителен. Другие (Бороффка и соавторы, 2006; Соррель и соавторы, 2006, 2007; Оберхёнсли и соавторы, 2011) интерпретируют последовательные фазы регрессии и трансгрессии за последние 2000 лет как непосредственный результат изменения климата, при очень низком уровне воздействия со стороны человеческой деятельности. Более того, отсутствие гипса и мирабилита в керне, проанализированное у Сорреля и соавторов (2006, 2007), в ходе фазы сильной регрессии в средние века противоречит наличию отложений в керне, собранных Рубановым в 1980-х гг. Их аргумент в пользу отрицания роли антропогенного воздействия также ошибочен, как показано выше, так одни только климатические изменения не могут объяснить изменения, происшедшие в последние 2000 лет.

Для некоторых авторов последовательность фаз регрессии и трансгрессии тесно взаимосвязана с развитием ирригационных систем и их последующим разрушением вследствие политических кризисов (война). Это определяет роль человеческой деятельности как основную причину колебаний уровня воды в Аральском море (Бумер и соавторы, 2000; Леттоль, 2008), даже если колебания климата и могут изменить уровень Аральского моря в меньшей степени (Леттоль и Менге, 1997).

В связи с многочисленной противоречивой документацией и предположениями мы согласны с Райнхардтом и соавторами (2008, стр. 315), которые приходят к заключению, что «интерпретации изменения уровня озера в период позднего голоцена вследствие климатических изменений должны трактоваться с осторожностью», добавляя, что эти прения по спорным вопросам нужно еще изучить, чтобы их решить.

Мы также можем предположить, что в эти периоды холодных/сухих климатических условий, объем орошения увеличился, чтобы компенсировать малое количество осадков, и, наоборот, в период теплых/влажных климатических условий, объем орошения уменьшился. Может понадобиться больше информации по количеству забора воды в целях орошения за последние 2000 лет, чтобы лучше понять воздействие изменения климата на изменения уровня воды в Аральском море в настоящее время. Извлечение нового осадочного керна вблизи Сарыкамышского озера также может предоставить беспрецедентную информацию по взаимосвязи между этим озером, рекой Амударья и Аральским морем.

Что касается регрессии в средние века, различия в интерпретации данных значительны и остаются ключевым вопросом, который необходимо исследовать дальше. Этот период с 500 г. до н.э. до 700 г. до н.э. считается фазой трансгрессии сторонниками изменений уровня воды в Аральском море вследствие изменения климата. В отличие от этого, точно доказано (на основе археологического открытия и исторических источников в частности), что в Аральском море должен быть очень

низкий уровень воды, по крайней мере, в первой половине этого периода. Мы думаем, что как антропогенная деятельность, так и длительное изменение климата вместе повлияли на изменение уровня воды в Аральском море. Мы отстаиваем эту интерпретацию, приводя следующие примеры: после разрушения, нанесенного Чингисханом в 1220 г., в то время, когда климат начал становиться более влажным, или в 16 веке, когда люди потеряли контроль над Амударьей в засушливый период (согласно выводам Сорреля и соавторов (2006, 2007)).

На рис. 2В показаны обсуждаемые здесь разногласия.

3. Изменение уровня Аральского моря и его водный баланс в настоящее время

3.1. Современный кризис Аральского моря

В начале 19 века уровень Аральского моря снизился приблизительно на 2–3 м до абсолютного уровня около 50 м над уровнем моря. За этим последовала смена повышения и снижения уровня в воды в пределах 2–3 м до 1905 г., когда он достиг 53 м (Бортник, 1999). До 1960-х гг. реки обеспечивали приток пресной воды в среднем в объеме 56 км³/год (Бортник, 1999) в Аральское море, что составляло приблизительно половину их общего стока. Этого достаточно для того, чтобы поддерживать уровень воды в озере на показателе +53 м над уровнем моря (Зенкевич, 1963). Другая половина терялась за счет испарения, подземной инфильтрации и орошения на протяжении 3000 км длины реки.

В 1960 г. Аральское море начало сильно уменьшаться вследствие роста забора воды в целях орошения и на строительство водохранилищ как по Сырдарье, так и Амударье (Голлис, 1978.; Миклин, 1988; Бортник, 1999; Гайбуллаев и соавторы, 2012). В этой аридной зоне орошение обеспечивало возможность достижения запланированных целей сельского хозяйства в Советском Союзе. Началось крупномасштабное развитие наземной инфраструктуры (оросительные каналы, водохранилища) и размер орошаемой площади увеличился с 4 млрд. га до 8 млрд. га. Что касается такого аридного озера как Арал, то водный баланс определяет равновесный уровень воды и сильно зависит от поверхностного притока воды за счет речного стока. Таким образом, небольшие изменения в этом компоненте будут значительно влиять на уровень воды, т.к. испарение остается постоянным для данных климатических условий, где количество осадков, как правило, очень небольшое и не достаточное для восполнения потерь за счет испарения.

Более того, последние несколько десятилетий были отмечены глобальными климатическими изменениями, которые могли ускорить или замедлить процесс высыхания Аральского моря. Тем или иным образом, это можно рассматривать как направление сути дебатов

касательно происхождения фаз трансгрессий и регрессий за геологический период времени (см. часть 2.2), переходящих к очень злободневному вопросу о воздействии глобальных изменений на водные ресурсы, в особенности, в бассейне Аральского моря. Тем не менее, вопрос становится более сложным за счет того факта, что высыхание Аральского моря вследствие орошения может также иметь положительное воздействие на уровень Аральского моря, т.к. оно могло изменить региональный климат (Смол и соавторы, 2001). Таким образом, мы можем рассмотреть три разные причины: орошение, изменение регионального климата и изменение глобального климата.

Изменение климата непосредственно влияет на изменение уровня Аральского моря через испарение поверхностных вод и вследствие изменения количества осадков, и косвенно через изменение речного стока вследствие роста или уменьшения количества осадков на всей территории водосборного бассейна рек Амударьи и Сырдарьи.

Измерение количества осадков непосредственно в бассейне Аральского моря велось с 1930 г. до 1984 г. Показатели количества осадков в среднем достигали 0,1 м/год \pm 0,01 м/год, в то время как среднегодовой показатель испарения, полученный с 15 станций на бывших береговых линиях, равнялся в среднем 1,1 м \pm 0,1 м (Project More, 1990, информация представлена у Леттоя и Менге, 1997). Смол и соавторы (2001) провели оценку воздействия изменения климата на Аральское море с 1960 г. по 1990 г. (на основе моделей водного баланса и испарения с поверхностных вод). Эти авторы показали, что за этот период повышение уровня испарения минус осадки составило около 0,15 м/год и поэтому соответствует усилению высыхания Аральского моря приблизительно на 15% в год за этот период. В этом исследовании они разделили непосредственные последствия глобального потепления (около 0,1 м/год) от положительной обратной связи самого процесса высыхания моря (около 0,05 м/год). Степень влияния этих явлений должна была дальше повышаться в течение последних двадцати лет, в значительной степени за счет увеличения температуры.

Совсем недавно в других статьях исследовалась роль орошения в изменении регионального климата и его воздействие на водные ресурсы, в масштабе бассейна или только в масштабе Аральского моря.

Аус Дер Бек и соавторы (2011) произвели расчеты изменений объема воды в Аральском море с и без учета забора воды на орошение и обнаружили, что объем воды должен был быть значительно больше без орошения. Они пришли к выводу, что около 14% уменьшения размеров Аральского моря происходит за счет изменения климата, что полностью соответствует результатами, представленными у Смол и соавторов (2001).

Шибую и соавторы (2007) показали, что увеличение эвапотранспирации (ЕТ) в бассейне Аральского моря вследствие

орошения и повышения температур в результате изменения климата может иметь более существенные последствия для водных ресурсов региона. Они выявили, что лишь только изменение климата за период с 1983 по 2002 гг., незначительно увеличило сток в Аральское море приблизительно на 6%, а не способствовало уменьшению его объема. Помимо этого, они показали, что орошение также способствовало увеличению ЕТ по всему бассейну Аральского моря, при этом большая часть потока водяных испарений в атмосфере переместилась в другие регионы за пределы бассейна Аральского моря. Они также заметили похолодание в данном регионе, вызванное ирригационной деятельностью.

Джарсье и соавторы (2012) продолжили это исследование, работая над прогнозом влияния изменения климата (используя анализ множества средних значений глобального изменения климата на бассейн Аральского моря и его различные гидрологические реакции по двум основным сценариям: в случае, когда изменение климата сопровождается непрерывным орошением вдоль рек для сельского хозяйства, и в случае без участия наличия такового. Их главный вывод заключается в том, что прогнозы изменения климата согласовываются со средним повышением температуры в $1,5^{\circ}$ по Цельсию в период с 2010 по 2039 гг. во всем бассейне. Они выявили, что незначительное изменение в количестве осадков или температуры приведет к значительному изменению суммарного стока рек (уменьшение стока от 5 до 15 км³/год во всем бассейне), что, следовательно, может отразиться на всем водном балансе самого Аральского моря. Более того, они показали, что если некоторые глобальные климатические модели дают прогноз об увеличении стока, то средний мультимодельный прогноз дает уменьшение стока.

Их наиболее интересный вывод касательно двойного эффекта орошения и изменения климата, заключается в том, что орошение, несомненно, повышает роль изменения климата посредством усиления изменений в эвапотранспирации (ЕТ). Например, в сценарии без учета орошения, река Сырдарья могла бы «выдержать» повышения температуры приблизительно на 50%, до получения такого же увеличения показателя ЕТ, как видно из сценария, где сохраняется орошение. Другими словами, ЕТ очень чувствительна к ирригации, которая усиливает воздействие изменения климата. Вместе (изменение климата и орошение на текущем уровне) они приведут к полному истощению общего стока по всему бассейну в течение 40 лет.

Дестоуни и соавторы (2010) показали, что глобальное изменение климата только слегка изменило показатели стока и испарения с Аральского моря и что в 2002 году сток снизился на 83% за счет забора воды для орошения, относительно условий до 1950-х гг. и увеличился лишь на 3% в связи с изменением климата. Они подтвердили результаты Шibuо и соавторов (2007) касательно сравнительно небольшого эффекта

охлаждения в результате забора воды и оросительной деятельности ($-0,6^{\circ}\text{C}$), подразумевая повышение температуры вследствие изменения климата ($+1,2^{\circ}\text{C}$). Они также подсчитали, что уменьшение Аральского моря привело к повышению средней температуры в регионе примерно на $0,5^{\circ}\text{C}$, которое компенсируется охлаждающим эффектом орошения. Этот результат, по-видимому, хорошо согласовывается с результатами Смола и соавторов (2001), которые показали, что фактор изменения климата в высыхании Аральского моря (в основном за счет увеличения прямого испарения) в два раза выше от проявления глобального изменения климата в регионе, чем от обратной реакции на уменьшение Аральского моря. Тем не менее, Дестоуни и соавторы (2010), учитывая охлаждающий эффект орошения, пришли к выводу, что общее повышение температуры над Аральским морем, вероятно, полностью связано с глобальным изменением климата, и что общее воздействие изменения климата на изменение уровня воды в Аральском море, приведенное в работе Смола и соавторов (2001), вероятно, является несколько завышенным.

Другие исследования сосредоточены на значении доли снега в стоке рек, пополняющих Аральское море, а также на наблюдении за изменением снежного покрова и ледников за последние несколько десятилетий. В частности, ледники Тянь-Шаня и Памира уменьшились до 28% с 1960 по 2000 гг. (Хромова и соавторы, 2006; Нидерер и соавторы, 2007; Кутузов и Шагеданова, 2009). Постоянное влияние таяния ледников увеличивает речной сток в бассейне Аральского моря. Тем не менее, повышение температуры в то же время ведет к уменьшению снежного покрова (Гройсман и соавторы, 1994 г.; Оберхенсли и соавторы, 2011) с последующим уменьшением речного стока. Оберхенсли и соавторы (2011) подсчитали, что с 1970 года среднегодовой размер снежного покрова уменьшился примерно на 10% и, следовательно, способствовал ускорению процесса высыхания Аральского моря.

Бортник (1999) считает, что после 1960 года изменение климата (основываясь на изменениях Р и Е) вызвало снижение уровня моря на 2,3 м за 20 лет. В действительности же, наблюдалось намного более сильное снижение уровня моря на 8 м. В данном расчете, по-видимому, несколько переоценено влияние изменения климата в отношении орошения, при сравнении работ Смола и соавторов (2001) и Оберхенсли и соавторов (2011).

Этот вопрос все еще остается очень спорным и нуждается в более точной количественной оценке изменения общего объема воды, особенно в горных районах, хотя ясно, что с 1960 года высыхание Аральского моря в большей степени было связано со значительным увеличением объема орошения (почти в два раза с 1960 года) и по Казахстану и по Узбекистану. Кроме того, самые последние исследования, проведенные по вопросу двойного влияния на Аральское море как со стороны изменения климата и орошения показали, что они не могут быть исключены при

попытке объяснить колебания уровня воды. То, что является верным для современного кризиса Аральского моря, также должно быть верным для прошлых фаз трансгрессии и регрессии. Из различных сценариев, подробно описанных в Разделе 2, очевидно, что проведенных исследования касательно связи между изменением климата и жизнедеятельностью человека не достаточно.

Первым последствием уменьшения речного стока с 1961 по 1970 гг., особенно по течению реки Амударья, было понижение уровня Аральского моря приблизительно на 0,2 м/год (Бортник, 1999). Следующее десятилетие (1970-е г) охарактеризовалось огромным увеличением забора воды, и только 17 км³/год достигали Аральского моря в сравнении с приблизительно 56 км³ до 1960 г. Следовательно, скорость снижения уровня воды была около 0,58 м/год.

1980-е годы были маловодными и впервые воды Амударьи не смогли достичь самого Аральского моря. Средний расход воды в этот период составлял около 4 км³/год (Бортник, 1999). Как следствие, в конце этого десятилетия Аральское море разделилось на два отдельных водоема: Северный Арал (или Малый Арал) и Южный Арал (или Большой Арал). Малый Арал подпитывается водами Сырдарьи, в то время как Большой Арал подпитывается водами Амударьи. На момент разделения уровень Аральского моря составлял около 40 м над уровнем моря (Аладин и соавторы, 1995). С того времени оба моря развивались по-разному. Вначале 1990-х гг. Амударья все еще питала своими водами Большое Аральское море и его дельту в объеме равном приблизительно 15 км³ в год (Жолдасова, 1999) за счет большого количества осадков, выпадавших в горах Памира в течение нескольких лет. В середине 1990-х гг. сток воды снова снизился и уровень Большого Арала в 2002 г. был на 10 м ниже, чем уровень Малого Арала. Уровень воды в Большом Аральском море до сих пор продолжает понижаться в среднем со скоростью 0,8 м/год. Вследствие стока из Сырдарьи и с меньшей поверхности Малого Арала также уравнивались и потери воды в результате испарения благодаря притоку грунтовых вод и осадкам. Из-за этого и вследствие сооружения дамбы в проливе Берга в разные эпохи уровень воды в Малом Аральском море более или менее стабилизировался на среднем уровне примерно в 40 м н.у.м., с периодическими колебаниями в связи с сезонными и межгодовыми изменениями климата. Эта дамба была разрушена и затем восстановлена в течение последних 15 лет. Аладин и соавторы (2005) показали, что за период между 1993 и 1999 гг. существование дамбы в какой-то мере способствовало восстановлению Малого Арала. Они подсчитали, отталкиваясь от водного баланса, что за периоды отсутствия дамбы только 20% речного стока, впадавшего в дельту реки, достигло моря. Остальная часть терялась в результате испарения в дельте реки и в пустыне, подземной инфильтрации и, возможно, из-за некоторого притока в Большое Аральское море через пролив Берга. Они также

показали, что когда дамба существовала, это позволяло удерживать 80% речного стока, впадавшего через дельту Сырдарьи. Данное вычисление определило взаимосвязь между количеством воды, впадающей в дельту реки Сырдарья, и уровнем воды в Малом Аральском море (*Алладин и соавторы, 2005*).

Различия в гидрологических режимах двух рек, таким образом, привели к стабилизации уровня Малого Арала, в то время как Большой Арал продолжал высыхать и уровень минерализации в нем продолжать расти. Все вышеописанное было широко задокументировано в нескольких статьях (*Миклин, 1988; Алладин и соавторы, 1995; Бортник, 1999; Гланц, 1999; Леттоль и Честерикоф, 1999; Смол и соавторы, 2001; Алладин и соавторы, 2005; Крето и соавторы, 2005; Коураев и соавторы, 2009*).

В начале 19-го века начались первые систематические измерения уровня Аральского моря и в 1940 году уже функционировали 6-10 наземных измерительных станций (*Бортник, 1999*). В середине 1990-х гг. ни одна из станций больше не функционировала. С этого времени уровень воды в Аральском море рассчитывался на основе спутниковых измерений, при помощи радиолокационных высотомеров и посредством оптических спутниковых снимков поверхности моря. Процесс изменения уровня Аральского моря за последние 15-20 лет посредством радиолокационной альтиметрии описан в нескольких статьях по Большому Аралу (*Крето и соавторы, 2005, 2009; Кураев и соавторы, 2009*) и Малому Аралу (*Алладин и соавторы, 2005 г.; Кураев и соавторы, 2009*). С 1992 г. по сегодняшний день при помощи альтиметров T/P, Jason-1, Jason-2, GFO и Envisat стало возможным точно измерять изменения уровня воды в Большом и Малом Арале. Уровень Большого Арала достиг низкой отметки 2008 г. в +29 м (*Крето и соавторы, 2009*). В этой статье авторы попытались вычислить водный баланс обоих водоемов, чтобы определить некоторые неизвестные параметры, такие как выклинивание подземных вод.

3.2. Водный баланс Аральского моря в наше время

Объем воды, содержащейся в озере, будет меняться со временем с изменением гидрологического баланса. По неизменному климатическому сценарию касательно вопроса объема воды будет наблюдаться тенденция к достижению равновесного уровня за данный промежуток времени, демонстрируя идеальный баланс между притоком и оттоком (*Масон и соавторы, 1994*). Озера и водоемы, таким образом, показывают сезонные изменения в площади поверхности и уровня воды в результате пропорциональных изменений в количестве осадков и показателях испарения. Оценка баланса воды в озере может, следовательно, помочь улучшить знания о региональном и глобальном

изменении климата и позволяет определить количественные показатели человеческой нагрузки на водные ресурсы на всех континентах.

Интенсивность выпадения осадков (P)³ по Аральскому морю довольно низкая (меньше 0,2 м/год) по сравнению с испарением (E), интенсивность процесса которого колеблется от 1 до 1,2 м/год (Смол и соавторы, 1999, 2001). Испарение минус осадки по Большому Аральскому морю представляли собой потери в размере 25-30 м³/год в течение последнего десятилетия, в то время как приток воды из Амударьи варьировал в пределах от 0 до 15 км³/год в 1990-х гг. Таким образом, дефицит водоснабжения в последнее десятилетие 20-го века достиг 10-15 км³/год в зависимости от года, а Большой Арал продолжает высыхать, т.к. до сих пор не достигнут равновесный уровень. После отделения от Большого Арала уровень воды в Малом Арале начал подниматься до отметки положительного водного баланса, и в результате часть вод Малого Арала начала с южной стороны впадать в Большой Арал. Данный отток происходил в центральной части пролива Берга, в котором ранее (в 1980-х г) были произведены дноуглубительные работы для облегчения судоходства между северным и южным бассейнами. Течение в южном направлении вначале было медленным, но увеличилось из-за того, что уровень воды в Большом Арале продолжал падать. Когда уровень воды в Большом Арале упал до 37 м, разница уровней воды между двумя водоемами достигла 3 м и переток достиг показателя 100 м³/с (Аладин и соавторы, 1995). Этот канал был перекрыт летом 1992 года и переток прекратился. За последующие несколько лет дамба в проливе Берга была частично разрушена паводками и восстанавливалась несколько раз (Крето и соавторы, 2005). В апреле 1999 г. дамба была полностью разрушена и воды Малого Арала снова потекли в южном направлении. В 2005 году при поддержке Всемирного банка и Правительства Казахстана была возведена новая дамба. Эта дамба до сих пор функционирует и это позволило увеличить уровень воды в Малом Арале приблизительно на 2 м с регулированием уровня воды посредством сезонных попусков воды (весной) в пролив Берга.

В нескольких публикациях сообщалось об исследованиях водного баланса Аральского моря. Смол и соавторы (1999) решили уравнение водного баланса при помощи региональной модели озера и получили значений E-P (с учетом сезонных, но не межгодовых изменений) вплоть до 1990 года. Смол и соавторы (2001) также оценили влияние E и P на понижение уровня воды в Аральском Море до 1990 года и отделили антропогенные и климатические факторы. Бендун и Ренард (2003) разработали модель испарения воды для Большого Арала, исходя из уравнения Пенмана, и использовали уравнение баланса водной массы

³ Оба условия (E и P), рассматриваемые здесь, действительны только для Аральского моря и отличаются от P и ET (эвапотранспирация) для всего бассейна Аральского моря.

для подсчета межгодового притока подземных вод в Большой Арал до 1990 года. Они показали, что данный вклад в баланс водной массы имеет высокую степень изменчивости (от 1 км³/год до 15 км³/год), а его среднее значение равно 8 км³/год. Они также показали, что потенциальный источник подземных вод может возникать только из дельтовых равнин.⁴ (Джарсьё и Дестоуни, 2004) также подсчитали объем выклинивания подземных вод при помощи уравнения баланса водных масс и различных сценариев по интенсивности испарения и выпадения осадков. Они пришли к выводу, что подземные воды стали составлять один из основных компонентов гидрологического бюджета Аральского моря, с годовыми значениями, варьирующими от 5 до 30 км³ в зависимости от сценария. Совсем недавно Алексеева и соавторы (2009) подсчитали, что объем подземных вод должен изменяться в пределах от 2 до 7 км³/год, с увеличением объема разгрузки подземных вод примерно на 0,013 км³/год за счет роста гидравлического градиента по отношению к падению уровня Аральского моря. Их расчеты были сделаны на период 1979-1994 гг. с учетом различных предположений, связанных с разными компонентами уравнения водного баланса Аральского моря. Эти результаты также подтверждают исследования, проведенные Оберхёнсли и соавторами (2009), которые определили приток подземных вод посредством проведения изотопного анализа кислорода и водорода, на основе вертикальных профилей озера, собранных в Восточном и Западном бассейне Аральского моря, а также в проливе Куланды который соединяет оба бассейна. Тем не менее, их исследование не предоставляет количественную оценку этого дополнительного притока воды в Аральское море, но в заключение своей статьи говорят: «сток грунтовых вод достиг состояния, когда он соответствует резервуарам грунтовых вод и водному балансу большого Аральского моря».

Согласно предыдущим исследованиям (Сыдыков и Джакелов, 1985; Глазовский, 1990) компонент грунтовых вод водного баланса Аральского моря должен быть крайне незначительным и не превышать 1 км³/год. Но после снижения уровня воды Аральского моря потоки из глубоко расположенного водоносного горизонта к неглубоко залегающему водоносному горизонту могли увеличиться в связи с более низким давлением воды на дне озера (Оберхёнсли и соавторы, 2009).

Проблема большинства исследований по изучению водного баланса Аральского моря заключаются в том, что в течение нескольких десятилетий не велись непрерывные наблюдения за уровнем воды, а те имеющиеся скудные данные являются обрывочными или данные вообще отсутствуют. Из-за того что не может быть достоверно определен исторический объем Аральского моря, есть большие неточности в уравнении водного баланса, из-за чего надежность результатов

⁴ Далее мы не делаем никаких предположений по происхождению подземных вод, которые могут возникать из различных частей бассейна, включая глубоко залегающие подземные воды

пострадала. С использованием спутниковой альтиметрии в настоящее время стало возможным наблюдать изменения уровня крупных континентальных водоемов (Биркетт, 1995; Казенав и соавторы, 1997; Крето и Биркетт, 2006) с высокой точностью до 3-4 см для озера размером с Аральское море (Кретаукс и соавторы, 2011).

Используя комбинацию точных цифровых батиметрических карт (DBM) бассейна при изменении уровня, полученного на основе альтиметрии, Крето и соавторы (2005) рассчитали результирующее изменение объема Большого Аральского моря за период 1993-2004 гг. Они показали, что показатель уменьшения объема озера, согласно измерениям при помощи T / P, GFO и Jason, меньше, чем тот же самый показатель, выводящийся из изучения гидрологического бюджета. В обоих методах есть ошибки, но был предположен дополнительный положительный приток воды в Большой Арал равный 5 км³/год +/- 3 (за счет притока грунтовых вод или из-за ошибок в водном балансе), чтобы сделать их логически последовательными (Крето и соавторы, 2005). Это хорошо согласуется с исследованиями, упомянутыми выше, касательно возможности значительного выклинивания грунтовых вод в Аральское море.

3.3. Новый водный баланс Аральского моря на основе совместного использования спутниковых и полевых данных наблюдения

Космические технологии широко используются в течение последних десяти лет для всемирного мониторинга водной поверхности и они показали свою способность проведения мониторинга компонентов гидрологического цикла и водного баланса в масштабе региона и во времени от месяцев до десятилетий. Радиоальтиметрия была разработана для исследования океана и открыла новую эру в наблюдении за озерами, реками и водоемами. Последние миссии спутниковой альтиметрии (T/P, Jason-1/2, Envisat, ERS-1 и ERS-2) позволили измерять изменения уровня внутренних морей с большой точностью, что может быть использовано для определения балансов водных масс.

Спутниковые снимки от низкого до высокого разрешения (от 1 км до нескольких метров) предлагают полезный инструмент для мониторинга площади поверхности акваторий озер и пойм. Данные MODIS, к примеру, предоставляют показатели площадей поверхности акваторий с 2000 по 2012 гг. каждые 8 дней, с пространственным разрешением в 500 м. Эти данные были использованы для создания пространственно-временного ряда Аральского моря и озер и водно-болотных угодий в дельтах рек Амударья и Сырдарья, где проводились точные измерения акватории.

Методика спутниковой альтиметрии была разработана в начале 1970-х годов с запуском Seasat (1978). Измерение уровня воды с использованием спутниковой альтиметрии было разработано и оптимизировано для исследований в открытом океане (Фу и Казенав, 2001). Тем не менее, за последние 15 лет были опубликованы многочисленные исследования по континентальной гидрологии с использованием спутниковой альтиметрии озер (Биркетт, 1995; Крето и Биркетт, 2006; Свенсон и Вар, 2009; Абарка и соавторы, 2012; Крето и соавторы, 2011).

Для понимания преимуществ использования техники радиоальтиметрии для исследования современного Аральского моря мы построили модель изменения уровня воды Малого и Большого Арала, исходя из всех имеющихся данных: полевых и радиоальтиметрии с 1950 по 2010 гг. Заметьте, что полевые инструменты для измерения уровня Аральского моря использовались до конца 20-го века. Таким образом, с 1992 по 2000 гг. мы можем сравнить результаты, полученные при помощи радиоальтиметрии с результатами, замеренными в поле (рис. 3). Во-первых, это подтверждает качество альтиметрических расчетов и гарантирует ее использование для мониторинга изменения уровня воды Аральского моря, особенно за последние 10 лет, когда не имелись данные с поля. Другие последние исследования, используя альтиметрию для озер такого же размера, как и Аральское море, показали очень высокую точность порядка 3-4 см (Крето и соавторы, 2011; Рико и соавторы, 2012). При изменении площади поверхности Аральского моря от 13 000 км² в середине 2005 г. до 6000 км² в конце 2011 г. сопутствующая погрешность в определении объема воды составляет от 0,3 до 0,65 км³.

Самые последние данные альтиметрии были проанализированы в LEGOS. Пользу нам принесли спутники Envisat (миссия Европейского Космического Агентства) и Jason-2 (миссии NASA/CNES) над несколькими водоемами в бассейне Аральского моря: Малый Арал, водохранилища в дельтах рек Амударья и Сырдарья, залива Тщebas, западная и восточная части Большого Арала (рис. 1А). Мы также использовали данные, доступные онлайн из проекта CAWater-Info (www.cawater-info.net), в основном по стоку рек на Кызылджаре и Казалинске (гидропостов, расположенных соответственно на входе дельт рек Амударья и Сырдарья), а также некоторые данные по количеству осадков и площади поверхности водохранилищ в дельте Амударья. Ежемесячный сток реки Сырдарья в дельту показан на рис. 4. На рисунке показаны большие межгодовые колебания на период с 1992 по 2010 года. Такого же рода данные были получены по Амударье на входе дельты (рис. 5).

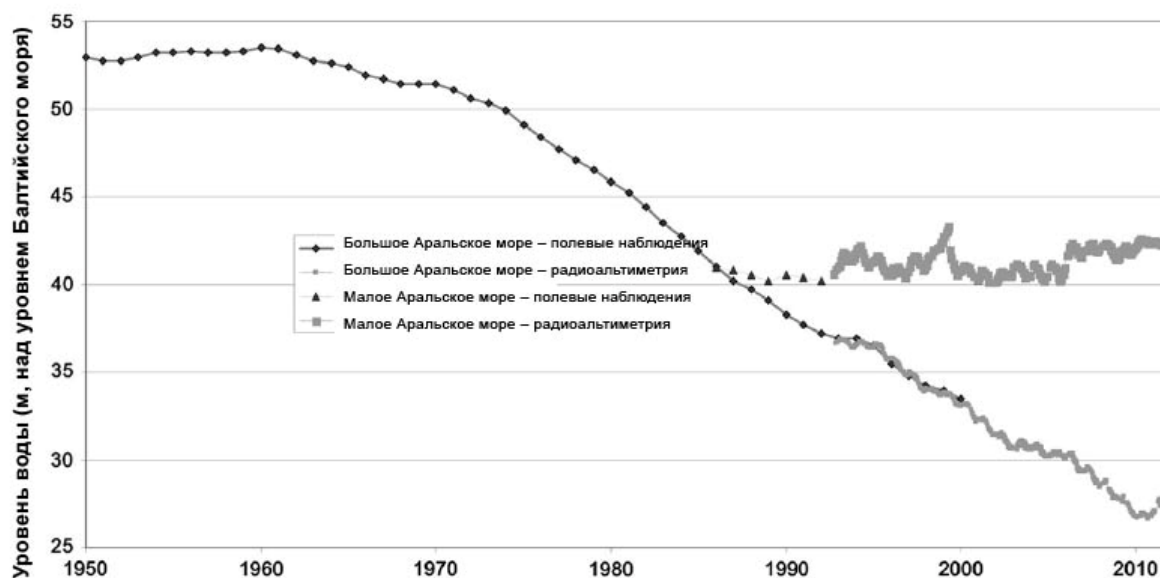


Рис. 3. Изменения уровня воды в Аральском море, с 1950 по 2010 гг., полученные на основе полевых измерений до 2000 г. и спутниковой альтиметрии с 1992 по 2010 гг. После 1989 г. уровень воды в Большом и Малом Аральском море дается отдельно

Дальнейшее вычисление водного баланса Аральского моря очень чувствительно к недостоверности данных по расходу воды для данных двух рек. Тем не менее, отсутствуют стандартные погрешности, предоставленные по базе данных портала CAWater-Info, связанные со стоком рек. Мы можем предположить, что они были оценены на основе откалиброванных исторических соотношений, рассматриваемых как кривые расходов, а также уровня воды, измеренного на гидрологических станциях.

Несмотря на это, кривые расходов также подвергаются различным видам погрешностей. Для резюмирования в теории есть уникальная взаимосвязь между уровнем воды и стоком, но в естественных речных системах множество различных факторов может повлиять и изменить эту взаимосвязь. На практике, очень сложно получить единственную правильную формулу для полного ряда показателей по уровню воды и стоку. Леон и соавторы (2006) установили, что погрешности кривых расходов по реке Рио-Негро (в бассейне Амазонки) могут достигать почти 20% от абсолютного расхода воды реки. Бассейн Амазонки является сложным случаем из-за очень сложной речной системы, и мы предполагаем, что здесь представлена максимальная погрешность. Мы применили ее для значений, предоставленных порталом CAWater-Info, для Амударьи и Сырдарьи.

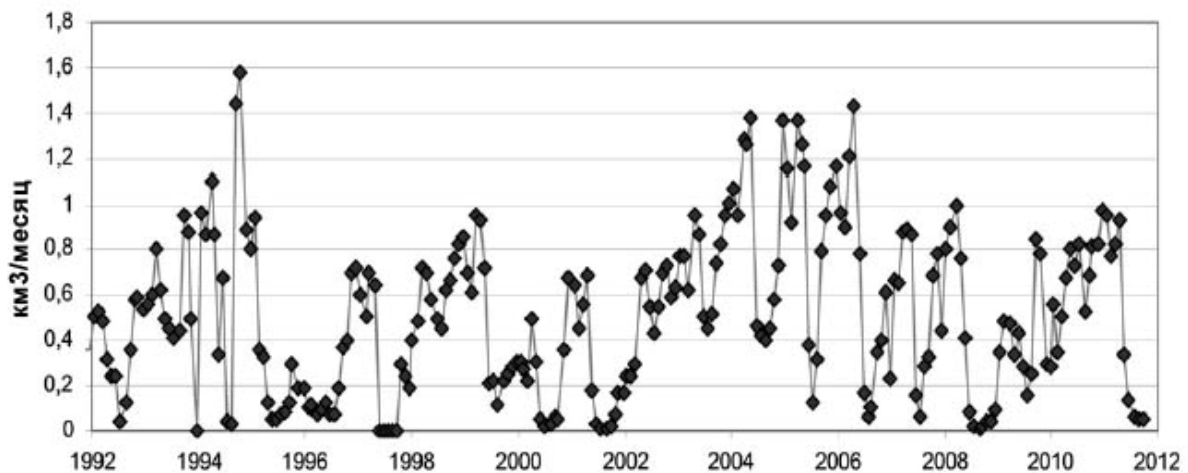


Рис. 4. Ежемесячный сток реки Сырдарья (км^3) на станции Казалинск. Казалинск расположен почти в 50 км от устья реки на входе в дельту. Данные предоставлены проектом CAREWIB на портале www.cawater-info.net

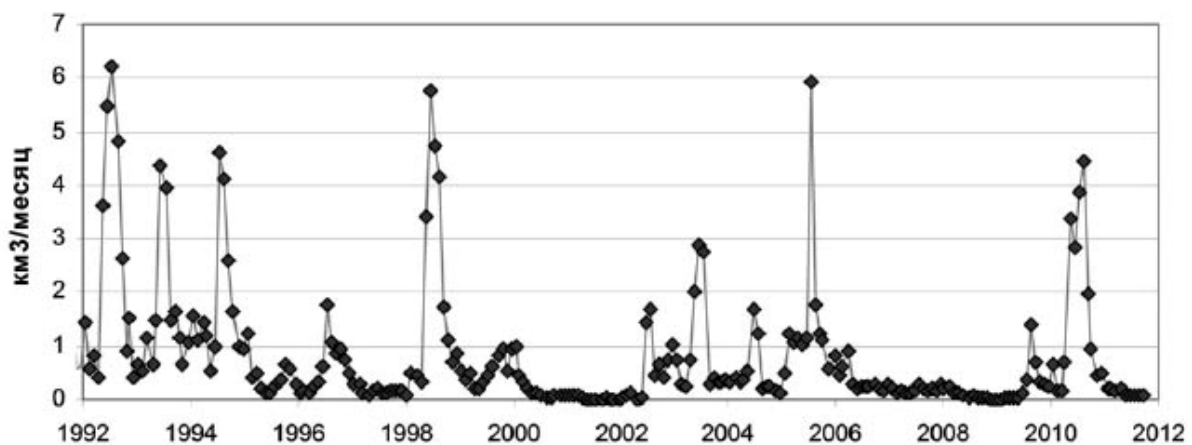


Рис. 5. Ежемесячный сток реки Амударья (км^3) на станции Кызылжар, расположенной в 50 км от устья реки на входе в дельту. Также как и по Сырдарье, данные также предоставлены проектом CAREWIB на портале www.cawater-info.net

Для решения вопроса касательно суммарного объема воды, поступающей в Малый и Большой Арал из рек, мы подсчитали водный баланс для каждой из них, а также для водоемов в дельте и пролива Тщebas. Данные расчеты были сделаны на период с сентября 2005 г. (сразу после возведения дамбы Кокарал) до конца 2010 года (период последних данных, полученных от Envisat). На рис. 6А и Б показаны колебания уровня воды в Малом Арале и заливе Тщebas. Колебания уровня воды в Малом Арале являлись следствием изменчивости речного стока и количества атмосферных осадков в зависимости от сезона и последовательности периодов с момента возведения дамбы в проливе

Берга (к примеру, в период с 1997 и 1999 гг. или с 2005 года) и периодов, когда дамба была выведена из строя в межгодовом разрезе времени. Залив Тщebas уменьшался практически непрерывно с 2002 года, как показано на рис. 6Б. Те же расчеты были сделаны для основных водохранилищ в дельтах рек Амударья и Сырдарья. Мы использовали инструменты Modis для мониторинга изменений площади водной поверхности для каждого из этих водоемов с целью преобразования изменений уровня воды в единицы объема.

В результате, мы подсчитали потерю воды для каждой из дельт на основе данных со станций в Аральском море (соответственно Большой и Малый Арал). Потери составили от 3 до 40% в дельте реки Амударья (из одного года в другой, с 2005 до 2010 г). Уровень оставшегося годового стока в Большой Арал составлял от 1 км³ (2009) до 16 км³ (2010), ведущий к высокому межгодовому водному балансу. Тем не менее, объем водозабора в дельте Амударья, на основе наших расчетов, является относительно постоянным из года в год, при среднем значении около 1 + / - 0,2 км³/год. В дельте реки Сырдарья потери воды в водохранилищах не превышали 0,7 +/- 0,1 км³/год. Для Малого Арала мы подсчитали ежегодный расход через пролив Берга, когда с дамбы идут попуски излишков воды в Малый Арал, а затем мы убрали попуск воды в залив Тщebas и испарения воды в проливе Берга. Результирующий расход учитывает водный баланс Большого Арала: данное значение колеблется от 0 до 2,6 км³/год из года в год.

Затем мы подсчитали водный баланс Большого Арала, решив уравнение:

$$dV/dt = (P(t) - E(t))*S(t) + R_{ad} + R_b + G_w + \delta \quad (5)$$

где dV/dT - изменение объема с течением времени, $P(t)$ представляет интенсивность осадков над Аральским морем, $E(T)$ является интенсивностью испарения, а $S(T)$ - общая площадь поверхности воды Аральского моря (в том числе Западные и Восточные бассейны) в момент времени t . R_{ad} и R_b - ежемесячный сток из дельты Амударья и пролива Берга соответственно, рассчитываемых на основе водного баланса дельт рек Амударья, Сырдарья и Малого Арала, как объяснялось выше. G_w является компонентом подземных вод, который будет рассчитан путем решения уравнения водного баланса и с учетом всех известных параметров и δ , остающейся недостоверной в уравнении водного баланса.

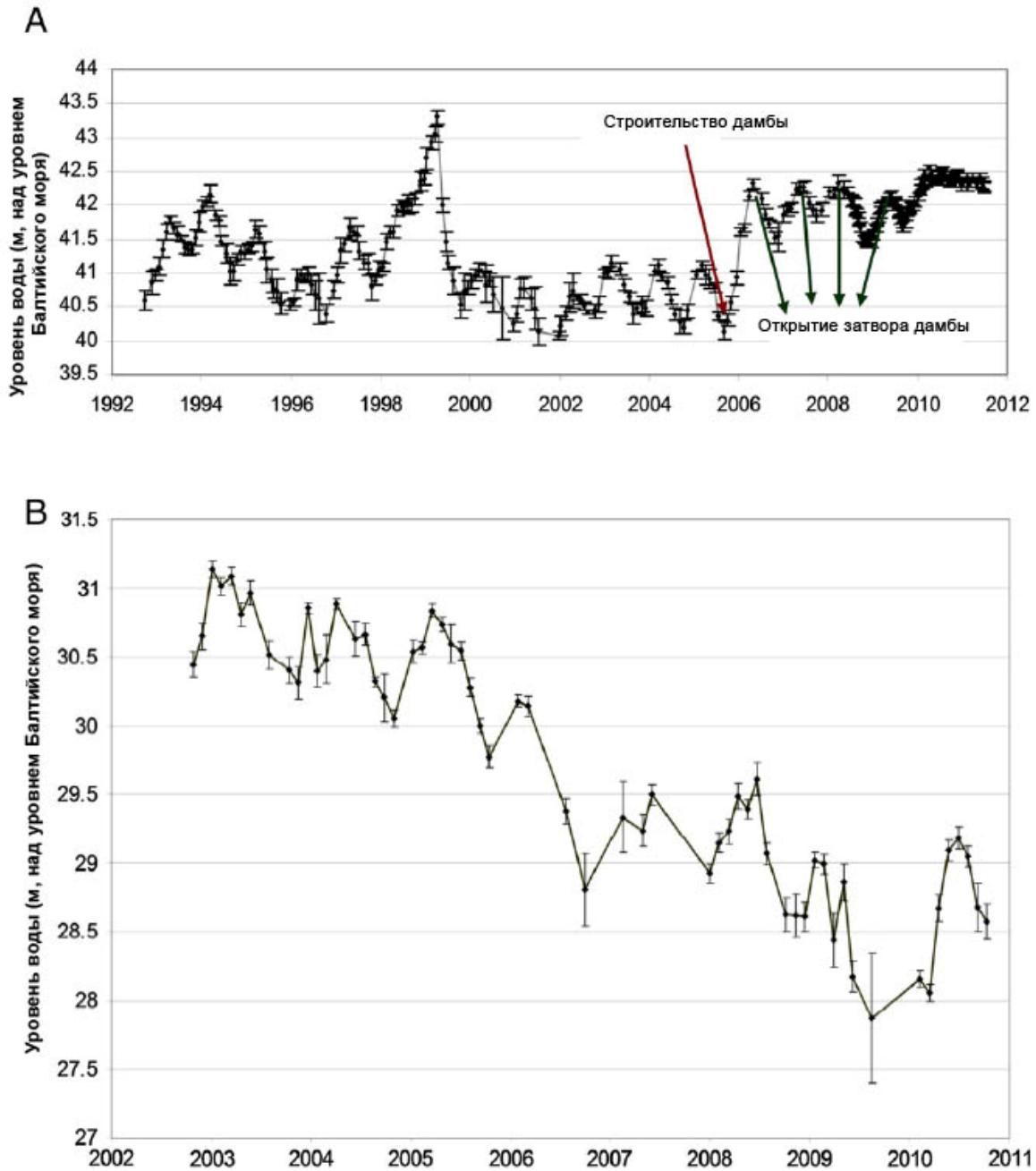


Рис. 6. (А) Изменения уровня воды в Малом Арале, полученные на основе обработки множества спутниковых данных (Envisat, T/P, Jason-1 и Jason-2). (В) Изменения уровня воды в заливе Тщетбас на основе спутниковых данных Envisat. Планки погрешностей соответствуют стандартному отклонению данных альтиметрии, рассчитанных для каждого цикла по водоемам

Данные по осадкам были взяты из усредненных ежемесячных полевых данных, собранных в ходе реализации проекта CAREWIB, которые заканчиваются началом 2000 года. В среднем, количество осадков в регионе составляет 0,13 м/год. Из других источников, таких как продукты GPCP или спутниковых данных (TRMM), количество осадков

больше, но целом различные исследования (Крето и соавторы, 2005) сходятся приблизительно к 0,13-0,14 м/год. Мы использовали данные TRMM для моделирования среднего годового количества осадков в целях проведения более точного учета последовательности многоводных и маловодных лет за период наблюдений (например, в 2010 году наблюдалось 30% избыток воды). Что касается E , то мы использовали оценки, данные Бендуном и Ренардом (2003) и Гаскоином (Gascoïn) и Ренардом (2005), которые учли увеличения минерализации Аральского моря, что приводит к уменьшению значения E . $S(t)$ выводится из данных альтиметрии и батиметрии дна Аральского моря.

Исходя из данного исследования, мы не нашли каких-либо доказательств притока грунтовых вод, как показано на рис. 7. На нем показаны изменения объема Большого Арала в двух случаях: на основе радиоальтиметрии и из уравнения водного баланса с учетом дополнительных грунтовых вод в объеме 0,5 км³/год, который является откорректированным значением для закрытия водного баланса Большого Арала.

Так как неопределенность в отношении интенсивности испарения и выпадения осадков может быть в районе 10%, мы произвели несколько небольших изменений в компоненте $E-P$ уравнения водного баланса, но это не так сильно поменяло итог. На самом деле, поверхность Аральского моря так сильно уменьшилась за последние 10 лет, что и влияние этих компонентов на водный баланс также уменьшилось. В настоящее время уровень $E-P$ колеблется между 6 и 6,5 км³, если учитывать, что есть неопределенность в 10% по значениям $E-P$. Водный баланс в двух дельтах был также изменен (с различными предположениями по E , забору воды из рек, и P), но это оказало незначительное влияние на водный баланс в целом. Мы полагаем, что неопределенность значений по стоку рек Амударья и Сырдарья составляет 20% и является основным источником погрешностей. Было также рассмотрено стандартное отклонение в 0,6 км³/год по объему воды, исходя из радиоальтиметрии. Мы получили компонент грунтовых вод равный 0 +/- 3 км³/год, что включает в себя все источники потенциальной погрешности.

В таблице 1 обобщены данные по притоку подземных вод, взятые от разных авторов в литературе за последние 20 лет. Это показывает, что в отличие от многих современных исследований, здесь можно сделать вывод об очень незначительной доле в водном балансе грунтовых вод с незначительной погрешностью.

Данная гипотеза нуждается в дальнейшей оценке посредством гидрогеологического моделирования и более точных данных по E и P .

Будущие спутниковые миссии, запланированные космическими агентствами, помогут осуществлять дальнейший мониторинг крупных бассейнов, таких как Аральское море (Jason-3, Altika, Sentinel-2, Sentinel-3, Jason-CS, SWOT, SMAP, GRACE-FO, Proba-V и т.д.). Все эти миссии также

позволят получать длительные временные ряды по различным параметрам, необходимым для проведения количественной оценки водного баланса в масштабах бассейна Аральского моря. Мы уже показали здесь, что вопросы, связанные с потенциальным притоком грунтовых вод в Аральское море, могут быть решены посредством спутниковых измерений. Проведение оценки гидрологического цикла в регионе с высоким пространственным и временным разрешением за десятилетия будет возможным в ближайшем будущем, с новыми неожиданными результатами по функционированию гидрологических систем, таких как Аральское море. Вполне вероятно, что оставшиеся вопросы о прошлой истории водоемов смогут найти новые ответы на основе изучения их эволюции в настоящем. Одним условием для достижения этой цели является наличие точных долгосрочных данных от систем со многими датчиками.

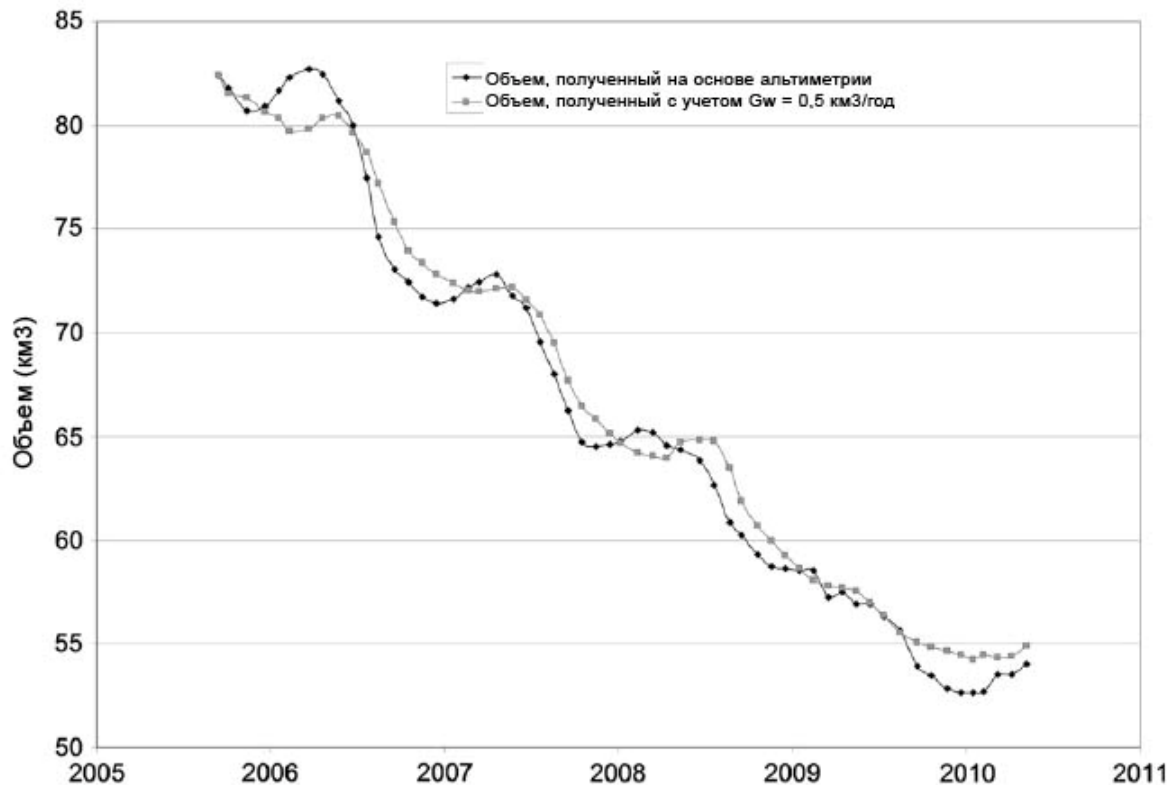


Рис. 7. Оценка водного баланса Большого Аральского моря, полученная на основе данных альтиметрии и полевых данных. Обе кривые соотнесены без какой-либо необходимости в дополнительном притоке воды. Это показывает, что вероятно отсутствует значительный приток грунтовых вод в Аральское море (с неопределенностью $3 \text{ км}^3/\text{год}$), что противоречит предыдущим публикациям других авторов за последние несколько лет, включая нас Крето и соавторов (2005).

Таблица 1

Подземные воды из различных источников

Автор	G _w (км ³ /год)
Сыдыков и Джакелов (1985) и Глазовский (1990)	< 1
Бендун и Ренард (2003)	от 1 до 15
Джарсьё и Дестоуни (2004)	от 5 до 30
Крето и соавторы (2005)	от 2 до 8
Алексеева и соавторы (2009)	от 2 до 7
Данное исследование	0 +/- 3

4. Заключение

Установление истории колебаний уровня воды в Аральском море от геологических времен до наших дней является сложной задачей наряду с несколькими вопросами, остающимися на стадии обсуждений: каковы причины и хронология последовательности эпизодов регрессии и трансгрессии за последние 5000 лет? Каков точный вклад изменения климата по отношению к орошению в процесс современного Аральского кризиса? Какова доля грунтовых вод в балансе Аральского моря за последние несколько лет? В этой статье мы показали посредством обзора большого количества литературы за последние 50 лет, что понимание изменчивости уровня воды Аральского моря с момента последнего таяния ледников возможно с использованием сравнительных методологий, подразумевающих индикаторы и научные дисциплины различной природы (расположение археологических поселений и их возраст, осадочный керн, палеоклиматологические показатели, исторические архивы, тектонические и геоморфологические особенности бассейна Аральского моря и космические технологии).

Многие авторы предполагают, что кроме последних 50 лет палеолимнология Аральского моря в основном регулируется за счет изменения климата и в меньшей степени за счет человеческой деятельности, в то время как другие убеждены в обратном. Мультидисциплинарный подход, в том числе перекрестной проверки результатов, наряду с простой гидрологической моделью озер позволяет лучше оценить относительную роль изменения климата и человеческой деятельности. Мы использовали результаты по современному кризису Аральского моря, чтобы показать, что роль изменения климата не бинарна. Она может усиливаться за счет оросительной деятельности (на 15% больше или меньше в зависимости от авторов), и наоборот,

орошительная деятельность может увеличиваться в результате изменения климата (сухой холодный климат может способствовать орошению).

Мы подчеркнули тот факт, что такие технологии, как дистанционное зондирование являются достаточно развитыми, чтобы дополнять полевые приборы или даже заменить их, если они отсутствуют, и предоставлять данные для моделей. Это станет бесценным источником информации для мониторинга изменения континентального запаса водных ресурсов. Результаты, касающиеся текущего баланса воды Аральского моря, также являются хорошими индикаторами для выработки сценариев прошлых изменений (*Крето и соавторы, 2009*).

Количественная оценка возможных компонентов грунтовых вод водного баланса была выполнена благодаря спутниковым данным и наши результаты показывают значение, близкое к 0 +/- 3 км³/год (рис. 7).

Ситуация с доступом к полевым данным улучшилась за последние несколько лет по бассейну Аральского моря, благодаря проекту CAREWIB, обеспечивающему данные по рекам, погодные параметры или информацию по использованию водных ресурсов для орошения. Другие параметры, такие как количество осадков, снежный покров или общий объем запасов воды (*Гюнтер, 2008*), могут быть получены посредством спутниковых измерений. Температура поверхности озера или земли, которые являются фундаментальными параметрами для оценки E и ET, также теперь доступны из спутниковых данных (MODIS, ATSR, AVHRR). Все вместе это позволит лучше понять гидрологию современного бассейна Аральского моря и его возможного будущего в рамках изменения климата и стресса со стороны человеческой деятельности. Таким образом, будет обеспечена новая система для ученых, заинтересованных в гидрологической истории Аральского моря в прошлом.

Благодарность

Авторы выражают признательность СТОИ в Legos за предоставление данных по измерению высоты в стандартной и практичной форме. Мы также выражаем признательность проекту SAWATER за предоставление полевых данных по текущим гидрометеорологическим данным бассейна Аральского моря.

Литература

Abarca Del Rio, R., Crétaux, J.-F., Berge-Nguyen, M., Maisongrande, P., 2012. Does Lake Titicaca still control the Lake Poopó system water levels? An investigation using satellite altimetry and MODIS data (2000–2009). *Remote Sensing Letters* 3, 6–8.

- Aladin, N.V., Plotnikov, I.S., Potts, W.T.W., 1995. The Aral Sea desiccation and possible ways of rehabilitating and conserving its northern part. *Environmetrics* 6, 17–29.
- Aladin, N.V., Cretaux, J.-F., Plotnikov, I.S., Kouraev, A.V., Smurov, A.O., Cazenave, A., Egorov, A.N., Papa, F., 2005. Modern hydro-biological state of the Small Aral Sea. *Environmetrics* 6 (4), 375–392.
- Alexseeva, I., Jarjsö, J., Schrum, C., Destouni, G., 2009. Reproducing the Aral Sea water budget and sea–groundwater dynamics between 1979 and 1993 using a coupled 3-D sea-ice-groundwater model. *Journal of Marine Systems* 76, 296–309.
- Андрионов Б.В., 1969 г. Древние системы орошения в зоне Приаралья. Издательство Наук, Москва. 255 сс.
- Arkhipov, S.A., 1986. Glaciation of Siberia and North-East USSR. *Quaternary Science Reviews* 5, 463–474.
- Aus Der Beck, T., Voss, F., Flörke, M., 2011. Modelling the impact of global change on the hydrological system of the Aral Sea basin. *Physics and Chemistry of the Earth* 36 (13), 684–695. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2011.03.004>.
- Austin, P., Mackay, A., Palagushkina, O., Leng, M., 2007. A high resolution diatom-inferred palaeoconductivity and lake level record of the Aral Sea for the last 1600 yr. *Quaternary Research* 67, 383–393.
- Babur Name (the book of Babur), 1530. Trans. in French by JL Bacque-Grammont (1980). UNESCO, Paris, p. 2 (chap. 1, (in French)).
- Benduhn, F., Renard, P., 2003. A dynamic model of the Aral Sea water and salt balance. *Journal of Marine Systems* 47, 35–50.
- Birkett, S., 1995. Contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research* 100 (C12), 25,179–25,204.
- Boomer, Aladin, N.V., Plotnikov, I.S., Whatley, R., 2000. The palaeolimnology of the Aral Sea: a review. *Quaternary Science Reviews* 19, 1259–1278.
- Boomer, I., Wünnemann, B., Mackay, A.W., Austin, P., Sorrel, P., Reinhardt, C., Kayser, D., Guichard, F., Fontugne, M., 2009. Advances in understanding the late Holocene history of the Aral Sea region. *Quaternary International* 194, 79–90.
- Boroffka, N.G.O., 2010. Archaeology and its relevance to climate and water level change: a review. *The Handbook of Environmental Chemistry* 7, 283–3030. http://dx.doi.org/10.1007/698_2009_1.
- Boroffka, N.G.O., Oberhänsli, H., Sorrel, P., Demory, F., Reinhardt, C., Wünnemann, B., Alimov, K., Baratov, S., Rakhimov, K., Saparov, N., Shirinov, T., Krivonogov, K., Röhl, U., 2006. Archaeology and climate: settlement and lake-level changes at the Aral Sea. *Geoarchaeology* 21 (7), 721–734.
- Bortnik, V.N., 1999. Alteration of water level and salinity of the Aral Sea. *Creeping Environmental Problems and Sustainable Development in the Aral Sea Basin*. Cambridge University Press 47–65.
- Бродская Л.К., 1956 г. Осадки и формирование отложений в Аральском море. Издательство Академии наук СССР 115, 7.

- Cazenave, A., Bonnefond, P., Dominh, K., 1997. Caspian Sea level from Topex/Poseidon altimetry: level now falling. *Geophysical Research Letters* 24, 881–884.
- Cretaux, J.-F., Birkett, C., 2006. Lake studies from satellite radar altimetry. *Comptes Rendus Geosciences* 338, 1098–1112.
- Cretaux, J.-F., Kouraev, A.K., Papa, F., Bergé-Nguyen, M., Cazenave, A., Aladin, N.V., Plotnikov, I.S., 2005. Water balance of the Big Aral Sea from satellite remote sensing and in situ observations. *Journal of Great Lakes Research* 31, 4.
- Cretaux, J.-F., Letolle, R., Calmant, S., 2009. Investigations on Aral Sea regressions from mirabilite deposits and remote sensing. *Aquatic Geochemistry*. <http://dx.doi.org/10.1007/s10498-008-9051-2>.
- Cretaux, J.-F., Jelinski, W., Calmant, S., Kouraev, A.V., Vuglinski, V., Bergé Nguyen, M., Gennero, M.-C., Nino, F., Abarca Del Rio, R., Cazenave, A., Maisongrande, P., 2011. SOLS: a lake database to monitor in near real time water level and storage variations from remote sensing data. *Advances in Space Research*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2011.01.004>.
- Destouni, G., Asokan, S.M., Jarsjö, J., 2010. Inland hydro-climatic interaction: effects of human water use on regional climate. *Geophysical Research Letters* 37. <http://dx.doi.org/10.1029/2010GL044153> L18402.
- Епифанов М.И., 1961 г. На террасах Аральского моря. Труды Союзной геологопоисковой конторы (Москва) 2, 164–170 сс.
- Esper, J., Schweingrüber, F.H., Winiger, M., 2002. 1300 years of climate history for western Central Asia inferred from tree-rings. *The Holocene* 12, 267–277.
- Федоров П.В., 1980 г. Проблемы Аральского и Каспийского морей в период голоцена. В: Андрионов Б.В., Зорин Л.В., Николаева Р.Г. (Eds.), Осцилляция осадков в регионе Аральского моря в период голоцена: Аннотация конференции, Москва, 19–22 сс.
- Fu, L.L., Cazenave, A., 2001. Satellite altimetry and Earth Science, a hand book of techniques and applications, International Geophysics Series, Vol 69. Academic press.
- Gascoïn, S., Renard, P., 2005. Modélisation du bilan hydrologique de la partie sud de la Mer d'Aral entre 1993 et 2001. *Hydrological Science Journal* 50 (6), 1119–1135 (in French).
- Gaybullaev, B., Chen, S.C., Kuo, Y.M., 2012. Large-scale desiccation of the Aral Sea due to over-exploitation after 1960. *Journal of Mountain Science* 9, 538–546. <http://dx.doi.org/10.1007/S11629-012-2273-1>.
- Gerasimov, I.P., 1931. Sur quelques formes de relief de la steppe désertique. *Izvestiya Ros Geograficheskaya Bosch TCG* 63 (4), 292–300.
- Glantz, M.H., 1999. Sustainable development and creeping environmental problems in the Aral Sea region. *Creeping Environmental Problems and Sustainable Development in the Aral Sea Basin*. Cambridge University Press 1–25.
- Глазовский Н.Ф., 1990 г. Аральский кризис. Наука, Москва.

- Gorodeshkaia, M.E., 1970. Géomorphologie de la dépression de Tougaï en relation avec le projet de transfert des eaux de l'ouest sibérien vers l'Asie Centrale. *Geomorfologia* 3, 52–61.
- Groisman, O.Y., Karl, T.R., Knigh, R.W., Stenchikov, G.L., 1994. Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the Northern Hemisphere. *Journal of Climate* 7, 1633–1656.
- Grosswald, M.G., Külhe, M., Fastook, J.L., 1994. Würm glaciation of lake Issykkul area, Tian Shan mountains: a case study in glacial history of central Asia. *GeoJournal* 33 (2/3), 273–310.
- Güntner, A., 2008. Improvement of global hydrological models using GRACE data. *Surveys in Geophysics* 29 (4–5), 375–397.
- Hollis, G.E., 1978. The falling levels of the Caspian and Aral Seas. *The Geographical Journal* 144, 62–80.
- Хондкрян С.О., 1977 г. Развитие трансгрессивных фаций в бассейне Аральского моря в период голоцена. Осцилляция осадков в регионе Аральского моря в период голоцена, сс. 1–34 (Москва).
- Jarsjö, J., Destouni, G., 2004. Groundwater discharge into the Aral Sea after 1960. *Journal of Marine Systems* 47, 109–120.
- Jarsjö, J., Asokan, S.M., Prieto, C., Bring, A., Destouni, G., 2012. Hydrological responses to climate change conditioned by historic alteration of land-use and water use. *Hydrology and Earth System Sciences* 16 (5), 1335–1347. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-16-1335-2012>.
- Кесь А.С., 1978 г. Причины изменения уровня воды в Арале в период голоцена. *Известия Академии наук СССР. Серия Географическая* 1, сс. 8–16.
- Кесь А.С., Ключанова И.А., 1999 г. Причины колебаний уровня Аральского моря в прошлом. *Серия Географическая* 25, сс. 602–612.
- Khromova, T.E., Osipova, G.B., Tsvetkov, D.N., Dyurgerov, M.B., Barry, R.G., 2006. Changes in glacier extent in the eastern Pamir, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery. *Remote Sensing of Environment* 102 (1–2), 24–32.
- Кириоухин Л.Г., Кравшоук В.Н., Федоров П.В., 1966 г. Новые результаты по террасам Аральского моря. *Известия Академии наук СССР. Серия Географическая* 1, сс. 68–72.
- Клиге Р.К., Хонг Л., Селиванов А.О., 1995 г. Режим Аральского моря в исторические времена. *Водные исследования* 23, сс. 375–380.
- Kouraev, A.V., Kostianoy, A.G., Lebedev, S.A., 2009. Recent changes of sea level and ice cover in the Aral Sea derived from satellite data (1992–2006). *Journal of Marine Systems* 76 (3), 272–286. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.03.016>.
- Krignonov, S.K., 2009. Extent of the Aral Sea drop in the Middle Age. *Doklady Earth Science* 428 (7), 1146–1150.

- Kutuzov, S., Shahgedanova, M., 2009. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatau, inner Tian Shan between the middle of the 19th century and the beginning of the 21st century. *Global and Planetary Change* 69, 59–70.
- Leon, J.G., Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M.-P., Cauhopé, M., Frappart, F., Filizola, N., Fraizy, P., 2006. Rating curves estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges. *Journal of Hydrology* 328, 481–496. <http://dx.doi.org/10.1016/J.HYDROL.2005.12.006>.
- Létolle, R., 2000. Histoire de l'Ouzboï, cours fossile de l'Amou Darya: synthese et elements nouveaux. *Studia Iranica* 29, 195–240.
- Létolle, R., 2008. La mer d'Aral. l'Harnattan Publ., Paris (315 pp.).
- Letolle, R., Chesterikoff, A., 1999. Salinity of surface waters in the Aral sea region. *International Journal of Salt Lake Research* 8, 293–306.
- Létolle, R., Mainguet, M., 1993. Aral, 357 pp., Springer France; Der Aralsee, Springer Germany.
- Létolle, R., Mainguet, M., 1997. Histoire de la mer d'Aral (Asie Centrale) depuis le dernier maximum glaciaire. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 168 (3), 387–398.
- Létolle, R., Micklin, P., Aladin, N.V., Plotnikov, I.S., 2007. Uzboy and the Aral Sea region: a hydrological approach. *Quaternary International* 173, 123–136.
- Маев Е.Г., Маева С.А., Карпитшев Ю.А., 1991 г. Аральское море в голоцене. В: Андрионов и др. (под ред.), Аральский кризис. Институт этнологии и антропологии. Академия наук СССР, сс. 76–86.
- Мамедов Э.Д., 1991 г. Модели древнего климата. В: Севастьянов Д.В. (под ред.), История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал, Ленинград, сс. 225–226.
- Mason, I.M., Guzkowska, M.A.J., Rapley, C.G., Street-Perrot, F.A., 1994. The response of lake levels and areas to climate change. *Climate Change* 27, 161–197.
- Micklin, P.P., 1988. Desiccation of the Aral Sea, a water management disaster in the Soviet Union. *Science* 241, 1170–1176.
- Micklin, P.P., 2010. The past, present, and future Aral Sea. *Lakes & Reservoirs: Research and Management*. 15, 193–213.
- Niederer, P., Bilenko, V., Ershova, N., Hurni, H., Yerokhin, S., Maselli, D., 2007. Tracing glacier wastage in the northern Tian Shan (Kyrgyzstan/Central Asia) over the last 40 years. *Climate Change* 86, 227–234.
- Nurtaev, B., 2004. Aral Sea Basin evolution: geodynamic aspect. In: Nihoul, J.C., Zavialov, P.O., Micklin, P.P. (Eds.), Dying and Dead Seas climatic versus anthropic causes. *Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop. NATO Sciences Series: IV: Earth and Environmental Sciences*, 36. Springer-Verlag, Berlin, pp. 91–97.
- Oberhänsli, H., Weise, S.M., Stanichny, S., 2009. Oxygen and hydrogen isotopic water characteristics of the Aral Sea. *Journal of Marine Systems* 76, 310–321.
- Oberhänsli, H., Novotná, K., Píšková, A., Chabrilat, S., Nourgaliev, D.K., Kurbaniyazov, A.K., Grygar, T.M., 2011. Variability in precipitation, temperature

- and river runoff in WCentral Asia during the past 2000 yrs. *Global and Planetary Change* 76, 95–104.
- Проект «Море» СССР, 1990 г. Гидрометеорология и гидрохимия водоемов СССР. Аральское море, часть VII. Публ. Гидромет, Ленинград (250 сс.).
- Reinhardt, C., Wünnemann, B., Krivonogov, S.K., 2008. Geomorphological evidence for the Late Holocene evolution and the Holocene lake level maximum of the Aral Sea. *Geomorphology* 93, 302–315.
- Ričko, M., Birkett, C.N., Carton, J.A., Cretaux, J.-F., 2012. Intercomparison and validation of continental water level products derived from satellite radar altimetry. *Journal of Applied Remote Sensing* 6. <http://dx.doi.org/10.1117/1.JRS.6.061710>.
- Рубанов В.И., 1977 г. Озерно-почвенное соленакопление в Узбекистане. Фан Издат, Ташкент (160 сс.).
- Рубанов В.И., 1982 г. О прошлых растительных остатках в донных осадках Аральского моря. Доклады Академии наук 264-4, сс. 927–930.
- Рубанов В.И., 1987 г. Геология Аральского моря. Фан Издат, Ташкент (248 сс.).
- Рубанов В.И., 1994 г. Осадки современного осушения Аральского моря. Литология и полезные ископаемые, 2 17–30.
- Shibuo, Y., Jarsjö, J., Destouni, G., 2007. Hydrological responses to climate change and irrigation in the Aral Sea drainage basin. *Geophysical Research Letters* 34. <http://dx.doi.org/10.1029/31465 L21406>.
- Small, E.E., Sloan, L.C., Hostetler, S., Giorgi, F., 1999. Simulating the water balance of the Aral sea with a coupled regional climate-lake model. *Journal of Geophysical Research* 104 (D6), 6583–6602.
- Small, E.E., Giorgi, F., Sloan, L.C., Hostetler, S., 2001. The effects of desiccation and climate change on the hydrology of the Aral Sea. *Journal of Climate* 14, 300–322.
- Снитников А.В., 1983 г. Уровень влажности в разрезе века. Ленинград сс. 1-245.
- Sorrel, P., Popescu, S.-M., Head, M.J., Suc, J.-P., Klotz, S., Oberhänsli, H., 2006. Hydrographic development of the Aral Sea during the last 2000 years based on a quantitative analysis of dinoflagellate cysts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 304–327.
- Sorrel, P., Popescu, S.-M., Klotz, S., Suc, J.-P., Oberhänsli, H., 2007. Climate variability in the Aral Sea basin (Central Asia) during the late Holocene based on vegetation changes. *Quaternary Research* 67, 357–370.
- Swenson, S., Wahr, J., 2009. Monitoring the water balance of Lake Victoria, East Africa, from space. *J. Hydrol.* 370, 163–176.
- Сыдыков Ж.С., Джаkelов А.К., 1985 г. Сток грунтовых вод в Аральское море. Гидрогеологические исследования межгорных впадин. Материалы Всесоюзного гидрогеологического семинара. Изд. Илим, сс. 222–231.
- Виноградов А.В., Мамедов Е.Д., 1991 г. Аральское море в период голоцена. В: Андрионов Б.В., Глазовский Н.Ф., Левина Л.М., Тимошук Л.А. (под ред.), Аральский кризис. СССР Академия наук, Москва, сс. 66–75.

Зенкевич Л.А., 1963 г. Биология морей СССР. Изд. АН СССР, Москва.

Зенкевич Л.А., 1947 г. Отложения на дне Аральского моря. Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический 22 (4), сс. 39–60.

Zholdasova, I., 1999. Fish population as an ecosystem component and economic object in the Aral sea basin. *Creeping Environmental Problems and Sustainable Development in the Aral Sea Basin*. Cambridge University Press 204–224.

Перевод: Усманова О., Халиуллина А., Ибрагимов З.

Верстка и дизайн: Беглов И.

Подготовлено к печати
в Научно-информационном центре МКВК

Республика Узбекистан, 100 187,
г. Ташкент, массив Карасу-4, д. 11
Тел. (998 71) 265 92 95, 266 41 96
Факс (998 71) 265 27 97
Эл. почта: info@icwc-aral.uz